

**М.Д.Рукин,
Б.М.Балоян, [В.К.Хмелевской]**

**«ГЕОФИЗИКА
на службе экологов,
геологов и не только...»**

Теория и практика

Москва, 2018

УДК 625.1:658.006.012.6 (045.8)

ББК У9(2)31032.20-05

К 82

Геофизика на службе экологов, геологов и не только...: Учебное пособие /авторы: **М.Д. Рукин** – д.т.н., профессор, **Б.М. Балоян** – д.т.н., профессор, директор филиала университета «Дубна» - Непрерывного центра образования «Угреша». [**В.К.Хмелевской**] – д.г.-м.н., профессор Геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова. Под ред. проф. М.Д. Рукина и проф. Б.М. Балояна. - Москва: научное изд-во Угреша , 2018. - с.

В учебном пособии изложены физико-геологические и математические основы, принципы решения прямых и обратных задач, общие сведения о методике, аппаратуре, обработке и интерпретации результатов использования всех геофизических методов для решения инженерно-экологических и множества других задач.

Рассмотрены примеры использования каждого метода и их рационального комплекса при решении прикладных задач экологии, инженерной геологии, гидрологии и т.д.

Предназначен для студентов-экологов, геологов и не только..., а также для научных работников и аспирантов.

Рецензенты:

Э.С.Спиридонов – д.т.н., профессор, заведующий кафедрой ОТУС МГУ ПС МИИТ.

М.С.Клыков – д.т.н., профессор, Дальневосточного Института Экономики и Дальневосточного Института путей сообщения

0.0. Введение.

Земля и все ее сферы с окружающим Космосом - открытые, динамичные, нелинейные системы, тесно связанные между собой. Эволюция Вселенной, в том числе Солнца, Земли и других планет Солнечной системы, связана циклическим обменом вещества, энергии, информации между биосферой и Космосом.

Геофизические методы исследования земной коры – научный раздел геологии, используемый для изучения: а) континентальной коры от поверхности земли до глубин 35-70 км; б) океанической коры - от 5 до 10 км под дном морей и океанов; в) гидросферы и биосферы, г) физики атмосферы и Космоса.

Прикладная геофизика изучает изменение естественных и искусственных физических полей земли и околоземного пространства с помощью специальной геофизической аппаратуры.

Геофизика находится на стыке наук: астрономии, физики, математики, географии, геологии, химии, экологии. Широко использует достижения космонавтики, геодинамики, информатики, электроники, автоматики.

При конструировании геофизической аппаратуры привлекаются инженерные кадры смежных научных направлений: механики, электроники, автоматики, специалисты вычислительной техники, стеклотрубы и т.д. Через каждые 5-10 лет происходит обновление геофизической аппаратуры.

Исследует глубинные структуры земной коры на суше и в океанах, полезные ископаемые в осадочном чехле и на больших глубинах.

Цель использования прикладной геофизики состоит в восстановлении строения, состава, истории развития объектов земной коры на основе косвенной информации о физических полях. Отличается от курса «Физика Земли», в котором изучают астеносферу - до 400 км, мантию - до 2900 км, ядро внешнее - до 5100 км, ядро внутреннее - до центра Земли.

Научно-прикладные разделы геофизики: а) геофизика воздушной оболочки – изучение атмосферы, метеорологии, климатологии, космоса, в) геофизика водной оболочки – изучение океанов, морей, озер, подземных и поверхностных рек, ледников, вечной мерзлоты, с) разведочная и поисковая геофизика – изучение верхних слоев литосферы для обнаружения полезных ископаемых, д) геофизика других оболочек или сфер Земли - изучение биосферы и техносферы, т.е. частей атмосферы, гидросферы и литосферы, являющихся средой обитания человека и живых организмов, и испытывающих антропогенную и техногенную нагрузку.

По способу проведения работ выделяются комплексы исследований: а) аэрокосмические – дистанционные, б) полевые – наземные, в) акваториальные – океанические, морские, озерные, речные, г) подземные – шахтно-рудничные, д) ГИС – геофизические методы исследования скважин, ядерные методы.

В дистанционных методах используются специализированные самолеты, вертолеты, зонды, ИСЗ, пилотируемые космические корабли и орбитальные станции.

Особое место в геофизике занимают ГИС: исследования очень важны для документации скважин и, в частности, для повышения эффективности использования других прикладных геофизических методов.

По решаемым задачам выделяются следующие прикладные методы и направления геофизики: а) экологические, б) инженерно-геологические, в) гидрогеологические, г) почвенно-мелиоративные, д) мерзлотно-гляциологические, е) разведочные - с целью поисков нефти и газа, рудных и нерудных ископаемых, в том числе, строительных материалов, угля, горючих сланцев, ж) региональные, з) глубинные.

Экологические, инженерные, геологические задачи, решаемые при исследовании земной коры с использованием методов геофизики: а) изучение экологической и геологической среды для промышленного, сельскохозяйственного, гражданского, военного строительства и сохранения экологических функций планеты - источника жизни на Земле, б) изучение состава, строения, состояния пород земной коры, динамики их изменения в условиях земных недр, в) изучение физических свойств горных пород в естественном залегании и в лабораторных условиях, г) выявление месторождений полезных ископаемых, д) реализация различных геодезических задач.

Основой для решения перечисленных задач является изучение изменения искусственных и естественных физических полей Земли. Результатом этого изучения является обнаружение возмущающих объектов и выявление их геометрии. По физическим свойствам горных пород выясняется геологическая природа обнаруженных объектов.

В курсе «Геофизика - для экологов, геологов и не только....» излагаются: а) физические свойства горных пород; б) физические, математические, аппаратные, методические, интерпретационные основы геофизических методов - гравиразведки, магниторазведки, электроразведки, сейсморазведки, терморазведки, ядерной геофизики и геофизических методов исследований скважин; в) основные области их применения при исследованиях земной коры и решении поисковых, инженерных и экологических задач.

Сведения о каждом методе включают знакомство с разделами:
а) физические и математические основы метода, б) методика съемки, в) методика обработки данных, г) простые и сложные методы интерпретации результатов, д) используемая аппаратура, е) оценка различного вида погрешностей.

0.1. Краткая характеристика физических полей Земли, и природных законов, используемых при их изучении.

Гравитационное поле характеризуется ускорением свободного падения (силой тяжести) - $g(\Delta g)$ и его градиентами (g_x, g_y, g_z) и т.д. Гравитационное поле зависит от изменения плотности горных пород (σ) по разрезу. Используемый физический закон – закон всемирного тяготения Ньютона.

Магнитное поле характеризуется полным вектором напряженности (T) и его элементами по координатным осям: Z – вертикальной составляющей, H - горизонтальной составляющей по двум координатным осям (H_x и H_y), и др. Магнитное поле зависит от магнитной восприимчивости (χ) и остаточной намагниченности (J_r) горных пород. Используемый физический закон – кулоновский закон взаимодействия зарядов.

Электромагнитное поле характеризуется вектором магнитной (H) и электромагнитной (E) составляющей напряженности магнитного и электрического полей. Электрическое или электромагнитное поле зависит от удельного электрического сопротивления (ρ), диэлектрической (ϵ) и магнитной (μ) проницаемостей; электрохимической активности (α), поляризуемости (η) горных пород. Используемые физические законы – закон Ома для постоянного тока и законы электродинамики для переменного тока.

Сейсмическое упругое поле характеризуется скоростями (V) распространения упругих волн. Упругое поле зависит от скорости распространения (V) и затухания (β) волн, а эти параметры в свою очередь зависят от плотности и упругих констант (модуля Юнга - E , коэффициента Пуассона (δ) и т.д.). Используемые физические законы – законы деформации тел под воздействием нагрузки – законы Гука, Юнга и Пуассона, законы Гюйгенса и Ферми – законы геометрической оптики и сейсмологии.

Термическое поле: характеризуется изменением температуры по вертикали и горизонтали ($T^{\circ}C$). Термическое поле зависит от теплопроводности (λ_r), теплоемкости (C) горных пород и т.д. Используемые физические законы – законы термодинамики при

изменении температуры по вертикали и горизонтали на земной поверхности.

Ядерно-физическое поле характеризуется интенсивностями естественных (J_γ) и искусственно-вызванных ($J_{\gamma\gamma}, J_m$) гамма-и нейтронных излучений. Ядерно-физические поля зависят от естественной радиоактивности, гамма-лучевых, нейтронных свойств горных пород. Используемые физические законы – законы естественной и искусственной радиоактивности горных пород.

Возможность проведения геолого-геофизической разведки по исследованию изменения физических полей Земли определена неравномерным распределением параметров этих полей во всех сферах Земли. Это распределение зависит не только от происхождения естественных или искусственных полей, но и от литолого-петрографического состава пород, геометрических неоднородностей земной коры, создающих аномальные поля.

Аномалия – это отклонение измеренного физического параметра от нормального поля Земли. Нормальное поле – это поле над условно однородным полупространством, над границей раздела земля-воздух.

Причины образования аномалий: а) источник аномалий или объект поисков сам создает поле в силу естественных причин, б) источник аномалий искажает нормальное поле в силу различных физических свойств пород.

Интенсивность аномалий определяется контрастностью физических свойств, глубиной объекта, уровнем помех.

Выявление аномалий - сложная техническая и математическая проблема. Это связано с интерференцией – сложением в пространстве двух или более волн, и суперпозицией - наложением полей, со сложными и нелинейными взаимодействиями между ними.

Физические параметры полей измеряются: по системам параллельных профилей, по маршрутам, по площадям. Выявив аномалии и проведя их интерпретацию, получаем объяснение причин, сведения о свойствах пород и геологическом строении исследуемого района.

Физические свойства пород меняются часто в очень широких пределах: например, плотность (σ) - от 1 до 6 г/см³, удельное электрическое сопротивление - от 0.001 до 10¹⁵ Омм и т. д. Одна и та же порода может в условиях земных недр характеризоваться разными свойствами, а разные породы могут не отличаться по ряду физических свойств. Причины подобных кажущихся противоречий – различные, зависят от конкретных ситуаций.

Геологические и геохимические методы являются прямыми методами близкого действия и включают изучение минерального,

петрографического, геохимического состава пород по вскрытым выработкам.

Геофизические методы - методы косвенного, дальнего действия. Обеспечивают равномерность исследований по площади, дают представление об объемном характере изменения физических полей с теоретически неограниченной глубиной исследования.

Производительность геофизических работ по сравнению с геологическими и геохимическими поисками - выше, стоимость - в несколько раз ниже по сравнению с теми же методами, в частности, с проходкой и изучением неглубоких скважин - до 100 м глубиной, в сотни раз меньше по сравнению с проходкой и изучением глубоких скважин - свыше 1 км.

Использование геофизических методов повышает геологическую и экономическую эффективность изучения недр, является важным направлением ускорения научно-технического прогресса в инженерной геологии и экологии, гидрогеологии и горном деле.

Теория геофизики - физико-математическая, точная, а не описательная, в отличие от геологии.

Геофизические методы, базируясь на геологии, геохимии, географии и других научных дисциплинах, выполняют в первую очередь задачи геологические. Далее по значимости идут задачи экологические, инженерные, гидрогеологические, геодезические..

По статистике бюджетного финансирования и кадровой политики в геологоразведке наблюдается следующая картина: 1/3 денег от общего объема финансирования выделяется на геофизику, 1/4 специалистов от общего объема кадрового состава работает в геофизических партиях.

В каждом методе геофизики решаются прямые и обратные задачи - определение параметров физического поля по физическим свойствам пород, размерам и формам объектов – в первом случае; определение физических свойств пород, размеров и формы объекта по наблюдаемым физическим полям – во втором случае.

Решение прямых задач дает обычно однозначный ответ, решение обратных задач дает часто неоднозначный ответ, т.е. обладает свойством некорректности.

Интерпретация данных полевых наблюдений подразделяется на качественную и количественную. **Качественная интерпретация** – это визуальное описание карт, графиков, профилей, определение интенсивности аномалий, амплитуды, смены знаков, выделение зон со сходными характеристиками. **Количественная интерпретация** – это выяснение геологической природы геофизических аномалий, глубин, геометрии и других параметров возмущающих объектов.

Методикой работ предусмотрены профильная, маршрутная и площадная съемки, различная густота сети измерений в зависимости от поставленных задач, масштабов съемки, размеров и глубины залегания возмущающих объектов.

Результаты полевых и лабораторных наблюдений представляются в виде графиков, карт и схем измеряемых параметров физических полей.

На начальном этапе проводится визуальное выделение аномалий и попытка их физико-математического и геологического истолкования. Дальнейшая обработка данных включает использование как стандартных методик интерпретации, так и привлечение различных трансформаций - пересчетов наблюденных полей в верхнее и нижнее полупространства на различные высоты и глубины.

В геофизике широко используется математическое моделирование с использованием методов математической статистики, теории вероятностей, математического анализа, теории дифференциального и интегрального исчисления и других сложных разделов современного математического аппарата на базе современных электронных вычислительных систем (ЭВС).

Физико-математическая и геологическая интерпретация строится на базе физико-геологических моделей (ФГМ) методами последовательных приближений (МПП) к реальному объекту.

Сущность интерпретации заключается в аппроксимации объектов различными телами простой формы - шаром, столбом, цилиндром, пластом и т.д., или телами сложной формы - слоями, наклонными пластами и т.д.

Для выбранных простых или сложных тел решаются прямые задачи, теоретические расчетные данные сравниваются с наблюденными. Меняя параметры, снова решают прямые задачи, чтобы получить минимум расхождения расчетных и наблюденных полей.

Полученные в результате расчетов ФГМ (физико-геологические модели) представляют наиболее вероятные результаты интерпретации.

При значительных расхождениях наблюденных и расчетных данных привлекаются дополнительные материалы по другим методам, т.е. проводится комплексная интерпретация с использованием нескольких методов геофизики и геологии.

Хорошее знание геологии района – первый шаг к правильным результатам. Совместная работа всех специалистов - геологов и геофизиков на этапе интерпретации – следующий шаг к повышению эффективности и качества интерпретации. Далее, для повышения эффективности исследований применяется как комплексирование самих методов геофизики, так и комплексирование с другими геологическими и геохимическими методами.

Используемый порядок работы – сначала применяют легкие и простые методы, затем - сложные и дорогие методы, сначала используют мелкие масштабы, затем, при детализации - крупные масштабы.

Конечная цель комплексной интерпретации – получить однозначные результаты.

0.2. Место экологии в геофизике.

Место экологии в геофизике и структура, содержание, функции, соотношения фундаментальной геофизической экологии и прикладной экологической геофизики.

Таблица 0.2.1

Космоса и атмосферы	Гидросферы	Литосферы	Региональная	Разведочная	Инженерная
Глобальная (физика Земли)		Геофизика		Прикладная и скважинная (ГИС)	
Биотехносфера (геофизическая экология)			Экологическая Геофизика		
Объекты исследования	Биосфера и техносфера			Лито-и гидросфера (верхняя часть разреза)	
Предмет исследования	Физические поля: естественные (земные и космические) и Искусственные (антропогенно-техногенные)				
Уровни исследования	Глобальный и планетарный, Фундаментальный			Региональный и локальный, Прикладной	
Геологический аналог	Геологическая экология			Экологическая Геология	
Цели и задачи исследования	Геофизический мониторинг природных и техногенных, катастрофических и эволюционных процессов и явлений с точки зрения существования биоты и эволюции экосистем			Изучение условий существования биоты (функций литосферы): геодинамической, геохимической (вещественной) и геофизической (полевой) косвенными и прямыми геофизическими методами	

Основные разделы	Сейсмические, радиационные, гравимагнитные, электромагнитные, геотермические, экология и мониторинг	Геодинамическая, химическая, физическая (полевая) и медицинская геофизика
Объекты изучения	Землетрясения, вулканизм, цунами, изменения климата, уровней физических полей и их вариаций	Гео-и технопатогенные зоны, природно-техногенные загрязнения (химические и полевые), а также лавины, оползни, сели, обвалы, карсты, эрозия почв, деградация мерзлоты и др.
Конечная практическая цель	Установление теоретических и экспериментальных связей физических аномалий и свойств с экологическими характеристиками. Прогноз существования и взаимодействия биоты с абиотическими, природными и техногенными системами.	Геофизическое картирование с установлением корреляционных связей между геофизическими и экологическими параметрами, выделение по единичным или комплексным параметрам участков с нормальным, рискованным, кризисным и бедственным положением

0.3. Об истории развития и использования геофизики в геологии.

Начало использования методов геофизики относится к 20-м гг. XIX столетия. Физико-математические основы методов начали разрабатываться намного раньше, в том числе, теория потенциальных полей – электромагнитного, гравитационного и т.д. Магниторазведка впервые начала применяться примерно с 1640 г. – в частности, для поисков магнитных руд в Швеции и др.

Теория гравитационного поля разрабатывается примерно с 1687 г., когда И. Ньютон сформулировал впервые закон всемирного тяготения.

В 1753 г. Ломоносов выдвинул идею газового гравиметра, стал разрабатывать проблемы сейсмологии и атмосферного электричества.

Электроразведка входит в практику примерно с 1830 г., когда Р.Фокс (английский исследователь) впервые объяснил процессы естественной поляризации сульфидных полей.

Во Франции К. Шлюмберже (1913 г.) применил одним из первых электроразведку на постоянном токе, а в 1918 г. К. Зумберг и Н. Лунберг из Швеции одними из первых использовали метод электроразведки на

переменном токе для поисков рудных тел. В 1785 г., после формулировки Кулоном закона взаимодействия магнитных масс, начинает развиваться теория земного магнетизма.

Россия: в первых работах по исследованию КМА (Курской магнитной аномалии) принимают участие профессора МГУ А.И. Заборовский и Э. Лейст, далее проводятся первые магнитные съемки на Урале при участии Д.И. Менделеева, автора знаменитой сегодня периодической системы химических элементов.

Теоретическими работами Э. Вихерта (Германия) и Б. Голицина (Россия) в начале XIX века открывается эра широкого использования сейсморазведки для решения задач поиска нефтяных и газовых месторождений.

1919 г. можно по праву считать, после постановки детальных работ на Курской магнитной аномалии, началом развития отечественной геофизики.

Далее перечислены фамилии первых отечественных ученых, внесших достойный начальный вклад в развитие и практическое использование методов геофизики для решения научно-практических поисковых задач. Это Альпин, Баранов, Дахнов, Гамбурцев, Заборовский, Логачев, Михайлов, Петровский, Полшков, Саваренский, Семенов, Сорокин, Резниченко, Рябинкин, Тархов, Федынский, Шмидт, Янковский и многие другие.

0.4. Краткая историческая справка по развитию автоматизированных систем в гравиразведке и магниторазведке.

Р.Ф. Володарский – впервые произвел геологическую интерпретацию гравитационных и магнитных полей с помощью ЭВМ. (1966).

1. В.И. Старостенко, Р.Г. Бас, Г.С. Бутаков, В.А. Дядюра. Автоматизированная система оперативной обработки данных гравиметрии и магнитометрии, Киев, Наукова Думка, 1972.
2. О.К.Литвиненко, В.Р. Мелихов, Ю.Г. Русьянов, М.Д. Рукин. Применение электронных цифровых вычислительных машин в гравиразведке. Вып. (1). Трансформации потенциальных полей в верхнее полупространство. М.,1967. 62 с. Серия: региональная, разведочная и промысловая геофизика, Информационное сообщение.
3. О.К. Литвиненко, В.Р. Мелихов, Ю.Г. Русьянов, М.Д. Рукин. Применение электронных цифровых вычислительных машин в гравиразведке. Вып.(2). Численные методы решения прямой задачи в

гравиразведке., М.,1969. 62 с. Серия: региональная, разведочная и промысловая геофизика, № (2). Информационное сообщение.

4. О.К. Литвиненко, В.Р. Мелихов, Ю.Г. Русьянов, М.Д. Рукин. Применение электронных цифровых вычислительных машин в гравиразведке. Вып.3. Построение геофизических карт с помощью ЭЦВМ. М. 1969, ОНТИ-ВИЭМС. Серия: региональная, разведочная и промысловая геофизика, №40. Информационное сообщение.
5. О.К. Литвиненко, В.Р. Мелихов, Ю.Г. Русьянов, М.Д. Рукин. Применение электронных цифровых вычислительных машин в гравиразведке. Вып. 46(4). Метод устойчивого продолжения аномальных потенциальных полей в нижнее полупространство М. 1970, ВИЭМС. Серия: региональная, разведочная и промысловая геофизика, №40. Экспресс- информация.
6. Автоматизированная система обработки и интерпретации результатов гравиметрических измерений. М.Недра, 1973. Авторы: О.К. Литвиненко, Ю.Г. Русьянов, М.Д. Рукин, З.Л. Сафонова.
7. В.А. Болдырева, Н.Д. Кантер, А.А. Чернов. Автоматизированный комплекс обработки гравиметрических измерений. М.Недра, 1976.
8. В.В.Ломтадзе. Программное и информационное обеспечение геофизических исследований. М, Недра, 1993.

Один из авторов (Х.В.К.) читал разделы этого курса студентам различных геологических специальностей Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и студентам-геоэкологам Международного университета природы, общества и человека «Дубна», а второй из авторов (Р.М.Д.) читал разделы этого курса - на должности профессора (с 2001г. по 2013г. - 13 лет) студентам-геоэкологам Международного университета природы, общества и человека «Дубна» и студентам-экологам Непрерывного Центра Образования (филиала «Дубны - Угреша»).

Контрольные вопросы по теме 0.0: «Введение»:

1. Какие вопросы излагаются в курсе геофизика?
2. Что изучает геофизика в целом?
3. Какие научные направления привлекаются в геофизику?
4. Чем отличается геофизика от физики Земли?
5. Какие научно-прикладные разделы геофизики Вы знаете?
6. Что изучает прикладная геофизика и какова ее главная цель?
7. Какие основные задачи решаются при изучении земной коры с использованием методов геофизики?

8. Как изменяются физические свойства пород? Приведите примеры.
9. Какие по решаемым задачам выделяются прикладные методы и направления геофизики?
10. Каким образом измеряются физические параметры в методах геофизики?
11. Какой математический аппарат используется в геофизике?
12. Что является основой для решения задач геофизики и что получаем в результате?
13. Какую систему представляет собой планета Земля?
14. Каковы распределения средств и кадров в геофизике?
15. Какие сведения надо знать о каждом методе геофизики?
16. Приведите краткую характеристику физических полей Земли и их параметров?
17. Что такое аномалии и причины их появления?
18. В чем главные отличия геологических и геохимических методов от методов геофизики.
19. Какие технические комплексы исследований выделяются по способам проведения работ?
20. Что понимается под решением прямых и обратных задач в методах геофизики?
21. Что входит в понятие физико-геологической модели?
22. Для чего нужно использовать комплексирование методов геологии, геохимии и геофизики?
23. Какой порядок работ используется в геофизике?
24. Какова конечная цель комплексной интерпретации?
25. Приведите кратко историческую справку развития методов геофизики.
26. В чем суть и отличия качественной и количественной интерпретации?

Глава 1. Физические свойства горных пород.

Базовой основой использования геофизических методов являются физические свойства горных пород.

Физические свойства пород являются функцией от минералогического состава, возраста, глубины залегания, степени метаморфизма, водонасыщенности, пористости, раздробленности и многих других факторов.

1.1. Плотность горных пород.

Плотность осадочных пород определяется в основном пористостью и водонасыщенностью, в меньшей степени зависит от минералогического состава, сильно зависит от консолидации осадков, от возраста и глубины залегания пород. С увеличением глубины залегания плотность возрастает.

Плотность магматических (изверженных) и метаморфических пород определяется в основном минералогическим составом, увеличивается при переходе от кислых пород к основным и ультраосновным.

Для всех видов пород и руд плотность зависит от химико-минералогического состава, т.е. от объемной плотности минералогических зерен, пористости и состава заполнителя пор – воды, растворов, нефти, газа и т.д.

Плотность горных пород (σ) – главный физический параметр гравиметрии – одного из геофизических методов разведки. Знание плотности горных пород нужно для введения поправок за притяжение промежуточного слоя, поправок за рельеф местности, для количественной интерпретации гравиметрических измерений, для решения некоторых прикладных задач при использовании других методов геофизики.

Гравиметрическая разведка будет эффективнее при большей избыточной плотности, при больших размерах изучаемых тел, меньших глубинах их залегания и спокойном рельефе местности.

Плотностью или объемным весом породы (σ) называется отношение массы (m) породы к единице объема ее (V):

$$\sigma = \frac{m}{V} \quad (1.1.1)$$

Плотность измеряют в г/см³. Плотность определяется для образцов из естественных обнажений, скважин, горных выработок. Прибор для определения плотности называется денситометром Самсонова. Точность определения плотности на этом приборе – до 0.01 г/см³. При наличии этого прибора в лаборатории используется метод гидростатического взвешивания.

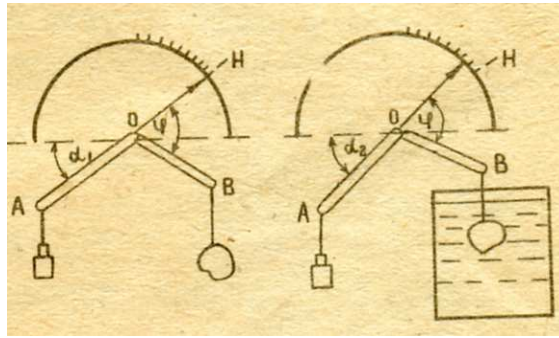


Рис.1.1.1. Схема денситометра Самсонова.

Денситометр представляет собой циферблатные весы с равноплечим коромыслом. На горизонтальной оси вращается коромысло, имеющее форму ломанной АОВ. Плечи коромысла АО и ОВ составляют между собой угол $(180 - \varphi)$. Если к плечу ОВ подвесить образец и уравновесить его грузом, навешенным на плечо ОА так, чтобы оно составляло угол α_1 с горизонтальной плоскостью (см. рис.1.1.1), тогда

$$P \cos \alpha_1 = P_1 \cos(\varphi - \alpha_1); \quad (1.1.2),$$

где P_1 – вес образца, P – вес груза.

Если образец погрузить в сосуд с водой, то коромысло будет составлять с горизонтом угол α_2 . Так как $\sigma = \frac{P_1}{P_1 - P_2}$, то найдя значения P_1 и

P_2 из уравнений

$$P_1 = \frac{P \cos \alpha_1}{\cos(\varphi - \alpha_1)}; \quad (1.1.3),$$

$$P_2 = \frac{P \cos \alpha_2}{\cos(\varphi - \alpha_2)}; \quad (1.1.4),$$

получим

$$\sigma = \frac{ctg \varphi + tg \alpha_2}{tg \alpha_2 - tg \alpha_1} \quad (1.1.5).$$

Чтобы определить плотность, не надо знать величину груза P_1 .

Если $tg \alpha_1 = A, ctg \varphi = B$ (постоянные денситометра), тогда

$$\sigma(\alpha_2) = \frac{B + tg \alpha_2}{tg \alpha_2 - A}. \quad (1.1.6).$$

Шкала отсчетов углов (α_2) проградуирована в значениях плотности /А.Г.Гайнанов, В.Р.Мелихов. Крымская геофизическая учебная практика. Ч.1. Гравиразведка. М., МГУ. 1974 г/.

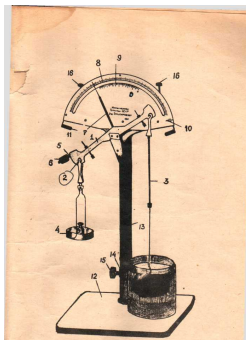


Рис. 1.1.2. Устройство денситометра Самсонова.

1 – коромысло, 2 – отверстия на коромысле для подвесок, 3 – подвеска, 4 – чашка с уравнивающим грузом, 5 – штифт с резьбой, 6 – балансирующий рейтер, 7 – указатель, 8 – шкала плотности, 9 – шкала влажности, 10 – индекс плотности, 11 – арретир для фиксации наработочного состояния, 12 – переносная подставка, 13 – штатив, 14 – обойма, 15 – винт зажимной, 16 – установочные винты.

Плотность определяется двойным взвешиванием образца: в воздухе и в воде. Расчет плотности производится по формуле:

$$\sigma = \frac{m - m_1}{V} \quad (1.1.7)$$

где m – масса образца в воздухе, m_1 – масса образца в воде.

Для большей достоверности измерять плотность надо на большом количестве образцов, отобранных из одного литологического комплекса, - не менее 50 штук. По многократным измерениям строится вариационная кривая – график зависимости плотности от количества образцов (n). Максимум кривой характеризует наиболее вероятное значение плотности для данной породы.

Плотность разных пород меняется примерно от 1 до 3.5 г/см³ в зависимости от плотности минерального скелета (δ), пределы изменения которой – от 2.1 до 3.5 г/см³, от пустотности (пористости и трещиноватости) и водогазонасыщенности (табл.1.1.1)

Изменение плотности горных пород

Таблица 1.1.1

№№ п/п	Порода, минерал, оболочка Земли	Плотность (σ) г/см ³
1	Нефть	0.80-1.00
2	Вода	1.00
3	Уголь	1.10-2.00
4	Почва	1.13-2.00
5	Песок	1.40-2.00
6	Глина	2.00-2.20
7	Песчаник	1.80-2.80
8	Известняк	2.30-3.00
9	Соль	2.10-2.40
10	Гранит	2.40-2.90
11	Гнейсы	2.60-2.90
12	Габбро	2.80-3.10
13	Базальт	2.70-3.30
14	Перидотит	2.80-3.40
15	Медный колчедан	4.10-4.30
16	Магнетит, гематит	4.90-5.20
17	Плотность земной коры	2.67
18	Плотность Земли	5.52
19	Плотность ядра	12.00

Наибольшие изменения с глубиной плотности, давления и поля силы тяжести происходят вдоль радиуса Земли. Особенно они велики и заметны на границах мантии и внешнего ядра, внешнего и внутреннего ядра.

Плотность магматических пород возрастает от кислых к основным разностям от 2.4 до 3.35 г/см³ (оливин, пироксен, роговые обманки, биотит, мусковит, имеющих плотности от 3.2 до 3.5 г/см³). Плотность ультраосновных пород меняется от 2.45 до 3.2 г/см³.

Изменения плотности пород вызывают аномалии силы тяжести.

1.2. Магнитные свойства горных пород.

Современное магнитное поле Земли характеризуется индуцированной намагниченностью (J_i), а древнее магнитное поле Земли характеризуется остаточной намагниченностью (J_r).

Суммарная намагниченность определяется по формуле:

$$J = J_i + J_r \quad (1.2.1).$$

Намагниченность любого образца определяется по формуле:

$$J_i = \chi T \quad (1.2.2).$$

где χ - магнитная восприимчивость, а T - полный вектор постоянного геомагнитного поля.

Остаточная намагниченность J_r и отношение $Q = \frac{J_i}{J_r}$ характеризуют свойство породы сохранять или менять свою намагниченность за весь период существования породы, иногда до миллиона лет и более.

Сильным магнитным полем обладают искусственные магниты и естественные образцы магнетита, в которых намагниченность устойчива за счет составляющей остаточной намагниченности J_r .

Магнитная восприимчивость горных пород и руд, т.е. способность их намагничиваться, является основным магнитным свойством. Эта величина - безразмерная в системе СИ. Практически ее измеряют в 10^{-5} единиц СИ. Пределы изменения магнитной восприимчивости - от 0 до 10 единиц СИ.

Максимум вариационной кривой магнитной восприимчивости равен $10^{-5.5} * 4\pi$ (для известняков, доломитов, мергелей). Ангидриты, гипсы, каменная соль имеют обычно отрицательные значения магнитной восприимчивости.

По магнитным свойствам минералы и горные породы делятся на 3 группы: а) ферромагнитные, у которых значение магнитной восприимчивости χ может достигать нескольких миллионов * 10^{-5} единиц СИ, например, магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирротин; б) диамагнитные, у которых значение магнитной восприимчивости χ менее 10^{-5} единиц СИ, отрицательное, намагничение - против намагничивающего поля, например, кварц, каменная соль, мрамор, лед, нефть, графит, серебро, свинец, медь и некоторые другие; в) парамагнитные, у которых значение магнитной восприимчивости χ положительное, и величины ее небольшие, например, большинство минералов, осадочных, метаморфических, изверженных пород.

Присутствие ферромагнитных минералов и их процентное содержание определяют магнитную восприимчивость большинства горных пород.

Ферромагнитные минералы - сильно магнитные, среди изверженных пород к сильно магнитным относятся ультраосновные и основные, кислые породы - слабо магнитные и магнитные. У метаморфических пород магнитная восприимчивость ниже чем у

изверженных. Осадочные породы практически немагнитны, кроме некоторых песчаников и глин (табл.1.2.1).

Магнитная восприимчивость основных минералов,
горных пород и руд.

Таблица 1.2.1

№№ п/п	Минерал, порода	$\chi * 10^{-5}$ единиц СИ	
		Пределы изменения	Среднее значение
1	Кварц	-	10
2	Кальцит	$0.7*10-1.2*10$	-
3	Гипс	-	12
4	Уголь	-	25
5	Сфалерит	-	$75*10$
6	Пирит	$5*10-5*10^3$	$15*10^2$
7	Гематит	$5*10^2-5*10^4$	$60*10^2$
8	Пирротин	10^3-10^7	$15*10^4$
9	Ильменит	$5*10^5-5*10^6$	10^6
10	Магнетит	10^6-10^7	$5*10^6$
11	Известняк	$2.5*10-3.5*10^3$	$30*10$
12	Песчаник	$0-2*10^4$	$40*10$
13	Гнейс	10^2-2*10^4	-
14	Гранит	$0-4*10^4$	$20*10^2$
15	Диабаз	$10^3-15*10^3$	$50*10^2$
16	Габбро	10^3-10^5	$60*10^3$
17	Базальт	$3*10^1-15*10^4$	$60*10^3$
18	Перидотит	$9*10^4-20*10^4$	$15*10^3$
19	Осадочные (ср)	$0-5*10^3$	$10*10^2$
20	Метаморфические (ср)	$0-75*10^3$	$50*10^3$
21	Кислые (изверженные), ср.	$5*10-8*10^4$	$80*10^2$
22	Основные (изверженные), ср.	$6*10-12*10^4$	$30*10^3$

Магнитная восприимчивость парамагнетиков и ферромагнетиков уменьшается с повышением температуры и исчезает при температуре Кюри, которая у разных минералов меняется от (+400) до (+700⁰С).

На глубинах, больших 25-50 км (предельные возможности магниторазведки), температуры превышают точку Кюри и там все породы становятся немагнитными.

Магнитная восприимчивость не всегда одинакова по всем направлениям, и эти различия могут достигать до 20%. Обычно увеличивается в плоскостях напластования осадочных и сланцеватых пород, в перпендикулярных направлениях – уменьшается.

Для геофизиков интерес представляет избыточная эффективная магнитная восприимчивость $\Delta\chi = (\chi - \chi_0)$, где χ_0 – магнитная восприимчивость вмещающих пород. Избыточная магнитная восприимчивость может быть нулевой, положительной или отрицательной. В случае отличия $\Delta\chi$ от нуля будем иметь аномалию.

Измерение $\Delta\chi$ производят на образцах и в естественном залегании пород. Приборы для измерения остаточной избыточной магнитной восприимчивости называются астатическими магнитометрами. Число измеряемых образцов одного литологического комплекса пород, как и при измерении плотности, должно превышать несколько десятков. В естественном залегании для измерения магнитной восприимчивости используются приборы, называемые капаметрами.

Остаточная намагниченность. При остывании расплавов и переходу температуры через точку Кюри происходит намагничивание пород окружающим магнитным полем. Остаточное намагничивание J_r при росте напряженности магнитного поля растет до некоторого предела, при уменьшении напряженности – уменьшается до некоторого предела. Для полного уничтожения этой величины нужно приложить поле обратного знака, т.е. коэрцитивную силу, которая иногда называется мерой жесткости остаточной намагниченности.

В истории Земли магнитное поле неоднократно менялось по интенсивности и знаку. Поэтому в современное время остаточная намагниченность отражает историю магнитного поля и возможную неоднократную ее перемагничиваемость.

У быстро охлаждавшихся излившихся изверженных пород, например, типа базальтов, остаточная намагниченность велика, т.е. отношение $Q = \frac{J_i}{J_r}$ более 100. В породах, термально метаморфизованных, значение отношения может иметь величину до 10 единиц, в остальных случаях величина отношения $Q = \frac{J_i}{J_r} \leq 0.1$. Главное условие для увеличения этого отношения – наличие ферромагнетиков.

У изверженных пород остаточная намагниченность возникает в процессе охлаждения при переходе через точку Кюри, т.е. химическая природа ее образования в этом случае - кристаллизационная.

У осадочных пород природа образования остаточной намагниченности – седиментационная. Намагничивание происходит в

процессе осадконакопления в водоемах. В этом случае остаточная намагниченность стабильна и определенным образом ориентирована.

При $J_r > J_i$ создаются аномалии другого знака, т.е. отрицательные среди положительных, если знаки древнего и современного поля обратные.

Измерение остаточной намагниченности J_r производят на образцах в виде куба или цилиндра размером от 2 до 5 см, ориентированных в пространстве. Для этого на образце ставят «метки», т.е. «привязывают» его по компасу к горизонту в плоскости по осям координат (x, y) , и по отвесу – по оси (z) . Приборы для измерения остаточной намагниченности называются астатическими или сверхпроводящими магнитометрами. Методика измерений остаточной намагниченности основана на представлении, что каждый образец – намагниченный. Измеряются напряженности магнитного поля по осям координат – H_x, H_y, H_z на нескольких расстояниях (r) от центра образца. Получим избыточную систему линейных уравнений для расчета остаточной намагниченности, вид одного из которых представлен ниже:

$$J = \chi T + J_r \quad (1.2.3).$$

где за T принимается среднее магнитное поле района лаборатории. Определяется первичная намагниченность для времени образования породы. Из этой величины исключается величина вторичной намагниченности – за время существования образца. Число измеряемых образцов для каждого стратиграфического комплекса пород – несколько десятков. По этим же образцам определяются средние склонения (D_r) и средние наклонения (J_r) древнего магнитного поля. Эти параметры позволяют определить или оценить положение геомагнитного полюса в период образования породы в современной географической системе.

1.3. Электромагнитные свойства горных пород.

Удельное электрическое сопротивление (ρ) или УЭС, электрохимическая активность (α) , поляризуемость (η) , диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости.

УЭС или (ρ) горных пород измеряется в Ом·м, обозначает способность пород оказывать электрическое сопротивление прохождению тока. Универсальное электромагнитное свойство. Этот параметр меняется в породах в пределах от 10^{-3} до 10^{15} Ом·м.

Обратная величина УЭС обозначается (γ) и называется электропроводностью:

$$\gamma = \frac{1}{\rho} \quad (1.3.1).$$

Эта величина измеряется в сименсах на метр (См/м) в системе СИ.

Для осадочных, изверженных, метаморфических пород удельное электрическое сопротивление зависит от минералогического состава, физико-механических и водных свойств, концентрации солей в подземных водах. В меньшей степени зависит от их химического состава, температуры, глубины, степени метаморфизма и т.д.

Также УЭС является функцией внутрикристаллических связей. В этом понятии все минералы можно разделить на минералы-диэлектрики и минералы-полупроводники.

В качестве примеров минералов-диэлектриков можно привести: кварц, слюду, полевые шпаты и т.д. Они обладают ковалентными (гомополярными, атомными) связями с очень высокими сопротивлениями – от 10^{12} до 10^{15} Ом. Ковалентная связь обусловлена тенденцией атомов образовывать устойчивую электронную конфигурацию во внешней оболочке. Прочность ковалентной связи – не ниже ионной.

В качестве примеров минералов-полупроводников можно привести: карбонаты, сульфаты, галоиды и т.д. Они обладают ионными связями и высокими сопротивлениями – от 10^4 до 10^8 Ом. Это типичная связь для большинства неорганических кристаллических веществ. Силы связи обусловлены электростатическим притяжением противоположно заряженных ионов

Глинистые минералы – гидрослюды, монтмориллонит, каолинит и т.д. обладают ионно-ковалентными связями с низкими сопротивлениями – УЭС $< 10^4$ Ом.

Рудные минералы, например, самородные и некоторые окислы, обладают электронной проводимостью и низким сопротивлением – УЭС < 1 Ом. Хорошо проводят электрический ток.

Первые две группы минералов составляют «жесткий скелет» большинства горных пород. Глинистые минералы представлены «пластичным скелетом», способным адсорбировать воду. Породы с минералами с «жестким скелетом» насыщаются свободной водой и растворами.

Удельное электрическое сопротивление подземных вод (гравитационных, капиллярных) выражается величинами - от долей Ом при высокой степени минерализации ($M > 10$ г/л) до 1000 Ом при низкой степени минерализации ($M < 0.01$ г/л). По данным электроразведки можно судить об общей минерализации (M) подземных вод, при этом химический состав солей практически роли не играет.

В зависимости от повышения концентрации (С) удельное сопротивление растворов падает.

УЭС связанных вод, адсорбированных твердыми частицами породы, низкое и мало меняется – от 1 до 100 Омм. Обычно их минерализация стабильна и составляет примерно от 3 до 1 г/л.

Средняя минерализация вод океанов примерно равна 36 г/л.

Поровая связанная и свободная вода обладает более низким удельным электрическим сопротивлением, чем минеральный скелет большинства минералов, поэтому УЭС пород не зависит от минерального состава, а определяется пористостью, трещиноватостью, водонасыщенностью. Если три последних параметра увеличиваются, то УЭС уменьшается за счет увеличения ионов в подземных водах. Электропроводность большинства пород – ионная, т.е. имеет электролитическую основу.

При увеличении температуры на 40⁰С сопротивление увеличивается примерно в 2 раза за счет увеличения подвижности ионов. При замерзании воды УЭС пород возрастает скачком, потому что свободная вода является изолятором, а электропроводность определяется связанной водой, замерзающей при температурах менее -50⁰С. Так, например, при замерзании: глины - УЭС увеличивается в несколько раз, скальных пород – увеличивается до 10 раз, суглинков и супесей – увеличивается до 100 и более раз, песков, грубообломочных материалов – УЭС увеличивается до 1000 и более раз.

УЭС является функцией глубины залегания, степени метаморфизма, структуры и текстуры породы.

Основные закономерности изменения УЭС: у изверженных и метаморфических пород (ρ) изменяется от 500 до 10000 Омм, у осадочных пород наблюдаются высокие сопротивления – от 100 до 1000 Омм, например, у каменной соли, гипса, известняков, песчаников и т.д. У обломочных осадочных пород изменение УЭС зависит от размера зерен: чем больше зернистость, тем больше сопротивление, т.е. зависит от глинистости. При переходе от глин к суглинкам, супесям, пескам сопротивление меняется от первых единиц Омм до первых десятков, иногда – до сотни Омм.

Электрохимическая активность (α) – свойство пород создавать естественные постоянные электрические поля. За электрохимическую активность принимается коэффициент пропорциональности между потенциалом (U) или напряженностью естественного электрического поля ($E = \frac{\Delta U}{MN}$, где ΔU – разность потенциалов в двух точках измерений – точке M и N) и основными потенциал-образующими факторами, которыми они обусловлены: концентрацией кислорода, водородным

показателем кислотности pH подземных вод, отношением концентрации подземных вод, давлением и т.д. Измеряется в мВ, изменяется в пределах: для чистых песков – от (-10) до (-15 мВ); для скальных пород - близко к нулю; для глин – от (+20) до (+40) мВ; для руд с электронными проводящими минералами, например, сульфидов, графита, антрацита, - до (+ 100) и более мВ. В целом, величина электрохимической активности зависит от минерального состава, глинистости, пористости, проницаемости, влажности, минерализации подземных вод и т.д.

Поляризация – сложный электрохимический процесс при пропускании через породу постоянного или низкочастотного переменного тока (частота – до 10 Гц), при котором происходит накопление заряда при пропускании тока и разрядка после отключения тока. Коэффициент поляризуемости (η) вычисляется по формуле:

$$\eta = \frac{\Delta U_{вп} 100\%}{\Delta U} \quad (1.3.2).$$

где $\Delta U_{вп}$ – напряжение, остающееся в измерительной линии MN через 0.5-1 секунд после отключения тока, ΔU – напряжение при прохождении тока.

Для руд с электронной проводимостью – сульфидов, сульфосолей, некоторых самородных металлов, отдельных окислов, графита, антрацита величина коэффициента поляризации высокая и может изменяться от 10 до 40%.

Для обводненных рыхлых осадочных пород с глинистыми частицами величина коэффициента поляризации может изменяться от 2 до 6%.

Для изверженных, метаморфических и осадочных пород, насыщенных водой, величина коэффициента поляризации обычно менее 2%, т.е. они поляризуются слабо.

Диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости важны только при использовании модификаций электроразведки на высоких частотах.

Относительная диэлектрическая проницаемость показывает, во сколько раз увеличивается емкость конденсатора, если вместо воздуха в него поместить породу, и вычисляется по формуле:

$$\epsilon = \frac{\epsilon_{п}}{\epsilon_0}, \quad (1.3.3).$$

где $\epsilon_{п}$ и ϵ_0 – диэлектрические проницаемости породы и воздуха соответственно. Относительная диэлектрическая проницаемость зависит

от процентного содержания воды в породе и ее минералогического состава.

Для сухих осадочных пород величина диэлектрической проницаемости может изменяться от нескольких единиц до 80% (у воды).

Для изверженных пород величина диэлектрической проницаемости может изменяться от 5 до 12%.

Для осадочных пород величина диэлектрической проницаемости может изменяться от 2 до 3% (у сухих), и от 16 до 40% - для полностью насыщенной водой горной породы.

Магнитная проницаемость (μ) для большинства горных пород равна магнитной проницаемости воздуха, для ферромагнетиков – может изменяться до 10 единиц.

1.4. Упругие и пьезоэлектрические свойства горных пород.

Основные упругие параметры горных пород:

Основные свойства: скорости продольных ($V_{пр}$) и поперечных волн (V_s) и их поглощения (b_p и b_s). Они определяются упругими модулями (E – модуль Юнга, характеризует продольное растяжение, δ - коэффициент Пуассона, характеризует поперечное сжатие, μ_c – модуль сдвига, K_c – модуль сжатия) и плотностью σ .

Скорости распространения упругих волн в различных горных породах.

Таблица 1.4.1

Порода	Продольная скорость (км/с)	
	От	До
Воздух	0.3	0.36
Почвы	0.2	0.8
Гравий, щебень, песок	0.1	1.0
Вода	1.43	1.59
Глина	1.2	2.5
Песчаник	1..5 (рыхлые)	4.0 (очень плотные)
Сланцы	2.0	5.0 (метаморфические)
Известняки, доломиты	3.0	6.0
Лед	3.0	4.0

Гранит	4.5	6.5
Базальт	5.0	7.0

Из таблицы видно: большой интервал изменения скоростей и возможность наличия одинаковых скоростей у разных пород.

Один из диагностических признаков породы – скорость распространения упругих волн в них.

Методы определения скоростей: лабораторные (образцы), скважинные (сейсмические и акустические определения в скважинах), полевые (расчет скорости по результатам интерпретации).

Скорости волн определяются строением, составом и состоянием пород, которые зависят: от гранулометрического и минерального состава твердых частиц, глубины залегания, возраста, степени метаморфизма, плотности, пористости, трещиноватости, выветрелости, нефтегазонасыщенности, разрушенности, водонасыщенности и т.д.

Наименьшие скорости продольных волн – рыхлые сухие пески (0.5-1 км/с), нефть (~ 1.2), вода (~1.5), глины (1.3-3), уголь (1.8-3.5).

Большие скорости: у скальных осадочных пород (известняки, мрамор, доломит, соль и т.д. – 3-6 км/с).

Самые большие скорости: у изверженных и метаморфических пород – 4-7).

Скорости волн увеличиваются: у массивных, сцементированных, консолидированных пород (за счет водонасыщенности, замерзания, степени метаморфизма и т.д.).

Скорости волн уменьшаются: у раздробленных, трещиноватых, рыхлых, пористых пород (за счет заполнения пор воздухом или газом).

Для сильно рассланцованных наблюдается различие скорости волн в разных направлениях (за счет явления анизотропии) - вдоль напластования пород скорости волн на 10-20% больше, чем поперек напластования).

Чем больше T – абсолютный возраст и больше глубина залегания, тем скорости больше.

Для осадочных пород существует эмпирическая формула зависимости скорости от перечисленных факторов: $V = k(Th)^{\frac{1}{6}}$, k – коэффициент пропорциональности.

$\frac{V_{ПП}}{V_s} = 1.3-1.6$ – высокопористые газонасыщенные породы, $\frac{V_{ПП}}{V_s} = 1.5-2$ – сцементированные скальные или водонефтенасыщенные, $\frac{V_{ПП}}{V_s} = 2-3$ – рыхлые плохо сцементированные типа лессов, песков, глин.

Этим отношением определяется коэффициент Пуассона (δ).

Основные упругие свойства горных пород: а) скорости продольных волн - V_{PP} , б) скорости поперечных волн - V_S , с) поглощения продольных волн - b_{PP} , д) поглощения поперечных волн - b_S .

Виды напряжений (воздействий) силы на единицу площади: растягивающие (стягивающие), сдвиговые, всесторонне сжимающие (растягивающие). Коэффициенты связи между напряжениями и деформациями называются модулями упругости.

Таких упругих модуля - 4: E – модуль продольного растяжения или модуль Юнга, δ - модуль поперечного сжатия или коэффициент Пуассона, μ_s – модуль сдвига, K_s – модуль всестороннего сжатия). Некоторые из них связаны с плотностью σ .

Закон Гука: деформация растяжения (сжатия) - Δl в идеально-упругих средах прямо пропорциональна напряжению:

$$\frac{\Delta l}{l} = \left(\frac{F}{S}\right)\left(\frac{1}{E}\right), \quad (1.4.1).$$

$$\frac{\left(\frac{\Delta l}{l}\right)}{\left(\frac{\Delta d}{d}\right)} = \delta, \quad (1.4.2).$$

где E – модуль Юнга, l, d, S – длина, диаметр, поперечное сечение цилиндрического тела, F – сила, δ - коэффициент Пуассона.

$$\mu_s = \frac{E}{2(\delta+1)} \mu_c = E/2(\delta+1), \quad (1.4.3).$$

$$K_c = E/3(1-2\delta). \quad (1.4.4).$$

Изменение скоростей волн в породах.

Таблица 1.4.2.

№№ п/п	Порода, среда	Vp (км/с)	
		От	До

1	Воздух	0.3	0.36
2	Почвы	0.2	0.8
3	Гравий, щебень, песок	0.1	1.0
4	Вода	1.43	1.59
5	Глина	1.2	2.5
6	Песчаник	1.5 (рыхлые)	4.0 (очень плотные)
7	Сланцы	2.0	5.0 (метаморфизированные)
8	Известняк, доломит	3.0	6.0
9	Лед	3.0	4.0
10	Гранит	4.5	6.5
11	Базальт	5.0	7.0

Скорости продольных и поперечных волн выражаются через коэффициенты упругости следующими формулами.

Скорость продольных волн:

$$V_{\text{пр}} = \sqrt{\frac{E(1-\delta)}{\sigma(1+\delta)(1-2\delta)}} \quad (1.4.5).$$

Скорость поперечных волн:

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\delta)}} \quad (1.4.6).$$

где σ - плотность пород.

В среднем, для большинства пород $\frac{V_{\text{пр}}}{V_s} = 1.73$, $V_{\text{пр}} = 0.9 V_s$, $V_L < V_s$.

Амплитуды смещений (A_0, A_1, A_2, \dots) среды в упругой волне вдоль луча убывают с расстоянием (R_0, R_1, R_2, \dots) по закону:

$$A_i = A_0 e^{-bR_i}, \quad (1.4.7).$$

где b – коэффициент поглощения (b растет с ростом частот волны).

Скорости распространения упругих волн в различных горных породах являются одним из диагностических признаков и определяются лабораторным способом на образцах, или в полевых условиях в результате интерпретации данных сейсморазведки. Скорости волн зависят от состава, строения и состояния горных пород. Эти три параметра в свою очередь зависят от гранулометрического, минералогического состава твердых частиц, глубины, возраста, степени метаморфизма, плотности, пористости, трещиноватости, разрушенности, выветрелости, водонасыщенности и т.д.

Малые скорости распространения упругих волн характерны для рыхлых сухих песков – от 0.5 до 1 км/с, нефти – 1.2, воды – 1.5, глины – от 1.3 до 3, угля – от 1.8 до 3.5 км/с.

Большие скорости распространения упругих волн характерны для скальных осадочных пород, например, для известняков, мраморов, доломитов, соли и т.д. – от 3.0 до 6.0 км/с.

Наибольшие скорости распространения упругих волн характерны для изверженных и метаморфических пород – от 4 до 7 км/с.

Факторы, делающие породу более массивной, сцементированной, консолидированной, и увеличивающие скорости прохождения волн: водонасыщенность, замерзание, степень метаморфизма.

Факторы, уменьшающие скорости прохождения волн: раздробленность, трещиноватость, рыхлость, пористость (при заполнении пор воздухом или газом).

У нефтенасыщенных и водонасыщенных пород примерно одинаковые скорости прохождения волн ($V_{ПП}$).

У рассланцованных пород наблюдаются явления анизотропии, т.е. различные скорости прохождения волн в разных направлениях. Обычно, скорости волн на 10-20% больше вдоль напластования, чем вкрест напластования пород. Скорости волн растут с увеличением возраста пород и глубины залегания. Обычно $V_s < V_{ПП}$, т.е. отношение $(\frac{V_{ПП}}{V_s})$ – различное для разных пород. Для высокопористых газонасыщенных пород отношение $(\frac{V_{ПП}}{V_s})$ меняется от 1.3 до 1.6; для сцементированных скальных

или водо-нефтенасыщенных пород отношение $(\frac{V_{ПП}}{V_s})$ меняется от 1.5 до 2.0; для рыхлых плохо сцементированных пород, например, лессов, песков, глины, отношение $(\frac{V_{ПП}}{V_s})$ меняется от 2.0 до 3.0. Этим же отношением определяется коэффициент Пуассона (δ).

Сейсмoeлектрические свойства горных пород.

На изменении сейсмoeлектрических свойств пород основан сейсмoeлектрический метод, находящийся на стыке сейсморазведки и электроразведки.

К сейсмoeлектрическим свойствам относят различные пьезoeлектрические модули: $q = d * F$, где d – пьезoeлектрический модуль, q – электрический заряд, F – приложенная упругая сила (деформация).

В минералах с диссимметрией кристаллов (кварц, турмалин, сфалерит, нефелин и другие) под действием упругой силы F на гранях возникают электрические заряды q .

Модули d зависят: от вида, направления деформации и направления поляризации для каждого минерала-пьезоелектрика, поэтому для каждого такого минерала свойства сильно меняются. Действующая сила F_{ij} может иметь 9 составляющих, где $ij = x, y, z$, т.е. 9 компонент тензора механических напряжений (деформаций). Сила, действующая на каждую из трех граней кристалла, совпадающую с координатными плоскостями, может иметь 3 составляющие (вдоль осей координат) – $3*3=9$. И три составляющих вектора поляризации. Всего получается $9*3=27$ пьезоелектрических модуля для каждого кристалла, т.е. d_{ijk} , где $ijk = x, y, z$.

Кроме модуля d есть другие модули, связанные с этим (d) через модуль Юнга, диэлектрическую проницаемость и т.д.

Максимальные пьезоелектрические модули d (измеряются в кл/н – кулон-ньютон), равны:

- кварц – (от $0.6*10^{-3}$ до $2*10^{-3}$),
- турмалин – (от $0.3*10^{-3}$ до $3*10^{-3}$),
- нефелин – (от $0.5*10^{-3}$ до $2*10^{-3}$).

У большинства минералов $d \leq 10^{-5}$ кл/н.

Пьезоелектрические модули пород характеризуются содержанием минералов-пьезоелектриков и их определенной упорядоченностью, их пространственным положением, генезисом пород, их диэлектрической

проницаемостью и упругими свойствами. Также, кроме гидрологических факторов, величина d зависит от электрических свойств пород. В целом, величина d влагосодержащих пород изменяется от 10^{-6} до 10^{-4} кл/н.

При ориентации кристаллов в породе по направлению одного из элементов симметрии, порода отличается повышенными значениями d и относится к пьезоэлектрическим текстурам.

Примеры:

- кварцосодержащие породы, особенно с горным хрусталем – наибольшее значение d (но в монокристалле кварца d в 10-ки раз больше).

По мере убывания d от 10^{-3} до 10^{-6} кл/н породы можно ранжировать так: – жильный кварц, - кварцевые ядра пегматитов, - кварциты, - граниты, - гнейсы, песчаники (в осадочных породах зерна кварца неупорядочены, в изверженных породах минералы закономерно ориентируются вдоль кристаллографических осей),

- нефелиновые породы – d изменяется от 10^{-6} до 10^{-4} кл/н, в породах с другими минералами-пьезоэлектриками значение d менее 10^{-5} кл/н.

Сейсмoeлектрический эффект связан с электрокинетическими процессами влагосодержащих пород. Определяется их минеральным составом, структурой, текстурой, и, в основном, пористостью, влажностью, составом и концентрацией растворенных солей.

Увеличивается пористость и связанная влага – растет d . При увеличении свободной влаги величина d либо не меняется, либо уменьшается.

1.5. Тепловые и оптические свойства пород.

Основные тепловые свойства горных пород:

Теплопроводность – способность сред и горных пород проводить тепло. При температурах до 1000°C теплопроводность обратно пропорциональна температуре. Средняя теплопроводность до 100 км, где температуры примерно равны 1000°C , понижается примерно в 3 раза по сравнению со средней теплопроводностью поверхностных отложений. На глубинах более 100 км теплопроводность повышается в связи с ростом с глубиной давления (P) и лучистого теплообмена.

Теплопроводность зависит от минерального состава, структуры, текстуры, плотности, пористости, влажности, температуры. Минеральный состав магматических, метаморфических, осадочных пород не очень влияет на теплопроводность. Плотность, пористость, давление горных пород связаны друг с другом: например, повышается плотность, давление,

понижается пористость – повышается теплопроводность. При увеличении влажности теплопроводность резко увеличивается, например, при увеличении влажности от 10 до 50% теплопроводность увеличивается в 2-4 раза. Понижение температуры снижает теплопроводность в кристаллических и сухих осадочных породах, и повышает ее в водонасыщенных породах. Главная характеристика теплопроводности (λ_r) – коэффициент теплопроводности (Вт/м*град.).

Для магматических и метаморфических пород величина λ_r меняется в пределах от 0.2 до 0.4 Вт/м*град.

Для осадочных пород величина λ_r меняется в пределах от 0.03 до 0.5 Вт/м*град.

Для пород, насыщенных нефтью или газом, величина λ_r обычно менее 0.05 Вт/м*град.

Теплоемкость (C) – способность пород поглощать тепловую энергию. Эта величина обычно изменяется слабо, возрастает с увеличением водонасыщенности.

Для магматических и метаморфических пород при обычных температурах величина (C) меняется в пределах от $0.6 \cdot 10^3$ до $0.9 \cdot 10^3$ Дж/кг*град.

Для осадочных пород при обычных температурах величина (C) меняется в пределах от $0.7 \cdot 10^3$ до $1.0 \cdot 10^3$ Дж/кг*град.

Для металлических руд при обычных температурах величина (C) меняется в пределах от $0.9 \cdot 10^3$ до $1.4 \cdot 10^3$ Дж/кг*град.

Температуропроводность (a) – характеризует скорость изменения температур при поглощении или отдаче тепла.

Для разных пород температуропроводность имеет различные значения. Меняется в пределах от $4 \cdot 10^{-7}$ до $10 \cdot 10^{-7}$ м²/с.

Тепловая инерция пород (Q) – обобщенная тепловая характеристика земной поверхности, измеряется в Дж /м²*с^{1/2} *К, где К – градусы Кельвина.

Используется при тепловых аэрокосмических съемках. Характеризует суточный ход температур над разными ландшафтами и акваториями.

Для сухих почв и песков при больших колебаниях суточных температур (до 60⁰С) характерна низкая тепловая инерция – менее 500 Дж/м²*с^{1/2}*К.

Для обводненных пород и заболоченных участков при колебаниях суточных температур до 30⁰С характерна высокая тепловая инерция – до 3000 Дж/м²*с^{1/2}*К.

Для акваторий крупных рек, морей и океанов при колебаниях суточных температур до нескольких градусов (⁰С) характерна высокая тепловая инерция – более 10000 Дж/м²*с^{1/2}*К.

Определяют эти тепловые свойства пород в лабораториях: образцы помещают в плоские, сферические или цилиндрические датчики, пропускают через них стационарный или импульсивный тепловой поток от источника тепла. Измеряют прошедший поток тепла, градиент температур за время опыта. Зная геометрические размеры датчика, определяют тепловые свойства пород. Зная тепловые свойства пород, интерпретируют результаты термометрии скважинных и донных осадков.

Обычно подобные измерения и полученные результаты используют при глубинных геотермических исследованиях. При этом можно выявлять определенные типы месторождений полезных ископаемых, проводить тепловые расчеты с целью установки зависимостей тепловых свойств от физических, геологических, водно-коллекторских параметров.

1.6. Ядерно-физические свойства горных пород.

Ядерно-физические (гамма-и нейтронные) свойства горных пород характеризуют способность пород по разному рассеивать, замедлять, поглощать гамма-кванты или нейтроны разных энергий.

Эти свойства определяются физическими явлениями, возникающими при взаимодействии гамма-квантов с электронами и ядрами атомов: фотоэлектрическим поглощением, комптоновским взаимодействием, образованием электрон-позитронных пар и другими) или нейтронов с ядрами атомов: неупругим и упругим рассеянием и поглощением, которые сопровождаются захватом тепловых нейтронов ядрами атомов и вторичным гамма-излучением. Вероятность взаимодействий зависит от энергии гамма-квантов или нейтронов, пути прохождения излучения в породе, ее ядерно-физических свойств.

Основные свойства: микро-или макроскопические сечения взаимодействия гамма-квантов и нейтронов с отдельными или всеми атомами излучаемой горной породы.

Гамма-лучевые свойства горных пород. Основное свойство – способность горных пород поглощать и рассеивать гамма-лучи. Качественно это свойство описывается полным линейным коэффициентом ослабления и поглощения (μ_γ) или суммарным макроскопическим сечением взаимодействия гамма-лучей с единицей объема горной породы. Для узкого пучка гамма-квантов определяют величину (μ_γ) по формуле:

$$\mu_\gamma = \sum_{i=1}^K \sigma_{\gamma i} J_\gamma N_i \quad (1.6.1).$$

где

$$J_\gamma = J_{\gamma 0} * e^{-\mu_\gamma * L} \quad (1.6.2).$$

Здесь $\sigma_{\gamma i}$ – величина микроскопического сечения взаимодействия атома i -го химического элемента с гамма-квантом при общем количестве атомов этого элемента N_i в единице объема и общем количестве элементов (k), а J_γ и $J_{\gamma 0}$ – интенсивности гамма-излучений в конце и начале поглощающего слоя толщиной L .

Практически определяют эффективность коэффициента ослабления $\mu_{\gamma \text{эфф}}$ по экспериментально полученной интенсивности вторичного гамма-излучения:

$$J_{\gamma \text{эфф}} = J_{\gamma 0} * e^{-\mu_{\gamma \text{эфф}} * L} \quad (1.6.3).$$

Макроскопическое сечение взаимодействия, или эффективность линейного коэффициента ослабления зависит от порядковых номеров в таблице Менделеева и массовых чисел химических элементов всей горной породы, и от ее плотности.

На изменении этих свойств основаны методы изучения химического состава и плотности пород по интенсивности вторичного (рассеянного) гамма-излучения ($J_{\gamma\gamma} = J_{\gamma\gamma \text{эфф}}$). При этом комптоновское рассеяние является функцией от плотности, а фотоэффект является функцией от химического состава и концентрации химических элементов.

Нейтронные свойства горных пород. Основное свойство – способность поглощать и рассеивать нейтроны. Количественно это свойство описывается полным линейным коэффициентом ослабления и поглощения μ_n или суммарным макроскопическим взаимодействием нейтронов с единицей объема горной породы.

Величина μ_n определяется макроскопическими сечениями рассеяния и поглощения нейтронов атомами или ядрами (σ_{ni}) всех составляющих ее химических элементов от $i = 1$ до $i = k$ с числом атомов i -го элемента N_i в единице объема по формуле:

$$\mu_n = \sum_{i=1}^K \sigma_{ni} * N_i \quad (1.6.4).$$

где

$$J_n = J_{n0} * e^{-\mu_n * L} \quad (1.6.5).$$

Здесь σ_{ni} равна эффективной площади ядра, которая обычно больше его геометрического сечения, а I_n и I_{n0} – плотности потока нейтронов в конце и начале поглощающего слоя толщиной L . Нейтронное сечение измеряют в единицах площади (10^{-25} м^2). Максимальные нейтронные сечения имеют редкоземельные элементы, например, гадолиний – $46 * 10^{-25} \text{ м}^2$, кадмий – $2.25 * 10^{-25} \text{ м}^2$, бор – $0.76 * 10^{-25} \text{ м}^2$, ртуть – $0.38 * 10^{-25} \text{ м}^2$. У большинства элементов макроскопическое сечение ядра колеблется в пределах от $0.1 * 10^{-25} \text{ м}^2$ до $10 * 10^{-25} \text{ м}^2$.

Практически коэффициент μ_n является эффективным коэффициентом, характеризующим и замедляющие, и поглощающие свойства породы $\mu_{n \text{ эф}}$ при облучении ее нейтронами.

Обратная величина ($\frac{1}{\mu_{n \text{ эф}}}$) характеризует длину пробега нейтронов (L_n). Включает длину замедления и длину диффузии. Средняя длина замедления нейтронов (J_s) определяется способностью ядер рассеивать нейтроны и равна расстоянию, на котором энергия нейтронов уменьшается от исходной (у быстрых нейтронов энергия обычно более 0.5 МэВ) до тепловой с энергией до 0.025 эВ. Наименьшая длина замедления (L_s , менее 10 см) свойственна минералам, содержащим бериллий, углерод, железо и водородосодержащим породам, насыщенным водой, нефтью или

газом. В других породах, особенно содержащих тяжелые химические элементы, эта величина (L_s) равна первым десяткам сантиметров.

Ослабленные до тепловой энергии, нейтроны перемещаются в породе за счет диффузии, пока не будут поглощены ядрами. При захвате нейтронов излучаются вторичные гамма-кванты. Способность горных пород поглощать тепловые нейтроны выражается через среднюю длину диффузии L_d или через пропорциональное ей среднее время жизни тепловых нейтронов - $\tau_{ТН}$. Минимальными значениями этих параметров (L_d менее 5 см и $\tau_{ТН}$ менее 5 мкс) обладают руды, содержащие химические элементы с высоким сечением поглощения нейтронов (редкоземельные) и, например, кадмий, бор, ртуть, железо, хлор и некоторые другие, а также рыхлые осадочные породы, насыщенные минерализованными водами.

Для большинства породообразующих минералов и горных пород величина L_d изменяется в пределах от 10 до 30 см, а величина $\tau_{ТН}$ изменяется в пределах от 10 до 3000 мкс.

Важным параметром среды является коэффициент диффузии, который вычисляется по формуле:

$$D = \frac{L_d^2}{\tau_{ТН}}. \quad (1.6.6).$$

На изменении перечисленных выше нейтронных свойств химических элементов основаны нейтронные методы поэлементного анализа пород и их водогазонасыщенности. Они сводятся к изучению плотности (интенсивности) тепловых нейтронов ($J_{ТН}$) или вторичного гамма-излучения (I_{γ}).

Осредненные, часто встречающиеся значения некоторых физических свойств горных пород.

Таблица 1.6.1.

№ №	Порода	Плот- ность	Пори- стость	Скорости упругих волн		Магнитная восприим- чивость χ	УЭС ρ Омм
				$V_{ПР}$ км/с	V_S км/с		

п · п		σ г/см ³	n %	газо- насы- щенные	Водо- насы- щен- ные	с	*10 ⁻⁵ единиц СИ	
МАГМАТИЧЕСКИЕ								
1	Ультраосновные (пироксенит, перидотит и др.)	3.2- 3.3	0.1- 0.5	7.5	8.5	4.5	1000- 25000	10 ⁵ - 10 ⁸
2	Основные (габбро, диорит)	2.9- 3.0 2.7- 2.8	0.01- 1.00	6.0 5.6	6.6 6.3	3.8 3.5	300- 15000 1000- 70000	10 ⁴ - 10 ⁷ 10 ³ - 10 ⁷
3	Кислые (гранодиорит, гранит)	2.7 2.6	0.2-5.0 0.1-3.0	4.6 3.0	6.0 5.5	3.3 2.8	500- 150000 100- 150000	10 ³ - 10 ⁶ 10 ³ - 10 ⁵
3	Кислые (гранодиорит, гранит)	2.7 2.6	0.2-5.0 0.1-3.0	4.6 3.0	6.0 5.5	3.3 2.8	500- 150000 100- 150000	10 ³ - 10 ⁶ 10 ³ - 10 ⁵
4	Эффузивные (диабаз, базальт)	2.9 2.5	0.1-5.0 3.0-6.0	3.5 3.0	6.5 5.5	3.5 3.0	100- 20000 100- 150000	10 ⁵ - 10 ⁷ 10 ³ - 10 ⁷
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ								
5	Гнейсы Сланцы	2.7 2.6	0.01- 1.0	3.8 3.5	5.6 4.8	3.2 3.0	100- 20000 50- 3000	10 ³ - 10 ⁵
ОСАДОЧНЫЕ								
6	Скальные и полускальные (известняк,	2.6	2-25	2.0	6.0	3.0	50-	10 ² -

	доломит, мергель, песчаники)	2.7 2.4 2.5	2-17 5-35 2-35	1.0 1.5 1.0	5.5 4.5 4.5	2.5 2.0 1.0	2500 50- 800 10- 1000 50- 5000	10 ⁵ 10 ² - 10 ⁴ 10- 10 ³ 10 ² - 10 ⁴
7	Песчано- обломочные (рыхлые) - гравийно- галечные, пески)	3.0 1.3- 2.0	2-20 2-40	0.8 0.5	2.5 2.0	0.5 0.2	50- 5000 50- 2500	10 ² - 10 ³ 10- 10 ³
8	Пластичные (глинистые) - глина, аргиллит)	1.2- 2.4	2-40	1.5	2.5	0.4	10- 3000	10 ⁰ - 10 ²

**Контрольные вопросы по теме главы 1: Физические свойства
горных пород.**

1. Какова базовая основа геофизических методов разведки?
2. От чего зависят физические свойства пород?
3. Дать определение плотности горных пород. Чем она определяется? От чего зависит? В каких единицах в системе СИ измеряется?
4. Какие методы измерения плотности Вам известны?
5. В чем суть измерений плотности пород с помощью денситометра?
6. Что из себя представляет вариационная кривая распределения плотности?
7. Чему равны плотность воды и средняя плотность земной коры?

8. Какими параметрами характеризуются магнитные свойства горных пород?
9. Что такое суммарная и остаточная намагниченность?
10. Дать определение магнитной восприимчивости. В каких единицах она измеряется? Каковы пределы ее изменения?
11. На какие группы подразделяются минералы и горные породы по магнитным свойствам? Какова физическая суть каждой группы?
12. С каких примерно глубин горные породы становятся практически немагнитными? Что такое температура точки Кюри?
13. Как называются приборы для измерения остаточной намагниченности?
14. По какой формуле определяется магнитная проницаемость? Поясните суть входящих в нее параметров.
15. Какие физические электромагнитные свойства пород Вам известны?
16. В каких единицах измеряется УЭС? Дать определение этого параметра.
17. В каких единицах измеряется электропроводность? Дать определение этого параметра?
18. От чего зависит величина УЭС?
19. В чем суть ковалентной связи?
20. Приведите примеры минералов-диэлектриков.
21. Приведите примеры минералов-полупроводников.
22. Какова средняя величина минерализации вод океана?
23. Как изменяется сопротивление пород при изменении температуры?
24. Дать определение электрохимической активности. От чего она зависит?
25. Дать определение поляризации. Причины ее возникновения в породах?
26. По какой формуле вычисляется коэффициент поляризуемости?
27. Дать определение диэлектрической и магнитной проницаемости. Что такое относительная диэлектрическая проницаемость?
28. Каковы пределы изменения диэлектрической проницаемости для различных горных пород?

29. Назовите главные упругие свойства горных пород. Чем они определяются?
30. В чем состоит физический смысл закона Гука?
31. Каковы пределы изменения скоростей волн в породах и средах?
32. От каких параметров зависит скорость продольных и поперечных волн?
33. В каком соотношении находятся скорости продольных и поперечных волн?
34. По какому закону убывают амплитуды смещений среды при прохождении упругой волны?
35. В какой зависимости находятся скорости волн от возраста пород?
36. Чем определяются сейсмoeлектрические свойства волн? В каких единицах в системе СИ измеряются пьезоэлектрические модули?
37. Каковы пределы изменения пьезоэлектрических модулей для разных пород?
38. Дать определение теплопроводности. Как изменяется эта характеристика с глубиной?
39. От чего зависит теплопроводность?
40. В каких единицах в системе СИ измеряется коэффициент теплопроводности?
41. Что такое теплоемкость? От чего она зависит?
42. Каковы пределы изменения температуропроводности для горных пород?
43. В каких единицах измеряется тепловая инерция? Каковы пределы ее изменения для разных пород?
44. Какие оптические тепловые свойства Вы можете назвать? Дать им характеристику.
45. Напишите выражение для суммарного теплового потока и поясните входящие в него параметры.
46. Что такое температурный градиент?
47. Что характеризуют ядерно-физические свойства горных пород?
48. С какими физическими эффектами связаны ядерно-физические свойства пород? Какова физическая суть этих эффектов?
49. Дайте определение макроскопического сечения?
50. Определите гамма-лучевые свойства пород.
51. Определите нейтронные свойства горных пород?

52. Что такое тепловая энергия нейтронов?

53. Что характеризует коэффициент диффузии среды?

54. Как Вы понимаете выражение – вторичное гамма излучение?

Глава 2. ГРАВИМЕТРИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА.

2.0. Общие сведения.

Гравиметрическая разведка – один из методов разведочной геофизики, применяемый для исследования земной коры и разведки полезных ископаемых. Метод основан на изучении изменения поля силы тяжести Земли около земной поверхности. Истолкование исследуемого поля помогает получить информацию о распределении плотностных неоднородностей внутри Земли.

Притяжение Землей всех тел, обладающих собственной массой, определяет поле силы тяжести на земной поверхности.

Земля неоднородна по плотности и составу горных пород, сферична по форме, вращается вокруг воображаемой оси против часовой стрелки. Поэтому поле силы тяжести на земной поверхности непостоянно. Так как изменения поля силы тяжести малы, требуются высокоточные приборы для фиксации этих незначительных отклонений.

Измеряемые параметры гравитационного поля - ускорения силы тяжести и их составляющие по трем координатным осям.

Величины параметров поля силы тяжести зависят:

- от притяжения и вращения Земли. За счет этих факторов создается нормальное поле силы тяжести,

- от плотностных неоднородностей пород, слагающих земную кору. За счет этого фактора образуются аномалии, т.е. отклонения от нормального поля силы тяжести.

Аномалии – главный объект изучения при использовании каждого метода геофизики, в том числе, гравиметрической разведки.

Из двух главных причин изменения силы тяжести сложились два направления применения гравиметрического метода разведки:

- геодезическая гравиметрия. Предназначена для изучения фигуры Земли,

- гравиметрическая разведка. Используется для изучения плотностных неоднородностей земной коры и поисков месторождений полезных ископаемых.

Главные отличия гравиметрического метода от других методов геофизики (в плане эффективности и результативности исследований) состоят в следующем: - в большей производительности работ, - в низкой стоимости их.

Глубинность исследований при решении инженерно-экологических и геологических задач - от нескольких метров до 200 и несколько более км.

2.1. Краткая теории гравитационного поля Земли.

Сила притяжения любых тел, обладающих собственной массой, называется силой тяжести (F).

Сила тяжести в конкретной точке на поверхности Земли или вне ее является равнодействующей двух сил: силы притяжения массой Земли (F_n) и центробежной силы вследствие суточного вращения Земли (P).

Притяжение каждой единичной массы подчиняется закону Ньютона:

$$\vec{F} = \frac{Gm_1M}{r^2} \quad (2.1.1),$$

где G – гравитационная константа, равная $6.67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$. M – масса Земли.

Сила притяжения массой Земли единичной массы (m_1) выражается из закона Ньютона (см. формулу 2.1) и имеет вид

$$\vec{F} = G \int_v \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.1.2),$$

где r – расстояние от притягиваемой единичной массы в точке с координатами (x, y, z) до элемента массы Земли в точке с координатами (ξ, η, ζ) , v – объем Земли. Численно (без учета направления) эта величина равна ускорению свободного падения.

Представляя векторную величину силы притяжения \vec{F} через скалярные величины по трем координатным осям, будем иметь:

$$\begin{aligned} F_x &= F \cos(F, x) = G \int_v \frac{(\xi - x) dm}{r^3} \\ F_y &= F \cos(F, y) = G \int_v \frac{(\eta - y) dm}{r^3}, \\ F_z &= F \cos(F, z) = G \int_v \frac{(\zeta - z) dm}{r^3}, \end{aligned} \quad (2.1.3)$$

где $r = \sqrt{(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2}$, а составляющие по осям представляют частные производные притягиваемой точки от функции V , названной Гауссом потенциалом (потенциальной функцией притяжения):

$$V = G \int_v \frac{dm}{r} \quad (2.1.4),$$

тогда

$$F_x = \frac{\partial V}{\partial x}, F_y = \frac{\partial V}{\partial y}, F_z = \frac{\partial V}{\partial z}, \quad (2.1.5)$$

Основные свойства потенциальной функции притяжения V :

- функция V и ее первые производные – однозначные, непрерывные, конечные функции координат притягиваемой точки в пространстве вне притягиваемых масс,

- функция V – регулярная, т.е. в бесконечности стремится к нулю:

$$\lim_{r \rightarrow \infty} V = 0,$$

- при удалении от притягивающих масс (M) в бесконечность произведение rV стремится к пределу: $\lim_{r \rightarrow \infty} rV = GM$,

- в каждой точке вне притягивающих масс функция V удовлетворяет уравнению Лапласа:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (2.1.6).$$

- в каждой точке внутри притягивающих масс справедливо уравнение Пуассона:

$$\Delta V = -4\pi G\sigma \quad (2.1.7),$$

где σ - плотность масс, окружающих точку. Уравнение Лапласа (формула 2.6) есть частный случай соотношения Пуассона (формула 2.7) при $\sigma = 0$.

Выражение потенциальной функции (потенциала) введено для упрощения математических выкладок при расчетах различных производных гравитационного потенциала.

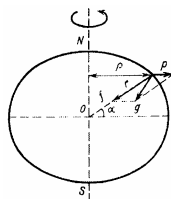


Рис.2.1.1. Ускорение силы тяжести и его составляющие.

Центробежная сила P пропорциональна расстоянию от оси вращения и квадрату угловой скорости суточного вращения Земли:

$$P(x, y) = \omega^2 \sqrt{(x^2 + y^2)} m = \omega^2 r m \quad (2.1.8),$$

где $\omega = 2\pi/86164$ рад/с; величина 86164 – число средних секунд, в течение которых Земля делает полный оборот вокруг оси.

При действии центробежной силы на единицу массы ($m = 1$):

$$P(x, y) = \omega^2 \sqrt{(x^2 + y^2)} = \omega^2 r \quad (2.1.9),$$

где $P(x, y)$ представляет уже центробежное ускорение.

Величины центробежного ускорения по осям координат x, y, z будут иметь вид:

$$P_x(x, y) = \omega^2 x; P_y(x, y) = \omega^2 y; P_z(x, y) = 0; \quad (2.1.10).$$

Согласно определению потенциала его частные производные по осям координат равны величинам центробежного ускорения по этим осям. Тогда

$$U(x, y) = \omega^2 \frac{(x^2 + y^2)}{2} \quad (2.1.1),$$

где $U(x, y)$ - потенциал центробежного ускорения, так как

$$\frac{\partial U}{\partial x} = \omega^2 x = P_x, \quad \frac{\partial U}{\partial y} = \omega^2 y = P_y, \quad \frac{\partial U}{\partial z} = \omega^2 z = P_z = 0 \quad (2.1.12).$$

В соответствии с равенствами (2.3) и (2.10) составляющие ускорения свободного падения по осям будут иметь вид:

$$g_x = G \int_v \frac{(\xi - x) dm}{r^3} + \omega^2 x ,$$

$$g_y = G \int_v \frac{(\eta - y) dm}{r^3} + \omega^2 y ,$$

$$g_z = G \int_v \frac{(\zeta - z) dm}{r^3} , \quad (2.1.13).$$

Полная величина ускорения свободного падения будет иметь вид:

$$g = \sqrt{(g_x^2 + g_y^2 + g_z^2)} \quad (2.1.14).$$

Обычно сокращенно говорят: сила тяжести, хотя вернее говорить: ускорение силы тяжести.

В международной системе СИ единица ускорения представляется наименьшей величиной в 1 м/с^2 . Более мелкая единица: 1 см/с^2 (1 Гал). Еще более мелкая внесистемная единица: 0.001 см/с^2 (1 мГал).

В среднем на Земле $g = 979.700$ Гал.

В практике гравиметрической разведки используется единица, кратная 1 мГал.

Сила притяжения единичной массы ($m+1$) всей массой Земли равна $f \approx G \frac{M}{r^2}$ и направлена к центру Земли.

Сила притяжения значительно превышает величину центробежной силы. Центробежная сила максимальна на экваторе и примерно равна 3.4 Гал, минимальна на полюсе, где ее значение равно нулю.

Относительная величина изменения силы тяжести от полюса к экватору $\frac{g_p - g_{\text{э}}}{g_{\text{э}}} = 1/189$.

Отношение $\frac{P}{F} \leq 1/288$, поэтому сила тяжести почти целиком определяется силой притяжения, а ускорение силы тяжести практически равно ускорению притяжения $g \approx f \approx G \frac{M}{r^2}$.

Земля в первом приближении представляет эллипсоид вращения, экваториальный радиус $a_{\text{эkv}} \approx 6378$ км, полярный радиус $b_{\text{пол}} \approx 6357$ км, откуда $(a-b) = 21$ км.

Разная величина (a) и (b) (на экваторе и на полюсе) наряду с изменением центробежной силы приводит к увеличению $g_{\text{пол}}$ на полюсе до 983.2 Гал, и уменьшению $g_{\text{эkv}}$ на экваторе до 978.0 Гал.

$$g_{\text{пол}} - g_{\text{эkv}} = 5.2 \text{ Гал.} \quad (2.1.15)$$

Измеряют ускорение силы тяжести в мГал ввиду малости величины ее общего изменения.

Сила тяжести в данной точке поверхности Земли не является постоянной во времени, подвержена приливному и неприливному изменениям.

Приливные изменения зависят от взаимного расположения Земли, Луны, Солнца и в меньшей степени - от влияния других небесных тел. Неприливные изменения связаны с перераспределением масс внутри Земли по разным причинам: в зависимости от внутренних геологических процессов, от изменения физических свойств горных пород, от различных фазовых переходов и т.д.

Те и другие изменения силы тяжести во времени подразделяют также на вековые, периодические и непериодические.

По известным g и r определяется масса Земли: $M_3 = 5.98 \cdot 10^{24}$ кг ($M_3 = \frac{gr^2}{G}$) и ее средняя плотность $\sigma_3 = 5.51 \cdot 10^3$ кг/м³ = 5.51 г/см³.

2.2. Потенциал силы тяжести.

Потенциал силы тяжести W равен сумме потенциалов притяжения (V) и потенциала центробежного ускорения U :

$$W(x, y, z) = V(x, y, z) + U(x, y), \quad (2.2.1),$$

Частные производные от функции потенциала силы тяжести W по координатам x, y, z представляют собой составляющие силы тяжести g_x, g_y, g_z :

$$\frac{\partial W}{\partial x} = g_x; \frac{\partial W}{\partial y} = g_y; \frac{\partial W}{\partial z} = g_z. \quad (2.2.2)$$

Полное приращение потенциала силы тяжести будет иметь вид:

$$dW = \left(\frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz \right). \quad (2.2.3)$$

Но так как

$$dx = dS \cos(s, x); dy = dS \cos(s, y); dz = dS \cos(s, z), \quad (2.2.4),$$

то подставляя выражения (2.2.2) и (2.2.4) в уравнение (2.2.3), получаем выражение для полного приращения потенциала силы тяжести по произвольному направлению (s):

$$dW = g \cos(g, s) ds . \quad (2.2.5).$$

Формула (2.2.5) показывает, что приращение потенциала есть работа массы при перемещении ее в поле сил тяготения. Тогда производная от потенциала силы тяжести по любому направлению равна составляющей силы тяжести по этому направлению:

$$\frac{\partial W}{\partial s} = g \cos(g, s) \quad (2.2.6).$$

Равенства (2.2.2) являются частным случаем выражения (2.2.6).

Из выражения (2.2.6) можно сделать выводы:

а) при $\cos(g, s) = 0$, т.е. при направлении (s) , перпендикулярном направлению силы тяжести, $dW = 0$, и следовательно,

$$W = const \quad (2.2.7).$$

Так как функция W является функцией координат (x, y, z) , то уравнение (2.2.7) есть уравнение поверхности, для которой в любой ее точке сила тяжести направлена по нормали к ней. Каждая материальная точка на этой поверхности испытывает только действие силы, нормальной к поверхности W .

Поэтому гравитационное поле можно представить в виде набора бесконечного числа поверхностей, на которых $W = const$, а ускорение силы тяжести направлено перпендикулярно этим поверхностям. Такие поверхности называются эквипотенциальными или уровнями, т.е. поверхностями равного потенциала. Из определения следует, что уровенные поверхности не могут касаться друг друга или пересекаться.

Пример: поверхность воды на Земле (открытые моря и океаны) совпадает с уровенной поверхностью при определенном значении $const$ в уравнении (2.2.7).

Уровенная поверхность называется поверхностью геоида, если она совпадает с невозмущенной волнениями средней поверхностью открытых морей и океанов, проходит под сушей и по определению, везде горизонтальна, а ускорение силы тяжести перпендикулярно к ней. Фигура, ограниченная такой поверхностью, называется геоидом.

б) расстояния между двумя соседними уровенными поверхностями, определяемыми уравнениями:

$W = C, W + dW = C_1$, можно найти, если принять в выражении (2.2.5) $\cos(g, s) = 1$. В этом случае $dW = gds$. Отсюда получаем выражение для расстояния: $ds = \frac{1}{g}dW$, т.е. расстояние между соседними уровенными поверхностями обратно пропорционально действующей силе. Так как величина g не постоянна во всех точках уровенной поверхности, расстояние между соседними уровенными поверхностями неодинаковое.

На основании равенств (2.1.6), (2.1.7) и (2.2.1) оператор Лапласа для точек вне притягивающих масс будет равен:

$$\Delta W = \Delta V + \Delta U = 2\omega^2 \quad (2.2.8),$$

а для точек внутри притягивающих масс оператор Лапласа будет равен:

$$\Delta W = \Delta V + \Delta U = -4\pi G\sigma + \omega^2 \quad (2.2.9)$$

Вторые производные потенциала и их разности:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}, \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}, \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}; \quad (2.2.10)$$

Физический смысл выражений (2.2.10): т.к. $g = \frac{\partial W}{\partial z}$, то $\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = \frac{\partial g}{\partial x}$ - скорость изменения силы тяжести по оси X , т.е. горизонтальный градиент силы тяжести. Аналогично, $\frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z}$ и $\frac{\partial^2 W}{\partial z^2}$, т.е. соответственно горизонтальный и вертикальный градиенты силы тяжести.

Вторые производные $\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}, \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}, \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} -$ характеризуют форму уровенной поверхности (геоида), эти величины обычно изучаются в геодезической гравиметрии.

На поверхность геоида соотносятся данные всех измерений, поэтому ее называют также поверхностью относимости.

Единица измерения градиента силы тяжести равна 1 этвешу (E) = $10^{-9}/c^2$, что соответствует силе тяжести в 0.1 мГал на 1 км.

2.3. Нормальное значение силы тяжести.

Нормальное значение силы тяжести (γ_0) обусловлено суточным вращением и притяжением Земли в предположении, что Земля состоит из однородных по плотности концентрических слоев, т.е. это значение силы

тяжести на одной из уровенных поверхностей теоретической Земли. Выражение для (γ_0) можно получить, если взять первую производную от вектора W по направлению нормали (n) к уровенной поверхности:

$$\gamma_0 = -\frac{\partial W}{\partial n} \quad (2.3.1).$$

Приняв Землю за сфероид, Клеро получил приблизительную формулу для расчета нормальных значений силы тяжести, взяв производную от потенциала по направлению к нормали:

$$\gamma_0 = g_{\text{экв}}(1 + \beta \sin^2 \varphi), \quad (2.3.2)$$

где $g_{\text{экв}}$ – сила тяжести на экваторе, φ - географическая широта пункта наблюдения, β - коэффициент (зависит от угловой скорости вращения и сжатия сфероида).

Но так как Земля имеет форму геоида, то и формула для вычисления нормальных значений будет иметь вид (международная, принята 14-й Генеральной ассамблеей геодезии и геофизики, 1967):

$$\gamma_0 = g_{\text{экв}}(1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2 \varphi \cos 2\lambda), \quad (2.3.3)$$

где λ - географическая долгота пункта наблюдения.

Коэффициенты $\beta_1, \beta_2, \beta_3$ - зависят от формы Земли, ее угловой скорости (φ), распределения масс:

$$\beta = 0.0053024; \beta_1 = 0.0000059, \beta_2 = 0 \text{ и } g_{\text{экв}} = 978.0318 \text{ Гал.}$$

Имеется несколько формул вычисления нормальных значений силы тяжести, выведенных разными авторами. Отличаются они лишь средними значениями $g_{\text{экв}}$ и коэффициентами β_1 . В России наиболее широко используются две формулы: Гельмерта (1901-1909) и Кассиниса (1930). Последняя использовалась до 1967 г. как международная. Выведены зависимости для перехода от формулы Гельмерта к формуле Кассиниса.

Так как нормальное поле зависит только от широты и долготы точки наблюдения, составлены таблицы, по которым легко определить (γ_0) для любой точки земной поверхности.

2.4. Поправки, вводимые в наблюдаемые значения силы тяжести.

В наблюдаемые значения силы тяжести вводятся поправки (проводится редуцирование поля), т.к. нормальные значения относятся к

поверхности геоида, совпадающей с уровнем невозмущенных океанов, а измеренные - к реальной форме Земли (земной поверхности). Поэтому все наблюдения силы тяжести приводятся к этому уровню.

Этого достигают путем введения поправок за нормальное поле, за высоту точки наблюдения, за влияние притяжения промежуточного слоя, за влияние окружающего рельефа, за изостазия. Введение этих поправок и составляет процесс редуцирования, т.е. приведение измеренных значений на физической поверхности Земли к определенной уровенной поверхности, в частности, к геоиду.

1. Поправка за нормальное поле определяется по формуле Гельмерта:

$$\gamma_0 = g_{\text{экс}} (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2 \varphi \cos 2\lambda), \quad (2.3.3; 2.4.1)$$

2. Поправка за высоту или поправка Фая (за “свободный воздух”) определяется по формуле:

$$\Delta g_1 = 0,3086H, \quad (2.4.2)$$

где Δg_1 в мГал, H – в метрах (высота над уровнем моря), 0.3086 – величина нормального вертикального градиента силы тяжести (мГал/м); берутся со знаком (+), если точка наблюдения расположена выше геоида, со знаком (-), если точка наблюдения расположена ниже геоида. Сила тяжести уменьшается с возрастанием высоты.

2. Поправка Буге состоит из поправок за свободный воздух и за промежуточный слой. Поправка за влияние промежуточного плоскопараллельного слоя (Δg_2), учитывает влияние масс между горизонтальной поверхностью, проходящей через точку наблюдения, и уровнем моря. Для ее вычисления используют формулу притяжения плоско-параллельного слоя (пластины):

$$\Delta g_2 = 2\pi G\sigma H = 0,0419\sigma H \quad (\text{мГал}), \quad (2.4.3),$$

где G – гравитационная постоянная, σ – средняя плотность промежуточного слоя. Поправка Буге получается сложением поправки за воздух и поправки за промежуточный слой:

$$\Delta g_{2(\text{Буге})} = \Delta g_1 + \Delta g_2 = 0,3086H + 0,0419\sigma H = (0,3086 + 0,0419\sigma)H \quad (2.4.4),$$

где H - абсолютная высота точки наблюдения (м), σ - средняя плотность пород в промежуточном слое (г/см^3). Знак поправки противоположен знаку поправки за “свободный воздух”,

4. Поправка за влияние рельефа $\Delta g_{3(\text{мон})}$) – топографическая поправка.

Вводится для исключения влияния окружающего рельефа (относительно точки наблюдения). Введением поправки за рельеф все вышележащие массы как бы удаляют, а участки прогибов засыпают породой. Вводится обычно при измерениях в горных районах. Эта поправка всегда положительная и вводится со знаком (+). Способов вычисления этих поправок несколько: например, способы Лукавченко, Немцова-Пришивалко, Березкина, Мудрецово́й и др. Все они достаточно громоздки, и поэтому, преимущественно, расчеты этих поправок проводятся на ЭВС.

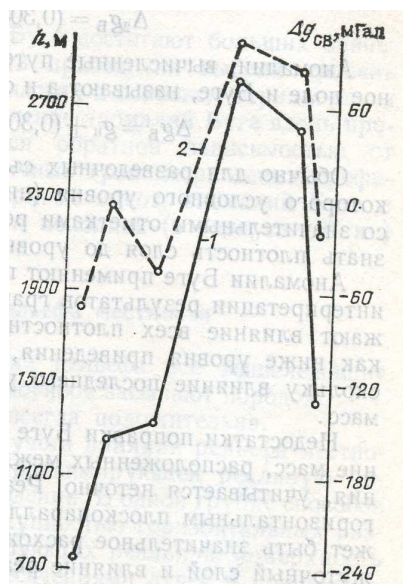


Рис. 2.4.1. Зависимость распределения аномалий в свободном воздухе $\Delta g_{\text{св}}$ от рельефа местности: 1 – кривая высот; 2 – кривая аномалий в свободном воздухе.

5. Изостатическая поправка $\Delta g_{4(\text{изост})}$ - вводится иногда при региональных исследованиях суши и океанов. Рассчитывается по специальным формулам на основании гипотез об изостатическом равновесии земной коры, например, гипотез Пратта-Хейфорда, Эри, Венинг-Мейниса и др. Характеризует отклонения от существующего в целом гидростатического равновесия Земли.

В литосфере, в ее верхней оболочке мощностью 100-200 км, равновесие достигается посредством упругого изгиба. В астеносфере (глубже) с более низкой вязкостью равновесие достигается за счет горизонтальных “течений”. От этих факторов зависит гидростатическое

равновесие. Особенно сильно такое равновесие нарушено в горных районах, где наблюдаются интенсивные изостатические аномалии.

2.5. Аномалии силы тяжести.

Для определения аномалий силы тяжести в результаты измерений вводят перечисленные в предыдущем разделе поправки. Измерив $g_{набл}$ в какой-то точке и вычтя γ_0 , получим аномалию силы тяжести. Таким образом, аномалией силы тяжести называется разность наблюдаемого и нормального значения силы тяжести в пункте измерения:

$$\Delta g_{ан} = (g_{ан} - \gamma_0) \quad (2.5.1)$$

Аномалии, вычисленные путем введения поправок за нормальное поле и в свободном воздухе, называются в геодезической гравиметрии аномалиями в свободном воздухе или аномалиями Фая.

Аномалия Фая рассчитывается по формуле, приведенной ниже:

$$\Delta g_{Фая} = g_{набл} - \gamma_0 + \Delta g_1 = g_{набл} - [g_{экс} (1 + \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2 \varphi \cos 2\lambda)] + 0,3086H, \quad (2.5.2),$$

где H – высота точки наблюдения над уровнем моря (в метрах). Здесь суммарная поправка, вводимая в $\underline{g_{набл}}$, может быть определена до проведения работ, т.к. во все формулы вычисления этих поправок входят лишь топографические координаты - φ, λ и H . Эти величины обычно считают на ЭВМ.

Аномалия в свободном воздухе содержит в себе влияние промежуточных масс, расположенных между точкой наблюдения и уровенной поверхностью. Распределение аномалии в свободном воздухе по профилю в горной местности находится в прямой зависимости от рельефа, т.е. в графическом изображении как бы его повторяет

2. Аномалия Буге вычисляется путем введения поправки за свободный воздух и поправки Буге:

$$\Delta g_{(буге)} = g_{(набл)} - \gamma_0 + (0,3086 - 0,0419\sigma)H = g_{(набл)} - g_{(теор)}. \quad (2.5.3)$$

Аномалии Буге применяют преимущественно для геологической интерпретации результатов гравиметрических съемок. Они отображают влияние всех плотностных неоднородностей, находящихся как ниже уровня приведения, так и в промежуточном слое, так как влияние этого слоя учитывается со средней плотностью масс. Недостатком поправки

Буге и, соответственно, аномалии Буге является неточный учет влияния масс между уровнем наблюдения и уровнем приведения за счет замены реальных масс массами плоскопараллельного слоя. Этот недостаток можно частично компенсировать введением поправки за влияние рельефа местности.

Значения силы тяжести на поверхности Земли обычно невелики (до нескольких десятков мГал), исключение составляют горные области и изолированные острова, где аномалии могут составлять несколько сотен мГал.

Примеры: на Гвинейских островах аномалии достигают величин, примерно, до (+) 670 мГал, в районе Антильских островов – примерно, до (-) 340 мГал, в районе горных областей аномалии Буге в основном отрицательные и могут достигать (-) 450 мГал..

Главные причины плотностных аномалий: различные плотности масс горных пород земной коры и преимущественно сферическая неоднородность внутреннего строения Земли.

По выявленным аномалиям решаются различные геологические и инженерно-экологические задачи, в том числе, поисково-разведочные, делаются выводы о внутреннем строении Земли.

Точность вычисления аномалий характеризуется средней квадратичной погрешностью, вычисляемой по формуле:

$$\delta_a = \pm \sqrt{\delta_n^2 + \delta_{on}^2 + \delta_B^2 + \delta_{\gamma_0}^2 + \delta_P^2} \quad (2.5.4),$$

где δ_n – средняя квадратическая погрешность определения наблюдаемых значений силы тяжести; δ_{on} - средняя квадратическая погрешность определения значений силы тяжести на опорной сети; δ_B - средняя квадратическая погрешность определения аномалий Буге; δ_{γ_0} - средняя квадратическая погрешность определения нормальных значений; δ_P - средняя квадратическая погрешность определения поправок за влияние рельефа.

2.6. Составление карт и графиков аномалий силы тяжести.

Результаты съемки представляют в виде карт изоаномал (линий равных значений какого-либо измеряемого или вычисляемого параметра) и графиков изменения аномалий силы тяжести по профилям наблюдений. На карту наносят пункты наблюдений и значения аномалий на опорных и рядовых пунктах. Изолинии проводят путем интерполяции по площади. Карты аномалий Буге строят обязательно при двух плотностях

промежуточного слоя: 2.30 и 2.67 г/см³. При этом поверхность относимости должна совпадать с поверхностью геоида.

Для геологической интерпретации строят карты и графики аномалий Буге с плотностью промежуточного слоя, зависящей от конкретных условий проведения гравиметрических работ.

Для оценки достоверности составления карты изоаномал вычисляют погрешность интерполяции по формуле:

$$\delta = \pm \sqrt{\frac{\sum(\Delta g_k - \Delta g_n)^2}{n-1}} \quad (2.6.1),$$

где Δg_k – контрольное значение аномалии, Δg_n – значение аномалии, полученное интерполированием с карты, n – число контрольных измерений.

На карте должен быть заголовок, указан масштаб карты, вид поправки, плотность промежуточного слоя, фамилии составителей, название организации, дата составления.

Кроме карт составляют каталог опорных и рядовых пунктов, которые содержат географические координаты, высоты пунктов, нормальные значения силы тяжести, наблюдаемые значения и аномалии силы тяжести в соответствующей редукции и плотностью промежуточного слоя.

2.7. Решение прямых и обратных задач гравirazведки.

Рассчитывают аномалии силы тяжести от плотностных неоднородностей, а влияние притяжения Земли и рельефа исключают вычитанием нормального поля и введением редукций (см. выше).

В математической теории гравirazведки рассчитывают аномалии от тел простой формы: шара, горизонтального цилиндра, вертикального уступа, вертикального цилиндра и т.д., без учета притяжения всей массой Земли.

Решение подобных задач: нахождение аномалий силы тяжести и вторых производных потенциала от тел известной формы, глубины залегания, размера и плотности носит название - **прямые задачи гравirazведки.**

Обратные задачи - нахождение по аномалиям Δg_b , наблюдаемому полю и вторым производным потенциала силы тяжести местоположения, формы, глубины, размеров и плотности.

2.8. Аналитические способы решения прямых задач гравirazведки.

Аномалия силы тяжести от тела известной формы, размера и плотности может быть вычислена на основании закона всемирного притяжения – закона Ньютона.

Ось z в трехмерной системе координат направлена вниз, к центру Земли.

Задача: В точке наблюдения $A(x, y, z)$ определить аномальную силу тяжести Δg , т.е. вертикальную составляющую силы притяжения Землей единицы массы (f_z) элементарной массы dm , находящейся в точке $M(x', y', z')$ - см. рис. 2.8.1.

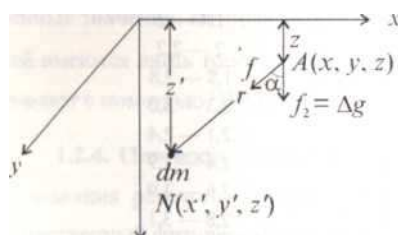


Рис. 2.8.1. Определение аномалий силы тяжести от элементарной массы.

По закону Ньютона притяжение единичной массы

$$f = G \frac{dm}{r^2}, \quad (2.8.1)$$

где r - расстояние между точками. Аномалия Δg является проекцией вектора f на ось z :

$$\Delta g = f \cos \alpha = G \frac{dm}{r^2} \frac{(z' - z)}{r}, \quad (2.8.2)$$

Из треугольника ABM $\cos \alpha = \frac{(z' - z)}{r}$.

Из выражения потенциала можно получить эту же формулу:

$$W = \frac{dm}{r}. \quad (2.8.3)$$

В самом деле

$$\Delta g = -\frac{\partial W}{\partial z} = G \frac{dm(z' - z)}{r^3}. \quad (2.8.4)$$

Если σ - плотность притягивающей массы, а dV - ее объем, то:

$$\Delta g = \frac{GdV\sigma(z' - z)}{r^3}. \quad (2.8.5)$$

Это аномалия силы тяжести от массы, расположенной в пустоте. В природе аномальные породы находятся во вмещающей среде с σ_0 , $dm = (\sigma - \sigma_0)dV$, поэтому $(\sigma - \sigma_0) dm = (\sigma - \sigma_0)dV$ и тогда:

$$\Delta g = \frac{G(\sigma - \sigma_0)dV(z' - z)}{r^3}. \quad (2.8.6),$$

где $\sigma - \sigma_0 = \Delta\sigma$ - избыточная плотность. При $\sigma > \sigma_0$ знак Δg - положительный (увеличение притяжения и положительные аномалии силы тяжести Δg). При $\sigma < \sigma_0$ знак Δg - отрицательный (уменьшение притяжения и отрицательные аномалии силы тяжести (Δg)).

Аномалия, созданная любым телом, определяется интегралом по объему тела:

$$\Delta g_x = G(\sigma - \sigma_0) \int_v \frac{(z' - z)dV}{r^3}. \quad (2.8.7),$$

т.е. суммой притяжения всех элементарных объемов, из которых состоит тело.

2.9. Прямая и обратная задачи над шаром.

а) Прямая задача. Однородный шар радиуса (a), плотности σ , находится на глубине h в среде с плотностью σ_0 (центр - на оси z , наблюдения - по оси (x) в точке P (рис. 2.9.1):

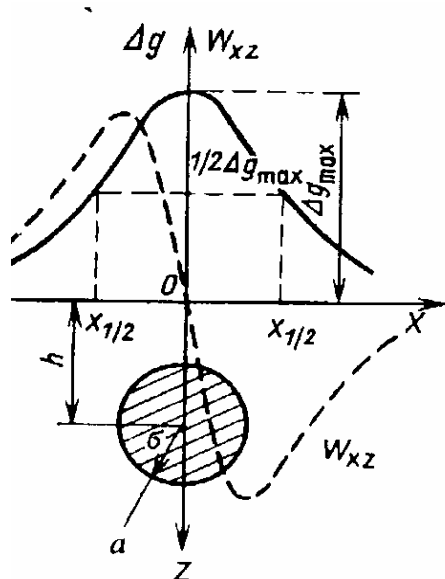


Рис. 2.9.1. Гравитационное поле шара.

Из формул (2.1.13) - (2.1.18), заменив dm массой шара, сосредоточенной в центре (в точке), при $x', y' = 0; z' = h, y = z = 0$, получим для шара:

$$\Delta g = \frac{GMh}{r^3} = \frac{G(\sigma - \sigma_0)Vh}{(r)^3} = \frac{G(\sigma - \sigma_0)Vh}{(x^2 + y^2)^{\frac{3}{2}}}. \quad (2.9.1)$$

Максимум Δg - над шаром ($x=0$), асимптотически стремится к нулю при удалении от центра. В плане изолинии Δg имеют вид концентрических окружностей.

Вторая производная (градиент аномалии по оси x - по профилю наблюдения):

$$W_{xz} = \frac{\partial \Delta g}{\partial x} = GMh \partial \frac{1}{r^3} = \frac{3gMhx}{r^5}. \quad (2.9.2)$$

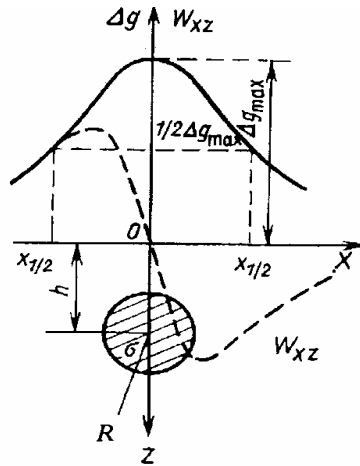


Рис. 2.9.2. Гравитационное поле бесконечно длинного кругового горизонтального цилиндра.

Вид кривой W_{xz} получается путем графического построения и из кривой Δg . Максимум - перед шаром, минимум - за шаром, над центром - ноль.

б) **Обратная задача.** Из (2.2.4) максимум Δg над центром ($x=0$) равен

$$\Delta g_{\max} = \frac{GM}{h^2}. \quad (2.9.3)$$

Для точки, удаленной от максимума на расстояние $x_{1/2}$, имеющей $\Delta g_{\frac{1}{2}} = \frac{\Delta g_{\max}}{2}$, записываем:

$$\Delta g_{\frac{1}{2}} = \frac{GM}{2h^2} = \frac{GMh}{(x_{\frac{1}{2}}^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (2.9.4)$$

или

$$2h^3 = (x_{\frac{1}{2}}^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}. \quad (2.9.5)$$

Из последнего уравнения: $h = 1.3x_{\frac{1}{2}}$. Зная h , находим избыточную массу (M):

$$M = \frac{\Delta g_{\max} h^2}{G} \quad (2.9.6)$$

Но так как $M = V(\sigma - \sigma_0) = \frac{4\pi a^3(\sigma - \sigma_0)}{3}$, то зная избыточную плотность $(\sigma - \sigma_0)$, можно найти V - объем и a - радиус шара:

$$a = \sqrt[3]{\frac{3M}{4\pi(\sigma - \sigma_0)}} = 0.013 \sqrt[3]{\frac{0.38\Delta g_{\max} h^2}{(\sigma - \sigma_0)}}, \quad (2.9.7)$$

где Δg_{\max} - в мГал, h - в метрах, $(\sigma - \sigma_0)$ - в тоннах/м³ (г/см³).

2.10. Прямая и обратная задачи над горизонтально бесконечным длинным круговым цилиндром.

а) **Прямая задача.** R - радиус цилиндра. Расположен цилиндр вдоль оси y (рис.2.9.2). Ось наблюдений (x) – в крест простирания цилиндра. Притяжение такого однородного тела соответствует массе вещественной линии вдоль оси цилиндра, с массой единицы длины:

$$\lambda = \frac{dm}{dy} = \pi R^2(\sigma - \sigma_0). \quad (2.10.1)$$

Из формулы (2.19) получим формулы для вычисления Δg и W_{xz} :

$$\Delta g = Gh\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + h^2)} = \frac{2Gh\lambda R^2(\sigma - \sigma_0)}{(x^2 + h^2)} \quad (2.10.2)$$

$$W_{xz} = \frac{\partial \Delta g}{\partial z} = -\frac{4Gh\lambda x}{(x^2 + h^2)^2}. \quad (2.10.3)$$

Графики Δg и W_{xz} над цилиндром и шаром похожи (см. рис.2.9.1 и 2.9.2).

В плане изолинии Δg над цилиндром представляют собой вытянутые параллельные линии.

б) **Обратная задача:** из (2.8.7) и (2.10.2, 2.10.3) при $x = 0$ получаем

$$\Delta g_{\max} = \frac{2G\lambda}{h} \quad (.2.10.4)$$

Отсюда:

$$\Delta g_{\frac{1}{2}} = \frac{\Delta g_{\max}}{2} = \frac{G\lambda}{h} = \frac{2Gh}{(x_{\frac{1}{2}} + h^2)} \quad (2.10.5)$$

$$h^2 = x_1^2, h = \pm x_1, \quad (2.10.6)$$

т.е. глубина залегания цилиндра равна расстоянию от точки максимума Δg_{\max} до точки, где $\Delta g = \frac{\Delta g_{\max}}{2}$. Определив h и зная избыточную плотность $(\sigma - \sigma_0)$, можно рассчитать:

$$\lambda = \pi R^2 (\sigma - \sigma_0) = 0.0075 h \Delta g_{\max} \quad (2.10.7)$$

и радиус цилиндра:

$$R = \frac{\sqrt{0.0075 h \Delta g_{\max}}}{\pi (\sigma - \sigma_0)}. \quad (2.10.8)$$

Зная R , можно определить глубины залегания верхней $h_g = h - R$ и нижней $h_n = h + R$ кромок цилиндра. Нетрудно вычислить и выражение для W_{xz} (сделать самостоятельно!):

$$W_{xz} = \frac{\angle(\Delta g)}{\angle x} = -\frac{2Gh\lambda 2x}{(x^2 + y^2)^2} = -\frac{(4Gh\lambda x)}{(x^2 + h^2)^2} \quad (2.10.9)$$

2.11. Прямая и обратная задачи над вертикальным уступом (сбросом).

А) Прямая задача. (*Разобраться самостоятельно!*). Вертикальный уступ (сброс) простирается бесконечно вдоль оси (y) (рис. 2.11.1, 2.11.2, 2.11.3). Наблюдения идут вдоль оси (x) - при этом ($y = z = 0$), расположенной в крест простираения сброса. Пусть z_1 и z_2 - глубины до кровли и подошвы сброса, Δh - амплитуда уступа. Согласно (2.9.2):

$$\Delta g = G(\sigma - \sigma_0) \int_0^{+\infty} dx \int_{-\infty}^{+\infty} dy \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{[(x - x_1)^2 + y^2 + z^2]^{\frac{3}{2}}}. \quad (2.11.1)$$

Выражение громоздкое. Частично упрощенные формулы полной максимальной аномалии над уступом (разность силы тяжести между поднятым и опущенным крылом) определяется по формуле:

$$\Delta g_{\max} = 2\pi G(\sigma - \sigma_0)(z_2 - z_1). \quad (2.11.2)$$

Над уступом ($x=0$) аномалия равна половине максимальной.

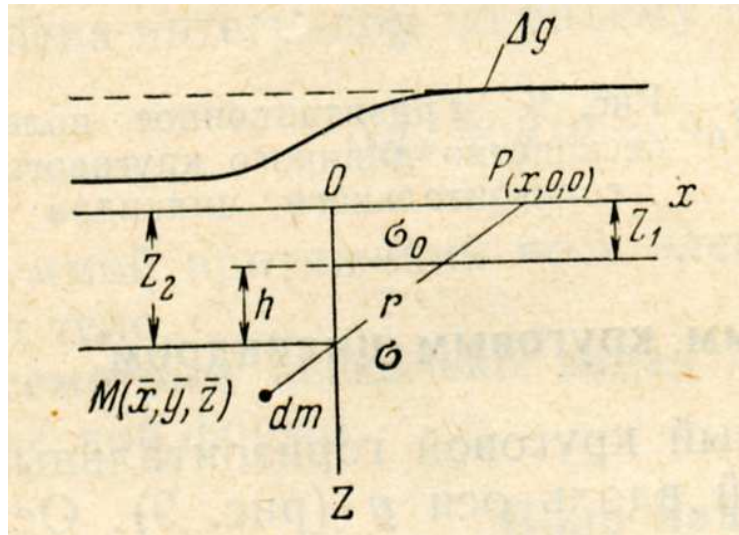


Рис. 2.11.1. Гравитационное поле над уступом (сбросом).

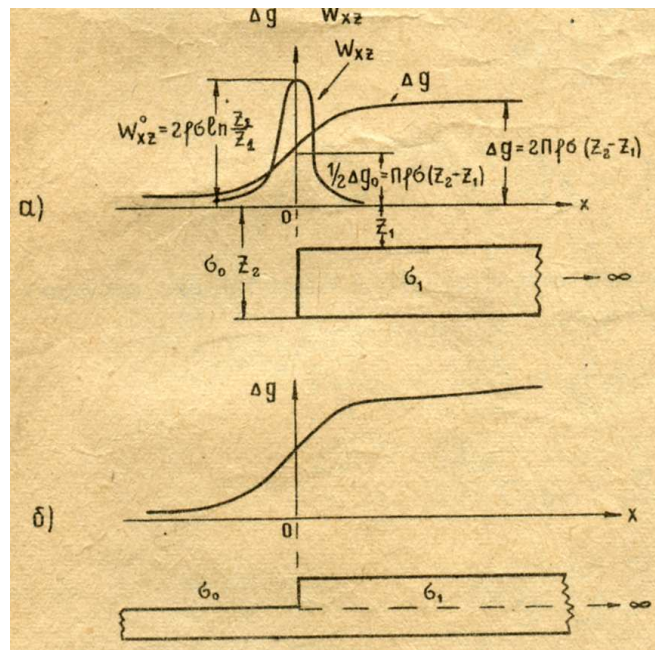


Рис.2.11.2. Модель гравитационной ступени (уступа).

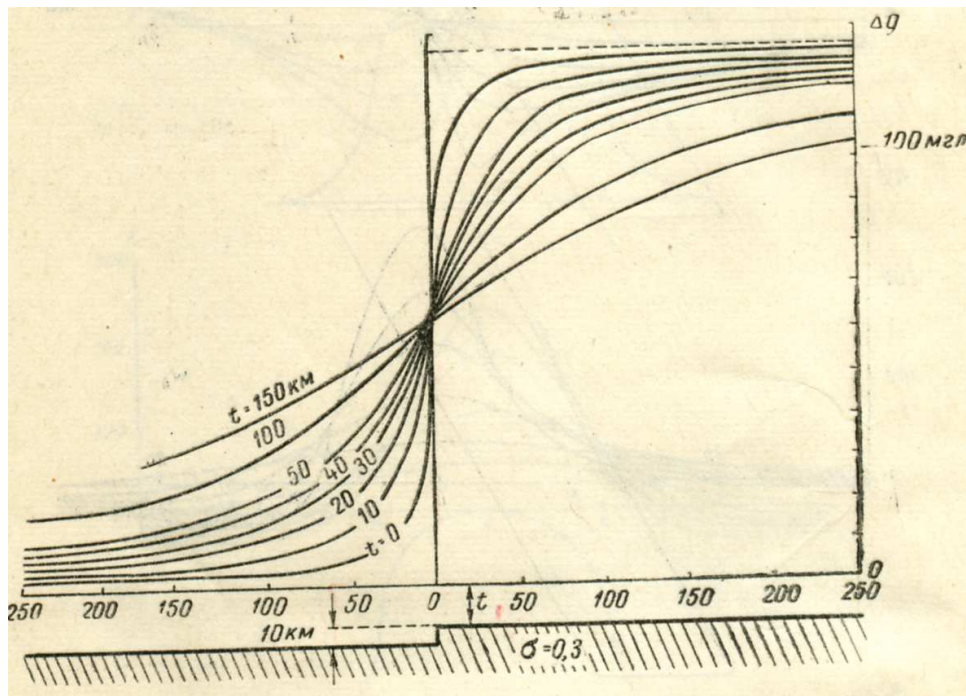


Рис.2.11.3. Изменение аномалии Δg над уступом, погруженным на различные глубины t .

б) **Обратная задача.** (*Разобраться самостоятельно!*). Из формулы (2.11.2) можно определить Δh (превышение верхней кровли над подошвой) $(z_2 - z_1) = \frac{\Delta g_{\max}}{2\pi G(\sigma - \sigma_0)}$.

В теории доказано, что примерная глубина расположения середины высоты уступа $H = \frac{(z_2 + z_1)}{2}$ равна $x_{\frac{1}{2}}$, т.е. абсциссе точки, в которой $\Delta g_{\frac{1}{2}} = \frac{\Delta g_0}{2} = \frac{\Delta g_{\max}}{4}$, где Δg_0 - аномалия над уступом, а Δg_{\max} - полная аномалия.

На практике: для определения H на кривой Δg находится место сброса Δg_0 , и в масштабе профиля рассчитывается $x_{\frac{1}{2}}$ - расстояние от сброса до точки, в которой $\Delta g = \frac{\Delta g_0}{2}$. Зная H и Δh , определяются глубины до приподнятого $z_1 = H - \frac{\Delta h}{2}$ и опущенного $z_2 = H + \frac{\Delta h}{2}$ крыла.

2.12. Графическое определение аномалии силы тяжести двумерных тел с помощью палетки Гамбурцева.

а) **Прямая задача.** Для тел сложной формы расчет Δg труден и выполняется обычно на ЭВМ, либо графически с помощью различных палеток. Для тел с сечением любой произвольной формы и вытянутыми вдоль оси (двухмерные тела) часто применяют палетку Гамбурцева (см. рис. 2.12.1):

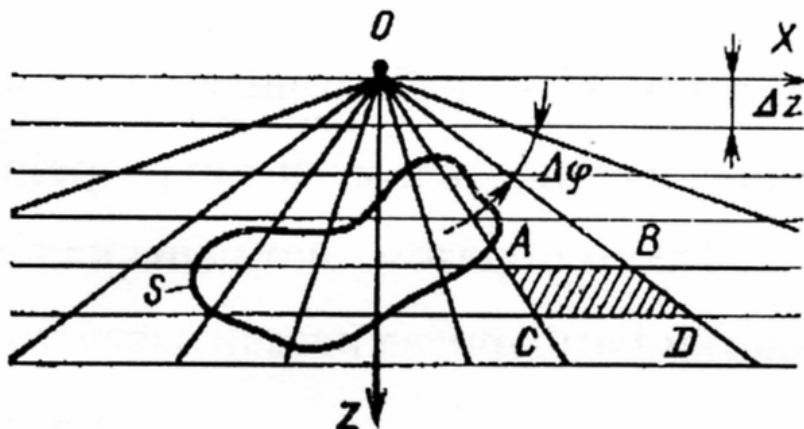


Рис. 2.12.1. Палетка Гамбурцева для вычисления притяжения двухмерных тел.

Из точки 0 через один и тот же угол $\Delta\varphi$ проведены радиусы, а через равные расстояния Δz вниз - параллельные линии. Сила тяжести Δg в точке 0 за счет притяжения бесконечной горизонтальной призмой сечением в виде трапеции $ABCD$ одинакова для любой из таких призм и равна:

$$\Delta g_{II} = 2G(\sigma - \sigma_0)\Delta\varphi\Delta z \quad (2.12.1)$$

Это основано на формуле притяжения бесконечно длинным цилиндром (2.55-2.56), в которую вместо λ подставляем массу элементарной призмы сечением $dx dz$:

$$\lambda = \pi R^2(\sigma - \sigma_0) = dz dx(\sigma - \sigma_0). \quad (2.12.2)$$

Притяжение бесконечно длинной призмой любого сечения может быть рассчитано по формуле:

$$\Delta g = 2G(\sigma - \sigma_0) \iint \frac{z^2 dx dz}{(x^2 + z^2)} \quad (2.12.3)$$

Заменив $x = z \operatorname{ctg} \varphi$, получим:

$$dx = z\left(-\frac{1}{\sin^2 \varphi}\right)d\varphi, \quad (.2.12.4)$$

НО

$$\sin^2 \varphi = \frac{z^2}{(x^2 + h^2)}. \quad (2.12.5)$$

Поэтому:

$$\Delta g = 2G(\sigma - \sigma_0) \iint dzd\varphi \approx 2G(\sigma - \sigma_0) \sum dzd\varphi \approx \sum \Delta g_{II}, \quad (2.12.6)$$

где Δg_{II} - цена деления одной трапеции (цена палетки), равная

$$\Delta g_{II} = 2G\Delta\sigma\Delta\varphi\Delta z. \quad (2.12.7)$$

Подобрав $\Delta\sigma, \Delta\varphi, \Delta z$ такими, чтобы Δg_{II} равнялось какому-то постоянному значению (например, 0.1 мГал), легко рассчитать в точке (0) аномалию призмы любого сечения, для чего надо подсчитать число трапеций, покрывающих сечение исследуемого тела (n). Аномалия Δg равна n , умноженному на цену деления палетки и масштабный коэффициент (K):

$$K = \frac{\Delta\sigma_{II}M_{II}}{(\sigma - \sigma_0)M_P}, \quad (2.12.8)$$

где Δg_{II} и M_{II} - избыточная плотность и масштаб палетки, а разность $(\sigma - \sigma_0)$ и M_P - избыточная плотность и масштаб разреза.

В итоге, аномалия над двумерным телом любого сечения с помощью палетки Гамбурцева рассчитывается по формуле:

$$\Delta g = n\Delta g_{II}K. \quad (2.12.9)$$

б) Обратная задача. Используя формулу (2.12.9), с помощью палетки можно выяснить форму и положение сечения возмущающего двумерного объекта, создающего аномалию. Надо знать - избыточную плотность - $(\sigma - \sigma_0)$, оценить аналитическим способом положение ее центра и для нескольких точек графика Δg построить возможные сечения возмущающего тела. Среднее из них характеризует примерное сечение тела.

2.13. Численные методы решения прямых и обратных задач гравиразведки.

Для сложных форм аномальных объектов прямые задачи считают на ЭВМ. За основу берут формулу (2.13.1) для аномалии, созданной любым телом с постоянной или переменной плотностью:

$$\Delta g_y = G(\sigma - \sigma_0) \int_v \frac{(z' - z)dV}{r^3}. \quad (2.13.1)$$

Практически: тело разбивается на элементарные массы, ячейки, например, шаровой или кубической, или многоугольной, прямоугольной формы и т.д. Гравитационный эффект от этих тел рассчитывается по формуле (2.43):

$$\Delta g = \frac{G(\sigma - \sigma_0)dV(z' - z)}{r^3}. \quad (2.13.2),$$

а затем ведется их суммирование по объему объекта. Подсчет производится на ЭВС.

Обратные задачи решаются методом сравнения полевой наблюдаемой аномалии с теоретически рассчитанными, у которых геометрические параметры и избыточные плотности постепенно изменяются до получения наименьших расхождений между кривыми. Прямые задачи - однозначны, обратные - неоднозначны и не всегда корректно решаемы (см. рис. 2.13.1, 2.13.2). На нем приведен пример, как тела разного сечения и глубины залегания даже при постоянной избыточной плотности могут создать одинаковую аномалию силы тяжести.

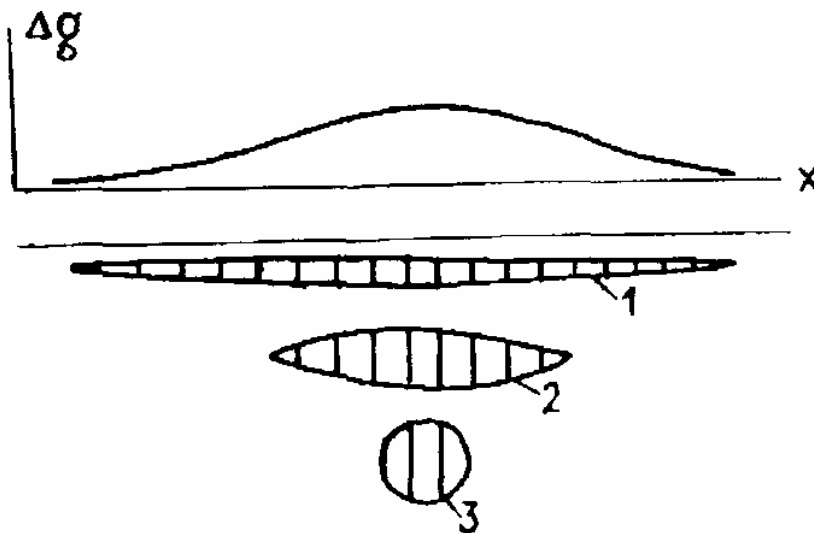


Рис.2.13.1. К неоднозначности решения обратной задачи.

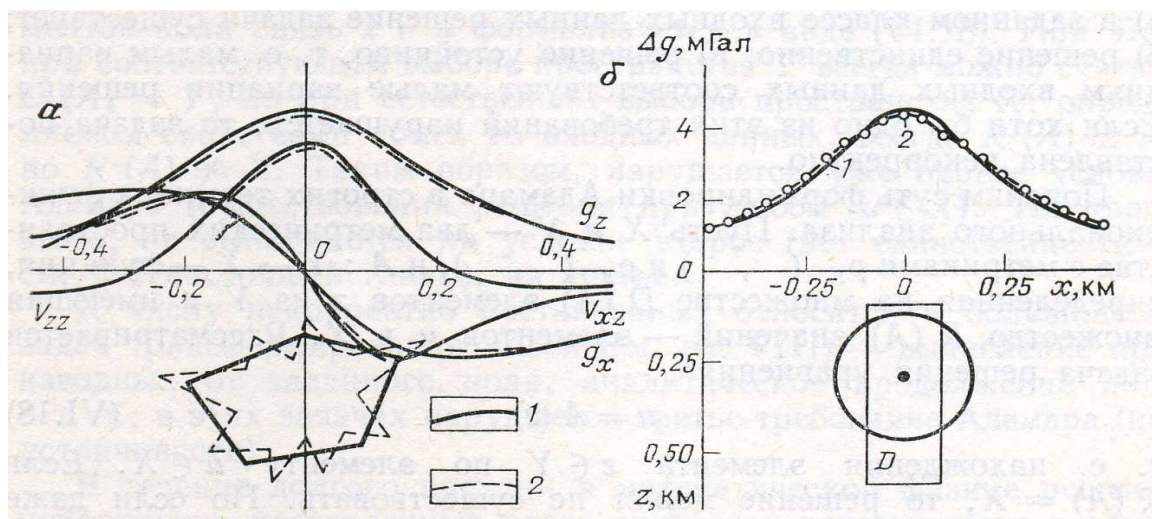


Рис.2.13.2. Примеры эквивалентности в гравиразведке: а – эквивалентность связана с высокочастотным возмущением контура тела постоянной плотности: 1 – контур звездного тела и различные производные гравитационного потенциала от этого тела, 2 – возмущенный контур тела и те же производные; б – эквивалентность поля призмы D (1) и поля точечного источника (2).



Рис. 2.13.3. Наблюденная (1), региональная (2) и локальная (3) аномалии силы тяжести.

Методы измерения ускорения силы тяжести бывают динамические и статистические. Главный измеряемый параметр – ускорение силы тяжести. При абсолютных измерениях получают полное (наблюденное) значение ускорения (g_n), при относительных – его приращение относительно некоторой исходной точки Δg_n .

Динамические методы – наблюдается движение тела под действием силы тяжести (качание маятника, свободное падение тела и т.д. Значение (g) определяется через параметры движения тела и параметры установки.

Статические методы – действие силы тяжести компенсируется силой упругости пружины, а значение (g) определяется по изменению статического положения равновесия тела.

Реже измеряются вторые производные гравитационного потенциала и их разности:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} = W_{xy}; \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = W_{xz}; \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} = W_{yz}; \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}; \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}; \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}; \left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} \right). \quad (2.13.1)$$

2.14. Динамические методы

Маятниковый метод относительных и абсолютных определений ускорения силы тяжести. Для математического маятника период колебаний равен:

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{g \left(l + \frac{1}{4} \sin^2 \frac{\alpha}{2} + \frac{9}{64} \sin^4 \frac{\alpha}{2} \right)}}, \quad (2.14.1)$$

где l – длина маятника, g – ускорение силы тяжести, α – максимальное значение отклонения маятника от вертикали. Для физического маятника эта формула также действует, где в качестве (1) берется приведенная длина $l = Jma$, где J – момент инерции маятника, m – его масса, a – расстояние от центра тяжести до оси вращения. При малых (α) формула будет иметь вид:

$$T \approx \pi \sqrt{\frac{l}{g}} \quad (2.14.2).$$

Точность определения периода возрастает при увеличении времени наблюдения за колебаниями маятника. Для абсолютных измерений ускорений силы тяжести необходимо измерять длину маятника. Зная g_0 и $T_0 = \pi \sqrt{\frac{l}{g_0}}$ на исходной точке, а также $T_i = \pi \sqrt{\frac{l}{g_i}}$ на i -ой точке, можно выполнить относительные измерения в 2-х точках по формуле:

$$g_i = g_0 (T_0 - T_i)^2, \quad (2.14.3)$$

т.е. в относительных измерениях длину маятника определять не надо.

Маятниковые приборы подвержены воздействию температуры, влажности и других факторов, но характеризуются очень медленным, плавным сползанием нуля-пункта, т.е. изменением зависимости показаний в одной точке от времени, вызванным старением системы.

При измерениях этими приборами в движении (например, морские съемки) влияние качки снижается при использовании сразу нескольких маятников, закрепленных на одном основании. Их колебания в этом случае сводятся к колебаниям одного опытного маятника (для этого используется при вычислениях довольно сложный математический аппарат).

Погрешность абсолютных измерений ускорения силы тяжести маятниковыми приборами – от 1 до 3 мГал, а относительных – при наземных исследованиях – до 0.1 мГал, при морских съемках – от 5 до 10 мГал.

Метод свободного падения – метод абсолютных определений ускорения силы тяжести. Измеряется время свободного падения тела и расстояние, пройденное телом. Измерения трудоемки, выполняются в обсерваториях, точность определения (g) – до 0.01 мГал.

Методы абсолютных и относительных определений ускорения силы тяжести с помощью исследования колебаний струны. Измеряется

частота колебаний струны, ее длина и масса. По ним рассчитывается (g) или Δg .

2.15. Статистические методы.

В гравиразведке используются в основном статические гравиметры (рис.2.13, 2.14). Приборы основаны на компенсации силы тяжести силой упругости пружины или силой кручения нити. Эти гравиметры измеряют только относительные ускорения силы тяжести. Абсолютное значение (g_i) получается в i -ой точке суммированием известного абсолютного значения (g_{abs}) на исходной точке с измеренным приращением ускорения силы тяжести между i -ой и исходной точками.

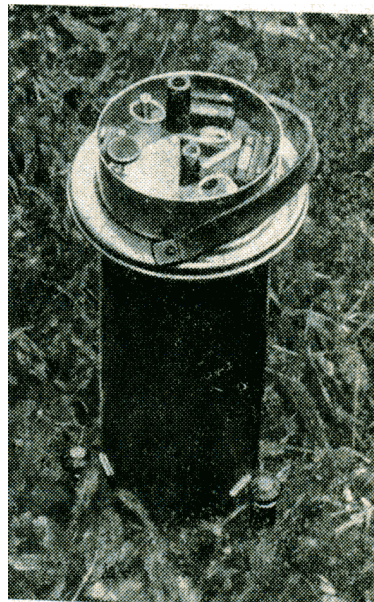


Рис.2.15.1. Гравиметр ГАК-4.

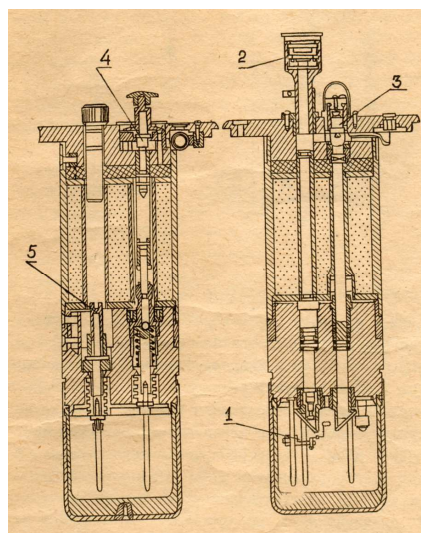


Рис.2.15.2. Схематический разрез корпуса гравиметра ГАК-7Т.

1 — кварцевая чувствительная система; 2 — окуляр оптической системы; 3 — лампочка осветителя; 4 — микрометрический винт измерительного устройства; 5 —

регулируемый винт диапазонного устройства.

Гравиметры I рода – мерой изменения ускорения силы тяжести в них служит изменение длины пружины, один конец которой закреплен, а к другому подвешен груз массой (m) – см. рис. 2.15.4 (а, б).

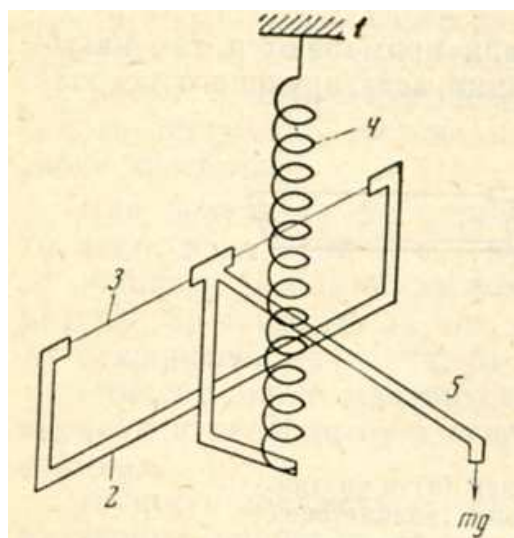


Рис 2.15.3. Чувствительная система гравиметра ГАК: 1 – корпус прибора, 2 – рамка, 3 – упругая кварцевая нить, 4 – витая кварцевая пружина, 5 – рычаг с грузиком.

Равновесие достигается при выполнении условия:

$$mg = \tau l, \quad (2.15.1)$$

где l – длина пружины, τ – коэффициент упругости пружины. Проведя измерения на опорной точке (g_0), получим:

$$mg_0 = \tau l_0 \quad (2.15.2)$$

В i -ой точке имеем условие:

$$mg_i = \tau l_i \quad (2.15.3)$$

Тогда приращение силы тяжести между этими точками

рассчитывается по формуле:

$$\Delta g = \frac{\tau \Delta l}{m} \quad (2.15.4)$$

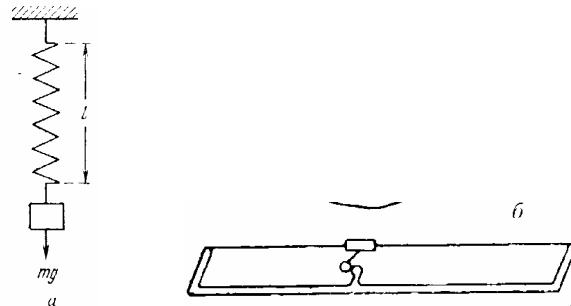


Рис.2.15.4. Пружинная (а) и крутильная (б) системы гравиметров.

Гравиметры II рода – схема чувствительной системы представлена на рис.2.17, а, б.

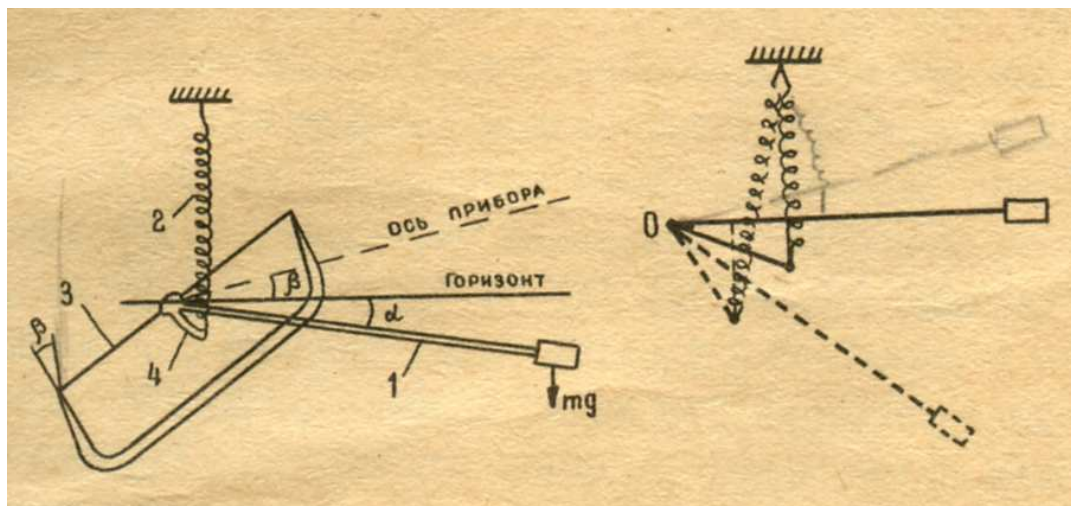


Рис.2.15.5. Схема чувствительной системы кварцевых гравиметров ГАК.

Рычаг с грузиком крепится на горизонтальной упругой нити и под воздействие силы тяжести наклоняется, закручивая нить. С помощью измерительных пружин с микрометрическим винтом грузик выводится в горизонтальное положение. Переходя на другую точку, под воздействием приращения (отрицательного или положительного) силы тяжести грузик вновь отклоняется от горизонтали. Для вывода его в горизонтальное положение опять используется измерительная пружина, а на микрометрическом винте по специальной шкале берется отсчет Δn . Получаем выражение:

$$\Delta g = C \Delta n \quad (2.15.6),$$

где C – цена деления прибора, зависящая от его конструктивных особенностей.

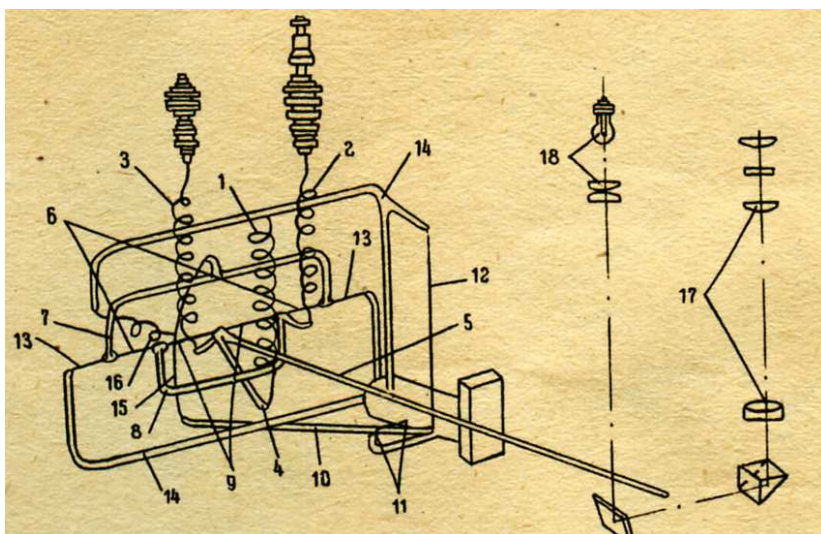


Рис. 2.15.7. Схема упругой кварцевой системы гравиметра ГАК-7Т.

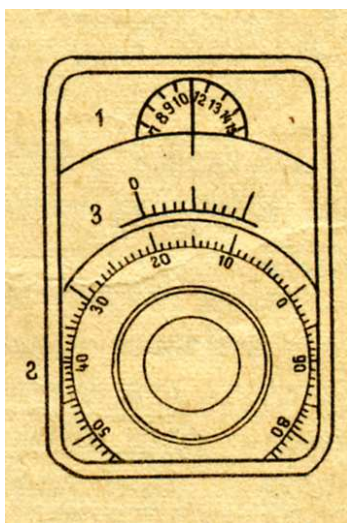


Рис. 2.15.8. Вид отсчетных шкал измерительного устройства

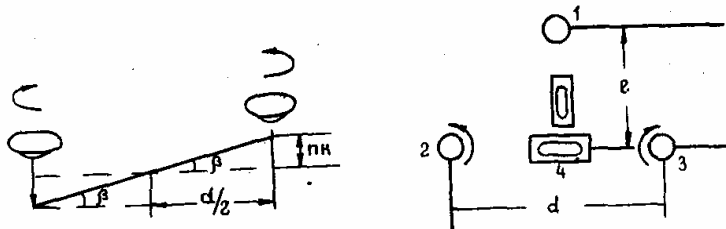


Рис. 2.15.9. Расположение подъемных винтов и уровней гравиметра.
1-3 – подъемные винты гравиметра; 4 – уровень плоскости оси вращения маятника.

Для повышения точности гравиметров применяется астазирование – искусственное увеличение чувствительности за счет установки упругой системы в положение, близкое к неустойчивому. Это приводит к тому, что небольшие изменения ускорения силы тяжести вызывают большие изменения по шкале прибора.

На практике используют обычно **гравиметры II рода**. В зависимости от материала чувствительной системы прибора их делят на кварцевые, металлические и кварцево-металлические.

Наиболее распространены приборы: отечественные типа ГАК- 4М, ГАК-2, ГНУ-КС и другие. Вес приборов – от 5 до 6 кг. Свойства кварца зависят от температуры, поэтому чувствительные системы помещают в термостатированные полые вакуумные сосуды – иногда они носят название сосудов Дюара.

Существенный недостаток гравиметров (из-за недостатка кварцевой нити) – сползание нуля-пункта, которое надо учитывать, особенно, при высокоточных съемках.

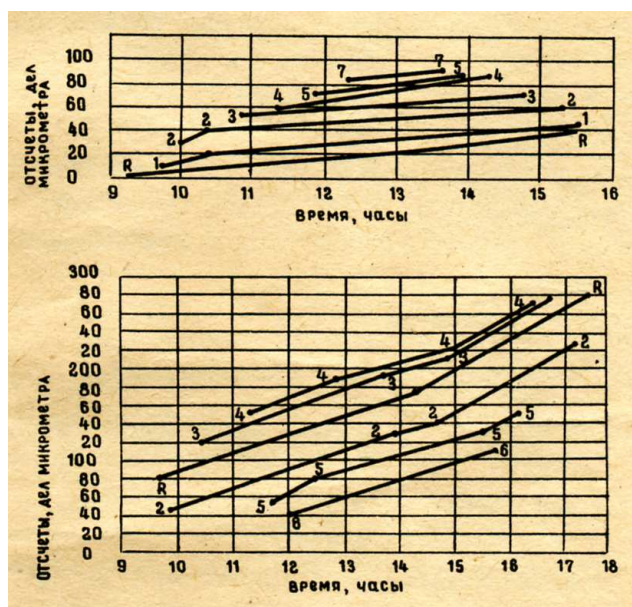


Рис.2.25.10.. Редукционные кривые сползания нуля-пункта гравиметра.

При морских съемках используются гравиметры, чувствительная система которых находится не в вакууме, а в вязкой жидкости – для исключения влияния ускорений, вызванных качкой. Высокочастотные изменения Δg за счет качания подвижного основания отфильтровываются снятием среднего отсчета за интервал времени.

Вблизи берега используются донные гравиметры, например, типа СИНТ-РЕКС, выпускаемые в Канаде.

Точность измерений с разными типами гравиметров на суше – от 0.01 до 0.02 мГал, при измерениях на море и в воздухе – до 1 мГал.

2.16. Вариометры и градиентометры.

Для измерения вторых производных потенциала силы тяжести используют гравитационные вариометры (рис.2.16.2) и градиентометры (рис.2.16.1)

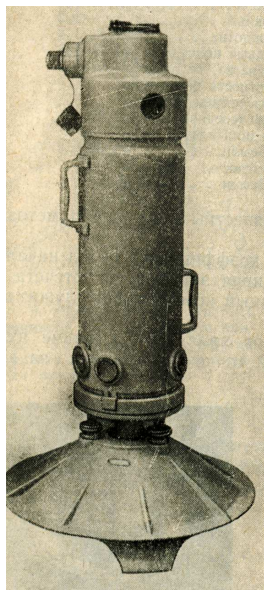


Рис.2.16.1. Гравитационный градиентометр.

Гравитационные вариометры I рода измеряют следующие величины: $(W_{yy} - W_{xx})$ и W_{xy} , II рода – $W_{xz}, W_{yz}, (W_{yy} - W_{xx})$ и W_{xy} .

Для измерения вертикального градиента силы тяжести W_{zz} используются наблюдения гравиметрами на двух высотах.

Для измерения горизонтальных градиентов силы тяжести W_{xz} и W_{yz} используются гравитационные горизонтальные градиентометры.

Чувствительный элемент данных приборов – крутильные весы, представляющие коромысло с двумя грузиками равной массы на концах, закрепленные на вертикальной нити. Один грузик располагается выше другого на равном расстоянии от точки оси подвеса (вверх и вниз). Крутильные весы имеют вид, показанный на рис. 2.12.1.

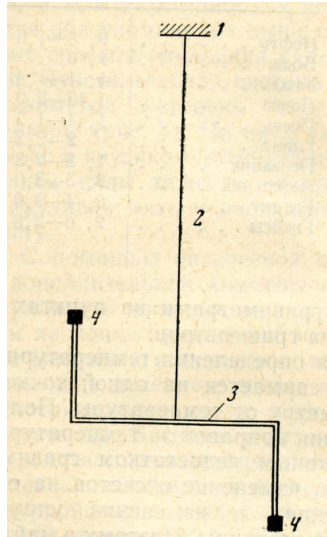


Рис.2.16.2. Чувствительная система вариометра: 1 – корпус прибора, 2 – упругая нить, 3 – коромысло, 4 – грузики.

Неоднородности поля силы тяжести вызывают поворот коромысла на определенный угол, позволяющий судить об их относительной величине.

Для определения различных производных гравитационного потенциала чувствительную систему устанавливают по нескольким (от 3-х до 5-ти) азимутам.

В градиентометрах отсчеты берут визуально, а в вариометрах – фиксируются на фотопластинку.

Применение этих приборов ограничено за счет громоздкости установки и низкой производительности.

Типы вариометров и градиентометров, в том числе цифровых, используемых в разных странах, соответственно различны.

2.17. Общая характеристика методики съемки.

Методика гравirazведки – совокупность тесно связанных приемов, объясняющих выбор решений при проведении работ в зависимости от геологической задачи, материальных и людских ресурсов.

Решения касаются выбора аппаратуры, проектной точности съемки, густоты сети наблюдений, направлений профилей, способов обработки данных, представления результатов.

Виды работ по месту их проведения: наземные, морские, воздушные, подземные, скважинные съемки.

Разделение работ по масштабу: - региональные (для выявления региональных аномалий, общих закономерностей структуры поля) – масштабы 1:200000 и мельче. Дают конкретные сведения лишь о

глубинном строении литосферы. По результатам региональных съемок можно выделить отдельные крупные аномальные зоны, где затем ставятся поисковые съемки, - поисковые съемки – масштабы меняются от 1:100000 до 1: 50000. Направлены на поиск месторождений полезных ископаемых, - разведочные съемки – проводятся по результатам поисковых при выделении перспективных участков. Масштабы - от 1: 10000 и крупнее.

2.18. Наземная гравиметровая съемка.

Чаще всего используется пешеходная съемка, реже – автомобильная, при которой сокращаются промежутки времени между наблюдениями на разных точках. Повышается производительность работ, их точность, т.к. снижается отрицательное влияние сползания нуля-пункта приборов. При этом повышается стоимость работ, возникают трудности при отсутствии дорог.

Эпизодически (особенно, при мелкомасштабных съемках) используется воздушный транспорт (вертолеты и т.д.).

Обычно проводят площадные съемки: участок покрывается равномерной сетью наблюдений.

Маршрутная съемка проводится по отдельным профилям (маршрутам) и не дает достаточной информации о структуре поля. Применяется лишь при рекогносцировочных и поисковых работах.

Выбор масштаба съемки – важнейший этап методики. От него зависят густота сети, т.к. расстояние между профилями на итоговой карте не должно превышать 1 см в масштабе съемки.

Пример: разведочная съемка – масштаб 1:10000, расстояние между профилями – не более 100 м. Шаг по профилю (расстояние между точками профиля) либо равен расстоянию между профилями (при площадной съемке по квадратной сети), либо меньше его, но не более чем в 5 раз (при прямоугольной съемке). Профили располагаются в крест простираения объектов аномальной плотности. Длина профиля – в 5-10 раз превышает ширину искомых тел.

Гравиметрическим работам предшествуют геодезические – для привязки точек наблюдений на местности. Заранее подготовленные топографические карты и карты редуций (поправок) облегчают последующие этапы гравиметрической съемки.

Привязка точек производится по аэрофотоснимкам или с помощью теодолитных работ и нивелировки местности. Наибольшую точность обеспечивает привязка с помощью специализированных спутников. Для этого создана специальная аппаратура, например, GPS.

Методическими инструкциями рекомендуется выполнять определенные соотношения между масштабами съемок, погрешностью

топографических привязок, густотой сети наблюдения и проектной точностью.

Съемки проводятся рейсами, начинающимися и заканчивающимися на опорных пунктах. Часть рейса между двумя опорными пунктами называется звеном. Опорная сеть разбивается для учета сползания нуля-пункта и нахождения абсолютных значений ускорения силы тяжести. Она включает от 5 до 10% контрольных точек от общего числа точек наблюдения, равномерно распределенных по площади. Точность определения ускорения силы тяжести на опорных точках должна в 1.5-2 раза превышать точность рядовых наблюдений. Для этого используют более высокоточные приборы, многократные наблюдения на опорных точках, сокращение промежутка времени между измерениями на соседних точках путем использования транспорта. При создании опорной сети от 50 до 100% всех наблюдений должны составлять повторные (контрольные) наблюдения.

Способов разбивки опорной сети несколько: - измерения по центральной системе, когда один опорный пункт (центральный) имеет связи со всеми остальными, т.е. соединен с каждым из них одним звеном, - разбивка сети осуществляется по системам без наличия центральной точки.

В России существует государственная триангуляционная сеть, включающая в себя пункты 1, 2 и 3 класса точности, на которых ускорение силы тяжести измерено с высокой точностью. Расстояния между этими пунктами составляют около 10 км, что не позволяет их использовать для выявления аномальных значений поля силы тяжести. На них обычно известны абсолютные значения ускорения силы тяжести, поэтому к ним идет привязка опорных сетей.

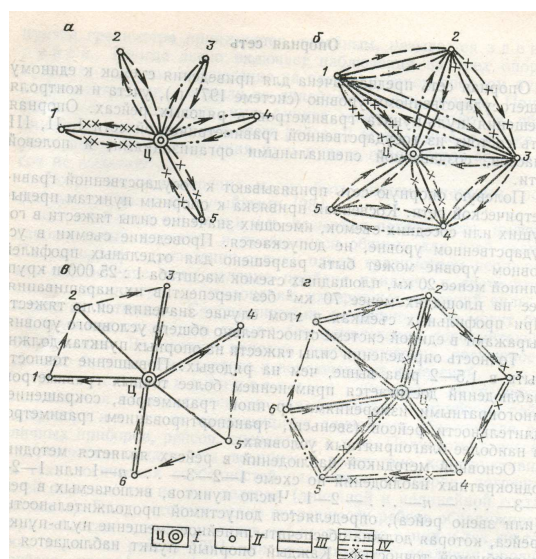


Рис.2.18.1. Схемы центральной системы измерений на пунктах опорной сети: а – прямых независимых связей; б – центральная полигональная; в – прямых зависимых связей без перекрытия рейса; г – прямых зависимых связей с перекрытием рейсов; I – центральный опорный пункт, II – опорные пункты и их номера, III – измеряемые связи; IV – гравиметрические рейсы.

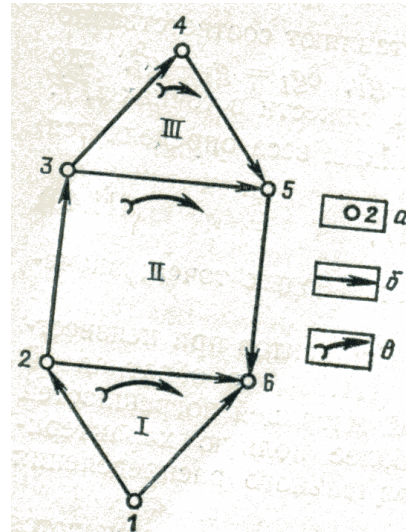


Рис. 2.18.2.. Схема опорной сети: а – пункты опорной сети и их номера; б – направление возрастания значений силы тяжести; в – направление обхода полигона; I – III – полигоны.

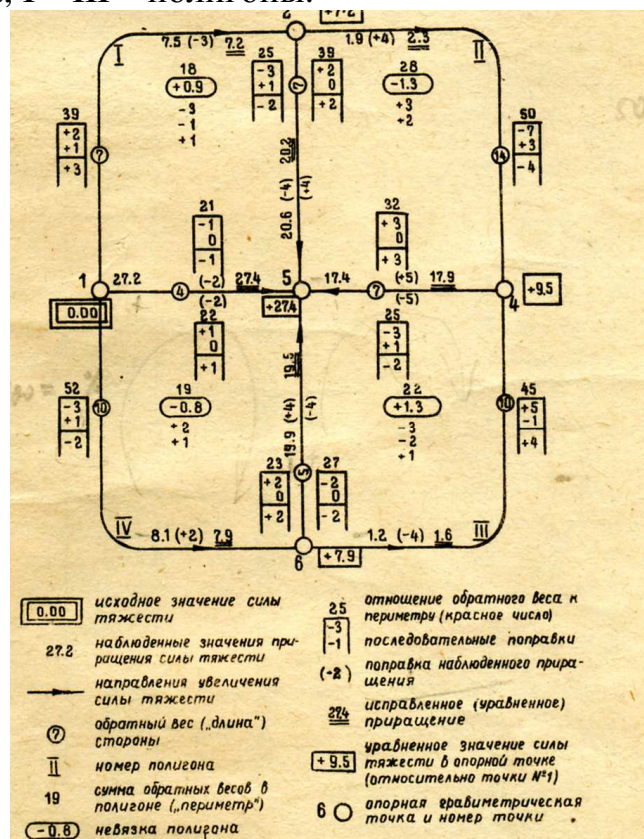


Рис. 2.18.3. Уравнивание опорной сети по методу полигонов.

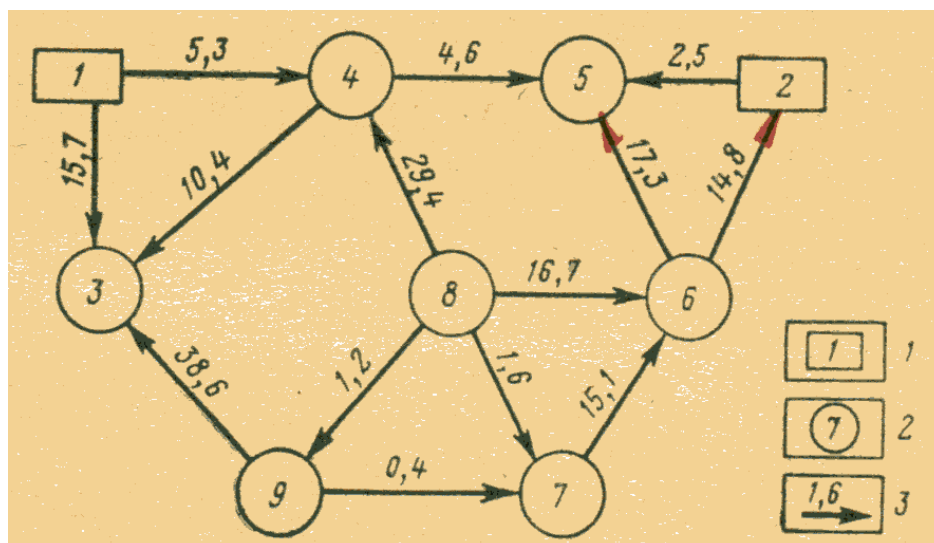


Рис.2.18.4. Схема опорной гравиметрической сети.

1 – пункты твердых значений силы тяжести; 2 – опорные гравиметрические пункты; 3 – точные приращения силы тяжести (в мгл).

Точность опорной сети надо определять, она характеризуется среднеквадратической погрешностью ϵ_{on} , которая получается по контрольным наблюдениям и рассчитывается по формуле:

$$\epsilon_{on} = \pm \sqrt{\sum \delta(m-n)} \quad (2.18.1),$$

где δ - погрешности ускорения силы тяжести по контрольным наблюдениям (разность между основным и контрольным замером), m – общее число всех наблюдений, включая контрольные, n – число контрольных точек.

Съемкам на рядовой сети предшествует исследования гравиметров, включая и определение сползания нуля-пункта. По этим данным выделяется промежуток времени, в течение которого сползание нуля-пункта можно считать зависящим от времени по линейному закону.

При рядовой съемке по истечении данного времени (1-2 часа) необходимо брать замеры на одном из опорных пунктов. Рядовая съемка проводится как путем однократных наблюдений, так и с повторениями при обратном ходе, позволяющим гибко учитывать сползание нуля-пункта прибора.

Для контроля точности рядовой съемки используются повторные наблюдения на контрольных точках. Они составляют обычно не менее 5-10% от общего числа точек.

По ним рассчитывается среднеквадратическая ошибка рядовой сети по формуле:

$$\varepsilon_{\text{ряд}} = \pm \sqrt{\sum \delta(2n-1)} \quad (2.18.2).$$

Здесь n - число контрольных точек.

2.19. Методики других видов гравirazведки.

Кроме наземных проводят также морские, воздушные, подземные, скважинные, вариометрические и градиентометрические съемки.

Морские съемки делят на надводные, подводные и донные. Надводные проводятся на кораблях, с более сложной аппаратурой, отличаются от наземных сложной методикой обработки из-за наличия ускорений силы тяжести, обусловленных качкой. Помещают приборы в карданов подвес или на гидроплатформы для поддержания их постоянно в вертикальном положении. Съемки проводятся непрерывно в движении по профилям (галсам) - при комплексных геофизических исследованиях, либо по площади - когда гравитационные исследования являются основными. Наблюдения проводятся по системе субпараллельных профилей, пересеченных несколькими контрольными. Также как и при наземных съемках, используются опорные точки, на которых начинается и заканчивается каждый рейс. Для привязки рейсов применяют радиогеодезический метод. Точность определения приращений силы тяжести при надводных съемках достигает 1 мГал. На подводных лодках наблюдения проводятся с более высокой точностью, т.к. влияние возмущающих ускорений из-за качки оказывается более слабым. При донных исследованиях гравиметр помещается в контейнер и опускается на дно. С помощью карданового подвеса или гидроплатформы приводится в вертикальное положение. Сигнал в виде импульсов поступает на корабль на приемное устройство. Глубины - обычно от 150 до 200 м в области континентального шельфа, неглубоких морей и озер. На мелководье вблизи берега используются погружаемые на дно гравиметры, по характеристикам близкие к наземным приборам. Точность съемок обычно также соответствует точности наземных работ.

Съемки на самолетах и вертолетах с помощью специальных гравиметров на высотах полета примерно около 100-150 метров со скоростью 100-200 км/час. Работы осложнены наличием долгопериодных

возмущающих (десятки секунд) и высокочастотных ускорений. Их трудно устранить фильтрацией. Аэросъемки, как и морские работы, проводят по субпараллельным профилям, пересеченных несколькими опорными для учета сползания нуль-пункта.

При подземных работах проводят съемки в горных выработках и шахтах. Опорные точки надо располагать в удобных местах – для привязки к государственным гравиметрическим пунктам на поверхности земли. Расстояния между точками значительно меньше, чем при наземных измерениях. Эти съемки позволяют исследовать тела с аномальной плотностью сбоку и снизу, но требуют учета воздействия вышележащих слоев (толщ).

Скважинные гравиметрические исследования обладают примерно теми же недостатками и преимуществами, что и подземные работы. Должны быть устойчивы к высокому давлению, температуре, уметь принимать вертикальное положение в наклонной скважине. Точки наблюдений располагаются через десятки метров по стволу скважины, что связано со сравнительно невысокой точностью измерений.

При измерении вторых производных гравитационного потенциала при детальном разведочных работах используются вариометры и градиентометры. Съемки проводятся на небольших площадях с аномалиями, обусловленными наличием рудных тел и другими полезными ископаемыми.

Работы требуют более точной топопривязки, чем обычные съемки с гравиметрами. Обычно это площадные съемки с расстояниями между точками, выбираемыми в зависимости от масштаба съемки: изменяются от 5 до 100 м. При спокойном рельефе в радиусе от 50 до 100 м проводится нивелировка для достижения точности до первых этвеш. Результаты вариометрических и градиентометрических съемок изображают в виде карт и графиков вторых производных потенциала, векторов градиентов, карт кривых уровня поверхности. Применяется и подземная вариометрическая и градиентометрическая съемки, направленные на детализацию строения шахтных и рудных полей.

2.20. Качественная и количественная интерпретация данных гравirazведки.

Полученные карты и графики аномалий Буге отображают плотностные неоднородности горных пород на определенных глубинах. Более плотные породы отображаются положительными аномалиями, менее плотные – отрицательными, и отражают также наложение полей от тел, залегающих на разных глубинах и обладающих разной плотностью.

Интерпретация – это геологическое истолкование результатов измерений. Подразделяется на качественную и количественную интерпретацию.

Качественная интерпретация. При первом этапе обработки - качественной интерпретации, аномалии выделяются визуально или статистическими методами обработки. Характер аномалий описывается по картам и профилям визуально: отклонения от средних (фоновых) значений, отмечается форма аномалий, простирание, примерные размеры, амплитуда. Устанавливается связь аномалий с геологическим строением, выделяются региональные аномалии, связанные с глубинными структурами земной коры, локальные аномалии, представляющие разведочный интерес.

Выделение региональных аномалий (плавных изменений аномалий на больших расстояниях) от локальных называется снятием регионального фона. Производится или графическим путем или на ЭВМ пересчетом полей в верхнее полупространство (трансформация полей). Чем выше пересчитано поле, тем влияние более глубоких слоев оно отражает: крупные глубинные структуры земной коры, поверхность кристаллического фундамента, неоднородности его петрографического состава.

Локальные (остаточные) аномалии получаются при вычитании из наблюдаемого поля аномалий региональных, отражают обычно: антиклинальные складки, синклинали и другого типа структуры в осадочном чехле и фундаменте, залежи полезных ископаемых.

Трансформации наблюдаемых полей производятся сглаживанием, усреднением, аналитическими, продолжениями полей в верхнее и нижнее полупространства, фильтрацией, расчетом высших производных по специальным формулам на ЭВМ – для обострения, выделения аномалий от разных геоструктурных этажей. При пересчете вниз подчеркиваются локальные неоднородности, вверх – более отчетливо выделяются региональные глубинные структуры.

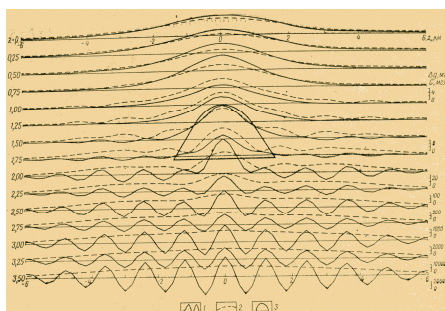


Рис. 2.20.1. Кривые $\Delta g(x, z)$ и $W(x, z)$ на разных уровнях пересчета для антиклинального тела.

2.21. Обработка данных гравиметрических съемок.

При первичной обработке для каждой точки наблюдений вычисляются: - аномалия Фая по формуле

$$\Delta g_{\text{фая}} = g_0 - \gamma_0 + \Delta g_n + \Delta g_1 \quad (2.21.1),$$

где g_0 – наблюдаемое значение ускорения силы тяжести на ближайшем опорном пункте, γ_0 – нормальное значение ускорения силы тяжести в рядовой точке, Δg_n – приращения ускорения силы тяжести по отношению к опорному пункту (при расчете аномалии на опорной точке $\Delta g_n = 0$), Δg_1 – поправка за высоту, - аномалия Буге (основная в гравиразведке) по формуле

$$\Delta g_B = \Delta g_{\text{фая}} + \Delta g_2 + \Delta g_3 \quad (2.21.2),$$

где $\Delta g_{\text{фая}}$ - значение аномалии Фая в этой точке, Δg_2 – поправка за промежуточный слой, Δg_3 – поправка за топографию (за рельеф).

Сегодня вычисление аномалий производится только на персональной ЭВМ, в связи с трудоемкостью этой задачи.

Далее рассчитывается общая погрешность выполненных съемок по формуле:

$$\varepsilon = \pm \sqrt{\varepsilon_{\text{он}}^2 + \varepsilon_{\text{фая}}^2 + \varepsilon_B^2 + \varepsilon_\gamma^2 + \varepsilon_p^2} \quad (2.21.3),$$

где $\varepsilon_{\text{он}}$ - среднеквадратичная ошибка опорной сети, $\varepsilon_{\text{фая}}$ - погрешность вычисления поправки Фая, ε_B – погрешность вычисления поправки Буге, ε_γ - погрешность расчета нормального поля, ε_p – погрешность вычисления поправки за топографию.

Суммарная величина ε , вычисленная по формуле (2.84), должна быть меньше проектной точности съемки.

В результате гравиметровой съемки строятся графики и карты аномалий Буге как минимум при двух плотностях промежуточного слоя, например, при $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$ и $\sigma = 2.30 \text{ г/см}^3$. При построении графиков вдоль профиля в масштабе съемки проставляются точки наблюдений, вверх откладываются (+) Δg_B , вниз – (-) Δg_B . При построении карт аномалий Буге на них проставляются точки наблюдения, а около точек

записывается величина Δg_B . Далее выбирается сечение карты изолиний (должно быть не меньше 3ε) и строятся изолинии (вручную или на графопостроителе).

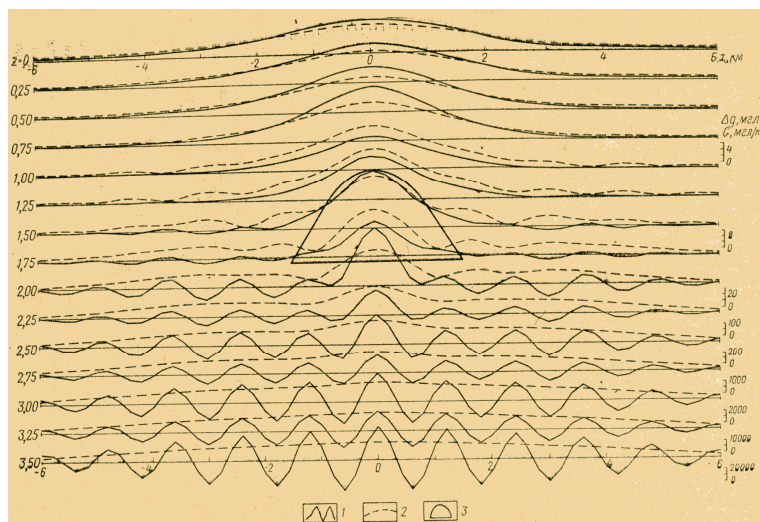


Рис. 2.21.1. Кривые $\Delta g(x, z)$ и $W(x, z)$ на разных уровнях пересчета для антиклинального тела.

1 – кривая $\Delta g(x, z)$, 2 – кривая W_{xz} , 3 – контур сечения тела.

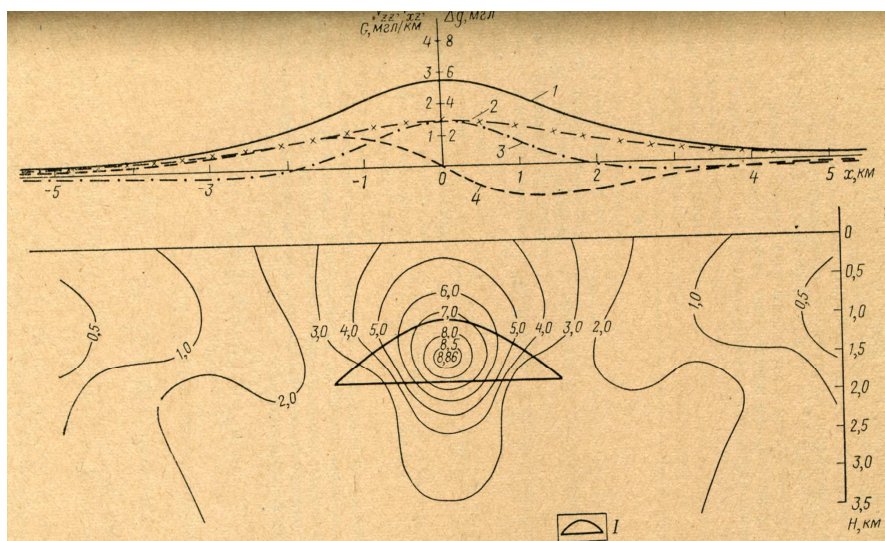


Рис.2.21.2. Кривые $\Delta g(x, 0), V_{xz}, V_{zz}, G(x, 0)$ и поле $G''(x, z)$ для антиклинального тела. $N = 50$. Кривые: 1 - $\Delta g(x, 0)$, 2 - $G(x, 0)$, 3 - V_{zz} , 4 - V_{xz} ; 4 – контур сечения тела.

По картам и графикам наблюдаемых, региональных и локальных полей делаются качественные заключения об аномальных геологических объектах.

Примеры: а) центры аномалий расположены над центрами аномальных масс, направление и форма изоаномал примерно соответствуют их простиранию и форме, б) ширина аномалии в 2-6 раз больше глубины залегания верхних кромок возмущающих масс, в) интенсивность аномалий пропорциональна избыточной массе и глубине залегания, г) зоны повышенных градиентов соответствуют контактам пород разной литологии, сбросам.

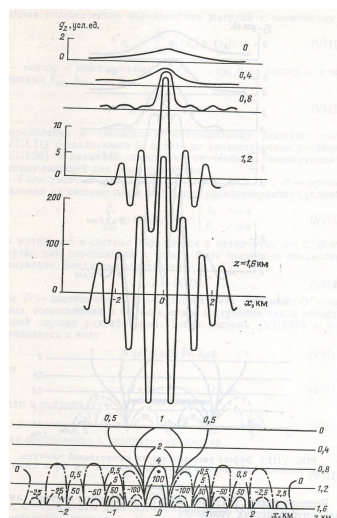


Рис.2.21.3. Эффект распадаения точечной массы при приближенном аналитическом продолжении его через массы.

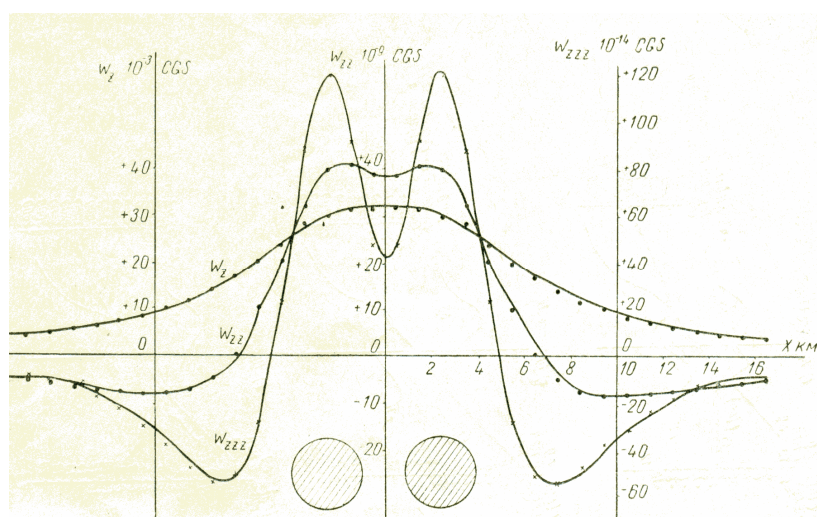


Рис.2.21.4.. Изменение первых, вторых и третьих производных потенциала над двумя цилиндрами. На рисунке видно увеличение разрешающей способности функции с повышением порядка производной.

Количественная интерпретация: При количественной интерпретации определяются местоположение эпицентров (проекции на земную поверхность) аномальных объектов, глубины залегания их центров, формы, размеры, избыточные плотности.

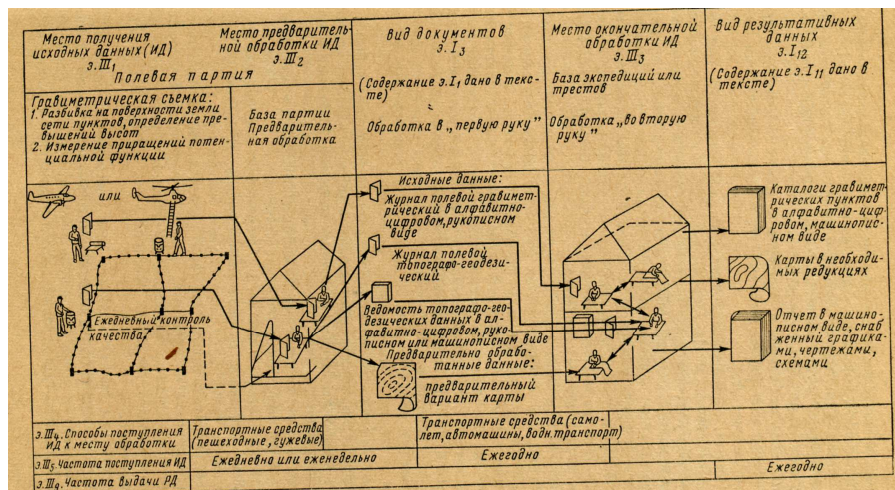


Рис.2.21.5. Процесс получения и обработки наземных гравиметрических измерений (до внедрения ЭВМ) в труднодоступных районах.

Количественная интерпретация основана на методах решения обратной задачи гравиразведки, которая неоднозначна, т.к. одинаковые аномалии силы тяжести могут быть созданы геологическими объектами разной формы, размеров, плотности. Поэтому нужны сведения о плотностном разрезе и общем геологическом строении района исследований.

Методы решения обратных задач гравиразведки бывают:

- а) **прямые** – элементы залегания масс определяются по картам и графикам Δg_B (или вторым производным от них). Прямые методы решения обратной задачи используются для интерпретации простых, изолированных аномалий Δg_B от простых геометрических тел. Это набор аналитических методов, в частности, метод характерных точек;
- б) **косвенные** – наблюдаемые аномалии сравниваются с набором теоретических рассчитанных аномалий над заданными определенными объектами. Методами последовательных приближений (МПП) добиваются наилучшего сходства между ними. Далее геометрические и физические параметры моделей переносятся на реальные объекты. Применяются для обработки как простых, так и сложных аномалий, основаны на использовании ЭВМ, а также палеточные, графические и т.д.

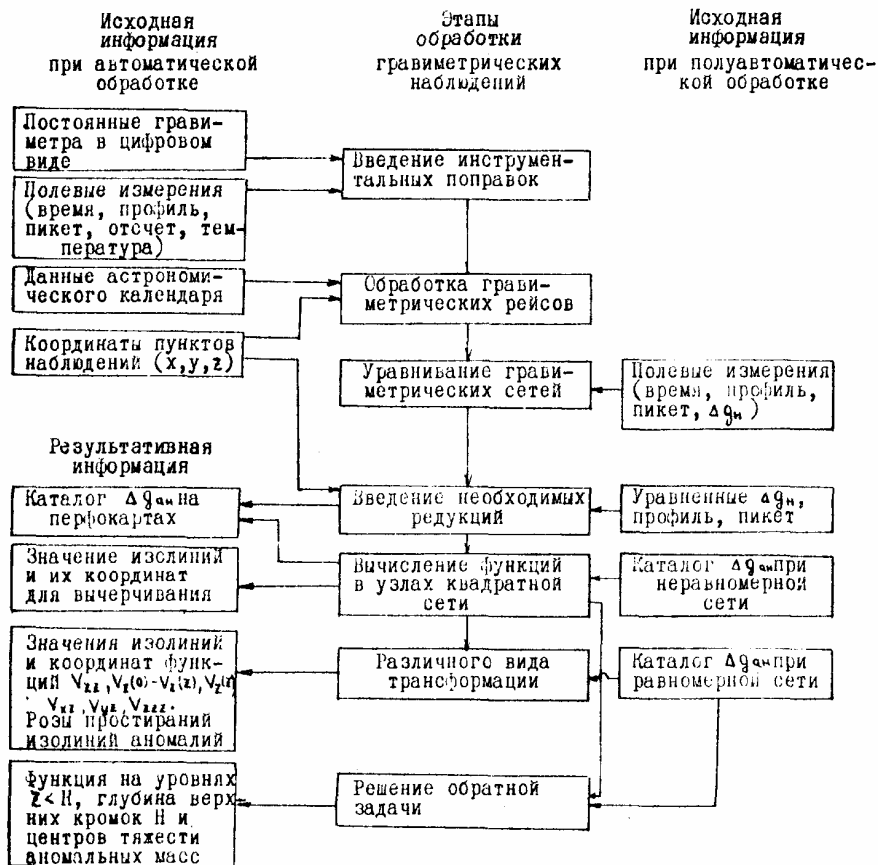


Рис.2.21.6. Блок-схема автоматической обработки и интерпретации гравиметрических измерений на ЭЦВМ.

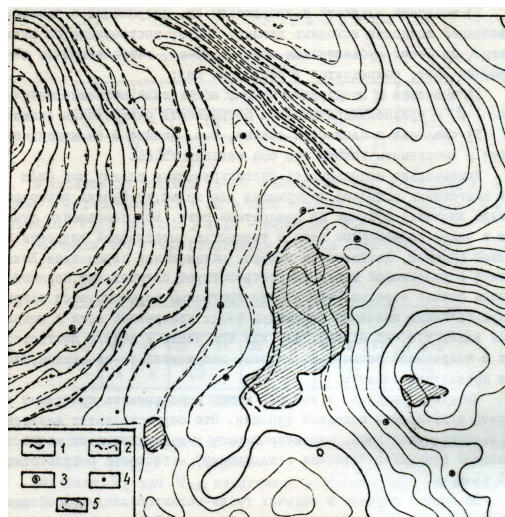


Рис.2.21.7. Гравиметрическая карта мелкого масштаба, построенная с помощью ЭЦВМ.

1 – изолинии при машинной интерполяции; 2 – изолинии при ручной интерполяции; 3 - точки, отбракованные при ручной и машинной интерполяции; 4 – точки, отбракованные при ручной интерполяции, но

признанные «хорошими» при машинной интерполяции; 5 – области некондиционной съемки.

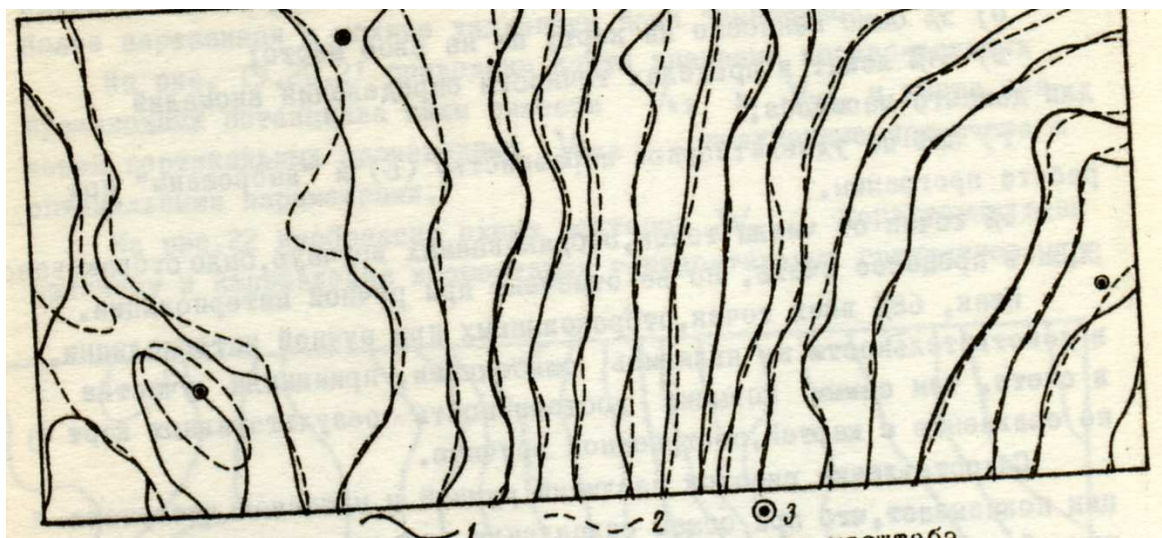


Рис.2.21.8. Гравиметрическая карта среднего масштаба, построенная с помощью ЭЦВМ.

1 – изолинии при машинной интерполяции; 2 – изолинии при ручной интерполяции; 3 – точки, отбракованные при машинной интерполяции.

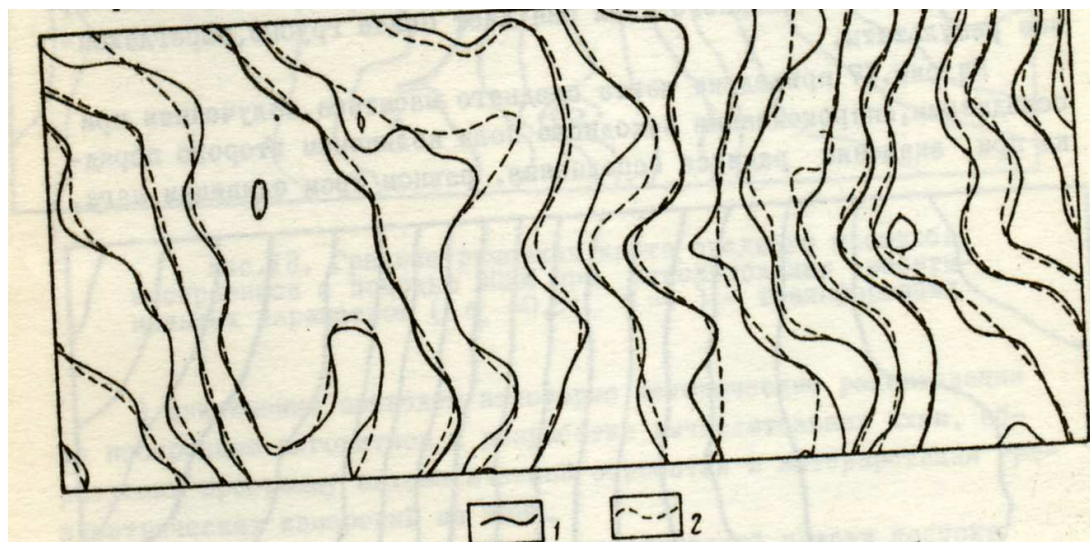


Рис.2.21.9. Гравиметрическая карта крупного масштаба, построенная с помощью ЭЦВМ.

1 – изолинии при машинной интерполяции; 2 – изолинии при ручной интерполяции.

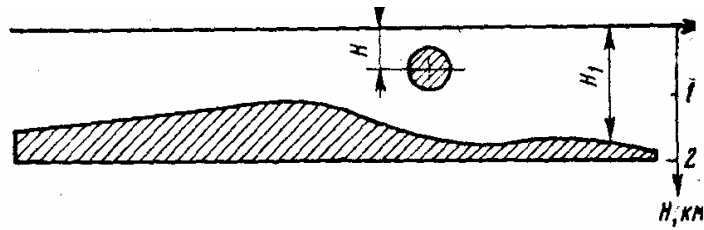


Рис.2.21.10. Разрез трехмерной модели.

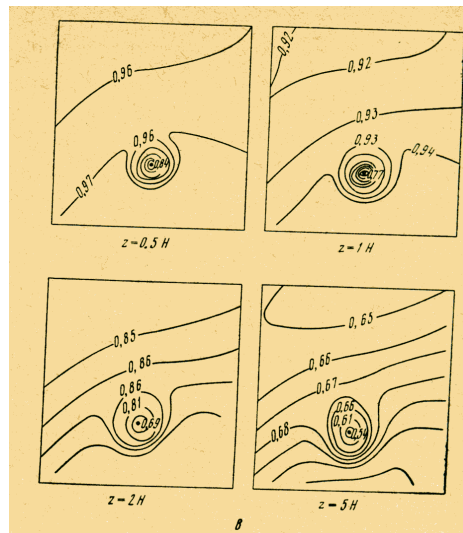
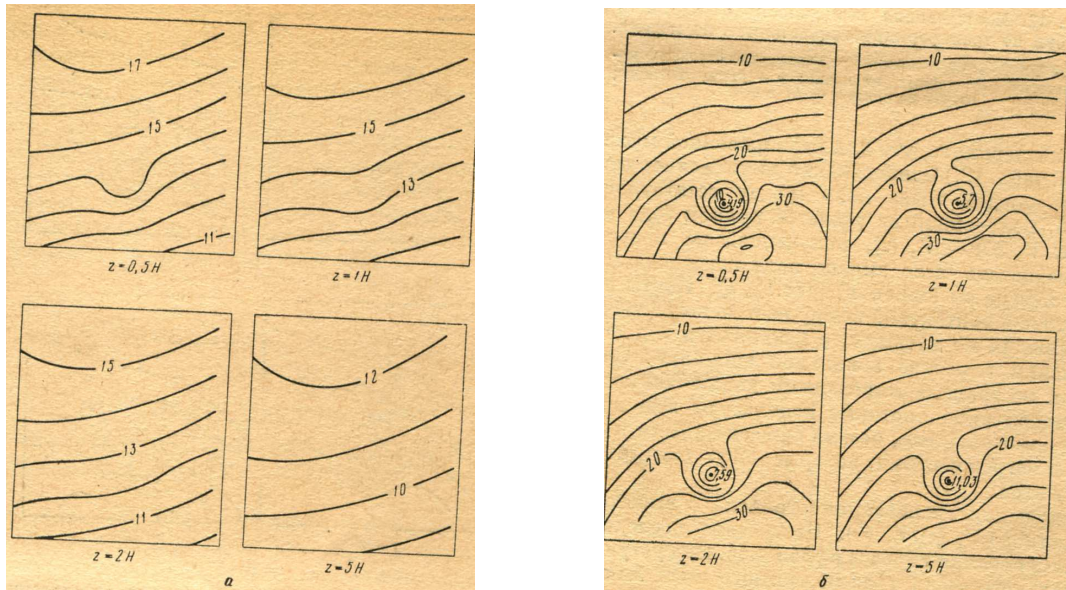


Рис.2.21.11. Исследования возможности определения глубин по трансформированным картам на модели.

А – карта V_z от модели; б – карта относительных погрешностей остаточных аномалий; в – карта частного; цифры на кривых - Δg в мгл.

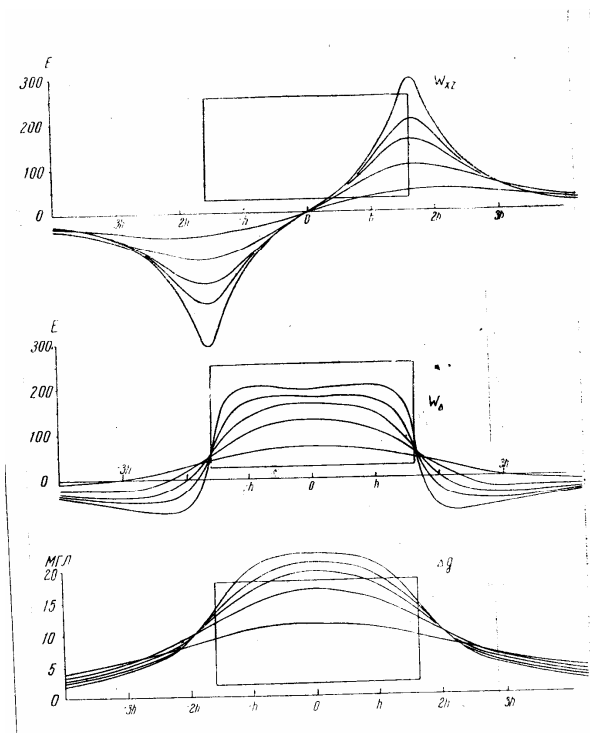
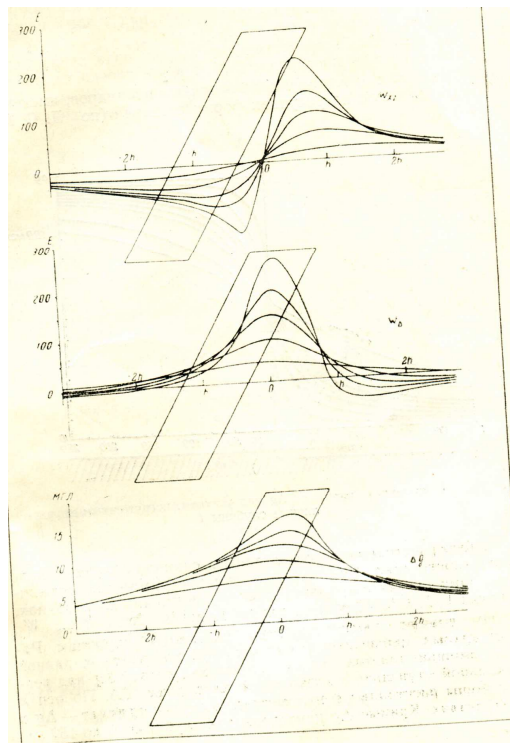


Рис. 2.21.12. Схема пересчета модели на разные высоты. (верхняя и нижняя картинка.



Прямые методы характерных точек. Сущность метода – на наблюдаемой или трансформированной карте выделяется отдельная (региональная или аномальная) аномалия. Через ее центр перпендикулярно простиранию строится график Δg_B . Иногда в крест простирания аномалий проводятся детальные работы для получения интерпретационных графиков.

Изометричные аномалии (длина и ширина отличаются не более чем в 2-3 раза) обычно аппроксимируют шаром или вертикальным столбом (исходя из геологического строения района).

Если форма тел близка к изометричной (антиклинальные, синклинальные складки, куполовидные тела, массивные рудные залежи и т.д.), то их также можно аппроксимировать шаром.

Вертикальному столбу обычно соответствуют вытянутые объекты с мало отличной длиной и шириной и глубоко залегающей нижней кромкой (на глубинах в 5-10 раз больших, чем верхняя кромка): диапировые складки, соляные купола, кимберлитовые трубки, штокообразные рудные или кварцевые залежи и т.д.

При вытянутых на карте аномалиях Δg (длина больше ширины в 3-6 раз) создающие их тела можно аппроксимировать бесконечно длинным цилиндром или пластом: антиклинальные и синклинальные складки, линзообразные залежи ископаемых, пласты и т.д.).

При наличии на карте резких градиентов силы тяжести (изолинии почти параллельны и близко расположены друг к другу), где интенсивность поля монотонно возрастает или убывает, тела, их создающие, можно аппроксимировать уступом или сбросом.

Для перечисленных моделей простой геометрической формы количественная интерпретация методом характерных точек дает такие результаты: центр тела под аномалией располагается под максимумом Δg_{\max} , за исключением уступа (он располагается обычно там, где аномалия равна половине максимума). Абсцисса максимума (или $0.5 \Delta g_{\max}$ для уступа) принимается за начало координат, слева и справа от не находятся абсциссы точек (x_1), для которых $\Delta g = 0.5 \Delta g_{\max}$ (для уступа $0.25 \Delta g_{\max}$).

Зная величины (x_1), можно определить глубину залегания или центра тела (для шара, цилиндра), или верхней кромки (для столба), или середины высоты уступа (для сброса) по таблице 2.1:

Формулы для оценки глубины залегания тел простой геометрической формы через абсциссу характерной точки ($x_{1/2}$), в которой $\Delta g = 0.5 \Delta g_{\max}$

Табл. 2.21.1.

Аппроксимир уемый объект	Шар	Цилиндр	Столб	Уступ
Глубина залегания	$1.3 x_{\frac{1}{2}}$	$x_{\frac{1}{2}}$	$1.7 x_{\frac{1}{2}}$	$x_{\frac{1}{2}}$

Определив h , находим избыточную массу $M = V(\sigma - \sigma_0)$. Зная избыточную плотность (например, по данным измерения плотности по образцам), можно по избыточной массе рассчитать поперечные размеры разведываемых тел.

Результаты количественной интерпретации, рассчитанные этим методом, близки к истинным (с точностью от 10 до 20%) при наличии площадных распределений аномалий, возмущающие массы близки по форме к простым телам, расстояния между отдельными неоднородностями превышают их размеры и известна избыточная плотность. При невыполнении этих условий метод характерных точек позволяет оценивать глубины и полную аномальную массу с погрешностью до 30% и более.

Косвенные методы интерпретации сложных аномалий. Наблюдаемые аномалии сравниваются с теоретическими сначала для простой модели (шар, цилиндр и т.д.), а затем для все более точных моделей. При полном совпадении наблюдаемого графика или карты с теоретическими получаем параметры для количественной интерпретации фактических материалов (определяем координаты центров тяжести, избыточные массы и т.д.). Расчеты сложны, ведутся на ЭВМ.

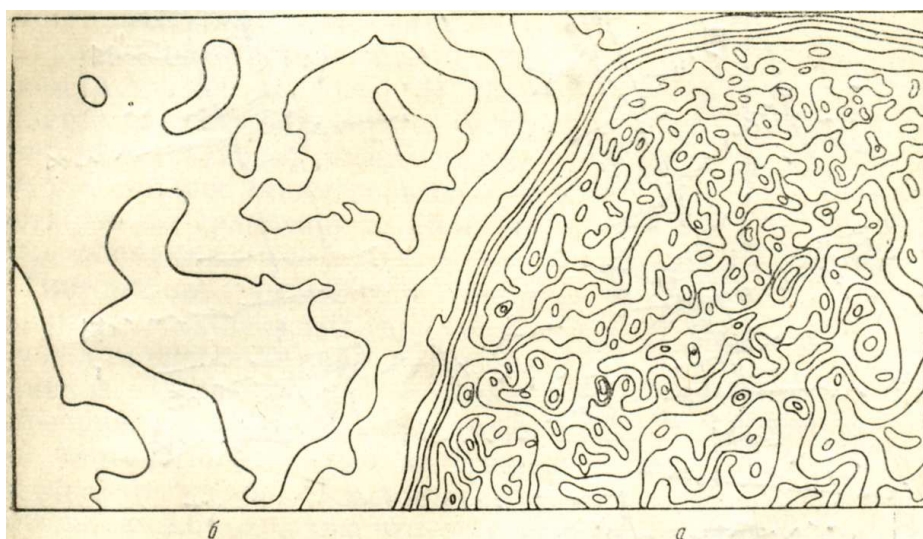


Рис.2.21.13. Пример гравиметрической карты для области распространения соляных куполов (а) и для платформенной области (б).

а)

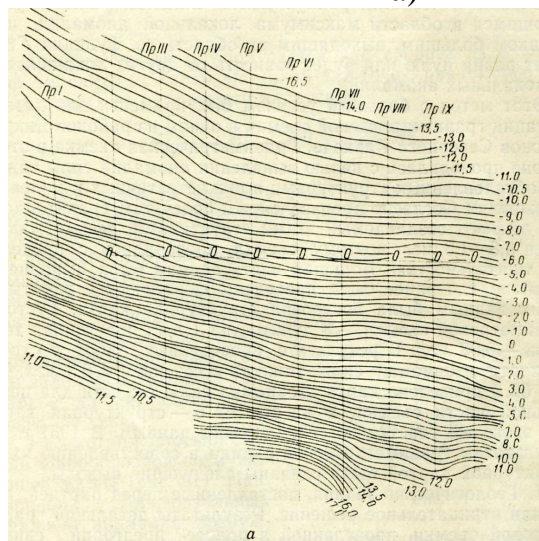


Рис.2.21.14. а – гравиметрическая карта до снятия регионального фона.

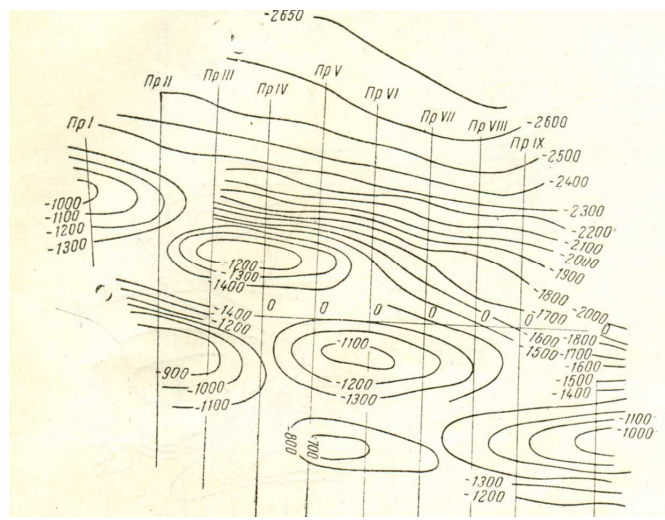


Рис.2.21.15. б – структурная карта того же района, построенная по данным сейсморазведки

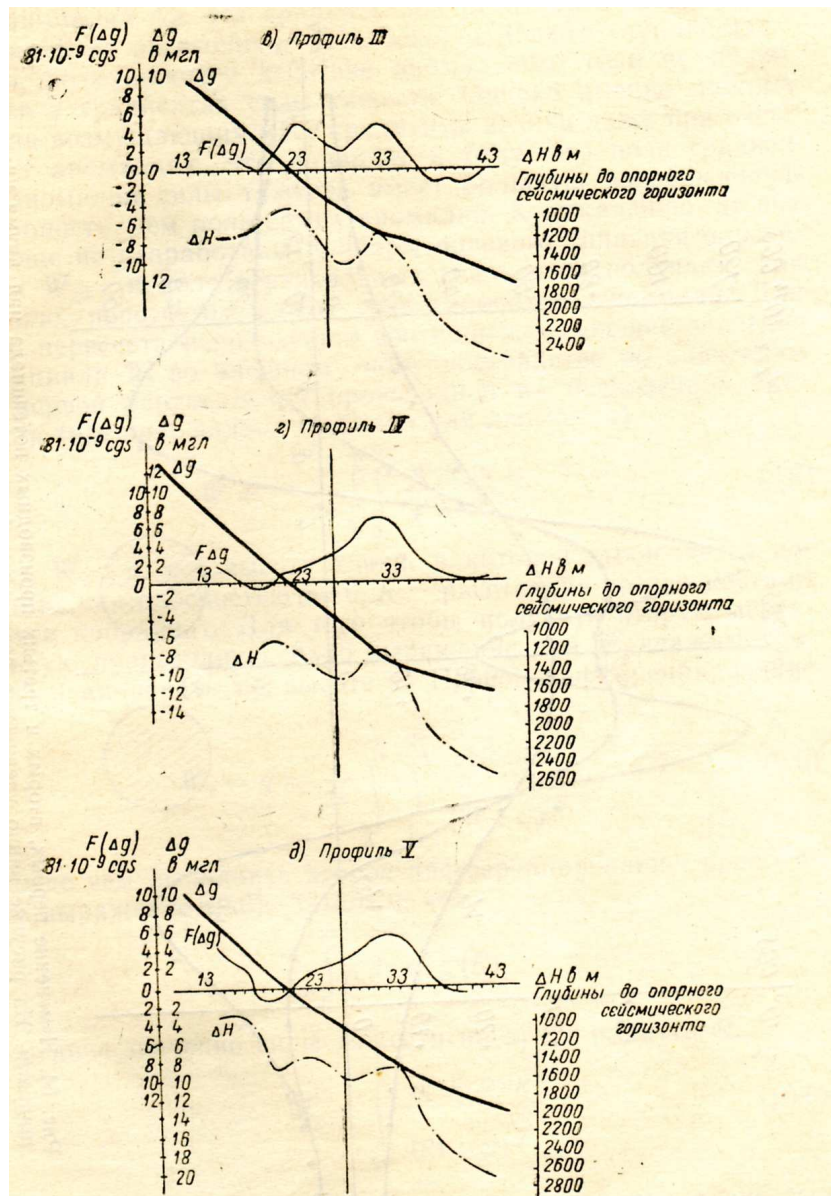


Рис.2.21.16. Графики, показывающие изменения глубин сейсмического опорного горизонта, аномалий Δg и остаточных аномалий $F(\Delta g)$ вдоль профилей, отмеченных на одной из вышерасположенных карт.

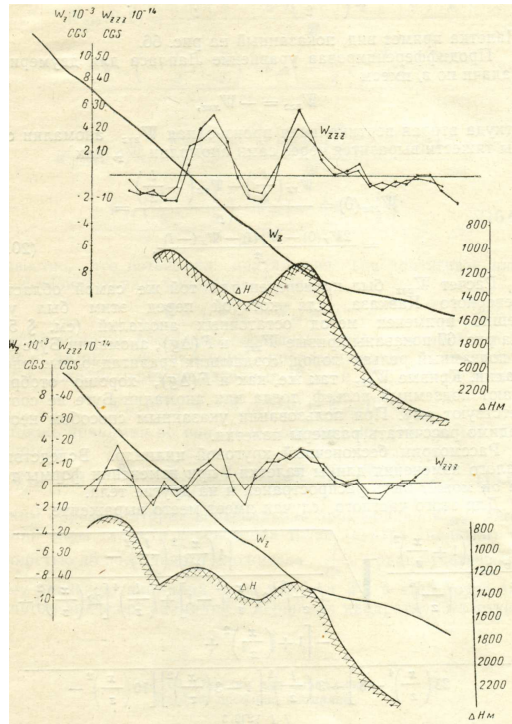


Рис.2.21.17. Изменение глубин сейсмического опорного горизонта, аномалий $\Delta g = W_z$ и третьих производных W_{zzz} вдоль профилей, отмеченных на одной из выше расположенных карт.

Графические способы решения обратной задачи с помощью палеток – тоже косвенные методы. **Пример:** палетка Гамбурцева (смотри материал, изложенный ранее) – для интерпретации двухмерных вытянутых аномалий.

Ускоренные оценочные приемы интерпретации сложных аномалий. **Пример:** оценка мощности и формы подошвы двухслойного разреза с плотностями в верхнем и нижнем слоях ($\sigma_с$ и $\sigma_н$) проводится по формуле для уступа.

Наибольшая глубина залегания верхней кромки тела оценивается по формуле:

$$H \leq \frac{a\Delta g_{\max}}{\Delta g'_{\max}}, \quad (2.21.4).$$

где a - коэффициент, меняющийся от 0.7 до 0.9 для изометрических тел, Δg_{\max} и $\Delta g'_{\max}$ - максимальная аномалия силы тяжести и максимальный горизонтальный градиент ($\Delta g'_{\max} = \frac{\Delta g_{\max}}{\Delta x}$), снятые по графику Δg ,

проходящему в крест простирания структур, h - наибольшая глубина залегания верхней кромки возмущающих масс.

Избыточная масса: $M \approx 24 \sum \Delta g \Delta S$, где Δg - аномалия силы тяжести (мГал) на некоторой площади ΔS (в м²). Суммирование ведется по всей площади аномального поля.

2.22. Геологическое истолкование гравитационных аномалий.

Проводится совместно геофизиками и геологами с учетом всех геологических, в частности, петрофизических и плотностных свойств пород района исследований.

При этом надо учитывать следующие моменты: - эффективность гравиразведки повышается при исследовании наклонно-слоистых границ раздела (чем круче расположены слои, тем лучше результаты интерпретации), - строго решить прямую задачу, т.е. дать способы интерпретации можно только для возмущающих тел в виде простых геометрических моделей (шар, цилиндр, уступ и т.д.). В более сложных случаях задача не имеет аналитического выражения и решается только численно с помощью ЭВМ, - аппроксимация реальных объектов геометрическими простыми моделями в ряде случаев условна, т.к. геологические объекты идеальной формы встречаются редко. Но даже примерная оценка глубин играет существенную геологическую роль, - для интерпретации и геологического истолкования аномалий требуется детальное изучение плотностей пород, закономерностей их изменения как по простиранию, так и с глубиной. Избыточная плотность аномальных тел должна быть тем больше, чем глубже они залегают, - если неизвестны плотность и форма тел, то математическое решение обратной задачи неоднозначно и количественная интерпретация дает несколько ответов, - в силу суперпозиции, т.е. наложения полей, эффекты от разных геологических факторов суммируются. Суммарные аномалии силы тяжести определяются глубинным строением земной коры, ее разной мощностью, рельефом поверхности фундамента, его петрографическим составом, неоднородностью строения толщи осадочных пород, наличием в ней структур, полезных ископаемых. Связь между аномалиями и перечисленными геологическими факторами меняется поэтому то в одну, то в другую сторону, - основным приемом геологического истолкования данных гравиразведки остается сопоставление геофизических карт и графиков, отражающих глубинное строение, с геологическими картами. Между геофизическими параметрами и геологическими можно прослеживать корреляционные связи, подтверждающие тождественность геологических образований и источников гравитирующего поля. Если

связей не обнаруживается, то поле обусловлено глубокими и неизвестными геологическими образованиями.

При высокой степени выполнения и учета выделенных особенностей меняется существенно точность интерпретации.

Надежность интерпретации повышается при использовании рационального комплекса геофизических и геологических методов: в частности, при привлечении данных бурения, геологических изысканий и т.д.

2.23. Геологические задачи, решаемые гравиразведкой.

Задачи исследования глубинного строения Земли – верхней мантии и земной коры, региональное тектоническое районирование суши и океанов, поисково-разведочные работы на многие полезные ископаемые, изучение геологической среды.

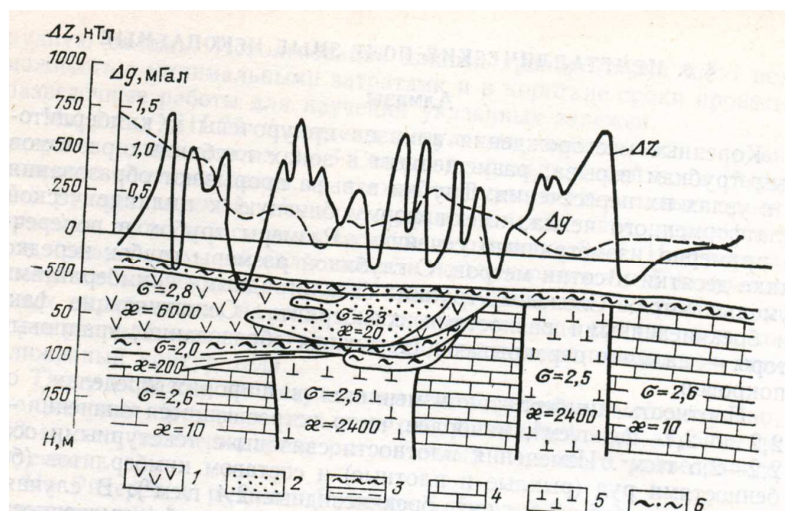


Рис.2.23.1. Гравитационное и магнитные поля над кимберлитовыми трубками.

1 – траппы триаса; 2 – алевролиты и 3 – сланцы (C_3-P_1); 4 – карбонатные отложения нижнего силура; 5 – кимберлитовая брекчия; 6 – рыхлые образования; σ - в $г/см^3$, χ - в 10^{-5} ед. СИ.

2.24. Использование общих гравиметрических съемок.

Общие мелкомасштабные съемки с гравиметрами и маятниковыми приборами уже проведены с разной степенью детальности для территории суши и океанов практически всей планеты.

Наиболее интересны для геологии полученные результаты общих гравиметровых съемок с целью изучения земной коры, определения ее

мощности, строения, изостатической уравновешенности, тектонического районирования.

В первом приближении землю подразделяют на три основные геосферы с резко различными свойствами: земную кору, мантию и ядро.

Гравиметрические съемки континентов и океанов помогли установить примерную зависимость между мощностью земной коры (Н) и аномалией силы тяжести Δg :

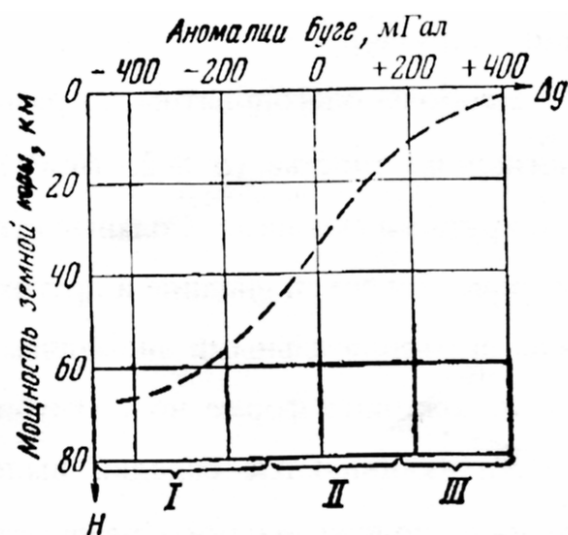


Рис.2.24.1. Зависимость аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры: I, II, III – геосинклинальный, платформенный и океанический тип земной коры.

В геосинклинальных областях отмечаются интенсивные отрицательные аномалии (Δg_B), платформы характеризуются небольшими аномалиями разного знака, на океанах – положительные аномалии тем большие, чем меньше мощность земной коры. Объяснение этого следующее: подошва земной коры (граница Моха) отделяет породы разной плотности – 2.7 г/см^3 – сверху, 3.2 г/см^3 – снизу, т.е. кривая Δg отражает форму границы Моха. Такая закономерность говорит о нахождении Земли в состоянии, близком к изостатической компенсации.

2.25. Гравиразведка при региональном тектоническом районировании.

В комплексе с другими геофизическими методами используется при региональном тектоническом районировании суши и океана (акваторий). Дает информацию о главных структурных этажах и общем тектоническом строении крупных регионов.

Аномалиями типа ступени выявляются отдельные блоки земной коры и фундамента, глубинные разломы, сбросы.

Отрицательными аномалиями картируются синклинории, горсты, осадочные бассейны, прогибы фундамента, гранитные массивы среди других изверженных пород фундамента, рифтовые и солевые бассейны, желоба и океанические хребты в океанах и т.д.

Положительными аномалиями выделяются антиклинории, поднятия фундамента, грабены и другие структуры.

2.26. Применение гравиразведки для поисков и разведки полезных ископаемых.

Применяется для поисков и разведки нефтяных структур, угольных месторождений (бассейнов), рудных и нерудных полезных ископаемых.

Нефтяные структуры: соляные купола, антиклинальные складки, рифтовые массивы, куполовидные платформенные структуры.

Наиболее благоприятны для разведки нефти соляные купола (низкая плотность – 2.1 г/см^3 по сравнению с вмещающими породами, резкие крутые склоны). Обычно выделяются изометричными интенсивными отрицательными аномалиями. По ним можно судить о местоположении и форме, но и о глубине залегания.

Антиклинальные складки выделяются вытянутыми изолиниями аномалий, чаще положительного, реже отрицательного знака в зависимости от плотности пород, слагающих ядро складок. Истолкование результатов чаще качественное, реже – количественное.

Многие месторождения нефти приурочены к рифтовым массивам. Разведка их методами гравиразведки сильно осложнена и является весьма нелегкой задачей.

Для разведки рифтовых известняков среди осадочных терригенных пород используется анализ как региональных, так и локальных аномалий (выделяются обычно положительными аномалиями).

Кругловидные платформенные поднятия, перспективные на нефть и газ, отличаются малой амплитудой и большой глубиной залегания. Поиски методами гравиразведки затруднены. Помогает только использование высокоточных гравиметров – выделяются слабыми отрицательными аномалиями за счет разуплотнения пород над поднятиями.

Высокоточная гравиразведка используется для изучения режима эксплуатации месторождений нефти и газа, а также подземных газохранилищ.

Применяется для определения границ угольного бассейна, для непосредственных поисков месторождений и пластов угля (отличаются от вмещающих пород низкой плотностью - $\sigma' = 2 \text{ г/см}^3$).

В комплексе с другими геофизическими методами используется для разведки рудных и нерудных месторождений (для крупномасштабного картирования и выявления тектонических зон и структур, благоприятных для залегания месторождений полезных ископаемых, так и для прямых поисков и разведки месторождений). В рудной геофизике меньшая глубинность, большая детальность и точность разведки (в отличие от нефтяной).

Пример: изучение КМА и Кривого Рога – железорудные месторождения. Используется для изучения структуры бассейна, картирования железорудной толщи, поисков богатых руд. Наблюдаются положительные локальные аномалии (за счет высокой плотности железосодержащих руд).

Применяется также для поисков и разведки хромитовых, полиметаллических и других залежей рудных и нерудных месторождений (резкие отличия в плотности от вмещающих пород).

2.27. Роль гравиразведки в изучении геологической среды.

Гравиразведка используется редко для изучения верхней части оболочки Земли (100-200 м), где интенсивно проходят экзогенные и техногенные процессы.

Крупномасштабные гравиметрические карты с картами дешифрирования аэрокосмических снимков – основа для проектирования и обработки результатов любых геофизических методов для инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических и экологических исследований.

Гравиразведка помогает выявлять тектонические нарушения, расчленять рыхлые и скальные породы, определять зоны трещиноватости и закарстованности, находить погребенные объекты и т.д.

Пример:

Приложение.

Гравитационное скольжение в Аляске.

Во время аляскинского землетрясения в 1964 году, у которого было необычайно много очевидцев, огромная масса земли сползла по довольно пологому склону. Дома в районе Тернагейн-Хайтс (в одном из жилых районов Анкориджа) были построены на пластах песка, гравия или глины, покрывающих находившийся на уровне моря слой эстуариевой глины.

Когда начались первые толчки, более 120 млн. тонн глины, грунта и гравия начали сползать в море. Склон здесь составлял примерно 2.5 процента, что соответствует подъемам «швов» подводных среднеокеанских хребтов. До сих пор еще продолжаются споры, - сползла ли плита земной коры вследствие сжатия и поднятия породы мантии попросту вдоль хребта или плитой двигали другие еще совершенно не изученные силы.

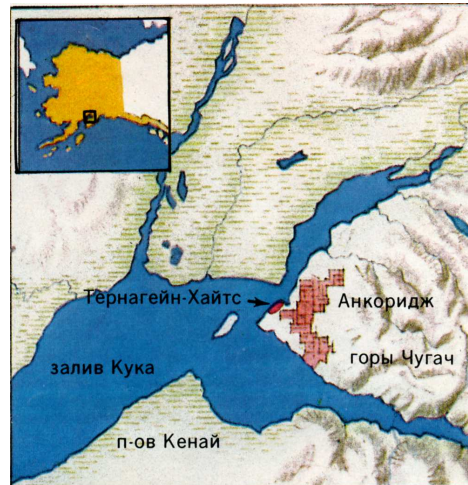


Рис.2.27.1. Карта-схема района скольжения.

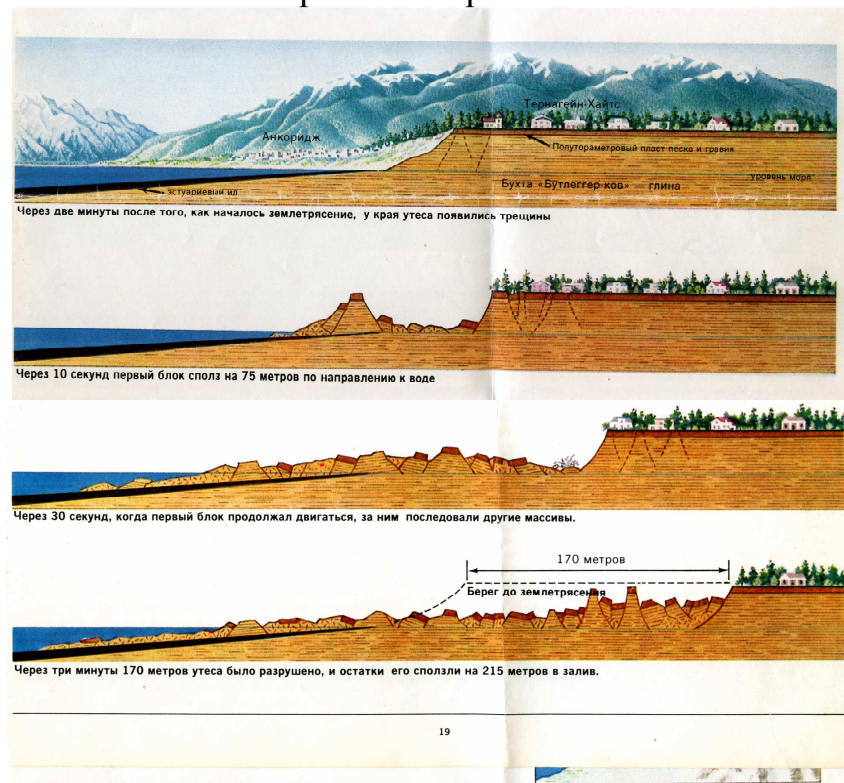


рис.2.27.2. Последовательные этапы скольжения (а, б, в, г).

Контрольные вопросы по теме главы» 2: Гравиразведка

1. На чем основан метод гравиметрической разведки?
2. Какие параметры измеряют в гравиразведке?
3. Что такое аномалия?
4. От чего зависят изменения параметров гравитационного поля?
5. Для каких целей можно использовать гравиразведку?
6. Чем отличается метод гравиразведки от других методов геофизики и геологии?
7. Основной физический закон, используемый в методе гравиразведки?
8. Напишите формулу закона Ньютона и объясните физический смысл входящих в нее параметров?
9. Что такое потенциальная функция притяжения и каковы ее основные свойства? Для чего она введена в гравиразведке?
10. Какие составляющие ускорения силы тяжести Вы знаете?
11. Напишите формулу центростремительного ускорения и поясните входящие в нее параметры.
12. Напишите формулы составляющих ускорения свободного падения по осям координат и дайте объяснения входящих в них параметров?
13. Напишите формулу полной величины ускорения свободного падения.
14. Какими единицами в системе СИ пользуются в гравиразведке?
15. Какие значения ускорения силы тяжести на полюсе и на экваторе? От чего зависит их разница? Чему она примерно равна?
16. Как из закона Ньютона определить массу Земли?
17. Какова величина гравитационной постоянной? В каких единицах она измеряется?
18. Что такое потенциал силы тяжести?
19. Что физически обозначает полное приращение потенциала силы тяжести?
20. Что физически представляет из себя выражение потенциала силы тяжести $W = 0$?
21. Что понимается под эквипотенциальной или уровенной поверхностью?
22. Какая поверхность называется геоидом? Для чего это понятие введено в гравиразведке?
23. Постоянно ли расстояние между уровенными поверхностями?
24. Каков физический смысл вторых производных потенциала силы тяжести?
25. В каких единицах измеряется градиент силы тяжести?

26. Привести одну из формул и дать определение нормального поля силы тяжести? От каких параметров оно зависит?
27. Почему и какие поправки вводятся в наблюдаемые значения силы тяжести? Привести аналитические выражения поправок, которые Вам известны.
28. Каков физический смысл поправки за рельеф и изостатической поправки?
29. Напишите выражение для вычисления аномалии Буге и поясните входящие в него параметры.
30. Чем определяется точность вычисления аномалий?
31. Каков основной физический параметр гравиразведки и как записывается его аналитическое выражение?
32. Какие методы определения плотности Вы знаете? Как называется прибор для определения плотности? Поясните смысл его работы.
33. От чего зависит плотность горных пород? Какова плотность воды и какова средняя плотность земной коры?
34. В каком виде представляются результаты измерения наблюдаемых значений силы тяжести?
35. Что такое интерполяция и по какой формуле вычисляют ее погрешность?
36. Что такое избыточная плотность?
37. Изобразите график гравитационного поля шара, бесконечно длинного кругового горизонтального цилиндра, уступа.
38. Дайте определение прямой и обратной задачи для этих тел простой формы.
39. Поясните смысл палетки Гамбурцева и поясните, для чего она используется?
40. Приведите формулу для вычисления аномалии над двухмерным телом любого сечения с помощью палетки Гамбурцева и поясните смысл входящих в нее параметров.
41. Какую формулу берут за основу при численном решении прямых и обратных задач гравиразведки для сложных форм аномальных объектов?
42. Почему решение обратных задач гравиразведки считается некорректным (неоднозначным)?
43. Что такое трансформации поля и в чем суть метода МПП?
44. Какие методы измерения ускорения силы тяжести Вы знаете? В чем их отличие?
45. В чем главный принцип устройства статических астазированных гравиметров?
46. Что такое цена деления прибора? Что такое нуль-пункт гравиметра и почему он «ползет»? Напишите одну из марок отечественных гравиметров.

47. Для чего используются вариометры и градиентометры?
48. В чем смысл методики гравиметрической и других геофизических методов съемки?
49. Какие виды гравиметрических съемок Вы знаете?
50. Для чего в гравиразведке и некоторых других геофизических методах используется геодезическая разведка?
51. Для каких целей проводится разбивка опорной сети? В чем отличие опорной сети от рядовой?
52. По каким формулам определяется точность опорной, рядовой сети и общая погрешность выполненной съемки? Поясните смысл входящих в эти формулы параметров.
53. В чем заключается обработка данных гравиметрических съемок?
54. Поясните смысл качественной и количественной интерпретации результатов гравиметрической съемки? В каком виде представляются результаты съемок?
55. Для какой цели производятся трансформации (пересчеты) потенциальных полей в верхнее и нижнее полупространства?
56. Какие методы решения обратных задач Вам известны?
57. Объясните суть метода характерных точек. Для чего он используется?
58. В чем суть геологического истолкования гравитационных аномалий?
59. Какие геологические задачи решает гравиразведка?

Глава 3. Магниторазведка.

3.0. Введение.

Магнитная разведка (магниторазведка) - один из методов геофизики для решения геологических задач. Основан на изучении изменения магнитного поля Земли.

Пространство, в котором действуют магнитные силы, называют магнитным полем. Магнитные явления и магнитные свойства Земли известны человеку с глубокой древности, когда для практических целей начали использовать компас для ориентирования по сторонам света.

Во второй половине XIX века магниторазведку стали использовать для поисков железных руд.

Значения параметров магнитного поля земли зависят:

- от намагниченности Земли как одного из космических тел, и в этом плане магнитное поле Земли называют нормальным магнитным полем,
- от разной интенсивности намагниченности рудных тел и горных пород в зависимости от различия их магнитных свойств,
- от напряженности магнитного поля сегодня и в различные геологические палеоэпохи, и в этом плане последние два момента являются косвенными причинами образования магнитных аномалий, что представляет интерес для разведочной магниторазведки и изучения истории Земли.

По сравнению с другими методами геофизики магниторазведка является наиболее производительным и простым способом геофизической съемки, эффективным для поисков железорудных полезных ископаемых.

Магниторазведка применяется также для геологического картирования, при структурных исследованиях, при изучении геологической среды.

Используется для глобальных исследований геомагнетизма и палеомагнетизма.

Глубинность исследований методом магниторазведки обычно не превышает 50 км верхних слоев континентальной и океанической земной коры.

3.1. Основы теории геомагнитного поля и магниторазведки. Магнитное поле и его изменения на поверхности Земли во времени и пространстве. Главные элементы магнитного поля. Единицы измерения.

В любой точке земной поверхности существует магнитное поле, которое определяется полным вектором напряженности магнитного поля T .

Примем условие: ось X направлена на север, ось Y - на восток, ось Z - вниз вдоль отвеса.

Главные элементы магнитного поля. Вдоль вектора T устанавливается магнитная стрелка, подвешенная у ее центра тяжести. Проекция этого вектора на горизонтальную поверхность и вертикальное направление, углы, составленные этим вектором с координатными осями, носят название главных элементов магнитного поля (рис.3.1):

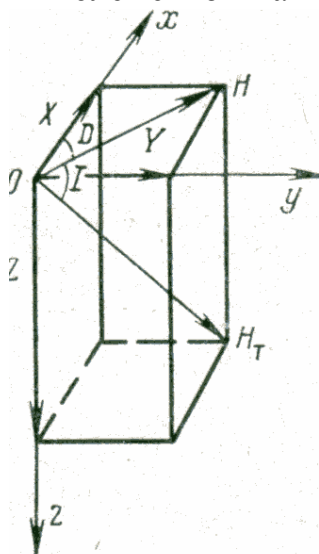


Рис.3.1.1. Элементы земного магнитного поля.

Z - вертикальная составляющая, т.е. проекция вектора T на ось Z ; H - горизонтальная составляющая - проекция вектора T на горизонтальную плоскость. Ее направление совпадает с направлением магнитного меридиана; H_x - северная (или южная) составляющая - проекция вектора H на ось X ; H_y - восточная (или западная) составляющая - проекция вектора T на ось Y .

Угол между осью (x) и составляющей H называется склонением, которое обозначим буквой D . Условились считать, что восточное склонение - положительное, западное - отрицательное.

Угол между вектором T и горизонтальной плоскостью J называется наклонением. Принято считать, что наклонение северное (положительное) - при наклоне северного конца стрелки вниз, наклонение южное (отрицательное) - при наклоне южного конца стрелки вниз.

Взаимосвязь элементов магнитного поля:

$$H = T \cos J \rightarrow (\cos J = \frac{H}{T}). \quad (3.1.1)$$

$$Z = T \sin J \rightarrow (\sin J = \frac{Z}{T}). \quad (3.1.2)$$

$$Z = H \operatorname{tg} J \rightarrow (\operatorname{tg} J = \frac{Z}{H}). \quad (3.1.3)$$

$$T^2 = H^2 + Z^2. \quad (3.1.4).$$

$$H_x = H \sin D \quad (3.1.5)$$

$$H_y = H \cos D \quad (3.1.6)$$

и так вычисляются все остальные семь элементов магнитного поля - через H, Z и T .

Элементы магнитного поля на поверхности Земли изображаются в виде карт изолиний (линий, соединяющих точки с равными значениями какого-либо параметра):

изолинии склонения (D) называются **изогонами**, изолинии наклонения (J) называются **изоклинами**, изолинии H или Z называются **изодинами** H или Z

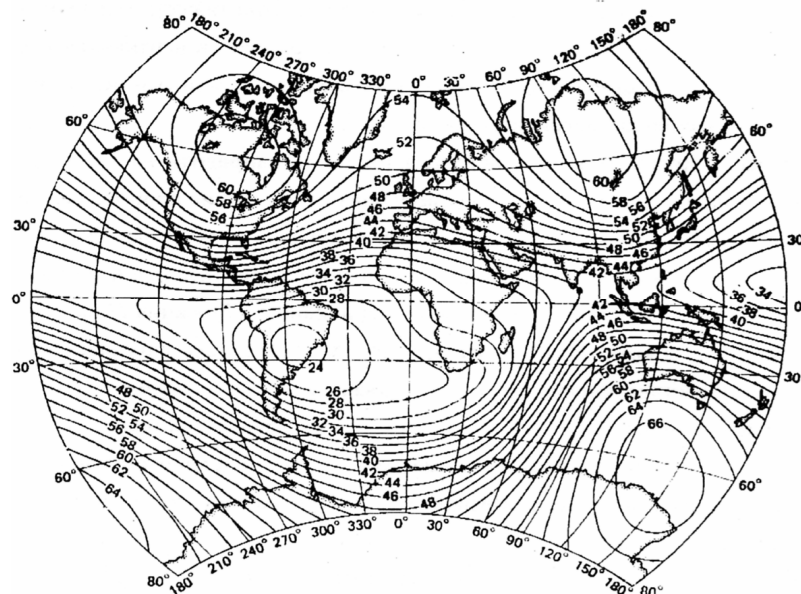


Рис.3.1.2. Полная напряженность магнитного поля Земли для эпохи 1980 г. Изолинии T проведены через 4 мкТл (4000 γ) (из книги П.Шарма «Геофизические методы в региональной геологии»..

Карты напряженности магнитного поля обычно строят на 1 июля и называют картами эпохи определенного года. Сечение изолиний таких карт - примерно 4 мкТл (4000 γ).

Единицы измерения параметров магнитного поля: Единица измерения напряженности геомагнитного поля (T) - 1 А/м (система СИ). В магниторазведке используется и другая единица - 1 Эрстед (\mathcal{E}) или гамма (γ). $1 \gamma = 10^{-5} \mathcal{E}$ ($1 \text{ А/м} = 4\pi \cdot 10^{-3} \mathcal{E}$).

Практически измеряют магнитную индукцию (или плотность магнитного потока):

$$B = \mu T, \quad (3.1.7)$$

где μ - магнитная проницаемость среды. Единицей магнитной индукции в системе СИ является тесла ($Tл$).

В магниторазведке используется более мелкая единица – нанотесла ($nTл$), равная $10^{-9} Tл$.

Большинство сред, где изучаем магнитное поле (воздух, вода, большинство немагнитных осадочных пород) имеют $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ Гн/м, т.е. эта величина равна константе, поэтому количественно магнитное поле Земли измеряют либо в единицах магнитной индукции ($nTл$), либо в единицах напряженности - гамма (γ).

3.2. О происхождении геомагнитного поля.

Причины происхождения магнитного поля различные, и одна из них, по видимому, связана с внутренним строением Земли. Например, существует гипотеза о наличии вихревых токов в ядре. Суть ее: на глубине 2900 км, под мантией расположено “жидкое” ядро с высокой электрической проводимостью. Гиромангнитный эффект и начальный момент вращения Земли, полученный ею во время формирования планет солнечной группы, создали, по видимому, очень слабое магнитное поле. Наличие свободных электронов в ядре и вращение Земли в этом слабом поле привело к индуцированию в ядре вихревых токов. Эти токи могли создать дополнительное магнитное поле. Увеличение магнитного поля Земли приводит к новому увеличению вихревых потоков в ядре, и снова увеличивается магнитное поле Земли и т.д. Процесс регенерации дополнительного магнитного поля идет до тех пор, пока рассеивание энергии вследствие вязкости ядра и его электрического сопротивления не компенсируется добавочной энергией вихревых токов и другими причинами.

3.3. Нормальное геомагнитное поле.

В первом приближении магнитное поле Земли есть поле однородно намагниченного шара или поле диполя (T_0), расположенного в центре Земли. Угол между осью вращения Земли и осью диполя составляет 11.5° . Места выхода продолжения оси этого диполя на земную поверхность есть геомагнитные полюса. Магнитный полюс на севере (близкий к северному географическому полюсу, расстояние между которыми около 1400 км), считается южным (отрицательным) геомагнитным полюсом, магнитный полюс на юге (в Антарктиде) считается северным (положительным) геомагнитным полюсом.

Вертикальные составляющие магнитной индукции на полюсах равны примерно $\pm 60 \text{ мкТл}$ горизонтальные составляющие равны нулю. На экваторе величина вертикального вектора равна 0, горизонтальная составляющая этого же вектора равна примерно 30 мкТл .

Из рисунка 2 (см. карту параметра T) видно значительное отличие магнитного поля Земли от поля диполя, т.к. на карте четко выделяются пять материковых (континентальных) мощных геомагнитных аномалий - T_m (две - в северном полушарии, две - в южном полушарии, одна - в Тихом океане (по экватору)). Предположительно, это может быть связано с наличием дополнительных магнитных диполей на верхней (примерно 3000 км) и нижней (примерно 5000 км) границах “жидкого” ядра. В России находится положительная часть Восточно-Азиатской аномалии.

Нормальное (главное) геомагнитное поле (T_n) представляет собой поле однородно намагниченного шара (T_0) и дополнительных диполей в ядре, обуславливающих материковые аномалии (T_m), т.е.

$$T_n = T_0 + T_m. \quad (3.3.1)$$

Карта эпохи какого-то года является Международным эталонным геомагнитным полем (или нормальным магнитным полем).

Обычно карты T_n строят через каждые 5 лет. Их изменения объясняются вариациями поля во времени и появлением новых данных глобальных магнитных съемок (космических, воздушных, наземных и различных других).

3.4. Аномальные геомагнитные поля.

Отклонения наблюдаемых значений магнитных векторов (T) от нормального поля составляют аномалии региональные (T_p) или локальные (T_l) (в зависимости от площади, на которых они получены).

Аномальная часть магнитного поля Земли дает информацию о геологическом строении верхних слоев земной коры.

Пример региональной аномалии: Курская магнитная аномалия - породы и железные руды с высокими магнитными свойствами. Их добавочное магнитное поле в 2-4 раза превышает нормальное.

Локальные аномалии обусловлены разной намагниченностью геологических структур или залежей руд.

И те, и другие аномалии бывают положительными и отрицательными.

Если величины T_a и Z_a совпадают с соответствующей составляющей нормального поля, то такие аномалии положительные, если не совпадают (противоположны по направлению) - отрицательные.

В северном полушарии и в России преобладают положительные аномалии.

Постоянное магнитное поле Земли (T) складывается из нормального и аномального полей:

$$T = T_0 + T_m + T_p + T_l = T_n + T_a \quad (3.4.1),$$

$$T_a = T - T_n = T_p + T_l \quad (3.4.2)$$

3.5. Вариации земного магнетизма.

Напряженность магнитного поля и его элементы меняются во времени. Эти изменения называются вариациями. Вариации бывают: вековые, годовые, суточные и магнитные возмущения (бури).

Вековые захватывают десятки и сотни лет, приводят к значительным изменениям среднегодовых элементов земного магнетизма. Изменение элемента (вековой ход) - разности значений этих элементов в разные эпохи, деленные на число лет между эпохами. Вековой ход рассчитывается по обобщенным данным глобальных магнитных съемок за прошедшие 5 лет. Выявленные периоды изменения поля: 500-2000-5000 лет и более. Вековые вариации различны в разных регионах. Имеются фокусы с максимальными изменениями, которые мигрируют по земной поверхности.

Амплитуды изменений достаточно большие - например, за 1942 г. в Индонезии вариации достигли (-)130 нТл, на юге Каспия - (до +110 нТл).

Причины: процессы внутри Земли (в ядре, на границе ядра с мантией).

На постоянное поле накладываются переменные поля (вариации) - годовые, суточные, магнитные бури, вызванные внешними процессами в ионосфере.

Годовые вариации - изменения среднемесячных значений напряженности магнитного поля. Амплитуды небольшие - десятки нТл.

Суточные вариации связаны с солнечносуточными и лунносуточными изменениями напряженности поля из-за изменения солнечной активности. Максимальные - днем, и при противостоянии Луны.

Годовые и суточные вариации - плавные, периодические, невозмущенные вариации. Интенсивность увеличивается от экватора к полюсам (до 200 нТл).

Возмущенные вариации - непериодические импульсные вариации и магнитные бури, происходят спорадически. Интенсивность бурь - до 1000 нТл и более, наблюдаются чаще в северных и южных широтах. Продолжительность - от нескольких часов до нескольких суток. Проходят либо одновременно по всей земле, либо с запаздыванием на несколько часов. Прослеживается их связь с изменением солнечной активности. В годы максимума солнечной активности (11 лет) наблюдается максимум бурь. Сопровождение магнитных бурь (вариаций): наблюдаются полярные сияния, ухудшение радиосвязи, появление магнитотеллурических полей.

При магниторазведке - учет и исключение их влияния необходимы.
Полный вектор напряженности переменного поля:

$$T_{\approx} = T_n + T_p + T_l + T_{вар.}, \quad (3.5.1)$$

$$T_a = T_p + T_l = T_{\approx} - T_n - T_{вар.}. \quad (3.5.2)$$

3.6. Основные положения теории магниторазведки.

Принципы решения прямых и обратных задач.

При обработке данных магниторазведки рассчитываются аномалии полного вектора T_a или его составляющие по осям координат (Z_a, H_a) путем исключения из наблюдаемого поля нормального поля и его вариаций.

В теории магниторазведки определяются эти параметры для объектов с разной интенсивностью и направлением намагниченности (J). Для простоты можно считать $J =$ примерно (T_{cp} , где (- магнитная

восприимчивость объекта, T_{cp} – средняя напряженность геомагнитного поля в месте его расположения, а остаточной намагниченностью пренебречь.

Основной закон магнетизма сформулирован Кулоном в предположении, что существование магнетизма связано с наличием магнитных масс, положительных и отрицательных. Между двумя магнитными массами m_1 и m_2 , помещенными в среду с магнитной проницаемостью $\mu = 1 + 4\pi$, (действует сила F , определяемая законом Кулона:

$$F = \frac{m_1 m_2}{\mu r^2}, \quad (3.6.1),$$

где r – расстояние между центрами магнитных масс.

Далее физики показали, что магнитных масс не существует, а магнитные свойства есть следствие движения заряженных частиц в атомах вещества. Одни вещества под действием магнитного поля упорядочивают движение зарядов и намагничиваются, другие нет.

Но в теории магнетизма, несмотря на отсутствие магнитных масс как самостоятельной субстанции, формально продолжают пользоваться законом Кулона, понимая при этом под магнитной массой произведение интенсивности намагничивания вектора (J) на площадь намагниченного тела (S), перпендикулярную этому вектору ($\mu = JS$).

Таким образом, любое намагниченное тело можно представить сочетанием двух таких магнитных масс, находящихся на противоположных частях тела – магнитных полюсах. Северным (положительным) полюсом намагниченного тела (например, магнитной стрелки) считают тот, который поворачивается в сторону северного географического полюса, если дать возможность телу свободно вращаться вокруг вертикальной оси.

При таком определении магнитный полюс Земли, находящийся в северном полушарии, обладает южным (отрицательным) магнетизмом, поскольку притягиваются магнитные массы противоположного знака, а массы одного и того же знака отталкиваются.

В магниторазведке также решаются прямые и обратные задачи.

Прямая задача – нахождение магнитных аномалий (T_a, Z_a и других) над объектами известной формы, глубины залегания и намагниченности.

Обратная задача – определение формы, глубины залегания, намагниченности по измеренному площадному распределению аномалий.

Магнитный диполь и его поле. Для облегчения решения задач магниторазведки вводится понятие магнитного потенциала точечной магнитной массы:

$$U = \frac{m}{\mu r} \quad (3.6.2),$$

где r - расстояние от центра магнитной массы до точки наблюдения, т.е. от точки O - центра магнитной массы, до точки наблюдения (P), dl - расстояние между магнитными массами (рис.3):

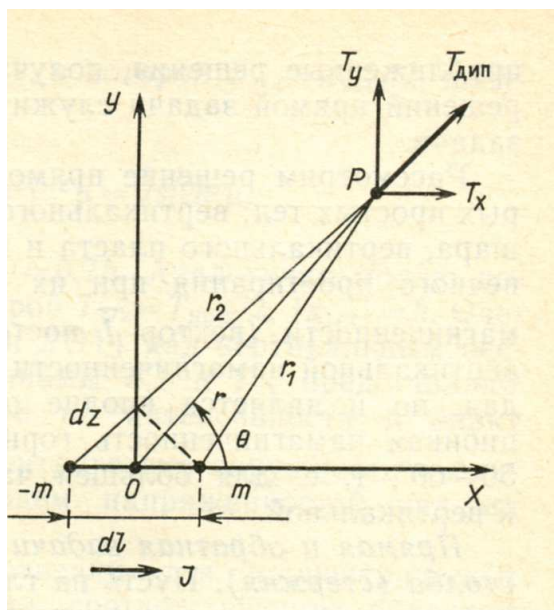


Рис. 3.6.1. Магнитный диполь.

Магнитный диполь - две равных магнитных массы (близко расположены) противоположного знака. Магнитный потенциал диполя dU точечной массы выражается формулой:

$$dU = \frac{m}{\mu} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right), \quad (3.6.3)$$

где r_1 и r_2 - расстояния от центра магнитных масс до точки наблюдения (P).

По теореме косинусов выражаем r_1 и r_2 через r, dl, θ и подставляем в выражение dU :

$$dU = \left(\frac{m}{\mu} \right) \left(\frac{1}{\sqrt{r^2 + \left(\frac{dl}{r} \right)^2 - rdl \cos \Theta}} - \frac{1}{\sqrt{r^2 + \left(\frac{dl}{r} \right)^2 + rdl \cos \Theta}} \right) \quad (3.6.4)$$

Разделив числитель и знаменатель на r , используя формулу бинома Ньютона, получаем:

$$dU = \left(\frac{m}{\mu r} \right) \left(1 - \frac{dl}{r} \cos \Theta + \dots \right)^{\frac{1}{2}} - \left(1 + \frac{dl}{r} \cos \Theta + \dots \right)^{\frac{1}{2}} = \frac{m}{\mu r} \left(1 + \frac{dl \cos \Theta}{2r} - \dots \right) - \left(1 - \frac{dl \cos \Theta}{2r} + \dots \right) \quad (3.6.5)$$

Так как $\frac{dl}{r} \ll 1$, то степенями $\frac{dl}{r} > 1$, пренебрегаем, и получим:

$$dU = \frac{mdl \cos \Theta}{\mu r^2}, \quad (3.6.6)$$

а так как $dM = mdl$, то окончательно выражение для потенциала диполя будет иметь вид:

$$dU = \frac{dM \cos \Theta}{\mu r^2}. \quad (3.6.7)$$

Отсюда находим: H_x, H_y и H , заменив $\cos \Theta = \frac{x}{r}$:

$$dU = \frac{dM \cos \Theta}{\mu r^2} = \frac{dMx}{\mu(x^2 + y^2)^{\frac{3}{2}}}; \quad (3.6.8)$$

$$H_x = \frac{\partial(dU)}{\partial y} = \frac{dM(2x^2 - y^2)}{\mu(x^2 + y^2)^{\frac{5}{2}}}. \quad (3.6.9)$$

$$H_y = -\frac{\partial(dU)}{\partial x} = \frac{dM3xy}{\mu(x^2 + y^2)^{\frac{5}{2}}}. \quad (3.6.10)$$

$$H = \sqrt{H_x^2 + H_y^2} = \frac{\partial M \sqrt{1 + 3 \cos \Theta}}{\mu r^3}. \quad (3.6.11)$$

При $\Theta = 0$ (точка наблюдения - на продолжении оси диполя):

$$H_0 = \frac{2dM}{\mu r^3}. \quad (3.6.12)$$

При $\Theta = 90^\circ$ (точка наблюдения - на перпендикуляре к оси диполя):

$$H_{90} = \frac{dM}{\mu r^3}. \quad (3.6.13)$$

Реальные магнитные тела рассматриваем как совокупность элементарных магнитных диполей.

Интенсивность намагничивания элементарного объема (J), согласно определению, равна отношению магнитного момента (dM) к его объему (dV). Поэтому выражение для потенциала магнитного диполя будет иметь вид:

$$dU = \frac{J \cos \Theta dV}{\mu r^2} \quad (3.6.14),$$

где вектор J направлен вдоль оси диполя.

Для магнитного потенциала любого тела объема (V) можно представить в виде тройного интеграла по объему этого тела от потенциалов элементарных диполей, из которых состоит данное тело:

$$U = J \iiint \frac{J \cos \Theta dV}{\mu r^2}, \quad (3.6.15)$$

$$T_a = \iiint \frac{J \sqrt{(1 + 3 \cos^2 \Theta) dT} dV}{\mu r^3}. \quad (3.6.16),$$

где интегрирование ведется по всему объему тела (V).

Эти последние уравнения - основа всей теории магниторазведки. Аналитические выражения при решении уравнений (3.6.15, 3.6.16) получаются лишь для тел простой геометрической формы и однородной (постоянной) намагниченности.

Для тел сложной формы, особенно при разной намагниченности, численные решения возможны только с помощью ЭВМ.

Для упрощения решения и облегчения усвоения материала расчеты прямых и обратных задач будем рассматривать только для тел простейшей формы: шара, вертикального бесконечного столба (стержня), пласта, горизонтального цилиндра бесконечного простираения для случая их вертикальной намагничённости. Такой подход вполне обоснован, т.к. намагничённость горных пород при широте, большей 40-45 градусов, близка к вертикальной. При расчетах будем считать, что $\mu = \mu_0$ где $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ – магнитная проницаемость воздуха.

3.7. Прямые и обратные задачи для простейших тел:

а) магнитное поле вертикально бесконечного длинного столба (цилиндра, стержня).

Прямая задача. Дано: На глубине h залегает вершина бесконечного длинного столба (вертикального цилиндра или стержня) сечением S . Это тело можно представить как тело одного полюса (m) с интенсивностью намагничённости (J), направленной вдоль оси Z , и «магнитной массой» $m = JS$.

Нижний полюс столба расположен в «бесконечности», его влиянием можно пренебречь, считая, что вся «масса» сосредоточена на вершине столба.

Найти: напряженность поля вдоль профиля (x) над телом.

Решение: потенциал от верхнего полюса столба в точке P будет равен потенциалу точечной массы (16):

$$U = \frac{m}{\mu r} = \frac{m}{\mu \sqrt{(x^2 + h^2)}} \quad (3.7.1).$$

Составляющие поля выражаются производными потенциала по осям координат:

$$Z_a = -\frac{\partial U}{\partial h} = \frac{JSh}{\mu(x^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}}; \quad (3.7.2)$$

$$H_a = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{JSx}{\mu(x^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}}; \quad (3.7.3)$$

$$T_a = \sqrt{Z_a^2 + H_a^2} = \frac{JS}{\mu(x^2 + h^2)^{\frac{5}{2}}} \quad (3.7.4)$$

Используя полученные формулы, строятся графики напряженности поля (рис.3.7.1).

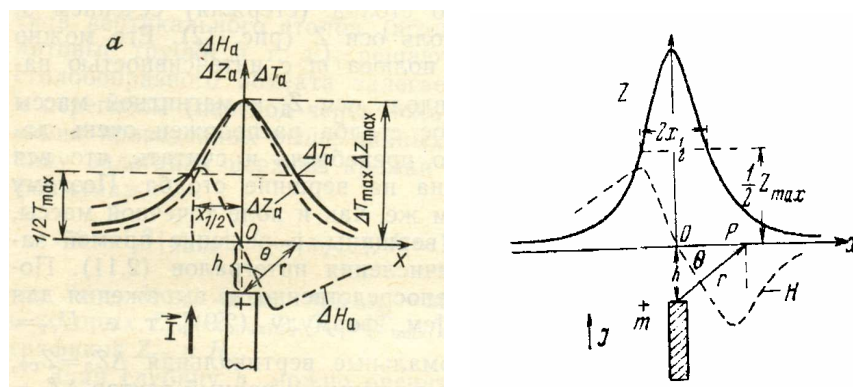


Рис.3.7.1. Магнитное поле вертикального бесконечного столба (цилиндра).

Легко увидеть, что над столбом будут максимумы T_a и Z_a , а значения их будут одного знака, положительные при вертикальном намагничении J_a . Горизонтальная составляющая (H) слева будет иметь максимум, справа – минимум. Вдали от столба аномалии исчезают. В плане над таким столбом изолинии T_a и Z_a будут иметь вид концентрических окружностей одного знака.

Обратная задача. Решение уравнений (3.8.16, 3.7.1, 3.7.2) дает возможность по характерным точкам на графиках определить глубину залегания верхней кромки вертикального бесконечного столба (h). Центр столба находится в точке, где величина (x) = 0, а $T_{\max} = Z_{\max} = \frac{JS}{mh^2}$.

Для точек, удаленных на расстояние $x = z_{\frac{1}{2}}$ от начала координат величина $Z_{\frac{1}{2}}$ будет равна:

$$Z_{\frac{1}{2}} = \frac{JSh}{2h^2\mu} = \frac{JSh}{\mu(x_{z_{\frac{1}{2}}}^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}}. \quad (3.7.5).$$

Решив это уравнение, получим $x_{z_{\frac{1}{2}}} = 0.7h$. Аналогично находятся связи между другими характерными точками $x_{T_{\frac{1}{2}}}, x_{H\frac{1}{2}}$ (экстремумы на составляющей H), x_{ZH} (абсциссы точек пересечения Z и H). В результате получаются следующие формулы для расчета h по абсолютным значениям этих параметров:

$$h = 1.4x_{HЭ} = 1.3z_{\frac{1}{2}} = T_{\frac{1}{2}} = x_{ZH}; \quad (3.7.6).$$

Зная h , можно оценить величину магнитной массы вертикального столба:

$$m = JS = Z_{\max} \mu h^2 = T_{\max} \mu h^2 = 3.67 H_{\max} \mu h^2 \quad (3.7.7).$$

Так как $J =$ примерно T_{cp} ($T_{cp} \chi$ – где T_{cp} – среднее значение полного вектора напряженности в исследуемом районе, а χ – магнитная восприимчивость столба, то справедливо выражение:

$$\chi S = \frac{m}{T_{cp}} \quad (3.7.8).$$

Теперь, если известно (по измерениям на образцах, можно определить площадь поперечного сечения столба.

б) магнитное поле вертикально намагниченного шара.

Прямая задача.

Дано: Вертикально намагниченный шар с центром на глубине H залегает под началом координат (рис.3.7.2). Потенциал шара можно представить как потенциал диполя, помещенного в его центре. **Найти:** напряженность поля вдоль профиля (x).

Решение: Согласно выражению (3.7.1):

$$U = \frac{m}{\mu r} = \frac{m}{\mu \sqrt{x^2 + h^2}} \quad (3.7.9)$$

потенциал шара с магнитным моментом $M = JV$ (или магнитной массой $m = M$ равен:

$$U = \frac{M \cos \Theta}{\mu r^2} = \frac{MH}{\mu r^3} = \frac{JVH}{\mu (x^2 + H^2)^{\frac{3}{2}}}. \quad (3.7.10).$$

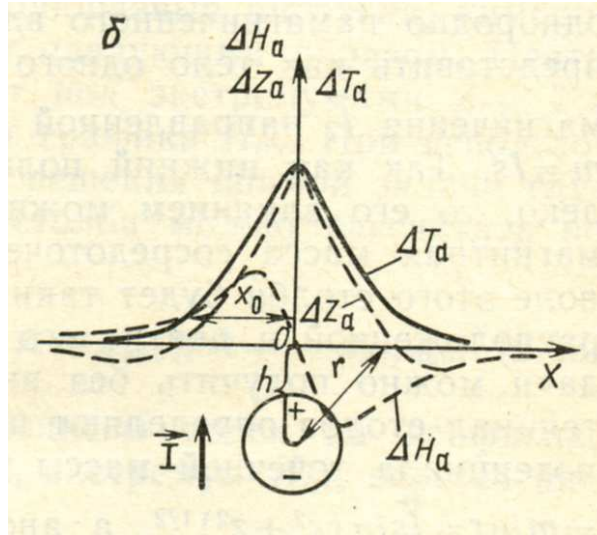


Рис.3.7.2. Магнитное поле шара.

Взяв производные по этому выражению, найдем элементы магнитного поля шара по формулам:

$$Z_a = -\frac{\partial U}{\partial H} = \frac{JV(2H^2 - x^2)}{\mu(x^2 + H^2)^{\frac{5}{2}}}. \quad (3.7.11).$$

$$H_a = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{3JVHx}{\mu(x^2 + H^2)^{\frac{5}{2}}}. \quad (3.7.12).$$

$$T_a = \sqrt{Z_a^2 + H_a^2} = \frac{JV\sqrt{4H^2 + x^2}}{\mu(x^2 + H^2)^{\frac{5}{2}}}. \quad (3.7.13).$$

Построив по этим выражениям графики и проведя анализ, можно заметить следующее: над центром шара ($x=0$) будут:

$$Z_{\max} = T_{\max} = \frac{2JV}{mH^3}, \text{ а } H = 0. \quad (3.7.14)$$

При ($x \rightarrow \pm\infty$) аномалии исчезают (стремятся к нулю). При $x = \pm\sqrt{2}H$ величина $Z_a = 0$, при (x) $< (\sqrt{2})H$ величина $Z_a > 0$, а при (x) $> (\sqrt{2})H$ величина $Z_a < 0$.

В плане над шаром изолинии Z_a и T_a будут иметь вид концентрических окружностей. Изолинии Z_a будут двух знаков, изолинии T_a – одного знака.

Обратная задача. Решение уравнений (3.7.11, 3.7.12, 3.7.13) теми же приемами, что и для столба (продумать самостоятельно), приводит к

формулам, построив графики по которым, можно по характерным точкам на этих графиках найти глубину центра вертикально намагниченного шара:

$$x_{Z_{\frac{1}{2}}} H = 1.8 \left| x_{Z_{\frac{1}{2}}} \right| = 1.8 |x_{ZH}| = 1.5 \left| x_{T_{\frac{1}{2}}} \right| = 0.7 |x_{Z_0}| = 0.5 |x_{Z_{\min}}|. \quad (3.7.15),$$

где $x_{Z_{\frac{1}{2}}}$ и $x_{T_{\frac{1}{2}}}$ – абсциссы точек половины Z_a и T_a , x_{Z_0} – точки с $Z_a=0$, $x_{Z_{\min}}$ – точки с $Z_a = Z_{\min}$.

Зная H , можно оценить величину магнитной массы шара (m):

$$m = JV = Z_{\max} \mu h^2 = T_{\max} \mu h^2 \quad (3.7.16).$$

Так как $J =$ примерно $T_{cp} \chi$, где T_{cp} – среднее значение полного вектора напряженности в исследуемом районе, а χ – магнитная восприимчивость шара, то справедливо выражение:

$$\chi V = \frac{m}{T_{cp}} \quad (3.7.17).$$

Теперь, если известно χ и T_{cp} по измерениям на образцах, можно определить объем шара.

определяется по формулам: в) магнитное поле вертикально намагниченного тонкого пласта бесконечного простираения

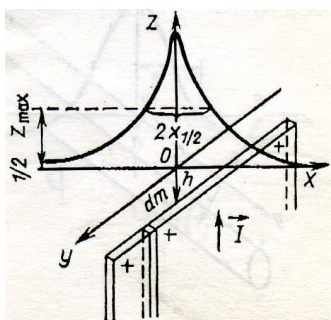


Рис.3.7.3. Магнитное поле тонкого вертикального пласта бесконечного простираения и бесконечной глубины с вертикальной намагниченностью.

Прямая задача. Дано: На глубине h параллельно оси (y) расположен бесконечный длинный вертикальный пласт (с толщиной l , меньшей глубины залегания), намагниченный вертикально.

Найти: Величину Z_a вдоль оси (x). Все остальные параметры предоставляется студентам рассчитать самостоятельно!

Решение: Так как нижняя часть пласта расположена очень глубоко, то влиянием магнитного полюса глубоких частей пласта можно пренебречь, и можно считать, что магнитные массы сосредоточены вдоль поверхности в виде линейных полюсов. Магнитная масса единицы пласта равна:

$$\frac{dm}{dy} = Jl \quad (3.7.18).$$

Разобьем пласт на множество тонких «столбов». Притяжение пласта будет складываться из притяжения всех элементарных столбов, а вертикальная составляющая его магнитного притяжения будет равна интегралу в пределах от $-\infty$ до $+\infty$ (по оси y) выражения для притяжения элементарного столба. Потенциал элементарного тонкого столба равен:

$$dU = \frac{dm}{\mu R} = \frac{Jl dy}{\mu \sqrt{x^2 + y^2 + h^2}} \quad (3.7.19),$$

а вертикальная составляющая будет равна:

$$dZ_a = \frac{-\partial dU}{\partial h} = \frac{Jl h dy}{\mu (x^2 + y^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (3.7.20),$$

откуда величина Z_a будет равна:

$$Z_a = \int \frac{Jl h dy}{\mu (x^2 + y^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}} = \frac{2Jl h}{\mu (x^2 + h^2)} \quad (3.7.21).$$

График Z_a будет иметь максимум над центром пласта и асимптотически стремиться к нулю при удалении от пласта. В плане над пластом будут вытянутые аномалии Z_a одного знака.

Обратная задача. Анализируя формулу (3.7.21), можно найти связи между глубиной залегания пласта (h) и $x_{\frac{1}{2}}$, т.е. абсциссой графика, где

$Z_a = \frac{Z_{\max}}{2}$, величина $h = x_1$. Расписать текст и все выражения студентам самостоятельно!

Так как $J =$ примерно $T_{cp}\chi$, где T_{cp} – среднее значение полного вектора напряженности в исследуемом районе, а χ – магнитная восприимчивость шара, магнитная масса единицы длины равна $m = Jl = \frac{Z_{\max}\mu h}{2}$, и заменив выражение $J =$ примерно $T_{cp}\chi$, получим формулу:

$$\kappa l = \frac{m}{T_{cp}} \quad l = \frac{m}{T_{cp}} \quad (3.7.22).$$

Теперь, если известно $\chi(\kappa)$ и T_{cp} по измерениям на образцах, можно определить ширину пласта.

г) магнитное поле вертикально намагниченного горизонтального цилиндра бесконечного простираения (рис.7):

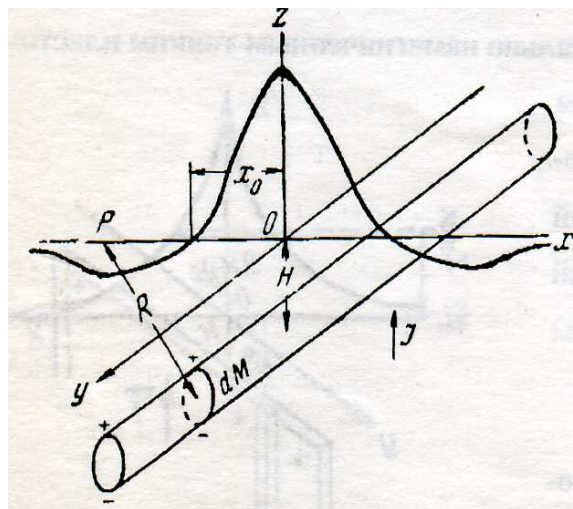


Рис.3.7.4. Магнитное поле горизонтального цилиндра бесконечного простираения.

Прямая задача. Дано: На глубине H параллельно оси (y) расположен бесконечно длинный цилиндр с магнитным моментом единицы длины, равным $M = JS$, где J – интенсивность намагничивания, постоянная для всего цилиндра и направленная вертикально, S – поперечное сечение цилиндра. Поле такого цилиндра можно считать эквивалентным полю бесконечного числа вертикальных магнитных диполей, центры которых расположены по оси цилиндра.

Найти: Напряженность поля вдоль оси (x).

Решение: Потенциал в точке P от элементарного диполя определяется из уравнения (3.7.23):

$$dU = \frac{dM \cos \Theta}{\mu r^2} = \frac{dMx}{\mu(x^2 + y^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (3.7.23)$$

$$dU = \frac{dM \cos \Theta}{\mu r^2} = \frac{JHdV}{\mu R^2} = \frac{JHdSdy}{\mu R^2} \quad (3.7.24),$$

где $R = \sqrt{x^2 + y^2 + H^2}$.

Потенциал всего цилиндра равен потенциалу от системы диполей, расположенных вдоль оси бесконечного цилиндра, или интегралу по объему цилиндра от выражения для потенциала элементарного диполя:

$$U = \frac{JH}{\mu} \iint dV \int \frac{dy}{(x^2 + y^2 + H^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (3.7.25).$$

Так как

$$\iint dV = V, \quad a \int \frac{dy}{(x^2 + y^2 + H^2)^{\frac{3}{2}}} = \frac{2}{(x^2 + H^2)}, \quad (3.7.26),$$

то

$$U = \frac{JSH}{\mu(x^2 + H^2)} = \frac{MH}{\mu(x^2 + H^2)} \quad (3.7.27)$$

$$Z_a = -\frac{dU}{dH} = \frac{2M(H^2 - x^2)}{\mu(x^2 + H^2)^2} \quad (3.7.28).$$

Анализ формул позволяет утверждать, что при $x=0$ будет максимум Z_a , а при $x=\pm H$ величина $Z_a=0$. При $|x|>0$ значения Z_a будут отрицательные, при $|x|<H$ Z_a будут положительными.

В плане над горизонтальным цилиндром будут вытянутые аномалии двух знаков.

Обратная задача. Глубина залегания цилиндра определяется по формулам:

$H = |x_0| = 0.7|x_{\min}|$, где x_0 и x_{\min} – абсциссы точек, в которых $Z_a = 0$ и $Z_a = Z_{\min}$

Зная H , можно найти погонную массу цилиндра по формуле $M = \frac{Z_{\max} H^2 \mu}{2}$. Заменяв выражение J примерно $T_{cp} \chi$, получим формулу:

$$S \chi = \frac{M}{T_{cp}} \quad (3.7.29).$$

Теперь, если известно (χ и T_{cp} , по измерениям на образцах, можно определить площадь сечения цилиндра.

3.8. Численные методы решения прямых и обратных задач магниторазведки.

Пользуясь формулами (3.8.1, 3.8.2):

$$U = \iiint \frac{J \cos \Theta dV}{\mu r^2}, \quad (3.8.1)$$

$$T_a = \iiint J \sqrt{(1 + 3 \cos^2 \Theta) dT} dV. \quad (3.8.2),$$

можно решать прямые задачи для тел любых других форм (не только простых форм) и не вертикальной намагниченности. В силу сложности их аналитических выражений для тел любой формы и разных направлений намагниченности расчеты проводят обязательно на ЭВМ.

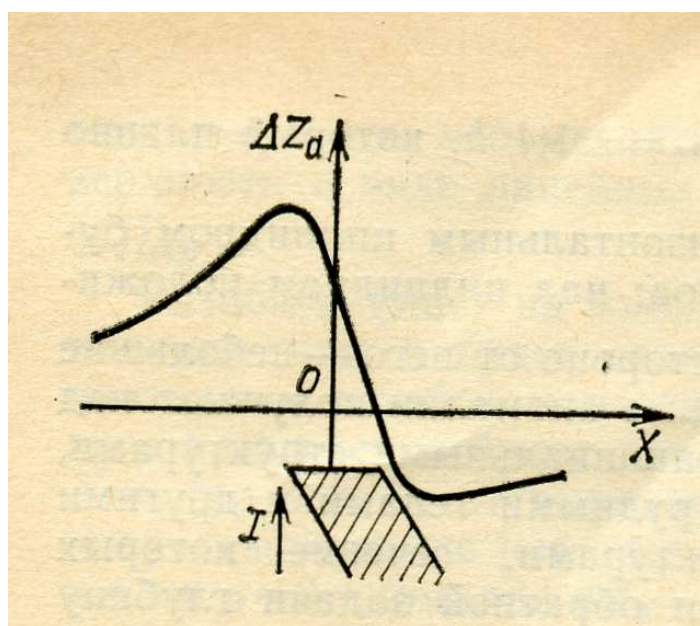


Рис.3.8.1. Кривая ΔZ_a над наклонным пластом большой мощности при вертикальной намагниченности.

Обратные задачи можно решать методом сравнения наблюдаемых графиков или карт аномальных магнитных полей с расчетными теоретическими для меняющихся геометрических параметров и магнитных свойств пород.

Теоретические параметры совпавшей модели (при минимальных расхождениях) переносятся на реальные объекты.

3.9. Аппаратура и методика магниторазведки. Измеряемые параметры геомагнитного поля.

Измерения магнитного поля Земли и его вариаций проводят на стационарных пунктах – магнитных обсерваториях (их на планете около 150) и при магниторазведочных работах.

Абсолютные определения полного вектора напряженности геомагнитного поля сводятся к определению трех его основных элементов (Z, D, H).

Для этого используются сложные трехкомпонентные магнитные приборы: магнитные теодолиты и вариационные станции.

При геологической разведке измеряют абсолютные величины Z, T и относительные (по отношению к какой-либо исходной (опорной) точке элементы ΔZ и ΔT).

Приборы для магнитной разведки (магнитометры) характеризуются разнообразными принципами устройства и подразделяются поэтому на четыре типа: оптико-механические, ферро-зондовые, протонные, квантовые.

Оптико-механические магнитометры. Чувствительная система магнитометров состоит из магнита, вращающегося вокруг вертикальной оси (как стрелка в компасе). Измеряет приращения горизонтальной составляющей в двух точках (ΔH), либо вокруг горизонтальной оси – измеряет приращения вертикальной составляющей (ΔZ).

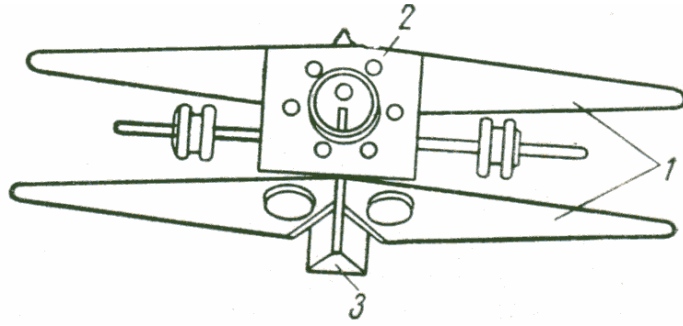


Рис.3.9.1. Магнитная система магнитометра М-2 (вид снизу).

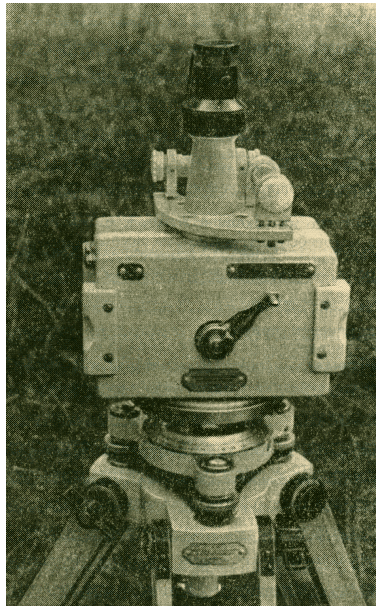


Рис.3.9.2. Общий вид магнитометра М-2.

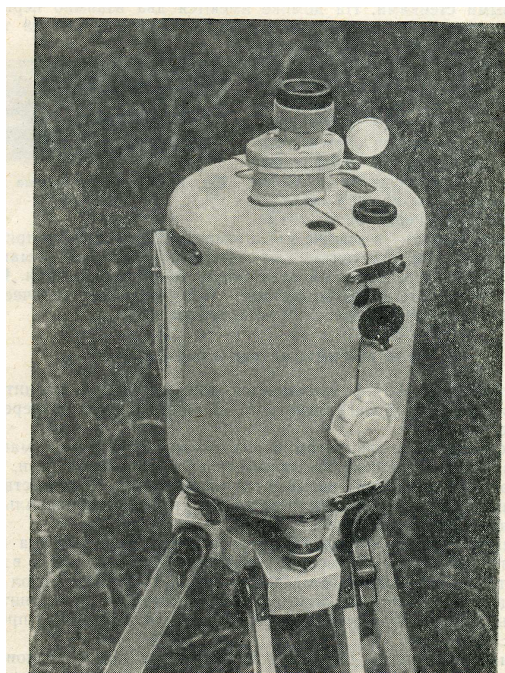


Рис. 3.9.3. Магнитометр М-18.

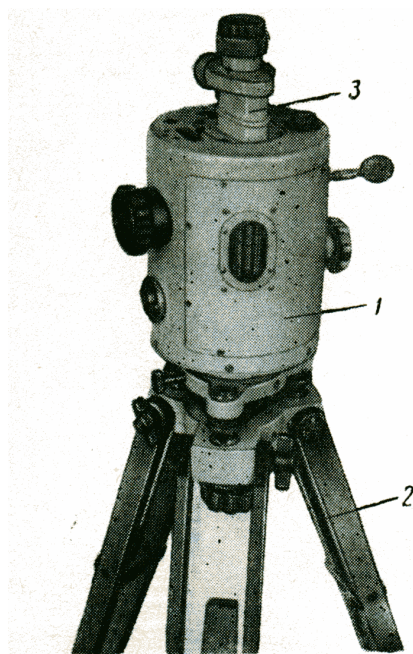


Рис.3.9.4. Магнитометр М-23.

1 – домик; 2 – тренога; 3 – оптическая труба.

Углы отклонения $\Delta\varphi$, пропорциональные ΔH и ΔZ , определяются специальной оптической системой. Сняв отсчеты по магнитометру в двух точках (n и n_0), можно определить приращение, например, $\Delta Z = c(n - n_0)$, где c – цена деления прибора. Ее определяют при градуировке с помощью эталонировочных магнитов.

Пример: магнитометр – весы Шмидта – для измерения ΔZ – использовался в магниторазведке около 50 лет.

Отечественные современные магнитометры: М-2, М-18, М-27, приборы для измерения магнитных свойств образцов (М-14) и астатические магнитометры.

Погрешности определений ΔZ этими приборами составляет $\pm (2-5)$ нТс.

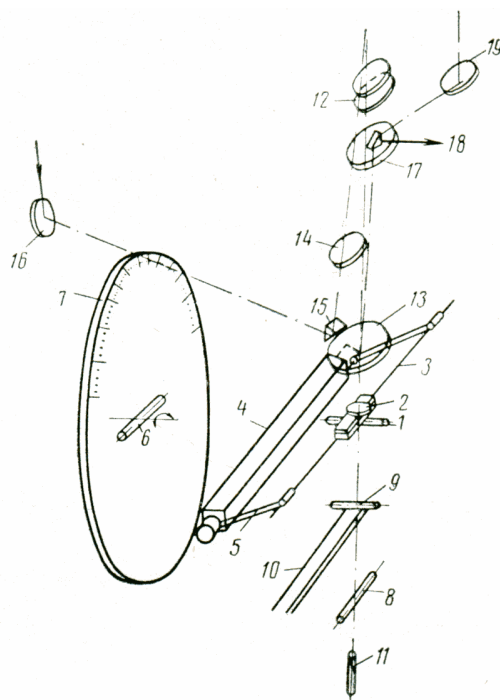


Рис.3.9.5. Схема устройства магнитометра М-23.

1 – чувствительный магнит; 2 – зеркало; 3 – металлическая нить; 4 – металлический стержень; 5 – пружинная амортизационная стойка; 6 – магнит плавной компенсации; 7 – шкала; 8 – диапазонный магнит; 9 – магнит температурной компенсации; 10 – биметаллическая пластина; 11 – юстировочный магнит; 12 – окуляр; 13 – объектив; 14 – пластинка; 15 и 18 – призмы; 16 – зеркало подсветки шкалы; 17 – пластинка с индексом; 19 – зеркало подсветки индекса.

Ферро-зондовые магнитометры. Измеритель поля – феррозонд (или магнитомодулярный датчик). Это катушка с ферромагнитным сердечником. Первичная обмотка возбуждается от вспомогательного звукового генератора частотой 200 Гц. Под его воздействием меняется магнитная проницаемость материала сердечника и вследствие законов индукции во вторичной обмотке катушки возникает электродвижущая сила, пропорциональная вектору напряженности магнитного поля Земли, направленному вдоль оси сердечника.

При измерении вертикальной составляющей феррозонд ориентируется по вертикали особым маятником, помещаемым в кардановом подвесе. В нем есть демфер для быстрого успокоения системы (затухания колебаний). Прибор подключен к измерительному блоку, в котором помещен звуковой генератор, переключатель поддиапазонов, переключатель компенсации магнитного поля, измерительный индикаторный прибор.

Пример: магнитометр М-17 для измерения ΔZ с точностью до 1 ± 5 нТс.

На этом принципе работают приборы: отечественные аэромагнитометры АЭМ (Ам-13, АММ-13, АСТ-46, АМФ-21 и другие).

В аэромагнитометрах измерительный феррозонд с помощью особых карданных устройств и двух дополнительных взаимно-перпендикулярных феррозондов устанавливается вдоль полного вектора напряженности магнитного поля Земли. Помещается в специальной гондоле, буксируется за самолетом на кабеле длиной 40-50 метров. Электрический сигнал с этого блока по кабелю попадает на пульт магнитометра на самолет, усиливается электронным усилителем, выпрямляется, попадает затем на автоматическое компенсационное устройство и особый самописец.

На ленте записываются напряженность поля ΔT , высота полета, марки времени, отметки ориентиров или синхронных аэрофотоснимков.

Используются самолеты легкого типа или вертолеты.

Погрешности измерений ΔT -аэромагнитометрами не превышают ± 20 нТс.

Ядерно-прецессионные (протонные) магнитометры. Чувствительный элемент – жидкость, богатая протонами (вода, спирт). Сосуд с жидкостью помещается внутри питающей (поляризационной) катушки, в которой с помощью постоянного тока от батарейки создается магнитное поле. Его надо направить перпендикулярно полному вектору магнитного поля Земли в данной точке (T). Жидкость «намагничивается» примерно за две секунды, все протоны (элементарные магнитики), устанавливаются вдоль намагничивающего поля. Намагничивающее поле быстро выключается. Протоны, устанавливаясь вдоль вектора T , колеблются (прецессируют) вокруг него, индуцируют в измерительной катушке очень слабую ЭДС, частота которой пропорциональна величине напряженности поля T .

Изготовлены на этом принципе отечественные магнитометры: полевой (МПП-203) с погрешностью измерений T до ± 2 нТс, аэромагнитометр (МСС-214) и гидромагнитометр (ММП-3) с погрешностями измерений порядка величин ± 3 нТс.

Квантовые магнитометры. Измеряются абсолютные значения модуля индукции магнитного поля ($B = \mu_0 T$). При этом используется

эффект Зеемана: атомы, обладающие магнитным моментом, при попадании в магнитное поле, приобретают дополнительную энергию. Частота излучений ее пропорциональна полному вектору магнитной индукции этого поля в точке наблюдения.

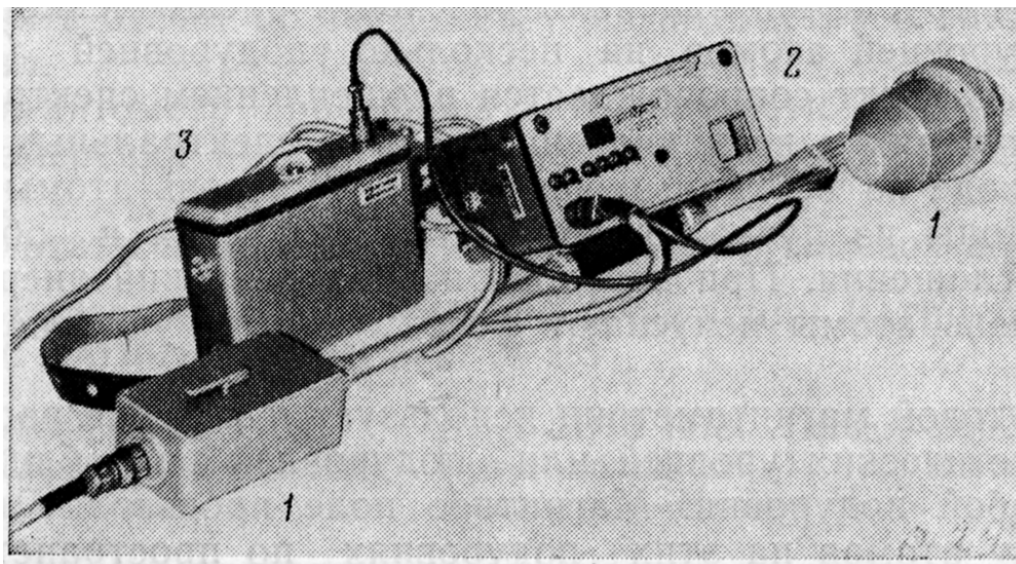


Рис.3.9.6. Общий вид квантового магнитометра М-33.

1 – магниточувствительный блок (МЧБ); 2 – измерительно-регистрационный блок; 3 – блок питания (аккумуляторная батарея).

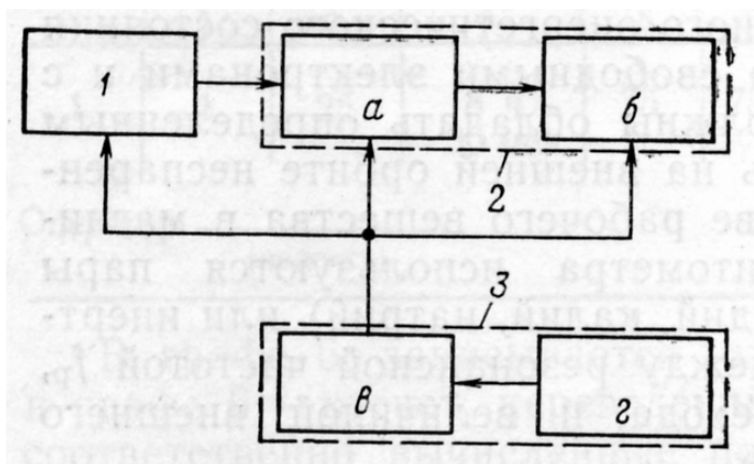


Рис. 3.9.7. Структурная схема магнитометра М-33.

1 – МЧБ; 2 – измерительно-регистрационный блок; а – электронный частотомер, б – цифropечатающий регистратор; 3 – блок питания: в – преобразователь напряжения, г – аккумуляторная батарея.

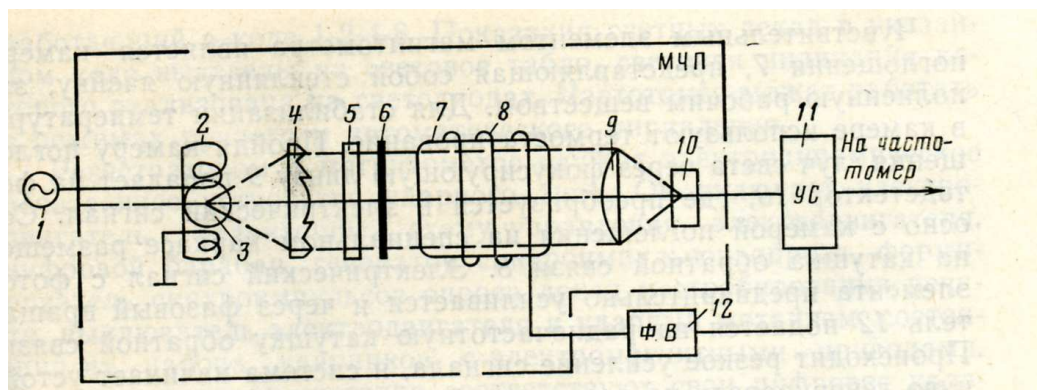


Рис.3.9.8. Функциональная блок-схема квантового самогенерирующего преобразователя.

Чувствительный элемент – сосуд с парами цезия, рубидия или гелия. В результате вспышки монохроматического света (метод оптической накачки) электроны паров переводятся с одного энергетического подуровня на другой. Возвращение их назад после окончания накачки сопровождается излучением энергии с частотой, пропорциональной величине магнитного поля.

Выпускаются: отечественные полевые квантовые магнитометры типа М-33, ММП-303 для измерения T с погрешностью 0.1-1 нТс, морской магнитометр типа КМ-8 и аэромагнитометр типа КАМ-28.

3.10. Общая характеристика методики наземной полевой магнитной съемки.

Проводится с пешеходными магнитометрами весом 5-6 кг. На точке измеряются или абсолютные значения полного вектора геомагнитного поля (T Т, или, точнее магнитной индукции $B = \mu_0 T$), или относительные значения $\Delta T(\Delta Z)$.

Относительные приращения – приращения составляющей поля в любой точке наблюдения по отношению к одному исходному пункту. На каждой точке записывается время (t). Полевая съемка проводится с высокой производительностью: два человека отрабатывают от нескольких десятков до двухсот точек в день.

Методика – способ проведения работ: выбор вида съемки, масштаб, направления и количество профилей, густота точек наблюдения, точность измерений, способ представления результатов.

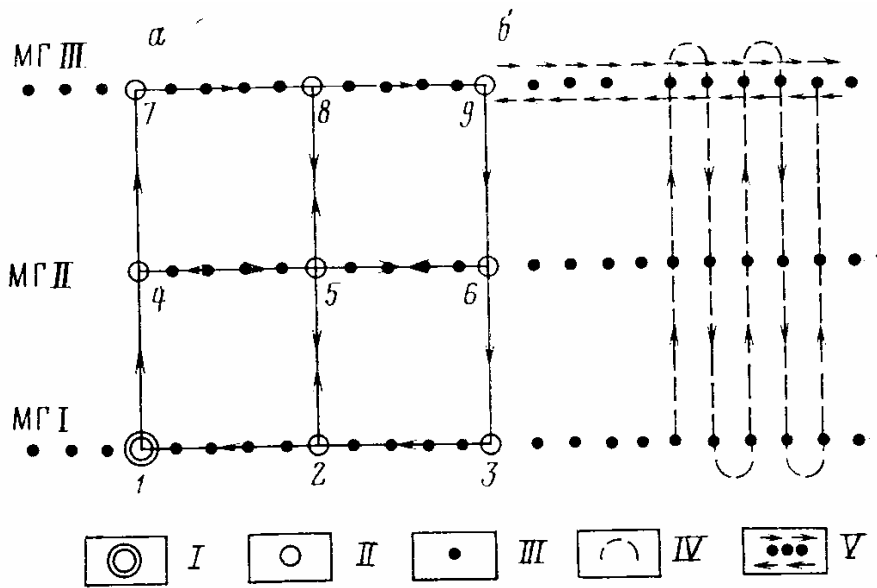


Рис. 3.10.1. Схема обработки участка на основе опорной сети.
 а – схема опорной сети; б – схема заездов («змейкой»); I – исходная точка, II – узловая точка, III – заполняющая точка, IV – направление заездов при рядовой съемке, V – прямой и обратный ходы на опорной магистрали; 1-9 номера опорных точек.

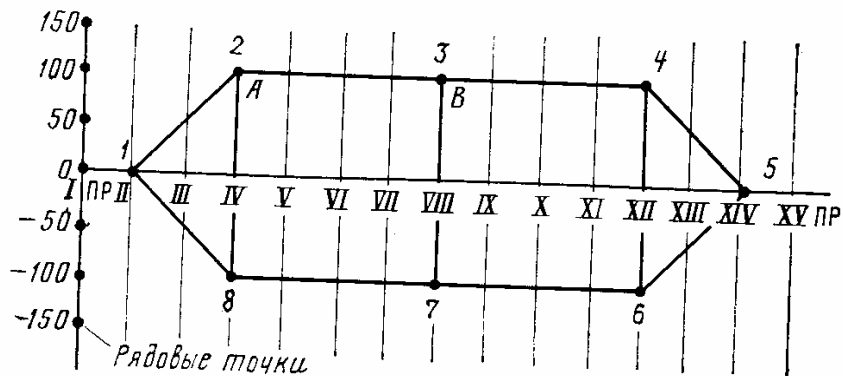


Рис. 3.10.2. Схема расположения опорных точек при съемках с оптико-механическими магнитометрами.
 1-8 – номера опорных точек.

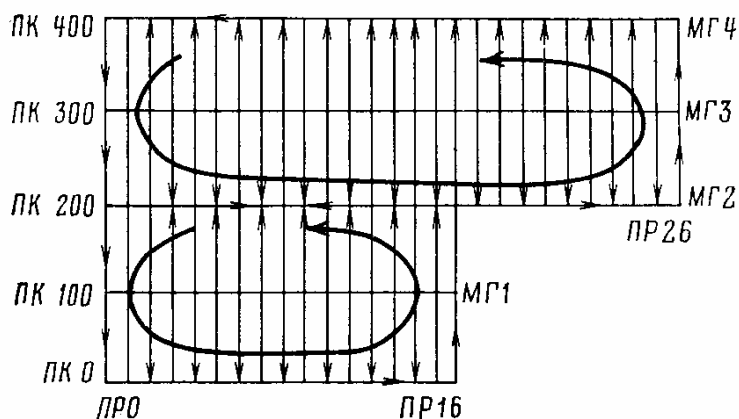


Рис.3.10.3.. Схема обработки участка с проложением опорно-увязочных маршрутов.

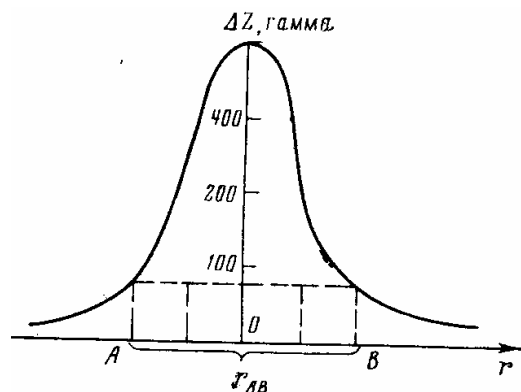


Рис. 3.10.4. Выбор расстояний между точками наблюдений по профилю в зависимости от величины аномалии.

Три вида наземных съемок:

- **картировочно-поисковые.** Цель – решение задач крупномасштабного геологического картирования (масштабы 1:50000, 1:25000, 1:10000), непосредственные поиски железосодержащих руд.

Съемка – по системам профилей, маршрутов, расстояния между ними меняются от 200 до 500 м. Расстояния между точками – не менее 50 м.

- **поисково-разведочные.** Цель – детализация выявленных первой съемкой аномалий: выявление тектонических нарушений, оценка размеров, формы и положения рудных тел. Масштабы: 1:10000, 1:5000, 1:2000, 1: 1000. Съемка – по системам профилей, удаленных на расстояния 50-200 м, с шагом наблюдений от 10 до 50 м.

- **разведочные (детальные).** Цель: выяснение размеров, формы и положения включений пород с разными магнитными свойствами,

разведка рудных месторождений, детальное геологическое картирование. Масштабы: от 1:2000 и крупнее, расстояния между профилями – от 10 до 100 м, между точками по профилю – от 5 до 20 м в зависимости от размеров рудных тел, их глубины, интенсивности намагничения.

3.11. Способы проведения полевой магнитной съемки.

Полевые съемки бывают профильными и площадными. Съемки по отдельным профилям проводятся при рекогносцировочных исследованиях для выявления общих закономерностей аномальных полей. Иногда интерпретационные профили задаются в крест выявленных площадной съемкой аномалий.

Основной вид съемок – площадные по системам параллельных профилей.

Выбор сети аналогичен выбору сети при гравиметрических съемках с менее жесткими требованиями к топопривязке, не ставится опорная сеть, чуть большая густота рядовых пунктов наблюдения.

Сеть наблюдений разбивается инструментально и (или) визуально с измерением шагами расстояний между пунктами, но с инструментальной привязкой начала и конца профилей и исходной (опорной) точки, которая обычно выбирается на базе экспедиции.

Здесь же устанавливается один магнитометр для снятия напряженности геомагнитного поля через 30-60 минут или магнитовариационная станция для ее непрерывной записи. Эти наблюдения проводят для расчета вариаций $T_{вар}, Z_{вар}$ геомагнитного поля в любое время (t). Можно информацию о вариациях получать из ближайших обсерваторий, удаленных от района наблюдений от десятков до первых сотен километров (в зависимости от уменьшения требований к точности съемки).

Расстояния между профилями – в 3-5 раз меньше длины предполагаемых объектов, а шаг между точками съемки – в 3-5 раз меньшими ширины предполагаемых объектов. Для стандартизации методики шаг съемки в зависимости от масштаба рекомендуется брать равным 1, 5, 20, 25, 50 или 100 метров. Расстояния между профилями, направленными в крест простирания разведываемых структур или рудных тел, могут быть равны шагу съемки или в 2-3 раза превышать его.

Разновидность наземной магнитной съемки – микромагнитная высокоточная съемка с точностью измерения $T, \Delta T, \Delta Z$ до 1 нТл и шагом квадратной сети 1x5 м. Для исключений вариаций через несколько замеров на рядовых точках берется отсчет на опорном пункте.

Кондиционность (качество) геомагнитных карт определяется густотой сети (расстояние между профилями должно быть примерно

равно 1 см в масштабе карты) и точностью съемки. Для оценки точности съемки на ряде точек (5-10% от общего количества) ведутся повторные наблюдения и рассчитывается средняя квадратическая погрешность измерений:

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{2n-1}} \quad (3.11.1),$$

где δ_i – разность отсчетов на i –ой точке при основном и повторном замерах, а (n) – число повторных точек.

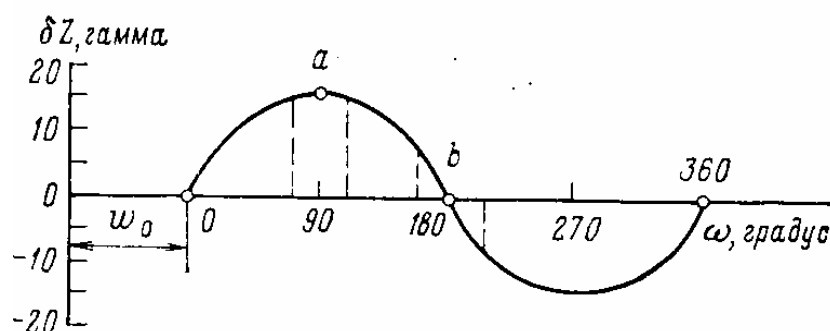


Рис.3.11.1. График зависимости погрешностей измерений от ориентировки магнитометра.

Требования к точности наблюдений зависят от масштаба съемок и напряженности магнитного поля. В слабых полях точность наблюдений должна быть высокой: среднеквадратическая погрешность съемки должна быть не больше ± 5 нТл при мелкомасштабных съемках и при крупномасштабных не больше ± 2 нТл.

При наличии интенсивных магнитных аномалий (сотни и тысячи гамм) среднеквадратическая погрешность не должна превышать $\pm (20-30)$ нТл.

3.12. Результаты полевой магнитной съемки.

В результате по наблюдаемым составляющим магнитного поля ($T, \Delta T$ и ΔZ) рассчитываются аномальные магнитные поля:

$$T_a = T - T_n - T_{вар} \quad (3.12.1)$$

$$\Delta T_a = \Delta T - \Delta T_{вар} \quad (3.12.2)$$

$$\Delta Z_a = \Delta Z - \Delta Z_{вар} \quad (3.12.3),$$

где T_n – нормальное поле, $T_{вар}, \Delta T_{вар}, \Delta Z_{вар}$ – вариации поля на время (t) замера $T, \Delta T, \Delta Z$. В выражениях для относительных параметров ΔT_a и ΔZ_a часто принимается, что T_0 и Z_0 на опорном пункте равны нулю. Это допустимо, если изучаемая площадь не превышает нескольких десятков квадратных километров.

Для съемок больших территорий необходимо знать величины T_0 и Z_0 , т.е. «привязать» опорные пункты к системам сети нормального магнитного поля Земли.

Результаты изображаются в виде графиков $T_a, \Delta T_a$ и ΔZ_a (профилей), карт профилей и карт. На графиках по горизонтальной оси откладываются пикеты, по вертикальной – аномалии магнитного поля (положительные значения – вверх, отрицательные – вниз).

При построении карт профилей на карте наносятся профили, а перпендикулярно к ним – величины аномалий.

На картах у каждой точки записываются аномальные значения геомагнитного поля и проводятся линии равных значений. Сечение изолиний при построении карт – в 2-3 раза больше точности определения аномалий.

3.13. Воздушная и морская магнитные съемки.

Аэромагнитная съемка. Проводится по системе профилей при непрерывной записи T или ΔT на каждом профиле (маршруте). Направления профилей – в крест простиранья структур или тектонических нарушений.

Расстояния между профилями зависят от масштаба съемки: при масштабе 1:1000000 расстояния между маршрутами – до 10 км, при масштабе 1:500000 – 5 км, при масштабе 1:100000 – 1 км, при масштабе 1:50000 – 500 м.

При укрупнении масштаба уменьшается высота полета аэромагнитной станции (обычно высота полета меняется от 50 до 500 м). Скорость полета – 100-200 км/ч.

Привязка профилей: по аэрофотоснимкам, радиогодезическая и т.д., должна быть тем точнее, чем крупнее масштаб съемки.

Для учета вариаций и сползания нуля-пункта перед началом работы и после окончания делается специальный залет на опорный (контрольный) маршрут длиной до 10 км. Все рабочие маршруты «привязываются» к контрольным.

Для оценки погрешностей и увязки между собой маршрутов выбираются несколько профилей, перпендикулярных рабочим маршрутам, на которых делают повторные залеты (измерения). По результатам повторных измерений вычисляется среднеквадратическая погрешность измерений. Погрешность не должна превышать величин ± 10 нТл или 20% от амплитуд выявленных аномалий.

При обработке магнитограмм аномальные значения рассчитываются вычитанием из наблюдаемого значения T нормального поля T_n . Последнее определяется по картам нормального магнитного поля или с помощью расчета нормального градиента по данным аэромагнитной съемки.

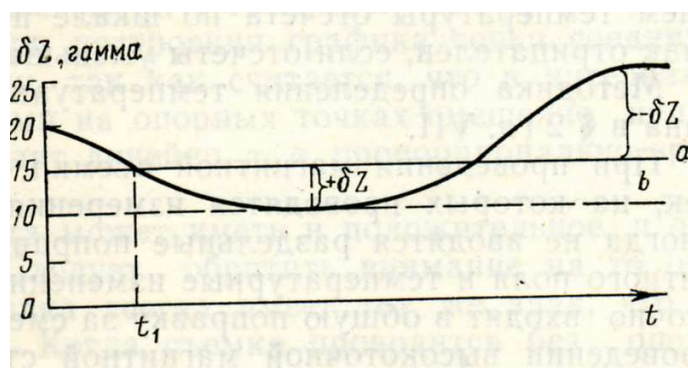


Рис.3.13.1. Вариационная диаграмма геомагнитного поля.

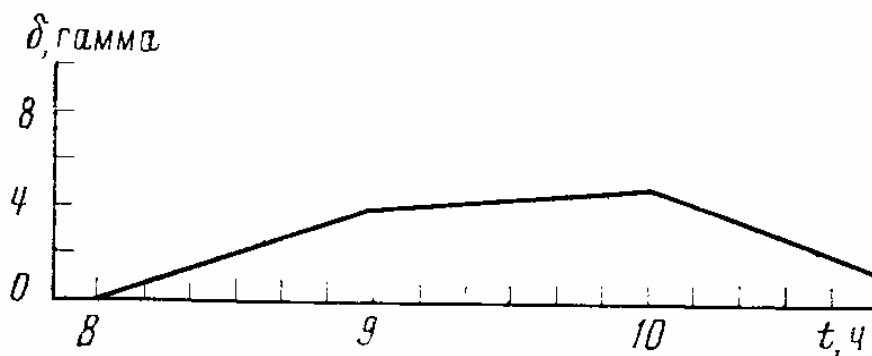


Рис.3.13.2. График сползания нуля-пункта магнитометра.

В результате строятся карты, графики, карты графиков T_a , или ΔT_a

Гидромагнитная съемка. В океанах, морях и на озерах ведется на специальных судах и на кораблях любого назначения. Для исключения влияния металлического корпуса судна – специальные приемы обработки, а датчик поля буксируется за судном на кабеле длиной свыше 100 м в

специальной немагнитной гондоле вблизи дна, либо на некоторой глубине. Профили (галсы) привязывают по штурманским картам.

Съемки бывают профильными, реже – площадными.

Строятся в результате графики, карты графиков и карты T_a , или ΔT_a .

3.14. Качественная и количественная интерпретация данных магниторазведки.

Интерпретация магниторазведки складывается из геофизической интерпретации и геологического истолкования. Сначала проводят качественную интерпретацию для определения местоположения пород с разными магнитными свойствами. Затем – количественная интерпретация (решение обратной задачи) для определения количественных параметров разведываемых геологических объектов.

Качественная интерпретация данных магниторазведки. Проводится визуальное выделение магнитных аномалий по графикам, картам графиков, картам магнитных аномалий. Обращается внимание на форму изолиний, их простирание, ширину, соотношение положительных и отрицательных аномалий, абсолютные значения максимумов и минимумов. Используя сведения о магнитных свойствах пород, устанавливают связь аномалий с геологическими образованиями.

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий имеет много сходных черт, так как сходны основные законы взаимодействия гравитационных и магнитных масс (законов Ньютона и Кулона). Поэтому установлены математические связи между гравитационным и магнитным потенциалом, и часто два метода называют слитно: гравимагниторазведка.

Есть и различия: разная природа и морфология гравитационных и магнитных аномалий.

Объекты в гравиразведке однополярны, т.е. они создают или отрицательные или положительные аномалии. В магниторазведке объекты двуполярны, т.к. каждое намагниченное тело может создавать и положительную, и отрицательную аномалии. Поэтому структура магнитного поля сложнее гравитационного. Усложняется структура поля за счет разной длины тел по направлению намагниченности, разного угла намагничивания, наличием индукционной и остаточной намагниченности пород.

Для России намагниченность пород близка к вертикальной, поэтому графики и карты T_a и Z_a практически совпадают. При прямой вертикальной намагниченности центры магнитных масс выделяются положительными аномалиями.

При наклоне вектора намагниченности, меньшем 50° , максимумы T_a смещены к югу от эпицентра аномалии Z_a , на северных частях профилей наблюдаются слабые отрицательные аномалии.

При горизонтальной намагниченности (в экваториальных районах) соотношение положительных и отрицательных аномалий примерно одинаковое.

Аномалии разделяются на составляющие, обусловленные различными по размерам намагниченными объектами. Метод разделения – пространственная частотная селекция (аномалии разделяются по ширине). При этом, чем больше ширина, тем большие поперечные размеры и глубина залегания аномальных магнитных тел.

Основные способы частотной селекции – усреднение и пересчет в верхнее (для выделения низких частот) и в нижнее (для подчеркивания высоких частот) полупространства.

Поэтому наблюденные карты и графики трансформируют во вспомогательные карты и графики аналогично обработке гравиметрических материалов.

Чем больше радиус осреднения и высота пересчета вверх, тем лучше выделяются аномалии большего периода (больших размеров), т.е. региональные аномалии.

Чем больше глубина пересчета вниз, тем лучше подчеркиваются локальные особенности магнитного поля.

Имея набор карт с разными уровнями пересчета, можно оценить пространственное изменение и характер источников поля.

На наблюденных или трансформированных картах выявляются и коррелируются аномалии, соответствующие одним и тем же объектам, намечается плановое положение контактов разных пород, прослеживаются контуры, положение эпицентров, пространственное положение (падение, простираание) структур или включений.

Изометрическим аномалиям T_a и Z_a , у которых примерно равны поперечные размеры на карте, соответствуют изометрические в плане геологические объекты.

Вытянутым аномалиям (изодинамам) соответствуют геологические структуры, отдельные слои и рудные тела вытянутой формы.

Если для вертикально намагниченных тел поле аномалий Z_a имеет один знак, то это говорит о большой глубине расположения второго полюса намагниченных пород, т.е. подошва залегает на глубине, в 5-6 раз большей, чем кровля.

Если глубина залегания нижней части мало отличается от глубины верхней части, то будет наблюдаться слабое поле другого знака, обусловленное нижним полюсом намагниченных пород.

Направление наклона пород идет в сторону, где площадь распространения слабых аномалий больше.

Экстремумы аномалий пропорциональны магнитному моменту (J_s, J_v, J_i) , т.е. возрастают с интенсивностью намагничения $(J = T\chi)$, а значит с ростом полного вектора напряженности геомагнитного поля (T) и магнитной восприимчивости (χ) аномальных объектов, а также их поперечного сечения (S) , объема (V) или ширины (l) .

Участкам с высокими горизонтальными градиентами аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля часто соответствуют контакты пород с разными магнитными свойствами.

При наклонном и горизонтальном намагничении структура поля резко отличается от вертикально намагниченного поля.

Количественная (расчетная) интерпретация данных магниторазведки:

Общая характеристика количественной интерпретации. Цель количественной интерпретации (решения обратной задачи магниторазведки): Аппроксимация аномальных объектов телами простой геометрической формы, определение их глубины, размеров, точного местоположения, интенсивности намагничения.

Математическое решение обратной задачи неоднозначно (похожие аномалии могут создавать геологические тела разной формы, размеров, интенсивности намагничения).

Для однозначной интерпретации аномалий (например, оценки размеров тел) надо знать интенсивность намагничения тел (J) , определяемую по измерениям магнитной восприимчивости образцов $(J = T\chi)$, значениям напряженности поля Земли T , дополнительные геологические сведения о наиболее вероятной форме объектов.

Применяются прямые и косвенные методы (как и в гравитразведке).

Прямые методы интерпретации – для обработки отдельных простых магнитных аномалий (локальных или региональных) чаще используются аналитические методы (методы характерных точек) и палеточные (методы сравнения).

Косвенные методы интерпретации – для обработки сложных аномалий используются последовательно решения прямых задач методами подбора формы и глубины аномальных масс и последующим сравнением наблюдаемых аномалий с теоретически рассчитанными с использованием ЭВМ.

Начало интерпретации: определяется местоположение, протяженность аномальных тел, их форма, глубина залегания. Далее аномальные тела аппроксимируются телами простой геометрической формы: используется форма, знак аномалий, вся априорная информация о форме ожидаемых намагниченных объектов района исследования.

Изометричные аномалии Z_a (по поперечным размерам отличаются не более в 2-3 раза) создаются телами столбообразной формы (при аномалиях одного, чаще положительного, знака), либо телами шарообразной формы (при наличии в центре аномалий одного знака, чаще положительного), а вокруг – кольцеобразных аномалий другого знака.

Примеры: столбообразные залежи железосодержащих руд, кимберлитовые трубки, штокообразные интрузии, куполовидные структуры и т.д.

Примеры: шарообразные тела с неглубоко залегающими нижними кромками типа брахиантиклинальных и брахисинклинальных структур (ядра сложены породами с повышенными магнитными свойствами), некоторые интрузии и лакколиты, массивные или чечевицеобразные залежи железных руд, бокситов, марганцевых руд и т.д.

Аномалии Z_a вытянутой формы с изолиниями в виде эллипсов, большая ось которых более чем в 3-4 раза превосходит малую, создаются пластообразными (при аномалиях одного знака) или цилиндрическими телами (при наличии в центре аномалий одного знака, а вокруг – другого).

Примеры: крутозалегающие пласты, пластообразные интрузии, зоны нарушений, пласты метаморфических и осадочных пород, пластообразные залежи полезных ископаемых и т.д. (аномалии одного знака).

Примеры: цилиндрические вытянутые объекты бесконечного простирания, ограниченные по глубине типа синклинальных и антиклинальных структур, линзообразных и веретенообразных рудных тел и т.д. (вытянутые аномалии одного знака, окруженные полем другого знака).

Примеры: крутые контакты двух толщ или сбросы (уступы) – вытянутые аномалии с одной стороны одного знака, с другой – другого знака (зоны резких градиентов).

Все одиночные аномалии могут относиться к одному из перечисленных выше пяти примеров.

Методы количественной интерпретации получены в результате решения прямых задач над разными моделями:

- **метод характерных точек.** Сущность метода: определение глубины залегания аномального тела, оценка намагниченности и размеров тела по характерным точкам на графиках Z_a и T_a , которые при больших углах наклона практически совпадают.

Метод рассмотрен при интерпретации по графикам гравитационных аномалий. В магниторазведке применение метода упрощено, так как кроме формы аномалии на картах можно использовать и знак.

Рассмотрим применение метода на примере интерпретации аномалии Z_a (чаще всего используется наиболее полно знак аномалии для подбора модели).

Сначала на карте выделяется одиночная аномалия, сопоставляется создавшее ее тело с телами простой формы: вертикальным столбом, шаром, горизонтальным цилиндром и т.д., т.к. для них уже решена прямая задача.

Далее через середины выделенных аномалий в крест простирания их строится интерпретационный график Z_a .

Примеры количественной интерпретации.

Задача: Пусть центр тела залегает под центром главного (большого) экстремума (как правило, максимума $Z_{a \max}$), и лишь уступ располагается между $Z_{a \min}$ и $Z_{a \max}$. Абсцисса эпицентра тела принимается за начало координат, и от нее влево и вправо находятся абсциссы следующих характерных точек: 1) $x_{1/2}$ для аномалий одного знака, в которых $\frac{Z_{a \max}}{2}$. 2) x_0 для аномалий двух знаков, в которой $Z_a = 0$ (можно взять и другие характерные точки графика, на которых Z_a равна какой-то доле от $Z_{a \max}$).

Зная $x_{\frac{1}{2}}$ и x_0 , с помощью таблицы 2 можно определить глубину залегания верхней кромки h для тел, глубоко уходящих вниз, или глубину залегания центра H тел ограниченного распространения по глубине. Зная интенсивность намагничения ($J = T\chi$), можно рассчитать размеры намагниченных объектов. Средняя относительная погрешность определения глубин методом характерных точек составляет 10-30%.

Из-за сложности выражений для Z_a над уступом простых аналитических зависимостей между глубинами его залегания и абсциссами характерных точек не существует.

Нижние кромки намагниченных тел h_H , ограниченных по глубине ($h_H < 10h$) и ширине ($l < 10h$), можно оценить по формуле для вертикальных пластов: $h_H = 2x_{\min} 0.9l - 1.8h$, где x_{\min} – абсциссы точек с минимальными Z_a , (l) – ширина пласта, h – глубина залегания верхней кромки, H – глубина центра тел.

Расчет параметров вертикально намагниченных тел простой геометрической формы методом характерных точек (Z в нТл, (- в 10^{-5} ед. СИ, линейные размеры в метрах).

Таблица 3.14.1.

	Геометрическая	Формула	Глуби	
--	----------------	---------	-------	--

Форма и знак аномалий		модель	расчета, Z_a	на залегания h или H	Размеры
Изометрические	Один знак	Вертикальный столб	$\frac{JSh}{\mu(x^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}}$	$\frac{1}{3}x_{\frac{1}{2}}$	$S = \frac{Z_{a\max} h^2}{2J}$
	Два знака	Шар	$\frac{JV(2H^2 - x^2)}{\mu(x^2 + h^2)^{\frac{5}{2}}}$	$0.7x_0$	$V = \frac{2Z_{a\max} H^3}{2J}$
Вытянутые	Один знак	Вертикальный тонкий пласт	$\frac{2Jlh}{\mu(x^2 + h^2)}$	$x_{\frac{1}{2}}$	$l = \frac{Z_{a\max} h}{2J}$
	Два знака	Горизонтальный цилиндр	$\frac{2JlS(H^2 - x^2)}{\mu(H^2 + x^2)}$	x_0	$S = \frac{Z_{a\max} H^2}{2J}$

- метод касательных и другие оценочные методы. На основе аналитических методов решения прямых задач и обратных задач магниторазведки для тел простой геометрической формы разработан ряд графических и палеточных способов интерпретации.

Из графических способов обработки магнитных аномалий рассмотрим простой способ приближенной количественной интерпретации - метод касательных.

Суть метода: на графиках Z_a проводятся касательные, параллельные оси (x), через максимум, минимум (если они есть), а также касательные вдоль боковых сторон аномалий через точки перегиба (рис.8).

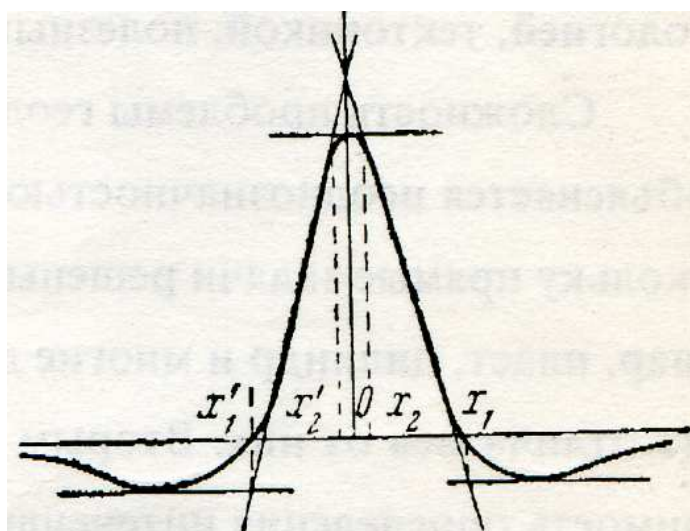


Рис.3.14.1. Интерпретация аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля методом касательных.

Далее находятся точки пересечения всех касательных и определяются абсциссы точек пересечения x_1, x_1^1, x_2, x_2^1 . Если на кривой Z_a минимумов нет (аномалии одного знака), то за точки x_1 и x_1^1 берутся точки пересечения наклонных касательных с осью (х). Приближенная глубина залегания верхней кромки тела, создавшего данную аномалию, рассчитывается по формулам:

$$h = \frac{x_1 - x_2}{2} \quad (3.14.1) \quad \text{и}$$

$$h^1 = \frac{x_1^1 + x_1}{2} \quad (3.14.2).$$

Среднее из полученных двух значений h и служит для оценки глубины залегания верхней кромки тела.

В зависимости от формы и отношения поперечных размеров к глубине истинная глубина залегания может меняться от $0.5h$, когда размеры тел больше глубины их залегания, до $1.5h$, если размеры тел меньше глубины их залегания.

В теории магниторазведки разработан еще целый ряд оценочных методов интерпретации:

Пример: максимальная глубина залегания верхней кромки вертикально намагниченных тел любой формы может быть оценена по формулам:

$$h < \left(\frac{Z_{a \max}}{\left(\frac{dZ_a}{dh} \right)_{\max}} \right) \quad (3.14.3)$$

$$h < \left(\frac{2\sigma J}{\left(\frac{dZ_a}{dx} \right)_{\max}} \right) \quad (3.14.4).$$

- **методы интерпретации с использованием ЭВС.** Разработаны алгоритмы и программы обработки и интерпретации данных магниторазведки на ЭВМ: методики автоматического построения карт магнитных аномалий, построения интерпретационных графиков через

центры аномалий, пересчетов наблюдаемых полей в верхнее и нижнее полупространство, специального анализа полей.

Самое важное использование ЭВМ – косвенная интерпретация путем последовательного сравнения наблюдаемых аномалий с теоретическими для разных моделей с меняющимися геометрическими и магнитными параметрами.

3.15. Геологическое истолкование данных магниторазведки.

1. Особенности геологического истолкования данных магниторазведки. Геологическое истолкование результатов – важнейший этап интерпретации проведенных магнитных съемок: надо решить набор геологических задач с помощью качественной и количественной интерпретации результатов магнитной съемки, привлекая весь другой дополнительный материал. Надо установить связи между магнитными аномалиями, литологией, тектоникой, полезными ископаемыми.

Проблема осложняется неоднозначностью и приближенностью решений обратных задач, т.к. прямые задачи решены для набора упрощенных по геометрии и фигурам тел линейной и объемной формы (реальные тела могут существенно от них отличаться).

При интерпретации надо определять интенсивность намагничивания пород по образцам, что не всегда легко даже приближенно осуществить.

Неоднородность и разный угол намагничивания пород, влияние остаточного намагничивания древних эпох и другие менее важные причины снижают существенно точность истолкования результатов.

Поэтому часто за неимением данных ограничиваются только качественной интерпретацией, а полученные количественные критерии оценивают критически как сугубо приближенные, позволяющие лишь дать примерную оценку глубин и размеров намагниченных тел.

Рациональный комплекс магниторазведки с гравиразведкой и другими методами геофизики (в зависимости от геолого-геофизических особенностей района исследований) позволяет проводить геологическое истолкование результатов более точно и достоверно.

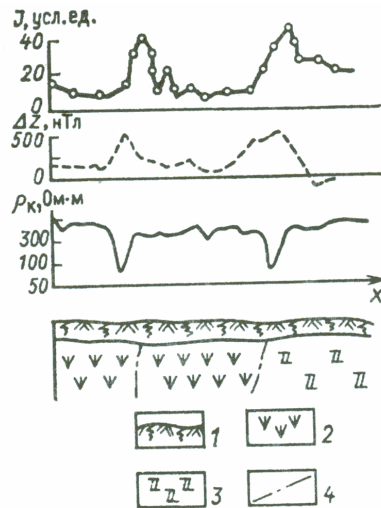


Рис.3.15.1. Графики $J, \Delta z$ и ρ_k над ураноносными тектоническими зонами дробления в эффузивах: 1 - элювий-делювий, 2 – трахилипариты, 3 – трахидациты и их туфы, 4 – разрывные нарушения.

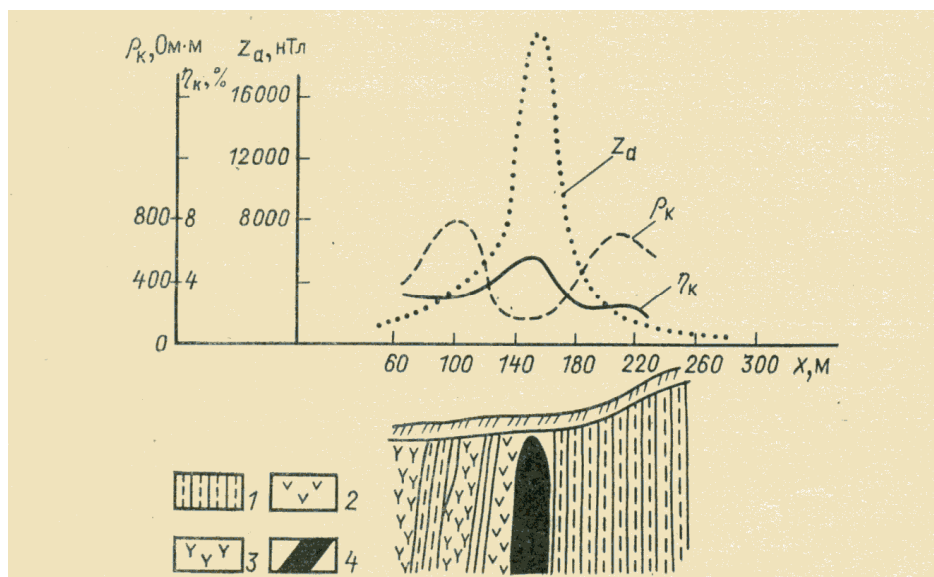


Рис.3.15.2. Графики Z_a, η_k и ρ_k на железорудном месторождении (по А.З.Горину): 1 – сланцевая толща, 2 – порфириты, 3 – сиениты, 4 – магнетитовая руда.

2. Благоприятные условия для проведения магниторазведки:

- наличие горизонтальных магнитных неоднородностей (изменение намагниченности пород в горизонтальном направлении, происходящее на вертикальных и субвертикальных боковых границах геологических структур,

- достаточная теоретическая и экспериментальная обоснованность возможности решения поставленных геологических задач имеющейся аппаратурой и рациональной системой наблюдения,
- превышение в 3-5 раз амплитуды аномалий погрешностей методических и измерительной аппаратуры,
- наличие дополнительной геолого-геофизической и петрофизической (магнитной) информации о структурах для проведения более однозначной интерпретации.

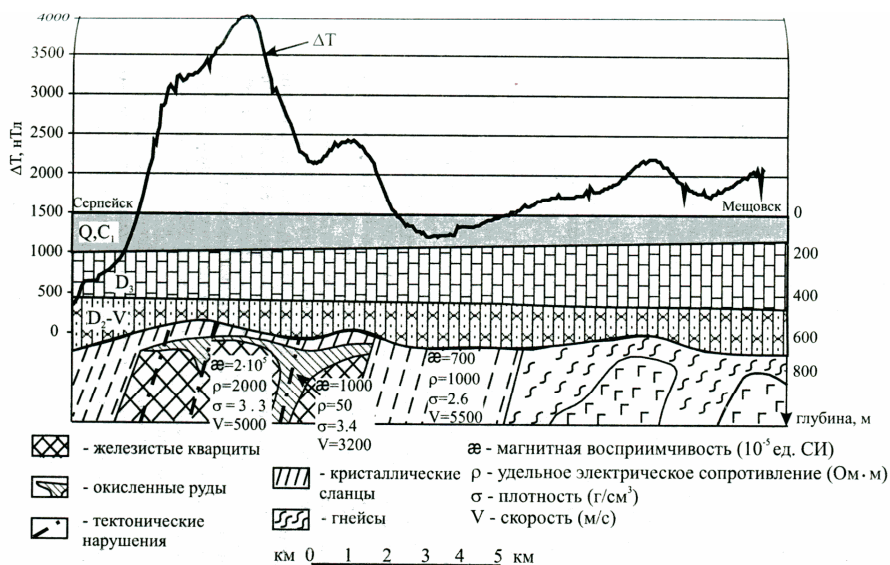


Рис.3.15.3. Физико-геологическая модель железорудного месторождения (железистые кварциты) по профилю Серпейск-Мещовск в районе Барятинских магнитных аномалий (по В.В.Бродовому).



Рис.3.15.4. Графики магнитного и гравитационного полей по профилю, пересекающему Барятинскую и Световскую магнитные аномалии.

3.16. Общие магнитные съемки Земли и палеомагнитные исследования.

Общие магнитные съемки Земли. Важны для магнитометрии: для решения глобальных проблем магнетизма Земли, истории его изменения во времени, и для магниторазведки: дополняет информацию для исторической геологии, геотектоники, археологии и т.д.

Поверхность суши и океанов покрывается общими аэромагнитными и гидромагнитными съемками разных масштабов. По результатам этих съемок строятся карты нормального и аномального магнитных полей крупных регионов и всей Земли.

Магнитные аномалии, связанные с неоднородностями кристаллической оболочки, получаются вычитанием из измеренных значений аномалий T нормального геомагнитного поля, которое представляет сумму поля однородно намагниченного шара и поля континентальных (материковых) аномалий.

Основное назначение общих магнитных съемок: проведение тектонического районирования для определения контуров крупных структурных элементов земной коры: платформ, геосинклинальных областей, отдельных блоков, глубинных разломов, тектонически активных областей. Эти задачи решаются в комплексе с гравиразведкой и уточняются сейсморазведкой.

Итак, общие магнитные съемки помогают решать задачи изучения строения земной коры, для решения общетеоретических задач: происхождение и развитие Земли и ее структурных элементов, изучение характера магнитного поля на поверхности и т.д.

Палеомагнитные исследования. Определение магнитного поля Земли в отдаленные геологические эпохи путем изучения остаточного намагничения образцов горных пород. Породы, содержащие ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин), обладают свойством, намагнитившись в магнитном поле Земли в момент своего образования, сохранять магнетизм долгое время, несмотря на изменение интенсивности и даже знака вектора напряженности геомагнитного поля в районе залегания.

Изучая остаточную намагниченность образцов породы (J_r), можно оценить положение геомагнитного полюса во время его образования, если доказано, что (J_r) не изменилась вследствие последующей перемагниченности или изменения положения породы в пространстве (например, вследствие тектонических нарушений).

При обработке достоверных данных о (J_r) предполагается, что вектор (J_r) пропорционален и параллелен полному вектору

напряженности древнего (в момент образования породы) магнитного поля ($T_{др}$). Полагается также, что это поле совпадает с геоцентрическим осевым магнитным диполем.

В результате палеомагнитных исследований получены следующие выводы:

- среднее положение геомагнитных полюсов для промежутков времени в сотни тысяч лет совпадает с географическим полюсом, а магнитный диполь, создающий геомагнитное поле, направлен вдоль оси вращения Земли. Иногда они расходятся, как это наблюдается сегодня. Этот факт подтверждается палеомагнитными данными.

- магнитные полюса в течение геологической истории Земли перемещаются по ее поверхности, что объясняется изменением положения оси вращения Земли. Факт также подтверждается палеомагнитными данными. **Пример:** Северный магнитный полюс в докембрии был на Западном побережье Северной Америки, в кембрии и силуре – в районе Японских островов, в карбоне и Перми – на восточном побережье Азии, начиная с неогена, полюс оставался недалеко от современного.

- направление остаточной намагниченности пород в зависимости от их возраста иногда отличается на 180^0 , что связано с периодическим изменением знака магнетизма или инверсий полюса на 180^0 . Примерно половина исследованных пород имеет намагниченность, противоположную современному магнитному полю. Длительность эпох магнетизма одного знака, эпох полярности менялась в истории Земли за последние 70 млн. лет с периодичностью от 10 до 1 млн. лет, а в более древние времена – до нескольких десятков млн. лет. Достаточных обоснований инверсий магнитных полей сегодня не имеется.

- местоположения полюсов Земли, определенные по образцам одного возраста, но взятых с разных континентов (Европа, Америка, Австралия) отличаются тем больше, чем больше возраст пород. Объясняют этот факт дрейфом литосферных плит. Карты палеоконтинентов в разные геологические эпохи свидетельствуют о разных направлениях их перемещений, о расхождениях и столкновениях материков.

- гидромагнитные съемки океанов выявили линейные, знакопеременные, полосовые геомагнитные аномалии, симметричные относительно срединно-океанских хребтов (рифтов). Это, наряду с палеомагнитными исследованиями, является прямым доказательством раздвижения (спрединга) морского дна от оси этих хребтов в обе стороны.

В целом, палеомагнитные исследования помогают решать проблему строения и развития Земли, корреляции одновозрастных пород (магнитостратиграфии), тектонического строения отдельных районов,

анизотропии осадочных пород на основе их палеомагнитной слоистости, археологии и т.д.

3.17. Применение магниторазведки для картирования, поисков и разведки полезных ископаемых, изучения геологической среды.

Решение задач региональной геологии. Магниторазведка применяется для решения задач региональной структурной геологии. В комплексе с другими геофизическими методами магниторазведку используют для решения задач геолого-тектонического районирования: выделения региональных структур (межгорных прогибов, антиклинориев и синклинориев, зон разломов, контактов пород разного состава, сводов и впадин кристаллического фундамента), для картирования интрузивов и эффузивов, отличающимися высокими значениями индуцированной ($J_i \approx T\chi$) и остаточной (J_i) намагниченностями.

В пределах континентов аномальные магнитные поля определяются составом кристаллического фундамента докембрийского возраста и зависят от значения J_i .

В районах с мощным чехлом осадочных отложений (как правило, немагнитных) этим методом картируются аномально намагниченные породы фундамента.

Аномальные поля океанов создаются остаточной намагниченностью J_r , создающей полосовые магнитные аномалии разного знака, параллельные рифтовым зонам.

Здесь характерна качественная связь магнитных и гравитационных аномалий: часто совпадают местоположение, простирание и общая форма этих аномалий.

Но магнитные аномалии (в отличие от гравитационных) в большей степени зависят от магнитных свойств и состава пород, чем от глубины залегания и формы структур. По этой причине гравитационные и магнитные аномалии одного района иногда и не совпадают друг с другом.

Применение магниторазведки при геологическом картировании разных масштабов. При мелкомасштабном геологическом картировании применяется аэромагниторазведка: для картировочно-поисковых, поисково-разведочных и разведочных работ.

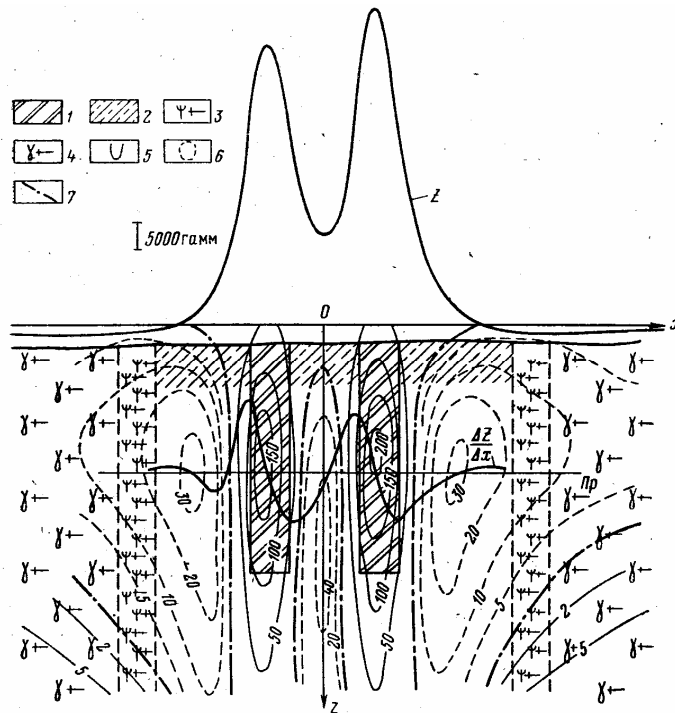


Рис.3.17.1. Распределение вертикальной составляющей Z магнитного поля в нижнее полупространство, полученное с помощью экстраполяции.

1 – железистые кварциты; 2 – сланцы; 3 – амфиболсодержащие породы; 4 – мигматиты и гнейсы; изоаномалы: 5 – положительные, 6 – отрицательные, 7 – нулевые.

Карты T_a и Z_a указывают на форму и местоположение пород с повышенными магнитными свойствами, дают магнитные характеристики разных групп слабо магнитных пород.

Четко выделяются контакты осадочных и магматических пород (под наносами), глубинные разломы, по которым часто внедряются магнитные породы, местоположения интрузий и эффузивных комплексов, железорудные месторождения.

Материалы магнитных съемок используются в качестве основы для рациональной постановки геолого-съемочных и поисковых работ.

Применение магниторазведки для поисков полезных ископаемых. Поиски и разведка железорудных месторождений начинаются с проведения аэромагнитных съемок масштаба 1:100000.

Месторождения выделяются очень интенсивными (сотни и тысячи гамм) аномалиями (Z, T).

Детализация аномалий осуществляется наземной съемкой. Проводится при этом качественная и количественная интерпретация: оценивается глубина залегания магнитных масс, простирания, падения,

размеры пластов с рудами, а по интенсивности намагничения иногда оценивается и качество руды.

Наиболее благоприятны для разведки магнетитовые руды, более слабо выделяются менее интенсивными аномалиями гематитовые месторождения.

Поиски месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Магниторазведка применяется при поисках полиметаллических, сульфидных, медно-никелевых, марганцевых руд, бокситов, россыпных месторождений золота, платины, вольфрама, молибдена и других месторождений: в рудах в качестве примесей содержатся ферромагнитные минералы или они сами сами обладают повышенной магнитной восприимчивостью.

По данным магнитной съемки выявляются зоны, благоприятные рудообразованию. (сбросы, контакты и т.д.).

Используют магниторазведку при разведке кимберлитовых трубок для поисков алмазов.

Изучение геолого-петрографических особенностей и трещиноватости пород. Выполняется обычно микромагнитной съемкой с густотой сети 1x1, 3x3 и 5x5 м и высокой точностью наблюдений (до 1 нТл).

Проводят этим методом геолого-петрографические исследования пород на глубинах от 10 до 20 м.

По результатам строятся карты Z_a , где изодинамы проводятся через 2, 3, 5 нТл.

Далее проводится статистическая обработка карт изодинам: каждую из изолиний разбивают на отрезки длиной 5-10 мм. Определяется азимут каждого отрезка, по числу отрезков одинакового азимута (n) строят в масштабе розы направления изодинам (по странам света откладываются отрезки длиной, пропорциональной числу (n), а концы отрезков соединяются). Максимумы на них выделяются зоны преобладающей трещиноватости.

Изучение геологической среды. Для решения инженерно-геологических, гидрологических, мерзлотно-гляциологических и экологических задач магниторазведка используется на этапах общего и специализированного видов картирования.

Высокая точность магнитометров (ошибки определения аномалий около 1 нТл) позволяет разделять по литологии породы по степени их немагнитности.

Детальные, в том числе микромагнитные съемки, используют для изучения участков под строительство, т.к. позволяют производить литолого-петрографическое расчленение пород, выявлять их

трещиноватость, разрушенность, закарстованность и трещинно-карстовые подземные воды в скальных породах.

Повторение детальных съемок оползней при наличии заглубленных металлических стержней помогают определять направления и скорости движения оползневых массивов пород.

Можно картировать залежи подземных льдов, проводить археомагнитные исследования при решении археологических задач.

Детальная магнитная съемка и каппаметрия (полевые определения магнитной восприимчивости) помогают определить концентрацию гумуса и соей в почвах, выявить загрязненность грунтов тяжелыми металлами, отходами промышленного производства, нефтехимическими продуктами.

Контрольные вопросы по теме главы 2: «Магниторазведка»

1. Назовите основные параметры магнитного поля Земли. От чего зависят их значения? Изобразите их графически.
2. Чем вызвано нормальное магнитное поле Земли?
3. Что такое палеомагнетизм, чем он вызван?
4. Какова глубинность метода магниторазведки?
5. Для каких целей используются методы магниторазведки?
6. Основы теории магнитного поля Земли?
7. Как выглядят формулы взаимосвязи элементов магнитного поля Земли?
8. Что такое изогоны, изодинамы, изоклины?
9. Какова вероятная причина возникновения материковых аномалий?
10. Какие единицы измерения параметров магнитного поля Вы знаете?
11. Что такое магнитная индукция? Напишите ее формулу.
12. Что можно сказать о происхождении магнитного поля Земли?
13. Как взаимосвязаны ось Земли и ось земного магнитного поля?
14. Напишите формулу постоянного магнитного поля Земли. Поясните входящие в нее величины.
15. Какие вариации земного магнетизма Вам известны? Какие из них опасны для здоровья человека?
16. Как записывается формула полного вектора напряженности переменного магнитного поля Земли?
17. Что представляет из себя остаточная намагниченность горных пород? Чем она вызвана?
18. Что такое магнитная восприимчивость пород? В каких единицах она измеряется?
19. Какие группы магнитных минералов и пород Вы знаете? Приведите их характеристику.

20. Каковы пределы изменения магнитной восприимчивости пород?
21. Какими приборами измеряют магнитную восприимчивость пород?
22. Напишите выражения для магнитной проницаемости пород.
23. Какой физический закон действует в магниторазведке? Напишите его аналитическое выражение.
24. В чем состоит решение прямой и обратной задач магниторазведки?
25. Как выглядит выражение для магнитного потенциала диполя?
26. Напишите главные выражения, составляющие основу теории магниторазведки.
27. Как выглядит график магнитного поля вертикального бесконечного цилиндра (столба)?
28. По каким простым формулам можно вычислить вертикальную составляющую магнитного поля и глубину залегания верхней кромки возмущающего магнитного объекта?
29. Как выглядит график магнитного поля шара?
30. Как выглядит график магнитного поля тонкого вертикального пласта бесконечного простирания и бесконечной глубины с вертикальной намагниченностью?
31. Как выглядит график магнитного поля горизонтального цилиндра бесконечного простирания*?
32. Какие приборы для магниторазведки Вы знаете? Каков принцип их устройства?
33. Каковы погрешности измерения вертикальной составляющей магнитного поля?
34. Расскажите о методике полевой наземной магнитной съемки?
35. Какие виды наземных съемок Вам известны?
36. Какими параметрами определяется кондиционность (качество) магниторазведочной съемки?
37. Напишите формулу среднеквадратической погрешности измерений параметров магнитного поля.
38. В каком виде представляются результаты полевых магнитных съемок?
39. Определите понятия опорной и рядовой сети для магнитной съемки.
40. Какие еще виды магнитных съемок, кроме наземных, Вам известны? Расскажите кратко об их назначении.
41. В чем состоят элементы качественной и количественной интерпретации магнитных съемок?
42. Что Вы можете сказать о методе характерных точек? Для чего он используется в магниторазведке?
43. Что Вы можете сказать о методе касательных? Для чего он используется в магниторазведке?

44. Какие геологические задачи решаются при использовании метода магниторазведки?

45. Какие новые научные результаты получены при изучении палеомагнитного магнитного поля Земли?

Приложение 1.

Практическая работа №1-2:

Изучение структурного строения и литологического состава горных пород осадочного чехла и кристаллического фундамента методами гравиразведки и магниторазведки.

Глава 1-2. Основы теории гравиразведки и магниторазведки.

1.1. Общая характеристика гравитационных и магнитных аномалий осадочного чехла и кристаллического фундамента.

Изучение земной коры и ее оболочек, поиски и разведка полезных ископаемых, особенно нефти и газа, выбор участков для строительства, поиски подземных вод и участков техногенного загрязнения начинаются с анализа материалов сплошных (попланшетных) среднемасштабных (1:200000) или крупномасштабных (1:50000) геолого-геофизических съемок. Анализ этих материалов помогает выяснить конкретное строение осадочного чехла и кристаллического фундамента изучаемого района.

Среди геофизических методов, используемых для проведения сплошных съемок, которые по другому называются объемным картированием, гравиразведке и магниторазведке принадлежит ведущая роль в связи с их быстродействием и относительно небольшой стоимостью. Теория и интерпретация результатов съемки этими методами очень похожи, так как сходны основные законы взаимодействия гравитационных и магнитных масс – законы Ньютона и Кулона.

Но структура и физическая природа аномалий этих методов различны [2,4]. В гравиразведке аномалии создают однополярные источники: более плотные массивы создают положительные аномалии, менее плотные – отрицательные аномалии. В магниторазведке аномалии создают дипольные источники, т.е. каждое намагниченное тело создает знакопеременные аномалии: положительные и отрицательные.

Поэтому одни и те же горизонтальные неоднородности геологической среды, отличающиеся по плотности (σ) и магнитной восприимчивости (χ) от вмещающих пород, создают разные по форме и

знаку аномалии. Именно поэтому целесообразно использовать комплекс именно этих двух методов.

Геологическое строение суши и океанов характеризуется двухъярусным строением: сверху – осадочный чехол, внизу – кристаллический фундамент. Форма и глубина структур осадочного чехла (антиклинали, синклинали, сбросы, изменения мощностей толщ, выклинивание слоев и др.), т.е. геометрия разреза, определяет форму и ширину аномалий. Смена литологии, петрографического состава, наличие разных полезных ископаемых, т.е. физические свойства разреза, определяют их знак и интенсивность. Влияние перечисленных факторов приводит к тому, что на гравитационных и магнитных картах наблюдается периодичность чередования положительных и отрицательных аномалий. Чем больше период аномалий (их ширина на карте), тем больше глубина источника аномалий. Этими признаками пользуются при разделении аномалий на региональные, связанные преимущественно с неоднородностями в кристаллическом фундаменте, и локальные, обусловленные неоднородностями осадочного чехла.

Практика показывает, что структурные (геометрические) задачи лучше решаются гравиразведкой, а вещественные (физические) – магниторазведкой. Это объясняется слабой и мало меняющейся намагниченностью осадочных пород и резкими изменениями магнитной восприимчивости магматических и метаморфических пород. Избыточная же плотность, которой обусловлены гравитационные аномалии, меняется и в осадочных, и в магматических породах, но, поскольку, аномальные источники в осадочном чехле ближе к поверхности наблюдений, то и структуры в нем картируются лучше, чем в кристаллическом фундаменте.

1.2. Интерпретация данных гравиразведки и магниторазведки.

1.2.1. Вводные замечания.

Результатом гравиразведки являются карты и графики аномалий силы тяжести в редукции Буге (Δq_B), при расчете которых исключено гравитационное влияние Земли и пород над уровнем геоида. /1, 2, 4/. Результатом магниторазведки являются карты и графики аномалий полного вектора магнитной напряженности (ΔT_a) геомагнитного поля и его вертикальной составляющей (ΔZ_a), в которых исключено влияние магнитного поля Земли и материковых аномалий. В северных широтах магнитные источники намагничиваются магнитным полем Земли практически вертикально, что приводит, во-первых, к равенству компонент ΔT_a и ΔZ_a , а во-вторых, к преобладанию положительных магнитных аномалий. Поэтому ниже описана методика интерпретации применительно к положительным аномалиям ΔZ_a .

Наблюдаемые карты Δq_B и ΔZ_a обычно пересчитывают (трансформируют) в разного рода вспомогательные карты на разные высоты нижнего и верхнего полупространства. При пересчете вверх подчеркиваются региональные (более глубинные) источники, при пересчете вниз подчеркиваются локальные источники по распадающимся элементам поля.

Качественная и количественная интерпретация гравитационных и магнитных карт и графиков невозможна без использования всей имеющейся геологической информации, без сведений о физических свойствах образцов изучаемых горных пород (плотности - σ и магнитной восприимчивости - χ).

В таблице 1.1. и 1.2 приведены примеры изменений плотности и магнитной восприимчивости для типичных горных пород.

Таблица 1.1.

Изменения плотности для типичных горных пород.

№№ п/п	Порода, минерал, оболочка Земли	Плотность (σ) г/см ³
1	Нефть	0.80-1.00
2	Вода	1.00
3	Уголь	1.10-2.00
4	Почва	1.13-2.00
5	Песок	1.40-2.00
6	Глина	2.00-2.20
7	Песчаник	1.80-2.80
8	Известняк	2.30-3.00
9	Соль	2.10-2.40
10	Гранит	2.40-2.90
11	Гнейсы	2.60-2.90
12	Габбро	2.80-3.10
13	Базальт	2.70-3.30
14	Перидотит	2.80-3.40
15	Медный колчедан	4.10-4.30
16	Магнетит, гематит	4.90-5.20
17	Плотность земной коры	2.67
18	Плотность Земли	5.52
19	Плотность ядра	12.00

Таблица 1.2.

Магнитная восприимчивость основных минералов, горных пород и руд.

		$\chi * 10^{-5}$ единиц СИ
--	--	----------------------------

№№ п/п	Минерал, порода	Пределы изменения	Среднее значение
1	Кварц	-	10
2	Кальцит	0.7*10-1.2*10	-
3	Гипс	-	12
4	Уголь	-	25
5	Сфалерит	-	75*10
6	Пирит	5*10 ⁵ -5*10 ³	15*10 ²
7	Гематит	5*10 ² -5*10 ⁴	60*10 ²
8	Пирротин	10 ³ -10 ⁷	15*10 ⁴
9	Ильменит	5*10 ⁵ -5*10 ⁶	10 ⁶
10	Магнетит	10 ⁶ -10 ⁷	5*10 ⁶
11	Известняк	2.5*10-3.5*10 ³	30*10
12	Песчаник	0-2*10 ⁴	40*10
13	Гнейс	10 ² -2*10 ⁴	-
14	Гранит	0-4*10 ⁴	20*10 ²
15	Диабаз	10 ³ -15*10 ³	50*10 ²
16	Габбро	10 ³ -10 ⁵	60*10 ³
17	Базальт	3*10 ¹ -15*10 ⁴	60*10 ³
18	Перидотит	9*10 ⁴ -20*10 ⁴	15*10 ³
19	Осадочные (ср)	0-5*10 ³	10*10 ²
20	Метаморфические (ср)	0-75*10 ³	50*10 ³
21	Кислые (изверженные), ср.	5*10-8*10 ⁴	80*10 ²
22	Основные (изверженные), ср.	6*10-12*10 ⁴	30*10 ³

Плотность – наибольшая у магматических пород, особенно, - у ультраосновных пород. В осадочных породах она максимальна у скальных и гравийно-галечниковых, меньше – у песков и глин. Интервалы изменения плотностей у одной породы редко превышают 20%. Магнитная восприимчивость также максимальна у магматических пород. В зависимости от содержания железистых минералов и множества других природных факторов она у одной и той же горной породы может меняться в десятки- тысячи раз, являясь одинаковой у множества пород. Поэтому магнитная восприимчивость является неустойчивым диагностическим признаком пород.

В таблице 1.3. приведены осредненные значения физических свойств горных пород

Таблица 1.3.

Осредненные, часто встречающиеся значения некоторых физических свойств горных пород

N п/п	Порода	Плотность $\sigma, \text{г/см}^3$	Пористость п%	Скорости упругих волн			Магн. восп. %, 10^{-5} ед.СИ	Уд. эл. сопр. $\rho,$ Омм
				Vp, км/с		Va, км/с		
				газонас.	водонас.			
М А Г М А Т И Ч Е С К И Е								
1	Ультраосновные (пироксенит, перидотит, дунит и др.)	3,2-3,3	0,1-0,5	7,5	8,5	4,5	1000-25000	105-108
2	Основные (габбро, диорит)	2,9-3,0	0,01-1	6,0	6,6	3,8	300-15000	10^4 - 10^7
		2,7-2,8		5,6	6,3	3,5	1000-70000	10^3 - 10^7
3	Кислые (гранодиорит, гранит)	2,7	0,2-5	4,6	6,0	3,3	100-45000	10^3 - 10^6
4	Эффузивные (диабаз, базальт)	2,6	0, 1-3	3,0	5,5	2,8	50-40000	10^3 - 10^5
		2,9		0, 1-5	3,5	6,5	3,5	500-150000
		2,5	3-6	3,0	5,5	3,0	100-150000	10^3 - 10^7
М Е Т А М О Р Ф И Ч Е С К И Е								
5	Гнейсы	2,7	0,01-1	3,8	5,6	3,2	100-20000	10^3 - 10^5
	Сланцы	2,6		3,5	4,8	3,0	50-3000	
О С А Д О Ч Н Ы Е								
6	Скальные и полускальные (известняк, доломит, мергель, песчаники)	2,6	2-25	2	6	3	50-2500	100 - 10^5
		2,7	2-17	1	5,5	2,5	50-800	100 - 10^4
		2,4	5-35	1,5	4,5	2	10-1000	10 - 10^3
		2,5	2-35	1	4,5	1	50-5000	100 - 10^4
7	Песчано-обломочные (рыхлые)							
	(гравийно-галечные, пески)	3	2-20	0,8	2,5	0,5	50-5000	100 - 10^3
8	Пластичные (глинистые) глина,	1,3-2	2-40	0,5	2	0,2	50-2500	10 - 10^3
		1,2-2,4	2-40	1,5	2,5	0,4	10-3000	1-100

1.2.2. Качественная интерпретация данных гравиразведки и магниторазведки.

При качественной интерпретации гравитационных и магнитных карт и графиков ведется визуальное описание аномалий, т.е. отклонений значений от средних фоновых величин, называемых нормальным или нулевым полем. Часто аномалии обусловлены суперпозицией полей объектов (источников аномалий) разной геологической природы, глубины залегания, геометрических размеров. Прежде всего, выделяются региональные аномалии, представляющие изменения Δq_B или ΔZ_a на больших площадях, часто связанные с разными структурами и

петрографической неоднородностью кристаллического фундамента. Локальные или остаточные аномалии, имеющие меньшие размеры, получаются вычитанием из наблюдаемых полей региональных значений и обусловлены структурой и литологической неоднородностью осадочного чехла.

И региональные, и локальные аномалии над одиночными объектами могут быть изометричными, когда длина и ширина отличаются не более, чем в 2-3 раза, вытянутыми, когда отличия превышают в 3-4 раза, ступенчатообразными (градиентными) и др. Они могут быть одного знака для любых объектов в гравиразведке и глубоко уходящих объектов (нижние ограничения кромок в 5 и более раз глубже верхних) – в магниторазведке. Они бывают двух знаков для намагниченных объектов с неглубоко залегающими нижними кромками (менее, чем в 3-5 раз по сравнению с верхними). В этом случае основную магнитную аномалию, как правило, положительную, окружают отрицательные значения ΔZ_a , постепенно переходящие в нормальное (нулевое) поле. Максимальные значения источников аномалий располагаются над центральными частями аномалий, а форма и простираие объектов примерно соответствуют положению изолиний на карте. Ширина аномалий в 2-6 раз больше глубины залегания верхних кромок объектов, а интенсивность их зависит от избыточных плотностей ($\Delta\sigma$) и магнитных восприимчивостей ($\Delta\chi$) объектов по сравнению с вмещающими породами. Участкам с высокими градиентами поля соответствуют контакты или сбросы.

Значительно сложнее расшифровка аномалий от нескольких источников, когда без геологической карты того же масштаба провести качественную интерпретацию трудно. Если при сопоставлении гравиметрических и магнитных карт с геологическими наблюдаются совпадения аномалий, то геологическая природа их становится ясной, а с помощью гравиразведки и магниторазведки получается объемная геологическая структура. Несовпадение гравитационных и магнитных аномалий с геологическими неоднородностями является признаком наличия невыявленных геологической съемкой объектов.

1.2.3. Количественная интерпретация данных гравиразведки и магниторазведки.

Количественная интерпретация отдельных (региональных или локальных) аномалий сводится к определению местоположения, глубины залегания, иногда размеров и контрастности объекта по физическим свойствам источников аномалий от вмещающей среды. Интерпретация выполняется аналитическими (расчетными) методами по характерным точкам на интерпретационных профилях Δq_B или ΔZ_a , которые строятся

вкрест простирания изучаемых объектов через середины аномалий. Сложные аномалии интерпретируются методами подбора с помощью ЭВМ.

Сущность аналитических методов сводится к аппроксимации источников аномалий телами простой геометрической формы (шар, горизонтальный и вертикальный цилиндры, вертикальный пласт, уступ и т.д.), для которых выражение для Δg_B и ΔZ_a имеет простой аналитический вид. Решение обратных задач для таких тел привело к созданию ряда экспрессных расчетных или графических способов определения глубины залегания верхних кромок (h) или центров (H) источников аномалий /1,2,4). Для этого на интерпретационном графике с аномалией одного знака (см. рис. 1.1.) или двух знаков (см. рис. 1.2) проводится пять касательных: в точке максимума, в точках минимумов и в точках перегибов между максимумами и минимумами.

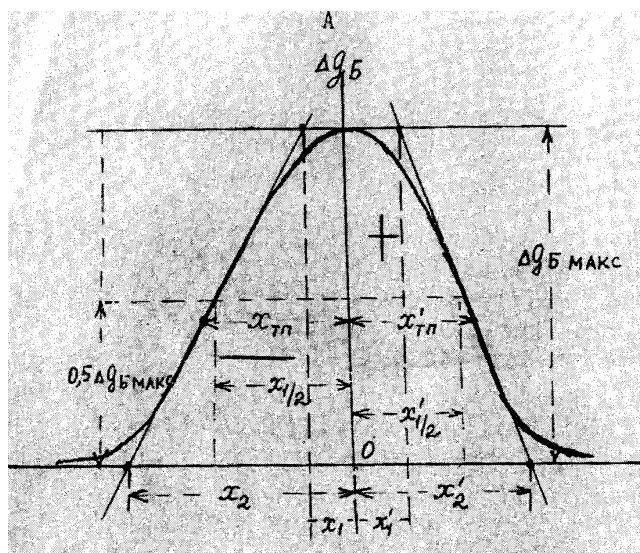


Рис. 1.1. Характерные точки на графике аномалий Δg_B одного знака.

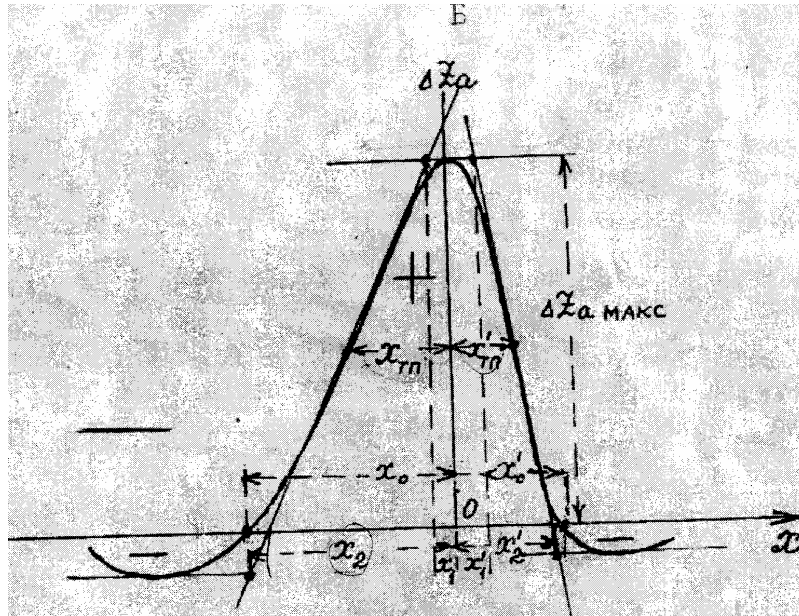


Рис. 1.2. Характерные точки на графике аномалий ΔZ_a двух знаков.

Затем определяются (относительно условного начала координат, за которое принимается точка максимума аномалий) абсциссы пересечения горизонтальных и наклонных касательных и абсциссы точек перегибов кривой. Таким образом находятся следующие характерные точки и их абсциссы:

- экстремумы (максимальные или минимальные значения), под которыми залегают центры тел – источники аномалий с $\Delta q_{B \text{ макс.}}$ или $\Delta Z_a \text{ макс.}$ и $x = 0$;
- точки полумаксимумов, где $\Delta q_B = 0.5 \Delta q_{B \text{ макс.}}$ или $\Delta Z_a = 0.5 \Delta Z_a \text{ макс.}$ с $x = x_{(1/2)}$; $x = x'_{(1/2)}$;
- точки, где $\Delta Z_a = 0$ с $x = x_0$ и $x = x_0'$;
- точки перегиба, для которых касательная к боковым ветвям кривых ΔZ_a имеет наибольший угол к оси абсцисс с $x = x_{тп}$ и $x = x_{тп}'$;
- абсциссы точек пересечения касательных к максимуму и минимумам ΔZ_a (для аномалий двух знаков или осью (x) – для аномалий одного знака, а также совпадающими с боковыми сторонами аномалий ΔZ_a с $x = x_{(2)}$, $x_{(1)}$, $x_{(2)'}^{\prime}$, $x_{(1)'}^{\prime}$.

Определив абсциссы перечисленных характерных точек (в метрах), с помощью интерпретационной таблицы 1.4. можно определить ряд возможных глубин (h или H).

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий над объектами, которые можно аппроксимировать телами простой геометрической формы.

Таблица 1.4

Типовые формулы для определения глубин залегания источников аномалий при расчетах на модельных телах. Таблица 1.

Аппроксимируемый объект	Шар	Горизонтальный цилиндр	Вертикальный	
			столб	пласт
Гравиразведка (Δg_b)	материальная точка, сфера	бесконечные горизонтальный стержень	бесконечные вертикальные стержень	пласт
Форма изолиний на карте	изоэтрическая	вытянутые	изоэтрические	вытянутые
График Δg_b	максимум (или минимум)			
Глубины залегания верхней кромки(н) центра (H)	$1,3 \cdot X_{1/2}$	$X_{1/2}$	$0,7 \cdot X_{1/2}$	$0,5 \cdot X_{1/2}$
Избыточная плотность $\Delta \sigma$	$\Delta g_{\text{max}} H^2 / \sqrt{G}$	$\Delta g_{\text{max}} H^2 / 5G$	$\Delta g_{\text{max}} h$	
Магниторазведка (ΔZ_a)	вертикальный диполь	бесконечная дипольная линия	вертикальные стержень	бесконечно узкая пласт
Форма изолиний на карте	изоэтрические	вытянутые	изоэтрические	вытянутые
График ΔZ_a	максимумы (или минимумы) с боковыми линиями		максимумы (или минимумы)	
Глубины залегания верхней кромки(н) центра (H) избыточная намагниченность $J = \Delta \chi \cdot T$	$0,7 X_0, 2 X_{1/2}$ $\mu Z_{\text{max}} H^3 / 2V$	$X_0, 2 X_{1/2}$ $\mu Z_{\text{max}} H^3 / 2S$	$1,3 X_{1/2}, 2 X_{1/2}$ $\mu Z_{\text{max}} h^2 / S$	$X_{1/2}, 1,7 X_{1/2}$ $\mu Z_{\text{max}} h / 2L$

Оценку глубины залегания верхней кромки тела можно провести по разности абсцисс точек пересечения касательных $h = [(x_2 - x_1) + (x_2' - x_1')]/4$.

Близкая к истинной, глубина меняется от 0.5 h, когда ширина разведываемых тел больше их глубины залегания, до 1.5 h для тел с шириной, меньшей глубины залегания.

Расчитав среднюю из всех глубин, полученных разными способами, можно считать ее наиболее вероятной. Она определяется с погрешностью до 25-50 % в зависимости от степени приближения реальных объектов к выбранным телам простой геометрической формы.

Источники аномалий по глубине залегания можно отнести к разным структурным ярусам, т.е. принадлежащим к осадочному чехлу или кристаллическому фундаменту. Те из магнитных источников, которые залегают в верхних частях фундамента или выходящие на его поверхность, создают более интенсивные аномалии, чем более глубокие. По глубинам залегания верхних кромок таких аномалий можно судить о глубине залегания фундамента.

В таблице 1.4 приведены известные в теории гравитационной и магнитной разведки выражения для избыточных плотностей ($\Delta \sigma$) и намагниченностей ($J = \Delta \chi \cdot T$), где $\Delta \sigma$ и $\Delta \chi$ - разницы между σ и χ источников аномалий и вмещающих пород. T - полный вектор геомагнитного поля в районе работ /1,2,4/. Остальные обозначения в

таблице 1.4 следующие: V - объем шара, H - глубины залегания центров шара и горизонтального цилиндра, h - глубины залегания верхних кромок вертикального цилиндра (столба) и пласта, S - поперечное сечение цилиндра и столба, \square - толщина пласта, $G=6.67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$ - гравитационная постоянная, μ - магнитная проницаемость вмещающей среды, обычно принимаемая за магнитную проницаемость воздуха $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м}$.

Чтобы определить геометрию источника аномалии (V , S , \square), необходимо знать $\Delta\sigma$ и $\Delta\chi$, которые обычно получаются при массовых измерениях физических свойств образцов горных пород из скважин и горных выработок. Использование табличных данных (см. табл. 1.1, 1.2 и 1.3) дает лишь грубое приближение значений свойств. Однако относительные различия размеров объектов одной и той же природы можно получить, положив $\Delta\sigma = 1$, $\Delta\chi = 1$ и используя формулы для избыточных плотностей и намагниченностей из таблицы 1.1 и 1.2.

3. План (последовательность) семинарских занятий и выполнения практической работы №1-2.

1. По индивидуальной карте аномальных значений $\Delta g_{\text{буге}}$ каждому студенту построить профиль в крест простирания структуры (направление профиля выбрать самостоятельно) и по выбранному профилю построить график.
2. По индивидуальной карте аномальных значений $\Delta Z_{\text{ан}}$ каждому студенту построить профиль в крест простирания структуры (направление профиля выбрать самостоятельно) и по выбранному профилю построить график.
3. К обоим графикам провести соответствующие касательные (для снятия в последующем величин x_1 , x_2 , x_1' и x_2' (в км или в м)).
4. Составить таблицу и занести в нее с графиков $\Delta g_{\text{буге}}$ и $\Delta Z_{\text{ан}}$ величины x_1 , x_2 , x_1' и x_2' (в км или в м).
5. Вычислить по соответствующим формулам h_1 , h_2 , h_3 и $h_{\text{ср}}$ и занести их в таблицу 1.5.
6. С обратной стороны контрольного задания дать текстовое визуальное качественное описание двух индивидуальных карт: $\Delta g_{\text{буге}}$ и $\Delta Z_{\text{ан}}$.

Практическое решение задачи изучения строения и литологического состава горных пород осадочного чехла и кристаллического фундамента методами гравиразведки и магниторазведки выполняется в следующей последовательности.

3.1. Проведение качественной интерпретации заданной гравиметрической и магнитной карт.

Качественная интерпретация начинается с выделения региональной аномалии, характеризующей поле всего листа карты и отдельных локальных аномалий, которые аппроксимируются телами простой геометрической формы (шар, цилиндр, столб, пласт (см. 1.3 - рис. 1.8).

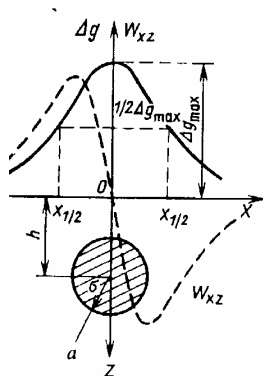


Рис.1.1. Гравитационное поле шара.

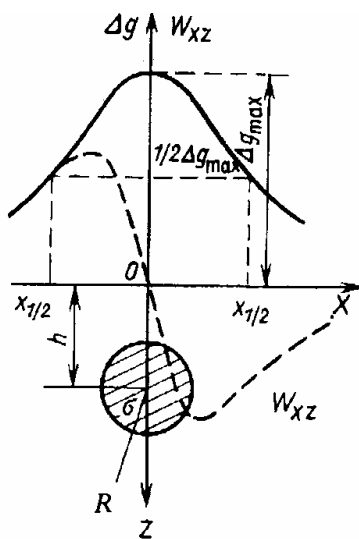


Рис. 1.2. Гравитационное поле бесконечно длинного кругового горизонтального цилиндра

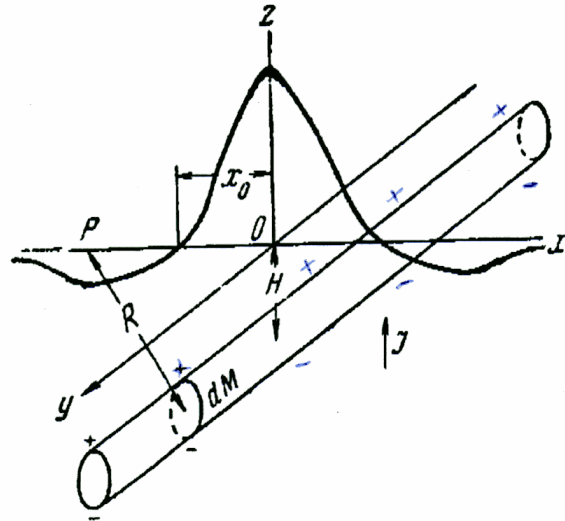


Рис.1.6. Магнитное поле горизонтального цилиндра бесконечного простираия.

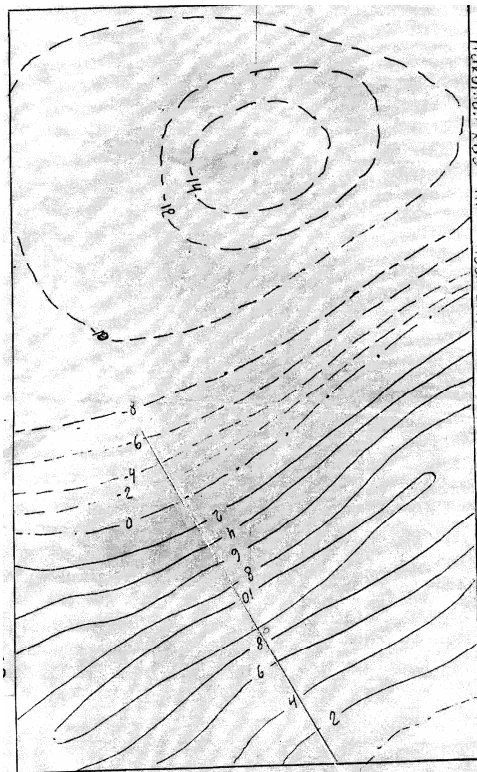


Рис.1.7. Карта $\Delta g \square Б$ (в мгл) для выполнения лабораторной работы №1.
Масштаб карты 1:100000.

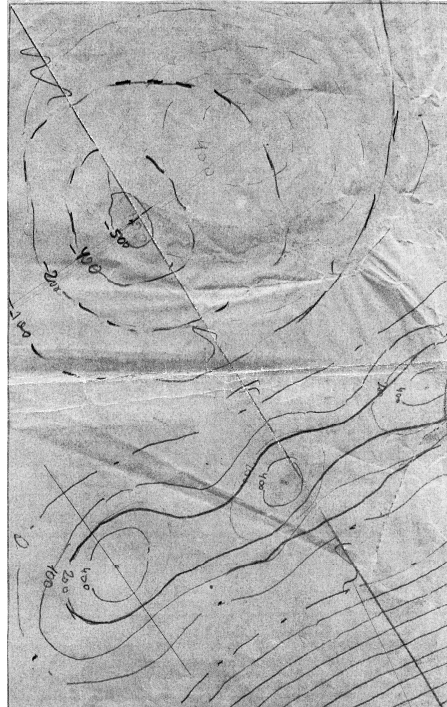


Рис.1.8. Карта ΔZ_a (в нТс) для выполнения лабораторной работы №2.
Масштаб карты 1:100000.

Приводится качественное описание карт (см. рис.1.9-1.10) аномалий Δg_B и ΔZ_a на 1-2 страницах отчета, а аномалии увязываются с заданными геологическими данными. Сравниваются гравиметрические и магнитные карты, выявляются совпадающие и несовпадающие источники аномалий, дается попытка геологического объяснения этим фактам.

Пример качественного описания карты Δg_B :

На карте выделены две крупные аномалии.

1. простирание с Юго-Востока на Северо-Запад; максимальное значение аномалии 10,9 мГн, минимальное - 1 мГн
 2. простирание с Юго-Востока на Северо-Запад; max значение аномалии 15 мГн, min - 2 мГн
 Между двумя аномалиями выделяется зона пород, которые не магнитные. Аномалии вызваны горизонтальными цилиндрами.

Пример качественного описания карты ΔZ_a :

На карте выделены две крупные аномалии.

1. простирание с Юго-Востока на Северо-Запад; максимальное значение аномалии 122 мГн, минимальное - 20 мГн
 2. простирание с Юго-Востока на Северо-Запад; максимальное значение аномалии 104 мГн, минимальное 10 мГн.
 Между двумя аномалиями выделяется зона пород, которые не магнитные. Аномалии вызваны ~~горизонтальными~~ горизонтальными цилиндрами.

На карте выделены две крупные аномалии.

3.2. Проведение количественной интерпретации гравиметрической и магнитной карт.

3.2.1. Количественная интерпретация начинается с выбора нормального поля на гравиметрической карте и нулевого уровня поля на карте магнитной (см. рис. 1.9 и 1.10). Выбор их для региональных аномалий неточен из-за ограниченных размеров карты и сводится к асимптотической оценке поведения поля на краях карты. Для локальных аномалий за нормальное поле и нулевой уровень принимается усредненная региональная аномалия, т.е. из наблюдаемой карты визуально или графически снимается региональный фон. Для всех локальных аномалий он может быть как постоянным, так и постепенно меняться (см. рис. 1.9 и 1.10).

3.2.2. Выбираются интерпретационные профили и строятся по ним графики Δg_B и ΔZ_a . Профили задаются в крест аномалий, через их середину, на участках, где меньше искажений с выходом концов на нормальное (нулевое) поле. Профили могут иметь изломы. Горизонтальный масштаб графиков равен масштабу карты, а вертикальный такой, чтобы максимумы равнялись 5-6 см. При наличии аномалий-помех графики сглаживаются. На одном листе нарисовать сверху график Δg_B , ниже - ΔZ_a , внизу - совместный геолого-геофизический разрез: горизонтальный масштаб - масштаб карты, вертикальный - вдвое крупнее. По двум-трем аномалиям на графиках Δg_B и ΔZ_a проводится количественная интерпретация методами характерных точек и касательных (см. 1.1, рис. 1.2, таблицу 1.4). Для расчета глубин, избыточных плотностей ($\Delta\sigma$) и эффективных намагниченностей (J) используются формулы простых тел, выбранных при качественной интерпретации. Если объекты не совпадают с этими телами, то берутся формулы для близких по форме тел, например, шар и горизонтальный цилиндр, вертикальный цилиндр и пласт. Наибольшие трудности в расчетах $\Delta\sigma$ и J связаны с необходимостью использовать одну систему единиц для всех параметров, лучше систему СИ (м, кг, с). В гравиразведке Δg измеряют в миллигалах (мГл), 1 мГл в системе СИ равен 10^{-5} м/с². В магниторазведке чаще всего измеряют магнитную индукцию $B_z = \mu \cdot Z$ в нанотеслах (нТл). 1 нТл в системе СИ равна 10^{-9} Тл. При $\mu = \mu_0$ B_z эквивалентно Z в гаммах (γ), $1\gamma = 10^{-5}$ эрстед (Э) = $(10^{-2} / 4\pi)$ (А/м), где ампер на метр (А/м) является единицей напряженности магнитного поля в системе СИ. Остальные расчетные параметры в системе СИ имеют размерности: $G = 6.67 \cdot 10^{-11}$ [м³/кг·с²], $Z = T_{cp.} = 0.5$ Э = $0.5 \cdot 10^3 / 4\pi$ [А/м], χ - в 10^{-5} ед. СИ, σ - 10^3 кг/м³ = г/см³.

Результаты записываются в табл. 1.5 и дается описание на одну страницу результатов комплексной интерпретации гравитационных и магнитных данных изучения структурного строения и литологического состава горных пород осадочного чехла и кристаллического фундамента.

Ниже приведен пример выполненного задания по работе №1.

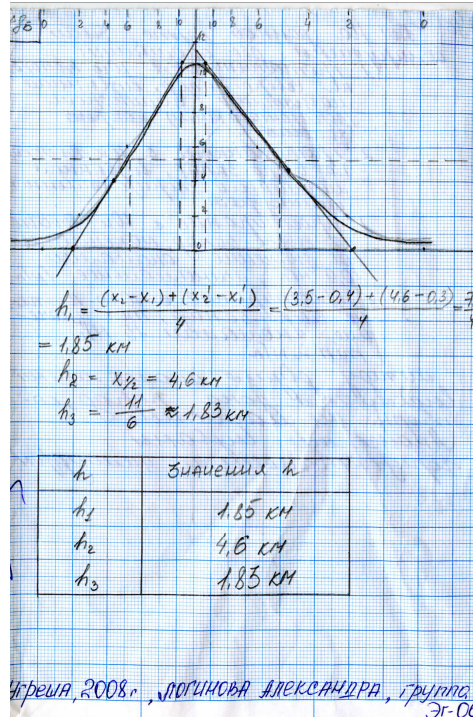


Рис.1.11. Пример расчетов по картам и графикам поля силы тяжести в редукции Буге.

Ниже приведен пример выполненного задания по работе №2.

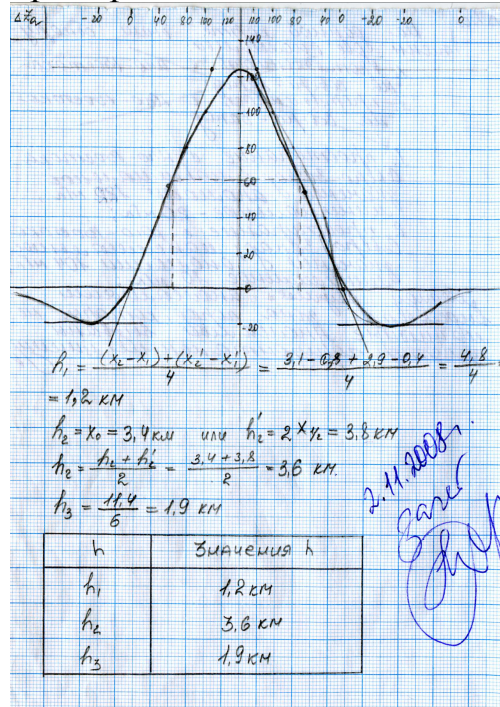


Рис.1.121. Пример расчетов по картам и графикам вертикальной составляющей магнитного поля.

Результативная таблица

Таблица 1.5

№№ интерпретационных профилей Δg_B и Z_a	Форма аппроксимируемого объекта	h или H и Z	$\Delta\sigma$ (г/см ³) или J (А/м)	Геологическая природа истолкования аномалий
Гравиметрических:	Шар	5.0	2.67	
1. 1-г	Цилиндр	10.0	2.30	
2. 2-г	Бесконечный пласт	10-15	2.00	
3. 3-г		10	2.67	
4. 4-г	Вертикальный стержень	10	2.67	
5. 5-г	Сброс			
Магнитных:	Шар	5.0	$15 \cdot 10^3$	
1. 1-м	Цилиндр	10.0	$5 \cdot 10^4$	
2. 2-м	Вертикальный стержень	15.0	$5 \cdot 10^4$	
3. 3-м		5.0	$10 \cdot 10^3$	
4. 4-м	Дайка	100.0	$1000 \cdot 10^3$	
5. 5-м			³	

Возможные практические задачи:

Задача 1. Определение глубины залегания кристаллического фундамента.

Задача 2. Определение плотностных и магнитных неоднородностей осадочного чехла.

Задача 3. Выявление соляно-купольных структур в осадочном чехле.

Литература.

1. Рукин М.Д., Балоян Б.М. [Хмелевской В.К], Геофизические методы на службе у экологов, геологов и не только... (под редакцией М.Д. Рукина и Б.М. Балояна). М., Угреша, 2018 г.

2. Физические свойства горных пород. М., Недра, 1984.

3. В.К. Хмелевской. Геофизические методы исследований земной коры. Дубна, 1997 г., ч.1 и 2.

Приложения к работе 1-2:

1. Карты аномальных значений силы тяжести в редукции Буге (рис.1П, рис.2П, рис.3П, рис. 4П).

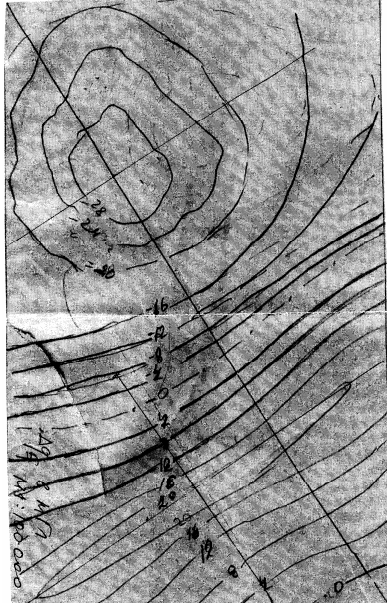


Рис. 1П. Учебное аномальное поле $\Delta g_{\text{Буге}}$ (мЛГ). Масштаб 1:100 000

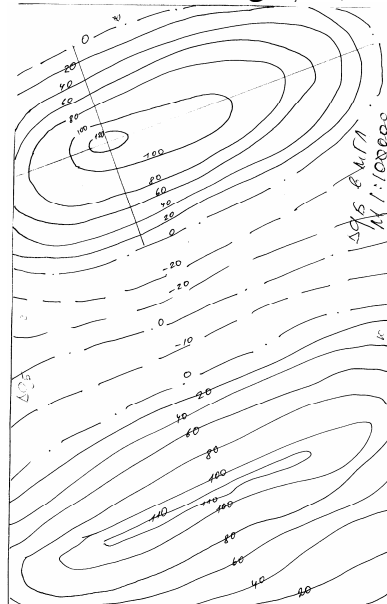


Рис. 2П. Учебное аномальное поле $\Delta g_{\text{Буге}}$ (мЛГ). Масштаб 1:100 000

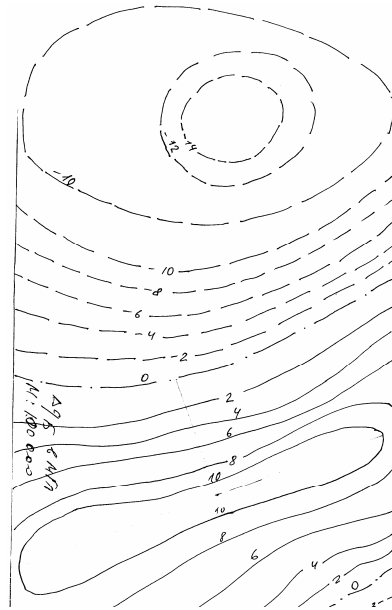


Рис.3П. Учебное аномальное поле $\Delta g_{\text{Буге}}$ (мГ). Масштаб 1:100 000

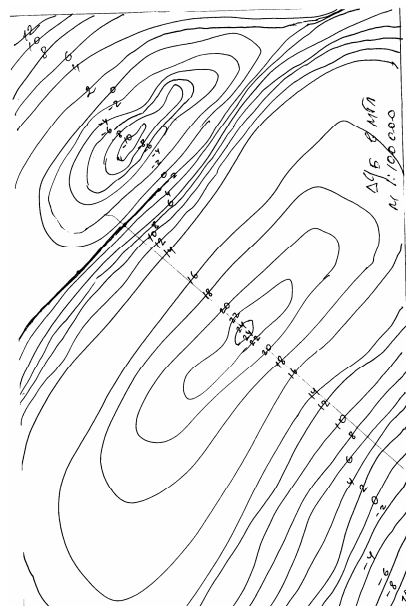


Рис.4П. Учебное аномальное поле вквертикальной составляющей магнитного поля $Z_{\text{ан}}$ (нТс). Масштаб 1:100 000

).

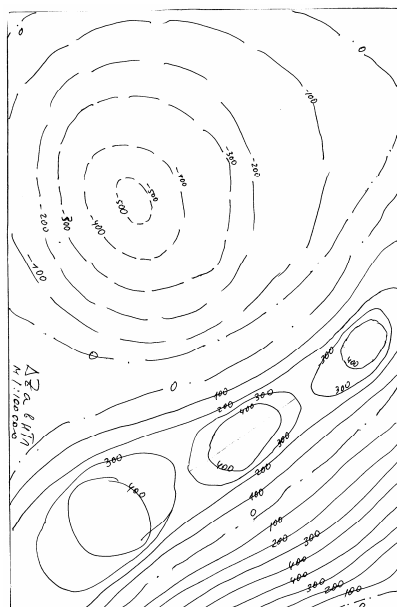


Рис.5П. Учебное аномальное поле вквертикальной составляющей магнитного поля Z_{an} (нТс). Масштаб 1:100 000 (рис.5П, рис.6П, рис.7П)

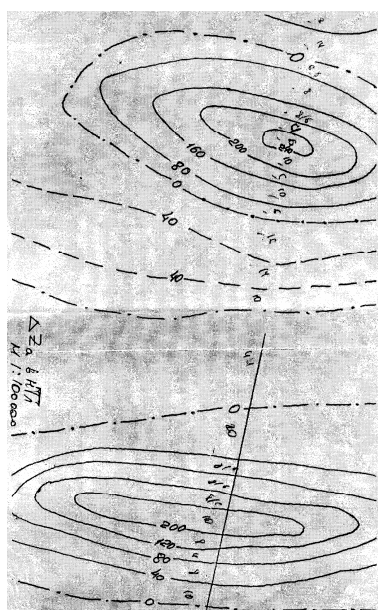


Рис. 6П. Учебное аномальное поле вквертикальной составляющей магнитного поля Z_{an} (нТс). Масштаб 1:100 000

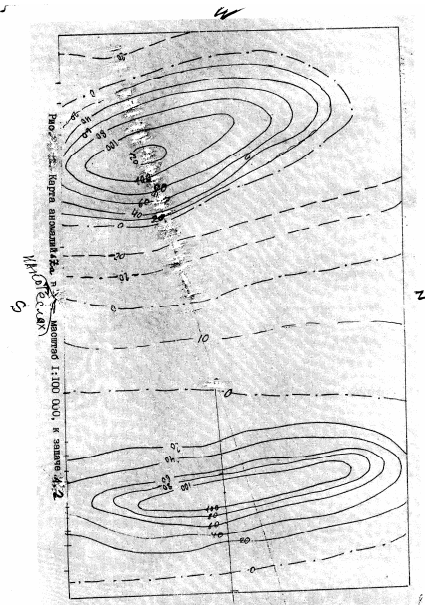


Рис.7П. Учебное аномальное поле в вертикальной составляющей магнитного поля $Z_{ан}$ (нТс). Масштаб 1:100 000 (рис.5П, рис.6П, рис.7П)

Конец заданий к выполнению практических работ №1 и №2

Глава 4. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

4.0. Общие положения.

Электромагнитная разведка объединяет физические методы исследования геосфер земли; поисков месторождений.

Основа электроразведочных методов – изучение естественных электрических и магнитных полей земли, созданных в силу космических, атмосферных процессов, физико-химических процессов в недрах земли и аналогичных полей, созданных искусственным образом.

Поля бывают двух видов:

- **установившиеся** (существуют более 1 секунды), постоянные и переменные, гармонические и квазигармонические с частотами от 1 мГц (1 мГц = 10^{-3} Гц) до петагерц (1 ПГц = 10^{15} Гц),
- **неустановившиеся** (импульсные) с длительностью импульсов от микросекунд до секунды.

Измеряют в электроразведке амплитуды электромагнитных колебаний и фазовые составляющие напряженности электрического (E) и магнитного (H) полей.

Напряженность и структура естественных полей определяется их природой, интенсивностью, электромагнитными свойствами пород.

Способы создания поля подразделяются на следующие виды:

- **гальванические** (ток попадает в землю через заземления),
- **индукционные** (ток в землю попадает через незаземленную рамку или петлю).

Многообразие полей, их частотно-временных спектров, электромагнитных свойств пород создают множество электроразведочных методов (в отличие от других методов геофизики) – всего более 50 методов и множество их различных модификаций.

По физической природе эти множества методов можно сгруппировать на следующие виды:

- **методы естественного переменного электромагнитного поля** (поляризационные, геоэлектрохимические),
- **методы сопротивлений,**

- **индукционные** (низкочастотные, высокочастотные, сверхвысокочастотные, биогеофизические).

По геометрии и строению изучаемых геологических разрезов методы подразделяются:

- **зондирования** (для расчленения горизонтального (полого залегающих) слоев по вертикали,
- **профилирования** (для изучения круто слоистых разрезов или выявления объектов в горизонтальном направлении,
- **подземно-скважинные (объемные) методы** выявления неоднородностей между скважинами, горными выработками и земной поверхностью.

В целом, электроразведка применяется для решения практически всех задач геофизики.

Некоторые методы электроразведки и выполняемые ими задачи.

Таблица 4.0.1.

Электромагнитные зондирования	Для расчленения горизонтальных слоев по вертикали	При глубинных структурных исследованиях, при поисках нефти и газа
Электромагнитные профилирования	Для крутослоистых пластов, исследование объектов по латерали (по горизонтальным поверхностям)	Картировочно-поисковая съемка рудных и нерудных залежей при инженерно-экологических исследованиях
Подземно-скважинные (объемные) методы	Выявление неоднородностей между скважинами, горными выработками и земной поверхностью	Разведка месторождений

С помощью естественных переменных полей солнечного и космического происхождения производится разведка недр на глубинах до 500 км. Производится изучение осадочной толщи, пород кристаллического фундамента, земной коры, поиски нефти и газа.

Электромагнитные зондирования используются при глубинных и структурных исследованиях, поисках нефти и газа.

Электромагнитные профилирования используются при картировочно-поисковых съемках, поисках руд и нерудных месторождений.

Объемные методы используются при разведке месторождений.

Мало глубинные электромагнитные зондирования и профилирования используются при инженерных и экологических исследованиях.

По технологии и месту проведения электроразведочные методы подразделяются на следующие виды:

- аэрокосмические,
- полевые (наземные),
- акваториальные, водные, морские, речные,
- подземные (шахтно-рудничные),
- скважинные (межскважинные).

Основы теории электроразведки составляют теоретические положения общей теории электромагнитного поля.

Естественные переменные электромагнитные поля (квазигармонические) низкочастотного поля космического (магнитотеллурические – «теллурики») происхождения и атмосферной (грозовой) природы («атмосферики»).

Происхождение магнитотеллурических полей объясняется воздействием на ионосферу земли потока заряженных частиц из Космоса (в основном, корпускул излучения Солнца). При различной активности Солнца и солнечного ветра возникают периодические (11-летние), годовые, суточные вариации магнитного поля земли и магнитные бури. Они создают возмущения в магнитосфере и атмосфере. За счет индукции в земле возникают магнитотеллурические поля. Это поля инфранизкой частоты – от 10^{-5} до 10 Гц. На таких частотах скин-эффект проявляется слабо, магнитотеллурические поля проникают до глубин в первые 10-ки и в первые сотни км. Они являются наиболее устойчивыми, постоянными и везде и всегда существующими: утром и днем, особо летом и в годы увеличения солнечной активности, являются коротко периодическими колебаниями с периодом T , изменяющимся от единиц до 100 секунд.

Измеряются электрические (E_x и E_y) и магнитные (H_x, H_y, H_z) и магнитные составляющие напряженности магнитотеллурического поля, их амплитуды и фазы, зависящие от интенсивности вариации теллурических и геомагнитных полей, от удельного электрического сопротивления горных пород разреза. По измеренным взаимно-

перпендикулярным электрическим и магнитным составляющим рассчитывают нормальное поле (ρ) однородного полупространства:

$$\rho = aT \left(\frac{E_x}{E_y} \right)^2, \quad (4.0.1).$$

где T – период колебаний, a – коэффициент размерности ($a = 0.2$, T – в сек., E_x – в мВ/км, H – в нанотеслах (нТл), (ρ) – в Ом.м.

Над неоднородной средой измеряют так называемое ρ_k .

Происхождение естественных переменных полей атмосферной природы связано с грозовой активностью. Каждую секунду по поверхности земли ударяет около 100 молний. Каждый удар молнии в землю возбуждает электромагнитный импульс, который распространяется на большие расстояния. Поэтому эти импульсы наблюдаются всегда и повсеместно и носят название «слабое грозовое (шумовое) поле. Эти периодически повторяемые импульсы (цуги) квазисинусоидального характера с частотой от 10 Гц до 10 кГц. Напряженность по электрической составляющей обычно равна долям мВ/м.

Средний уровень поля «атмосфериков» подвержен суточным и сезонным вариациям, т.е. вектора напряженности электрических (E) и магнитных (H) составляющих не постоянны по амплитуде и направлению.

Средний уровень напряженности (E_{cp} , и H_{cp}) за десятков секунд есть функция от удельных сопротивлений слоев разреза. Измеряют параметры «атмосфериков» - составляющие E_{cp} , и H_{cp} .

Естественные постоянные электрические поля (ЕП), т.е. локальные поля электрохимической и электрокинетической природы.

Естественные постоянные электрические поля (ЕП) электрохимической природы обусловлены:

а) окислительно-восстановительными реакциями, происходящими на границах проводников, и бывают двух типов проводимости: электронной (рудные минералы, сульфиды, окислы) и ионной (окружающая породы свободная вода),

б) разностью окислительно-восстановительного потенциала подземных вод вдоль проводящего слоя (графит, антрацит).

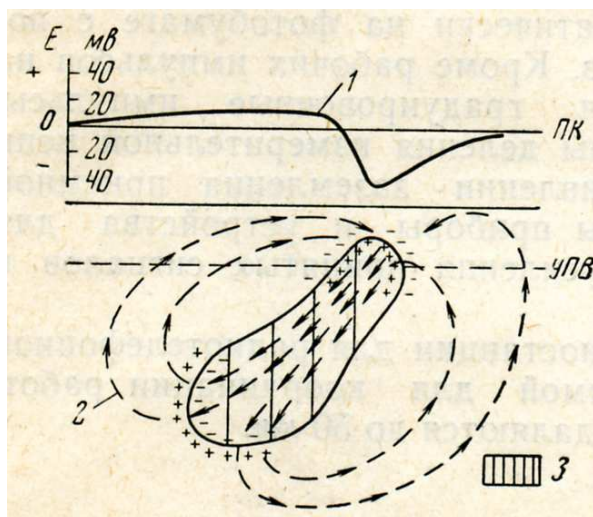


Рис.4.0.1. Возникновение естественного поля в рудном теле: 1 – график естественного потенциала; 2 – токовые линии; 3 – рудное тело; УПВ – уровень подземных вод.

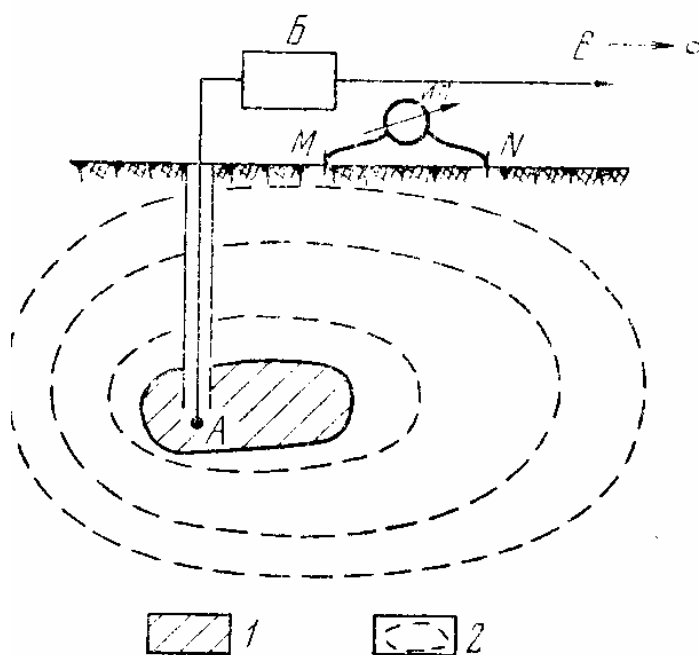


Рис. 4.0.2. Поле заряженного рудного тела: 1 – рудное тело, 2 – эквипотенциальные линии (изолинии), Б – батареи, АВ – питающая линия, МN – приемная линия, ИП – измерительный прибор.

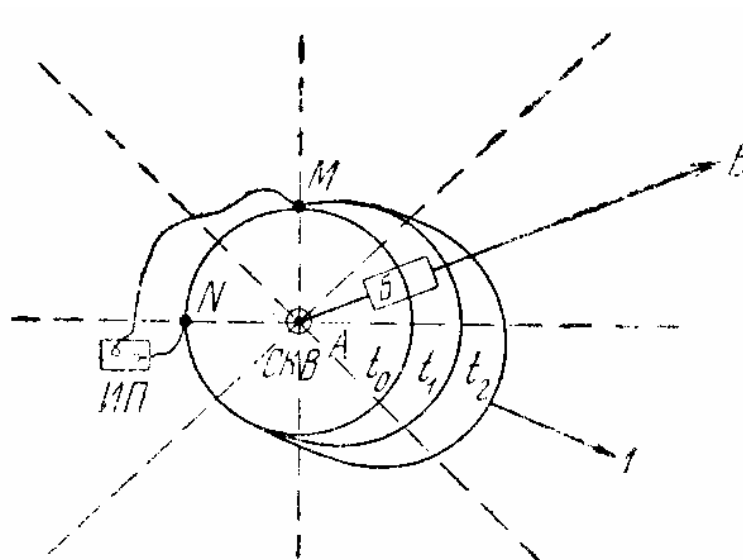


Рис.4.0.3. Определение направления и скорости подземного потока: АВ – питающая линия; MN – приемная линия, Б – батарея; ИП – измерительный прибор; 1 – направление потока; t_0, t_1, t_2 – эквипотенциальные линии, замеренные в разное время. Интенсивность ЕП зависит от распределения молекул кислорода по глубине, изменением водородного показателя кислотности подземных вод (рН).

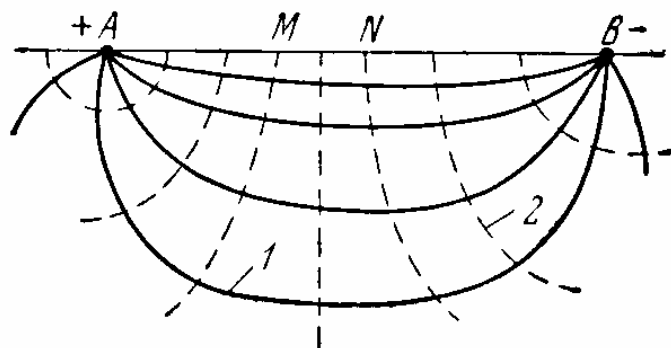


Рис.4.0.4. Поле двух точечных источников: 1 – токовые линии, 2 – эквипотенциальные линии.

В верхних частях залежей, где больше атмосферного кислорода, при освобождении электронов идут окислительные реакции, в нижних горизонтах, где расположены преимущественно застойные воды, при присоединении электронов идут восстановительные реакции. Во вмещающей среде и подземных водах идет обратное распределение ионов. В результате в среде образуются гальванические элементы (катод – вверху, анод – внизу). Разность потенциалов на концах гальванического источника (естественного электрического диполя) колеблется от 1 до 1.2 В. Длительность существования гальванических элементов (и

возникающих при этом полей), в том числе и на земной поверхности – велика, так как идет процесс до полного окисления рудной залежи. Интенсивность естественного поля неустойчива и является функцией от влажности, температуры и других факторов.

Естественные постоянные поля (ЕП) электрокинетической природы обусловлены диффузионно-адсорбционными и фильтрационными процессами в горных породах, насыщенных подземными водами. Катионы и анионы обычно обладают разной степенью подвижности. Заряды неравномерно распределены в подземных водах различной концентрации. В итоге образуются естественные электрические поля диффузионной природы. Величины и знаки диффузионных потенциалов являются функцией адсорбционных свойств минералов, т.е. способностью мелко дисперсионных и коллоидных частиц удерживать на поверхности ионы разных знаков. При диффузии в породах подземных вод разной концентрации возникает так называемая диффузионно-адсорбционная разность потенциалов.

Естественные потенциалы (ЕП) образуются также при движении (фильтрации) подземных вод через поры пород. Границы и поры пород выполняют в этом случае роль капилляров, стенки которых адсорбируют ионы одного знака (чаще со знаком минус (-)). В жидкой среде накапливаются ионы (заряды) разного знака. Чем больше скорость подземных вод (или давление на стенках капилляров), тем больше разность потенциалов естественного поля. Знак естественного поля зависит от направления течения вод, и обычно по направлению течения заряды имеют знак плюс (+). Места оттока воды характеризуются отрицательными потенциалами, притоки вод характеризуются обычно положительными потенциалами. Суммарный электрокинетический потенциал зависит диффузионно-адсорбционных, фильтрационных процессов, меньше зависят от сезона года, времени суток, влажности и температуры.

Измеряемые параметры полей – их потенциалы и градиенты потенциалов.

Искусственные постоянные электрические поля.

Создаются батареями, аккумуляторами, генераторами постоянного тока, подключаемыми системой изолированных проводов к электродам-заземлителям. Электрод стержневой формы считается точечным, если изучаемое поле расположено на расстояниях, в 5 и более раз превышающих заземленную часть (длину) электрода.

Прямая задача электроразведки – определение параметров электрического поля над геоэлектрическим разрезом.

Простейший случай прямой задачи для постоянных искусственных электрических полей реализуется при использовании метода сопротивлений: расчет разности потенциалов в точках M и N над однородным изотропным полупространством с постоянной величиной удельного электрического сопротивления, в которое через точечный источник (A) вводится ток силой (I).

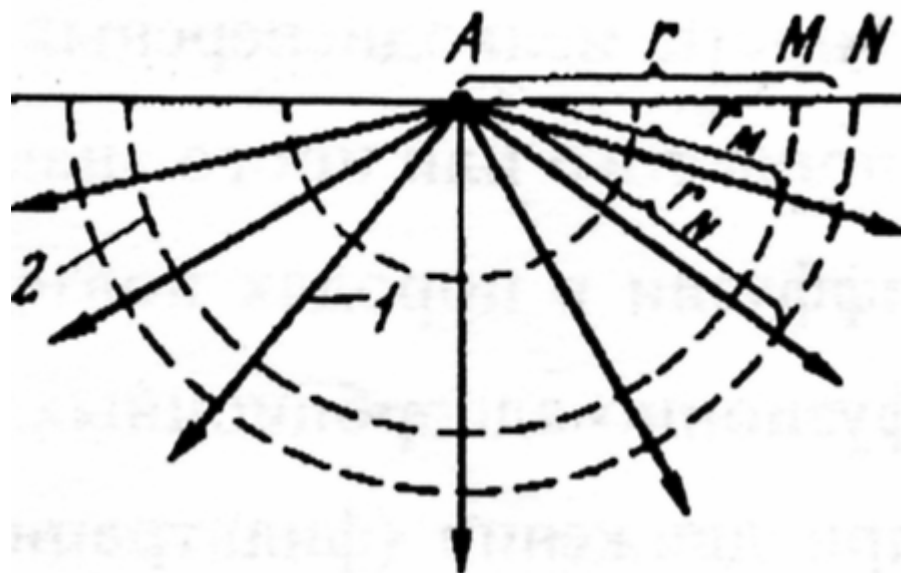


Рис. 4.0.5. Схема поля точечного источника - установки для решения простейшей прямой задачи в методе сопротивлений.

Здесь A – точечный источник (питающий электрод, 1 – токовые линии; 2 – эквипотенциальные поверхности, r – расстояние до середины между приемными электродами M и N , r_m – расстояние до приемного электрода M , r_n – расстояние до приемного электрода N .

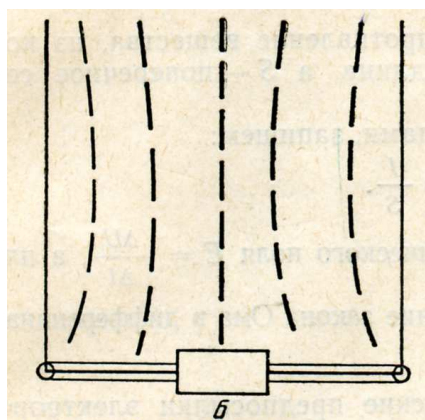


Рис.4.0.6. Эквипотенциальные линии над однородным участком.

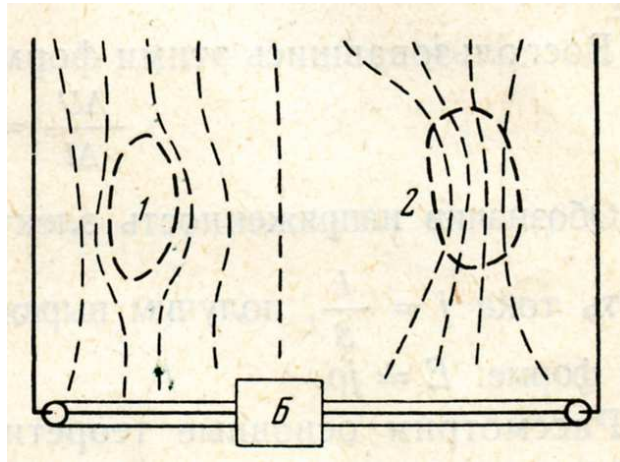


Рис.4.0.7. Эквипотенциальные линии над проводящей залежью (1) и залежью из изолятора (2).

Закон Ома:

$$\Delta U = RI, \quad R = \rho \frac{l}{S}, \quad (4.0.2.).$$

где R – сопротивление проводника между двумя полусферами со средним радиусом (r) и $S = \pi r^2$, удаленными на расстояние ($l = MN$)

$$\Delta U = I \rho \frac{MN}{2\pi r^2}. \quad (4.0.3).$$

Для градиент-установок ($MN \ll r$) $r^2 = AMAN$, тогда выражение для расчета (ρ) однородного полупространства с помощью трехэлектродной установки AMN будет иметь вид:

$$\rho = \frac{2\pi AMAN}{MN} \frac{\Delta U}{I} = K \frac{\Delta U}{I}. \quad (4.04).$$

Установка – соответствующая комбинация питающих и приемных электродов. K – коэффициент установки, конкретная величина которого зависит от расстояний между электродами.

Над неоднородной средой обычно вычисляют значение кажущегося удельного электрического сопротивления (ρ_k):

$$\rho_k = \frac{\Delta U}{I}. \quad (4.0.5).$$

Физический смысл (ρ_k): напряженность электрического поля

$E = j_{MN} \rho_{MN} = \frac{\Delta U}{MN}$, где j_{MN} – плотность тока, ρ_{MN} – удельное сопротивление

вблизи приемных электродов (MN). Обозначим $j_0 = \frac{I}{2\pi r^2}$; учтем, что на

постоянных разностях, при однородном верхнем слое $\frac{\rho_{MN}}{I_0} = \text{константе}$:

$$\rho_k = \frac{2\pi r^2}{MN} \frac{\Delta U}{I} = \frac{j_{MN} \rho_{MN}}{j_0 : j_{MN}} \quad (4.0.6)$$

Итак, ρ_k над неоднородным полупространством пропорциональна плотности тока у приемных электродов. Над однородным полупространством $j_{MN} = j_0$ и $\rho_k = \rho$.

Физический смысл аномалий в методах сопротивлений – токовые линии, изгибающиеся в среде с разными (ρ) – втягиваются в проводящие породы, огибают непроводящие породы (минеральные включения). В результате на земной поверхности меняется j_{MN} , а значит, и ρ_k .

Поэтому ρ_k – **сложная функция геоэлектрического разреза и типа используемой установки**. Численно $\rho_k =$ истинному сопротивлению (ρ) полупространства, в котором для одинаковой установки ($K = \text{константе}$) отношение ($\frac{\Delta U}{I}$) = константе, т.е. остается постоянным.

Искусственные переменные гармонические электромагнитные поля. Создаются различными генераторами синусоидального напряжения звуковой и радиоволновой частоты. Подключаются к гальваническим заземленным линиям или индуктивным незаземленным контурам датчикам – источникам поля.

С помощью других заземлений (приемных линий) или незаземленных контуров измеряют электрическую (E) и магнитную (H) составляющие напряженности поля. По этим параметрам определяют (ρ) вмещающей среды. Чем выше значение (ρ), тем меньше скин-эффект, тем больше глубина проникновения поля. Чем ниже (ρ), тем больше интенсивность вторичных вихревых электромагнитных полей, индуцированных в среде.

Для низких частот ($f < 10$ кГц) удельное электрическое сопротивление однородного полупространства ($\rho = \frac{K_\omega \Delta U_\omega}{I}$), где K_ω – коэффициент установки, разный для разных способов создания и

измерения поля, расстояний между источником и приемником, круговой частоты ($\omega = 2\pi f$; $\Delta U(\omega)$ – разность потенциалов, пропорциональная составляющей E или H).

Над неоднородной средой:

$$\rho_k = \frac{K_\omega \Delta U(\omega)}{I}, \quad (4.0.7).$$

на высоких частотах ($f > 10$ кГц) формулы для нормального поля чрезвычайно громоздки, так как входящие в них параметры зависят от ρ, ϵ, μ .

Искусственные импульсные (неустановившиеся) электромагнитные поля. Создаются генераторами с напряжением на выходе в виде прямоугольных импульсов разной длительности. Подключаются к заземленным или незаземленным линиям. С помощью других заземленных линий или незаземленных контуров изучается процесс установления и спада $\Delta U_E(t)$ или $\Delta U_H(t)$ на разных временах (t) после окончания действия питающего импульса.

При зондировании среды импульсами в ней происходят различные физические процессы. В зависимости от способов создания и измерения поля и времени замеров, от электромагнитных свойств пород в среде создаются неустановившиеся электромагнитные поля двойной природы:

- **поля вызванной поляризации (ВП)**, т.е. вызванные потенциалы, которые создаются путем гальванического возбуждения постоянного тока с помощью линии AB и измеряются $\Delta U_{ВП}$ на приемных электродах MN через 0.5-1 с после отключения тока. Измеряется спад напряжений электрического поля, обусловленный разной вызванной поляризуемостью горных пород (η).

Над однородным полупространством:

$$\eta = \frac{\Delta U_{ВП} 100\%}{\Delta U}, \quad (4.0.8).$$

где ΔU – разность потенциалов на тех же приемных электродах во время пропускания тока.

Над неоднородным полупространством вычисляется

$$\eta_k = \frac{\Delta U_{ВП} 100\%}{\Delta U} \quad (4.0.9).$$

практически по той же формуле.

Интенсивные поля ВП создаются обычно над средами, содержащими рудные залежи (с электропроводящими минеральными включениями). При пропускании тока идут процессы, аналогичные зарядке аккумулятора: на поверхности рудных минералов, окруженных водой, происходят физические превращения и химические реакции, т.е. происходит вынужденная поляризация среды. После отключения тока устанавливается равновесие за счет медленного спада электрического поля – на приемных электродах $\Delta U_{ВП}$ держится несколько секунд.

Над средами, непроводящими ток (ионопроводящие) образование ВП происходит за счет перераспределения зарядов на контактах между жидкой и твердой фазами – за счет диффузии через поры, за счет адсорбции на глинистых частицах,

- **поля переходных процессов (или становление поля)**. При импульсном или ступенчатом изменении тока в питающей линии AB или на незаземленном контуре (петле, рамке) в момент включения тока (или отключения) в проводящей среде индуцируются вихревые вторичные поля. При резком изменении тока в среде проходит сигнал, который можно разложить в набор гармоник широкого спектра частот. Чем острее импульс или чем более крутизна спада сигнала, тем более высокочастотные колебания возникают в нем. С увеличением частоты растет скин-эффект, т.е. идет большее прижатие поля к земле при одновременном уменьшении глубинности исследований за счет увеличивающихся вторичных вихревых токов индукционного поля. В зависимости от формы питающего импульса и удельного электрического сопротивления среды сигналы искажаются по разному.

С помощью приемной линии MN или незаземленного контура изучаем $\Delta U_E(t)$ и $\Delta U_H(t)$ на разных временах после отключения питающего сигнала. Получаем форму искаженного сигнала, т.е. изучаем переходные процессы или становление поля в среде.

Вывод формул, устанавливающих связь между $\Delta U_E(t)$, $\Delta U_H(t)$ от силы тока (I) в питающей линии, сопротивления однородного полупространства (ρ), расчет расстояния (r) между центрами питающей и приемной линии и их размеров, громоздок и сложен.

При $r > 5h$ – для дальней или $r < h$ – для ближней зон от источника питания, где h – проектируемая глубинность разведки, имеем следующее выражение:

$$K_B \rho = \frac{K_D \Delta U(t)}{I} \text{ или } \rho = K_B \left(\frac{I}{\Delta U(t)} \right)^{\frac{5}{3}}, \quad (4.0.10).$$

K_d и K_b – коэффициенты установок, разные для дальней и ближней зон от источника, величины их зависят от типа питающей и приемной линий, размеров их, разноса электродов (r).

Для неоднородной среды вычисляются ρ_{K_d} и ρ_{K_b} практически по тем же формулам.

Сверхвысокочастотные электромагнитные поля, где длины изучаемых волн - от мм (микрометров) до 1 метра – используются для пассивной и активной радиолокации земли. Изучение этих полей находится на стыке использования двух научных направлений - электроразведки и терморазведки.

Пассивная радиолокация используется для изучения естественно-техногенных радиотепловых и инфракрасных излучений земной поверхности. В различных диапазонах микрометровых волн наблюдаются так называемые «окна прозрачности», которые позволяют получать изображения земных ландшафтов при любой погоде и облачности. Интенсивность излучения зависит от солнечного и внутривоздушного нагрева верхних частей земной коры, а также от множества искусственных источников тепла (техногенная деятельность города и предприятий в нем).

Активная радиолокация (аэрокосмическая, полевая) заключается в искусственном облучении поверхности земли короткими радиолокационными импульсами. Изучаются времена прихода и формы отражения излучений от земной поверхности и от границ слоев с разными электромагнитными свойствами, в основном через изменение параметров φ и ρ .

Биогеофизические поля. Их изучение основано на выявлении биолокационного эффекта с помощью различных устройств типа вращающихся рамок, изготовленных из разных металлов и разной формы, лозы и т.д. За счет непроизвольного сокращения мышц операторов-«лозоходцев» - моторомышечной реакции, они начинают вращаться или закручиваться над природными и искусственными объектами в верхних частях земной коры.

Используемая гипотеза для объяснения биоэффекта: электромагнитная природа информации о неоднородностях среды передается через руки оператора на рамку, приводя ее в движение над аномальными объектами среды: рудными скоплениями, тектоническими нарушениями, контактами пород, подземными водами, карстовыми пустотами, геопатогенными зонами, в которых обычно наблюдаются явления повышенной заболеваемости людей, расстройства нервной системы, для выявления подземных искусственных объектов

(водопроводных сетей, канализации, кабелей, археологических находок и т.д.). Предполагаемый возраст этого направления – около 4000 тысяч лет.

4.1. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕОРИИ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ.

Общие подходы к решению прямых задач электроразведки.

В основе теории лежат классические уравнения Максвелла и основные законы электромагнетизма: законы Ома, Ампера, Кирхгофа и другие, которые описывают поведение электромагнитных полей в средах.

Из уравнений Максвелла выводится дифференциальное уравнение, которое в электроразведке носит название «телеграфного» уравнения.

Решая его, получаем выражение для электрической составляющей напряженности электрического поля (E) и выражение для магнитной составляющей напряженности магнитного поля (H) в средах вдали от источника с электромагнитными параметрами ρ , φ и μ :

$$\Delta E = \frac{\mu}{\rho} \left(\frac{\partial E}{\partial t} + \varepsilon \mu \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \right), \quad (4.1.1).$$

где

$$\Delta E = \frac{\partial^2 E}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial z^2}. \quad (4.1.2).$$

$$\Delta H = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial H}{\partial t} + \varepsilon \mu \frac{\partial^2 H}{\partial t^2}, \quad (4.1.3).$$

где

$$\Delta H = \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2}. \quad (4.1.4).$$

При известном геоэлектрическом разрезе с помощью уравнений (1) и (2) и физических условий сопряжения **решаются прямые задачи**, т.е. получаем значения величин E и H для данного разреза.

Модели сред
(наиболее простые)

- **однородное полупространство** (изотропное) – одинаковые свойства по всем направлениям, над ним имеем нормальное поле,
- **анизотропное полупространство** (свойства отличаются в крест и по простиранию слоистости),
- **одномерные неоднородные среды** (свойства меняются в одном направлении),
- **двухмерные неоднородные среды** (свойства меняются в двух направлениях) – например, наклонные пласты, цилиндры,
- **трехмерные неоднородные среды** (свойства меняются в трех направлениях) – например, шары с разными значениями ρ, a, η .

Источники и типы полей в электроразведке.

- поля, созданные точечными и дипольными источниками постоянного тока,
- поля, созданные источниками, формирующими плоские гармонические электромагнитные волны,
- поля, созданные импульсными источниками или источниками, формирующими волны дипольных гармоник,
- поля, созданные источниками так называемого длинного кабеля, формирующими цилиндрические волны и т.д.

Термины:

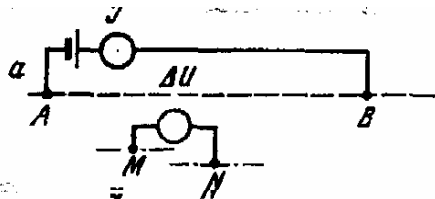
- **корректное решение задачи** – когда малым изменениям исходных данных соответствуют малые изменения (приращения) расчетных данных,
- **некорректное решение задачи** – когда малым изменениям исходных данных могут соответствовать сколь угодно большие изменения (приращения) расчетных данных.

Нормальное поле в электроразведке.

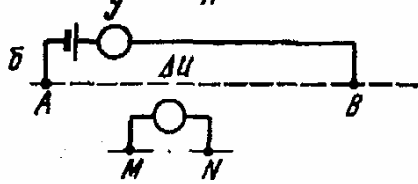
Это электромагнитное поле источника над однородным изотропным полупространством с неизменными свойствами по все направлениям.

Из простейшей задачи поля точечного источника постоянного тока на земной поверхности определяются нормальные поля постоянных электрических токов для разных установок (с разными комбинациями питающих (AB) и приемных (MN) электродов).

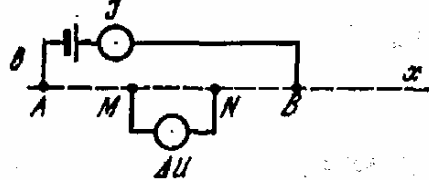
Наиболее часто в электроразведке используют четырехэлектродные установки $ABMN$.



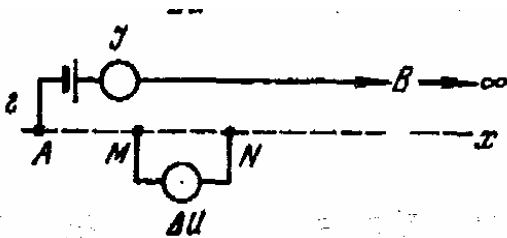
а) четырехэлектродная



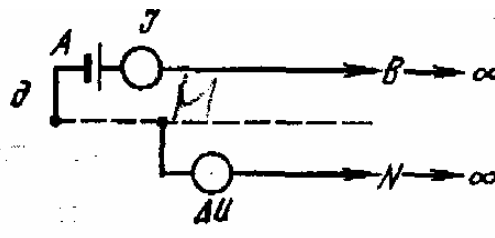
б) срединного градиента



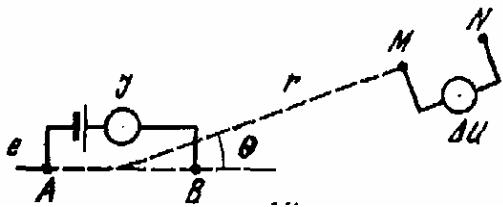
в) Симметричная четырехэлектродная



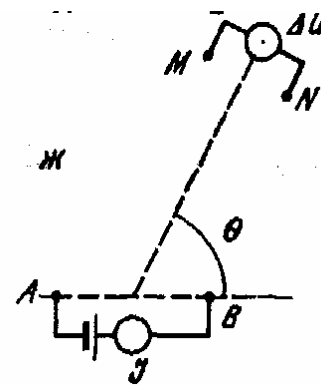
г) трехэлектродная



д) двухэлектродная



е) дипольная радиальная
(осевая – при $Y = 0$)
 $-30^\circ < Y < +30^\circ$



ж) дипольная азимутальная
(экваториальная – при $Y = 90^\circ$)
 $70^\circ < Y < 110^\circ$

Рис.4.1.1. План расположения питающих (A и B) и приемных (M и N) электродов в разных установках метода сопротивлений: а – четырехэлектродной, б – срединного градиента, в – симметричной четырехэлектродной, г – трехэлектродной, д – двухэлектродной, е – дипольной радиальной, ж – дипольной азимутальной.

$$\Delta U_A = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} \right). \quad (4.1.5)$$

– разность потенциалов на MN от электрода A (положительная).

$$\Delta U_B = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{BM} - \frac{1}{BN} \right). \quad (4.1.6)$$

– разность потенциалов на MN от электрода B (отрицательная).

$$\Delta U = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right). \quad (4.1.7)$$

– разность потенциалов от обоих электродов AB .

Примеры формул для вычисления параметров для различных типов установок:

- в) симметричная четырехэлектродная:

$$\rho = \pi \left(\frac{AMAN}{MN} \right) \frac{\Delta U}{I}, \quad (4.1.8).$$

$$AM = BN, AN = BM$$

- д) двухэлектродная:

$$U = \frac{I\rho}{2\pi AM} \quad (\text{видно из формулы 4.1.9}),$$

Так как из $AN = BM = BN =: \dots$ следует, что $B \rightarrow N \rightarrow$:

В методах сопротивлений дипольные установки (е) и (ж), используемые для глубинных исследований:

- ж) азимутальная -

$$K = \frac{2\pi r^3}{ABMNq}, \quad (4.1.10).$$

- е) дипольная радиальная -

$$K = \frac{2\pi r^3}{ABMNp}, \quad (4.1.11).$$

где q и p – коэффициенты, близкие к 1, вычисляются по специальным номограммам.

Для любой установки:

- над однородным полупространством

$$\rho = K \frac{\Delta U}{I}, \quad (4.1.12).$$

- над неоднородным полупространством

$$\rho_k = K \frac{\Delta U}{I}, \quad (4.1.13).$$

где ΔU – разность потенциалов на MN , I – сила тока в AB , K – коэффициент установки.

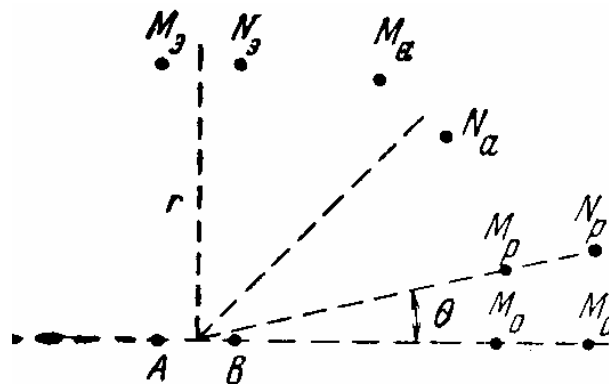


Рис.4.1.2. Различные дипольные установки.

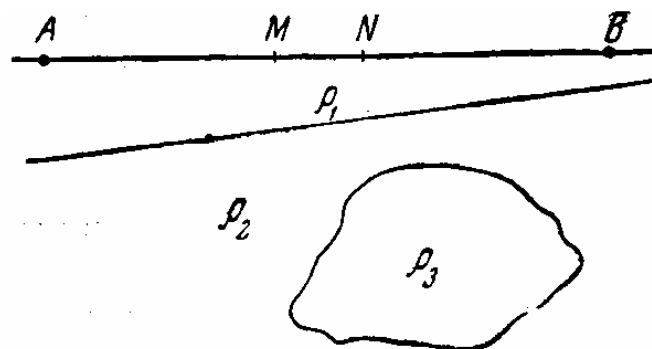


Рис.4.1.3. К определению физического смысла кажущегося сопротивления.

Электрическое поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой.

Простейшая, важная для практики электроразведки методом сопротивлений (МС), одномерная прямая задача об электрическом поле и кажущемся сопротивлении (ρ_k) на поверхности полупространства воздух – земля:

$$\rho_1, \rho_2 \text{ и } \rho_3 =: (\text{воздух})$$



Рис.4.1.4. Схема изображения полупространства воздух-земля.

Можно решить эту задачу с помощью уравнения $\rho_k = \frac{2\pi r^2 MN}{\left(\frac{\Delta U}{I}\right)}$, которое при $f = 0$ превращается в уравнение Лапласа $\Delta U = 0$, где U – потенциал в любой точке M с напряженностью $E = -\frac{\partial U}{\partial r}$.

А можно решить эту же задачу методом зеркальных отображений:

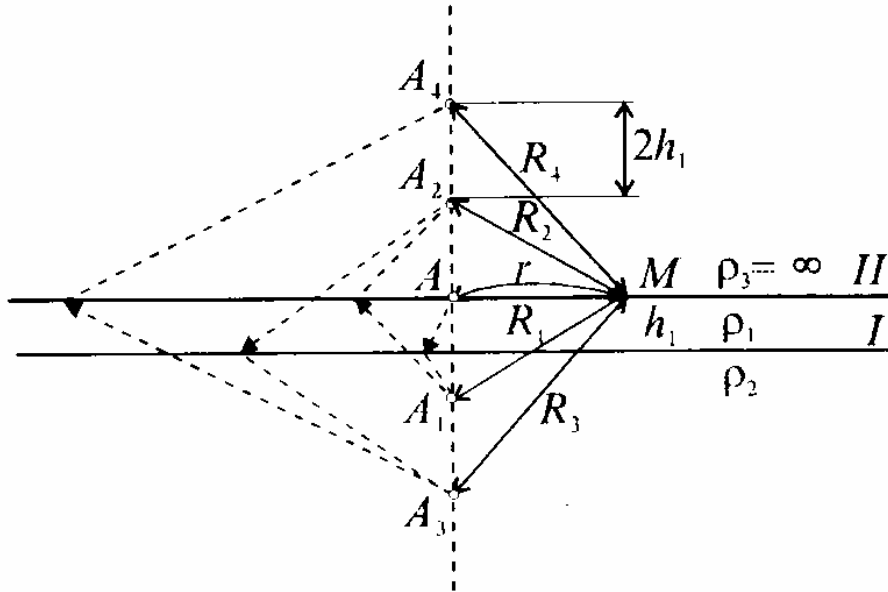


Рис.4.1.5. Решение прямой задачи о поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой методом зеркальных отображений

Уравнение Лапласа и граничные условия выполняются, если принять напряжение в одномерной среде, где есть источник, равным сумме напряжений источника A и всех его многократных отражений от границ раздела (A_1, A_2, A_3, \dots) с коэффициентами отражений:

на границе 1 –

$$K_{12} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}, \quad (4.1.14).$$

на границе 2 –

$$K_{13} = \frac{\rho_3 - \rho_1}{\rho_3 + \rho_1} = 1, \rho_3 \rightarrow \infty, \quad (4.1.15).$$

$AM = r, R_1 = R_2 = \sqrt{r^2 + (2h_1)^2}, R_3 = R_4 = \sqrt{r^2 + (4h_1)^2}, \dots, R_n = R_{n+1} = \sqrt{r^2 + (2nh_1)^2}$, где $n = 1, 2, 3, \dots, \infty$, тогда

$$U = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left(\frac{1}{2} + \frac{2\sum K_{12}^n}{\sqrt{r^2 + (2nh_1)^2}} \right), \quad (4.1.16).$$

Для $\rho_k = \left(\frac{2\pi r^2}{I}\right)\left(\frac{\Delta U}{MN}\right)$, где $\frac{\Delta U}{MN} = E$, но $E = -\frac{\partial U}{\partial r}$, и тогда $\rho_k = \left(\frac{2\pi r^2}{I}\right)\left(\frac{\partial U}{\partial r}\right)$.

Подставив значение $\left(\frac{\partial U}{\partial r}\right)$ из (4.1.16), получим:

$$\rho_k = \left(\frac{2\pi r^2}{I}\right)\left(\frac{I\rho_1}{2\pi}\right)\left(\frac{1}{r^2} + \frac{2\sum K_{12}^n r}{[r^2 + (2nh_1)^2]^{\frac{3}{2}}}\right), \quad (4.1.17).$$

откуда

$$\rho_k = \rho_1 \left(1 + \frac{2\sum K_{12}^n r^3}{[r^2 + (2nh_1)^2]^{\frac{3}{2}}}\right), \quad (4.1.18).$$

Из (4.30) можно найти асимптотические выражения $\rho_k = \rho_1$ и ρ_2 , т.к. при $\rho \rightarrow 0, \rho_k = \rho_1$, при $r \rightarrow \infty$

$$\rho_k = \rho_1(1 + 2\sum K_{12}^n) = \rho_1 \left(1 + \frac{2\sum K_{12}}{1 - K_{12}}\right) = \rho_2 \quad (4.1.19).$$

так как $K_{12} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$, а $\sum K_{12}^n = \frac{K_{12}}{1 - K_{12}}$

как сумма членов геометрической прогрессии. С помощью выражения (2) (для трехэлектродной и симметричной 4-х электродной градиентной установок строятся теоретические двухслойные палетки – графики зависимости $\lg\left(\frac{\rho_k}{\rho_1}\right)$ от $\lg\left(\frac{r_k}{h_1}\right)$ – двухслойные теоретические кривые ВЭЗ (двухслойные палетки ВЭЗ).

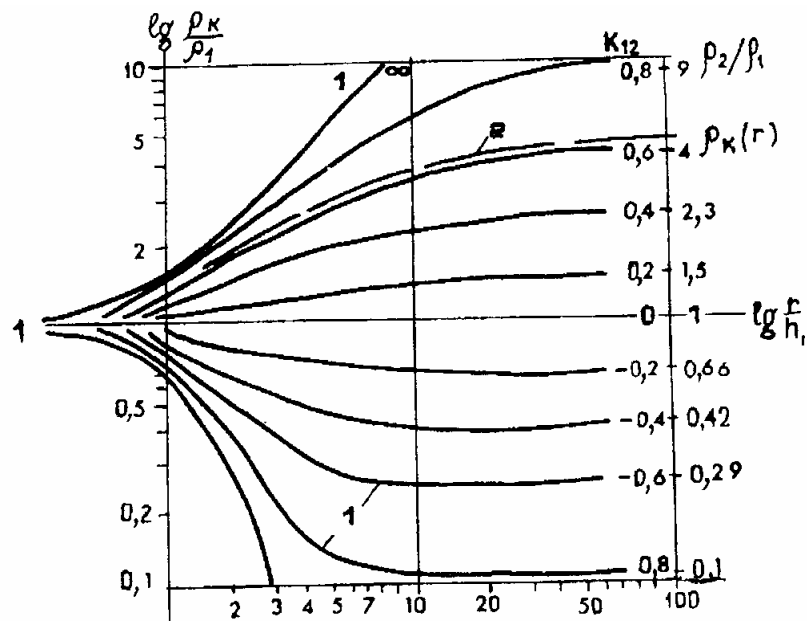


Рис.4.1.6. Схема двухслойных палеток ВЭЗ.

На рисунке 4.5: 1 – теоретическая кривая, 2 – полевая кривая ВЭЗ. Есть на этом рисунке кривые с $\rho_1 < \rho_2$ и $\rho_1 > \rho_2$.

Двухмерные и трехмерные задачи электроразведки сводятся к аналитическим формулам для тел только самой простой формы (шар, цилиндр, пласт) в однородной среде. Все остальные задачи для более сложных тел решаются только с помощью ЭВМ.

Принципы решения обратных задач электроразведки.

Определение параметров геоэлектрического поля по наблюдаемым значениям E и H или кривым ρ_k .

Решение обратных задач неоднозначно в силу их некорректности: малым изменениям наблюдаемых параметров могут соответствовать сколь угодно большие изменения параметров разреза. Этот физический факт получил название принципа эквивалентности. Нельзя точно определить h_i и ρ_i для тонких слоев, горизонтально-слоистых разрезов и т.д. Однозначно можно определить в определенных разрезах только $S_i = \frac{h_i}{\rho_i}$ – продольные проводимости, и $T_i = h_i \rho_i$ – поперечные сопротивления.

Методы решения обратных задач – основа количественной интерпретации: подбор и сравнение полевых графиков и кривых с теоретическими кривыми, полученными в результате решения прямых

задач электроразведки. Разработаны альбомы теоретических кривых (палетки), программы расчета этих кривых на ЭВМ.

4.2. АППАРАТУРА, ИСПОЛЬЗУЕМАЯ В ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКЕ.

В электроразведке используется до 50 методов и множество их модификаций, поэтому и комплекты аппаратуры и оборудования также весьма разнообразны.

Изучение глубин земной коры $h =$ до 500 м – переносные приборы, изучение глубин земной коры $h > 500$ м – электроразведочные станции, геологическое картирование и поиск месторождений полезных ископаемых - используются аэроэлектроразведочные станции.

Общая характеристика аппаратуры.

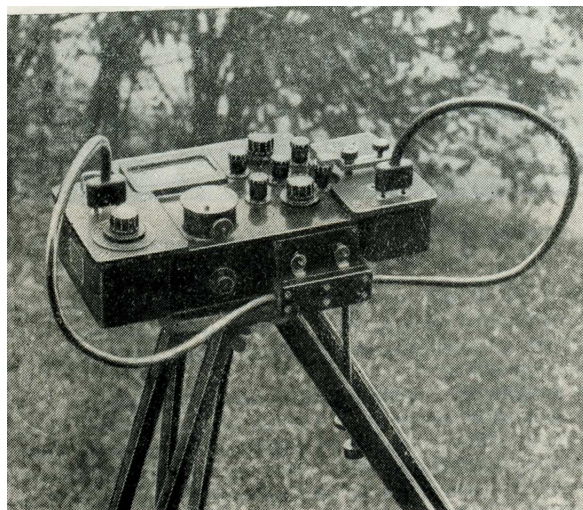


Рис. 4.2.1. а – Электроразведочный потенциометр ЭП-1.



Рис. 4.2.1. б – электронный стрелочный компенсатор ЭСК-1.

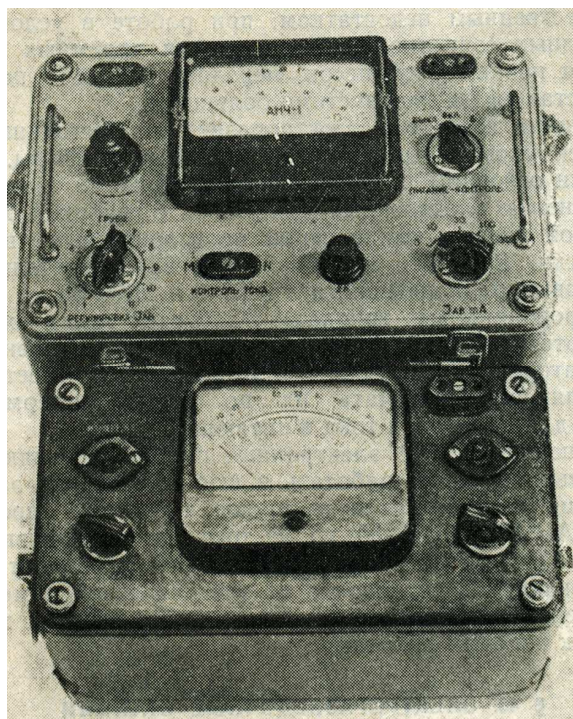


Рис.4.2.2. Аппаратура низкой частоты АНЧ-1

Отдельные блоки аппаратуры:

- **машинные генераторы**, батареи, аккумуляторы постоянного тока – для питания заземлений либо для получения напряжений для образования волн разных частот и формы, питающие заземления или незаземленные контуры. Питание - от двигателя автомобиля или бензоэлектрические агрегаты. Используются также наборы отдельных батарей напряжением до 100 В или наборы аккумуляторов,

- **измерители (регистраторы) силы тока (I)** в питающих линиях АВ (сила тока – от 0.01 до 100 А),

- **измерители (регистраторы) разности напряжений ΔU** – для определения амплитуд (A) на постоянном токе, на переменном токе – определения фаз сигналов в линиях MN: микро-милливольтметры, осциллографы, магнитные регистраторы. Используются как аналоговые приборы (сигналы регистрируются в видимой форме на стрелочных приборах или фото-рулонной бумаге), так и цифровые – сигналы поступают в двоичном коде, высвечиваясь при этом в виде цифр на шкале прибора или записываются на магнитофонную ленту.

Характеристики измерительной аппаратуры: частотный или динамический диапазон – от 0.01 до 1000 мВ; пороговая чувствительность – порядка 10 мкВ с погрешностью ε = от 61 до 65%; входное сопротивление > 1 Мом; помехозащищенность (особенно от

промышленных значений частот – $f = 50$ Гц); возможности ручной регулировки, автоматической установки «нуля» и т.д.,

- **электроды-заземлители** для создания гальванического тока в земле и измерения ΔU , пропорционального напряженности электрического поля E . Обычно используются стальные электроды, для приемной линии MN – медные или латунные длиной от 0.3 до 1 м, диаметром – от 1 до 3 см. В поляризационных методах используются неполяризующиеся медные электроды: в брезентовом пористом сосуде или в керамическом с раствором медного купороса (CuSO_4),

- **незаземленные контуры и петли**, растягивающиеся по кругу с диаметром до 4 км, **рамки** с диаметром до 1 м – для индукционного возбуждения тока (поля) или для измерения напряженности магнитного поля H ,

- **вспомогательное оборудование:** провода малых сопротивлений, большой механической прочности, изоляция, катушки, кувалды и т.д.

Переносная аппаратура: используется обычно для исследования небольших глубин, при работах в горных выработках, общий вес – от 20 до 100 кг (в виде отдельных блоков).

Генераторно-измерительная аппаратура (переносная) – при работе одним или двумя методами, с одним или двумя каналами измерений ΔU .

При постоянном токе и низких частотах (до 20 Гц) для измерения ρ_k используются комплекты: генератор с аккумулятором или батареями, микровольтметр, автокомпенсаторы, аппаратура низких частот.

Для низкочастотной индукционной электроразведки (частоты от 10 Гц до 10 кГц) используются микровольтметры:

- для измерения амплитуд магнитных составляющих гармонического поля,
- для измерения осей эллипса поляризации при создании гармонического поля,
- амплитудно-фазовые измерители при создании гармонического поля,
- аппаратура для работы методом переходных процессов.

Для высокочастотной электроразведки (с частотами от 10 кГц до 10 мГц) используются:

- радиоприемники-компараторы для радиопрофилирования,
- генераторы и измерители высоких полей для дипольного электромагнитного профилирования,
- передатчики и приемники для радиоволновых просвечиваний.

Электроразведочные станции используются обычно при электромагнитных зондированиях при исследовании глубин более 10 км, также – при магнитотеллурических исследованиях. Работают на базе грузовых или легковых машин, включают генераторную группу с генераторами постоянного тока напряженностью до 1000 В при токе до 25 А (от двигателя автомобиля). На второй машине располагается измерительная группа с регистрирующей группой (до 5 каналов регистрации и более), радиоприемники, радиопередатчики.

Аэроразведочные станции – сложные электрические установки:

- наземная генераторная группа, питающий кабель длиной до 30 км, сила тока – до несколько ампер, частоты – от 0.1 до 1 кГц (самолет, вертолет, измерительная лаборатория) – измеряет напряженность магнитного поля линии. Используется метод «длинного кабеля»,

- самолет с генератором и измерительной установкой. Переменные поля меряются магнитометром, используется в методах дипольного профилирования или методе переходных процессов, - два самолета с генераторной группой и антенной; измерительная лаборатория с выносной антенной.

4.3. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ (ЭМЗ).

Общая характеристика электромагнитных зондирований. ЭМЗ – группа различных методов. Используются поля, аппаратура, методика, включающая способы проведения работ, используемые установки, системы наблюдений. На каждой точке ЭМЗ за счет разной геометрии установок (или скин-эффекта) можно последовательно увеличивать глубинность исследований.

В геометрических (или дистанционных) зондированиях на постоянном или переменном токе фиксированной частоты, или при постоянном времени установления поля можно увеличивать расстояния между питающими (AB) и приемными электродами MN (разнос r).



Рис.4.3.1. Общая сема структуры метода сопротивлений.

Скин-эффект используется в методах с фиксированным разносом, увеличения глубинности достигают за счет возрастания периода гармоник (T) или времени (t) изучения становления поля (переходного процесса) в среде.

Применяются одно- и многоканальные приборы или ЭРС (электроразведочные станции).

Определяются амплитуды и фазы электрической (E) и магнитной (H) напряженностей поля и ρ_k для разных параметров h_i . За параметры глубинности принимают $r = \sqrt{2\pi T}$. **Результат** – построенные кривые зондирования – графики зависимости ρ_k от параметров глубинности (h_i).

Зондирования проводят для изучения горизонтальных или полого залегающих разрезов (угол падения менее $10-15^\circ$).

Количественная интерпретация кривых ЭМЗ сводится:

а) к построению послойных геоэлектрических разрезов, в которых по вертикали откладываются мощности слоев (Δh или пачек слоев, в центрах слоев записываются некоторые параметры электрических свойств;

б) в получении обобщенных геометрических и электрических свойств слоев, или строятся карты параметров разрезов.

При этом решаются задачи:

- расчленение по электромагнитным свойствам пологозалегающих слоистых разрезов;
- задачи глубинных и структурных исследований;
- поисков месторождений;

- детальных гидрогеологических, инженерно-геологических, мерзлотных, гляциологических, почвенно-мелиоративных и экологических исследований.

Электрическое зондирование – модификация метода сопротивлений (МС) на постоянном токе (или низкочастотном токе). В процессе работы расстояние между питающими электродами или между питающими (AB) и приемными электродами (MN) – разнос (r) постепенно увеличивается. Строятся графики зависимости ρ_k от величины разноса (r), т.е. кривая зондирований, которая характеризует изменение удельного электрического сопротивления от изменения глубины исследований (h_i).

Метод электрического зондирования имеет две модификации:

- **ВЭЗ** – **вертикальное электрическое зондирование**. Используется для исследования небольших глубин – до 500 м,

- **дипольное электрическое зондирование**. Используется для разведки глубин от 500 м до 10 км.

Методика ВЭЗ.

Выполняется симметричной четырехэлектродной установкой или трехэлектродной градиент-установкой.

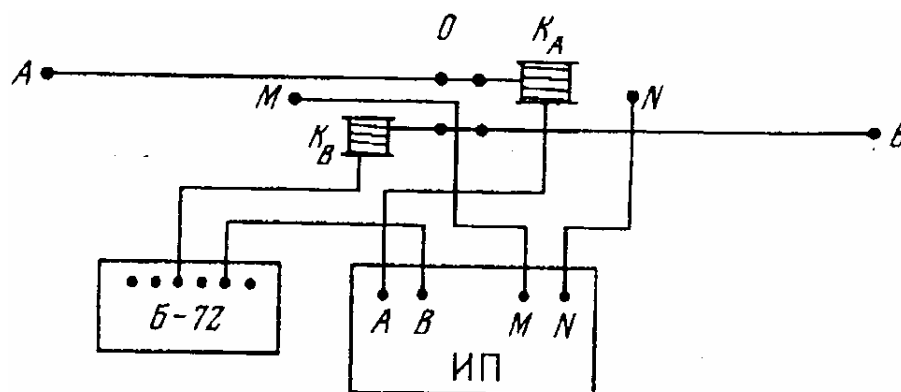


Рис.4.3.2. Схема установки ВЭЗ: KA, KB – катушки с изолированными проводами, Б – батарея, ИП – измерительный прибор.

В выбранной точке зондирования (точке записи) устанавливается батарея с измерительным прибором, две катушки с проводом для разноса электродов питающей линии (AB). На расстоянии примерно в 1 м заземляются электроды приемной линии M и N , на расстоянии 3 м –

электроды A и B . Измеряют разность напряжений (ΔU) и силу тока (I), рассчитывают $\rho_k = K \frac{\Delta U}{I}$, где $K = \frac{\pi AMAN}{MN}$. Далее питающие электроды разносят

я в разные стороны так, чтобы $r = \frac{AB}{2}$, последовательно соответствовало величинам: 1.5; 2.2; 3; 5; 10; 15; 22; 30; 50; 100 м; ..., и т.д. При больших AB увеличиваем длину MN , чтобы ΔU не превышали уровня помех. На каждом из последовательных разносах определяется ρ_k . Провода промеряются, на них краской или изоляцией наносятся соответствующие метки.

При работе с аналоговыми устройствами в ходе зондирования на бланке с логарифмическими масштабами по вертикальной и по горизонтальной осям (логарифмические бланки ВЭЗ) с модулем 6.25 см при точности измерений $\rho_k = 65\%$ (или с модулем 10 см при точности измерений $\rho_k = 63\%$ наносятся (строятся кривые ВЭЗ: по вертикали откладываются значения ρ_k , по горизонтали – значения $r = \frac{AB}{2}$).

При работе с цифровыми устройствами данные измерений заносятся автоматически в ЭВМ, а кривая ВЭЗ строится в электронной машине и высвечивается на экране дисплея. Последовательно производятся измерения на следующих точках вдоль профилей. Обычно шаг съемки – от первых десятков до нескольких сотен метров, т.е. сравнимый с глубинами исследования. При этом минимальное значение $\frac{AB}{2}$ примерно в 2-3 раза больше глубины исследования (h_i).

Разносы располагают обычно вдоль дорог, просек; при постановке круговых ВЭЗ разносы располагают по 3-4 различным азимутам. Иногда разбивают сеть профилей с расстоянием между профилями в 2-5 раз большими шага съемки. Разносы обычно устанавливают вдоль простирания рельефа местности.

На почвах и грунтах ВЭЗ выполняются с малыми разносами (от долей до первого десятка метров). Их называют микронзондированиями.

При постановке трехэлектродных ВЭЗ питающий электрод A постепенно удаляется от центра (O) зондирования, а электрод B удаляется в бесконечность, т.е. в 3-5 раз дальше максимального расстояния AO по перпендикуляру к линии разноса и остается постоянно заземленным (используется установка $AMN, B \rightarrow \infty$).

Методика дипольных электрических зондирований (ДЭЗ)

Для изучения больших глубин (более 1 км) при использовании метода ВЭЗ требуются большие разности питающих электродов АВ – до 10 км. Это на практике очень неудобно выполнять.

Поэтому в этих случаях используют модификацию ДЭЗ, т.е. дипольные установки (азимутальные, радиальные). При использовании ДЭЗ измеряются ρ_k при разных расстояниях или разностях (r) между центрами питающих и приемных диполей:

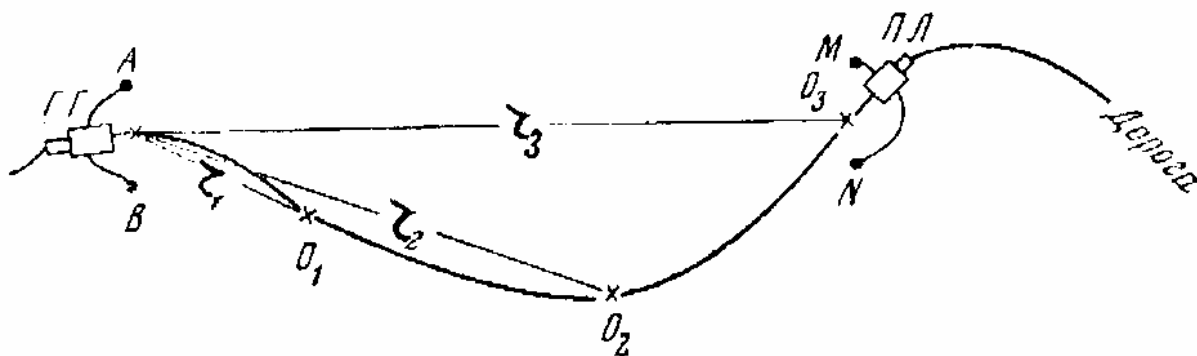


Рис.4.3.3. Схема дипольного азимутального зондирования.

Здесь (на рис.4.6) ГГ – генераторная установка, ПЛ – полевая лаборатория.

Разнос устанавливается либо в одну сторону от неподвижного питающего диполя (одностороннее дипольное зондирование), либо сначала в одну, а потом в другую сторону (двухстороннее дипольное зондирование). Выполняется ДЭЗ с помощью ЭРС (электроразведочной станции). Сначала выполняется топографическая съемка. Величина разностей увеличивается в геометрической прогрессии: $r = 0.5; 1; 1.5; 2.5; 4; 6; 10; 15; 20; 30$ км. Измерив в АВ силу тока (I_1) и разность потенциалов ΔU на первой точке O_1 ($M_1N_1 \rightarrow \Delta U_1$), можно получить

$$\rho_1 = \frac{K_1 \Delta U_1}{I_1}, \text{ где } K_1 M_1 N_1 \rightarrow \Delta U_1 - \text{коэффициент дипольной установки. Далее}$$

перевозим на точку 2 полевую лабораторию. По радио осуществляется связь между станциями, снова аналогичные замеры ΔU_2 и I_2 и расчет ρ_k и т.д. На бланках с двойным логарифмическим масштабом строится кривая ДЭЗ: по горизонтали откладываем величину (r) в азимутальном

(ДАЗ) и экваториальном (ДЭЗ) зондировании или $\frac{r}{2}$ (в радиальном (ДЗР)

или осевом (ДОЗ) зондировании, по вертикали – величину ρ_k . Из теории известно, что кривые ДАЗ и ДЭЗ точно совпадают с кривыми ВЭЗ, а кривые ДРЗ и ДОЗ несколько отличаются друг от друга.

Морские электрические зондирования.

Используются дипольные осевые установки, т.е. радиальные, у которых питающая линия (AB) и приемная (MN) расположены вдоль одной прямой, а зондирования идут непрерывно (НДОЗ – непрерывное дипольное осевое зондирование). Приемная линия MN и регистрирующая аппаратура находятся на приемном судне и закреплены неподвижно. Питающая линия AB непрерывно перемещается на другом судне, где расположена генераторная группа, сначала в одну, а потом в другую сторону от приемной линии MN , закрепленной на приемном судне. После обработки записей токов и разностей потенциалов проводится расчет ρ_k для разных расстояний между центрами питающей линии AB и приемной линии MN . Строятся кривые НДОЗ – кривые непрерывного дипольного осевого зондирования.

Морские электроразведочные съемки проводятся для изучения донных осадков, для поисков и обнаружения структур, перспективных на нефть, для расчленения геологических разрезов, особенно осадочных толщ, поисков пластовых полезных ископаемых, изучения геологической среды.

Контрольные измерения составляют до 5% от общего количества точек с замерами. По контрольным измерениям вычисляют среднеквадратическую погрешность ($\varphi \leq 65\%$), которую учитывают при расчетах ρ_k .

Зондирование методом вызванной поляризации (ВП)

ВЭЗ ВП – вертикальное электрическое зондирование методом вызванных потенциалов по методике мало отличен от просто ВЭЗ, рассмотренного ранее (выше). Используется для расчленения разрезов по h_i , для чего вычисляют и исследуют изменения (ρ_k) и поляризуемости (η). Аппаратура для исследований – одноканальная и многоканальная. Измеряются разности потенциалов (ΔU) и сила тока (I) (как и в методе ВЭЗ), дополнительно измеряется также $\Delta U_{ВП}$ на приемной линии MN через 0.5 с после отключения тока в питающей линии AB . Получаем в результате расчетов также $(\rho_k = \frac{\Delta U}{I} \text{ и } \eta_k = \frac{\Delta U_{ВП} 100\%}{\Delta U})$. На бланках с логарифмическим масштабом (бланки ВЭЗ) по осям координат строятся кривые ВЭЗ и кривые ВЭЗ ВП, для последних по горизонтали откладывается $\frac{AB}{2}$, по вертикали - η_k .

Выделение водоносного пласта :

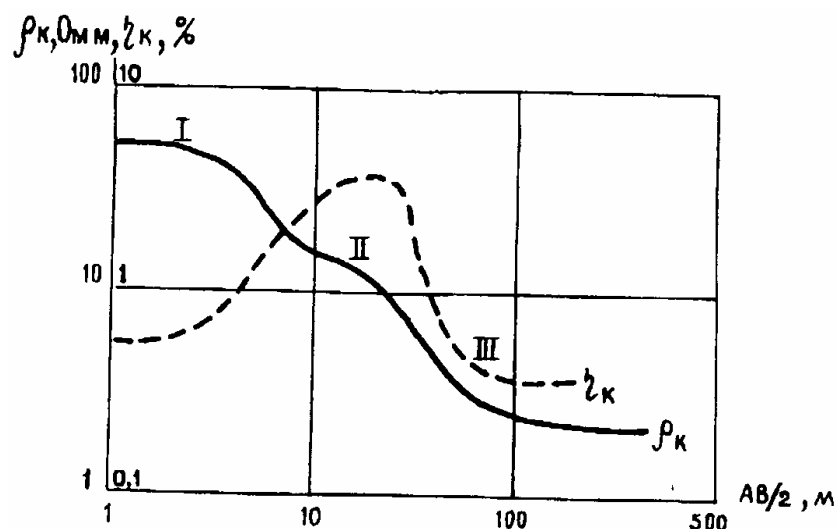


Рис. 4.3.4. Кривые ВЭЗ и ВЭЗ-ВП с ветвями, обусловленными сухими (I) и водонасыщенными (II) супесями, подстилаемыми глинами (III).

Также иногда используют варианты ВЭЗ-ВП на переменном токе: измеряется ρ_k с пониженной ($f \leq 5 \Gamma\text{ц}$) и повышенной ($f \geq 5 \Gamma\text{ц}$) частотах. По их разности $[\rho_k(f \leq 5 \Gamma\text{ц}) - \rho_k(f \geq 20 \Gamma\text{ц})]$ (можно судить о поляризуемости среды).

Метод ВЭЗ-ВП при глубинности до 500 м используется для детальной разведки рудных залежей, поисков подземных вод, расчленения осадочных пород.

Магнитотеллурические методы.

Методов несколько и они основаны на изучении естественных (магнитотеллурических) полей космического происхождения.

МТЗ – магнитотеллурическое зондирование, один из главных магнитотеллурических методов, и ГМТЗ – глубинное магнитотеллурическое зондирование.

Эти методы основаны на изучении магнитотеллурических полей с меняющимися на 2 и более порядков периодами колебаний. Вследствие скин-эффекта глубина проникновения электромагнитного поля в землю тем больше, чем меньше частота или чем больше период колебаний. Поэтому методика МТЗ (ГМТЗ) сводится к длительным (иногда сутками) регистрациям с помощью измерительных лабораторий электроразведочных станций взаимно-перпендикулярных компонент поля (E_x, E_y, H_x, H_y) различных периодов. При обработке магнитотеллурических сигналов выделяются сигналы с периодами, отличающимися менее чем в 2 раза

(чаще, в интервале от 1 до 100 с). Рассчитываем амплитуды сигналов, а по ним - ρ_k :

$$\rho_{T_{xy}} = 0,2T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \quad (4.3.1).$$

$$\rho_{T_{yx}} = 0,2T \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2. \quad (4.3.2).$$

Результаты представляются на бланке с логарифмическим масштабом по осям координат (модуль 10 см) строим амплитудные кривые МТЗ. По оси горизонтальной откладываем \sqrt{T} - величину, пропорциональную глубине h , по вертикали – кажущееся сопротивление $\rho_{T_{xy}}$ и $\rho_{T_{yx}}$ и среднее значение $\rho_T = \sqrt{\rho_{T_{xy}} \rho_{T_{yx}}}$.

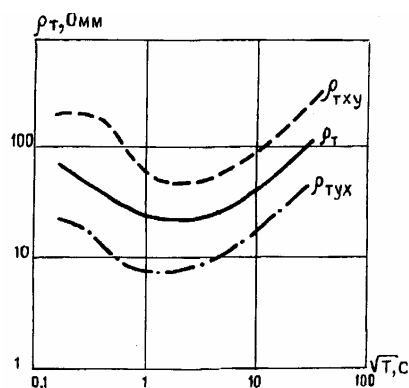


Рис.4.3.5. Кривые МТЗ над неоднородной средой.

Над горизонтально-слоистой средой $\rho_{T_{xy}} = \rho_{T_{yx}}$, а над неоднородной средой УЭС в горизонтальном направлении могут резко отличаться по своим значениям. В этом случае при интерпретации надо брать среднее значение $\rho_T(h)$. Можно строить и фазовые кривые, т.е. изменение разностей фаз между E_x и E_y ; H_y и H_x , \sqrt{T} .

При наземных и морских работах точки измерений МТЗ (магнитотеллурического зондирования) разбиваются по системе профилей, либо равномерно по площади. Расстояния между профилями – от 1 до 10 км.

К этому методу близки по решаемым задачам **МВЗ** - магнитовариационное зондирование, **МТТ** - метод теллурических токов, **МТП** – магнитотеллурическое профилирование и **МВП** – магнитовариационное профилирование.

Методы:

- **МВЗ** (магнитовариационные зондирования) по сравнению с методами МТЗ (ГМТЗ) менее информативны. При использовании этого метода измеряются только разнопериодные вариации составляющих геомагнитного поля земли в широком диапазоне разных периодов. Обычно проводят площадные съемки с расстояниями между точками до 1 км,

- **МТТ** (магнитотеллурических токов). Регистрируются синхронные вариации E_x и E_y на одном базисном (опорном) и на всех рядовых пунктах. Для синхронизации работ станций (2-х и более), расположенных на расстояниях от 50 до 100 км от опорного пункта используется радиостанция. Рассчитываются по обработанным записям поля теллурических токов разные теллурические параметры, чаще всего: $\mu = \frac{\delta E_i}{\delta E_B}$, где δE_i и δE_B – синхронные вариации поля на любой рядовой и базисной точке. Этот параметр характеризует относительные значения плотностей естественных токов и кажущихся сопротивлений в этих точках.

Обычно проводят площадные съемки с расстояниями между точками до 1 км,

- **МТП** (магнитотеллурического профилирования). В этом методе на полевых пунктах одновременно регистрируются и электрические (E_x, E_y) и магнитные (H_x, H_y, H_z) составляющие поля.

Обычно проводят площадные съемки с расстояниями между точками до 1 км,

- **МВП** (магнитовариационного профилирования). В отличие от МТТ в этом методе на полевых и базисных пунктах регистрируются вариации магнитного поля.

Если при обработке магнитотеллурограмм выделять на всех пунктах вариации одного небольшого интервала периодов колебаний, то получаемые или рассчитываемые параметры поля будут характеризовать разрез примерно на одной глубине.

А в целом, глубинность и задачи, решаемые магнитотеллурическими методами, различны:

- при периодах естественных полей $T < 1$ секунды расчленяются осадочные породы,
- при $T < 100$ секунд определяются глубина фундамента и УЭС земной коры,
- при $T \geq 1000$ секунд изучается глубинная электропроводность земной коры и мантии.

Зондирование методом становления поля **ЗСП (ЗС)**

Метод основан на изучении становления электрической (ЗСЕ) и магнитной (ЗСМ) составляющей электромагнитного поля в горных породах при подаче прямоугольных импульсов постоянного тока в заземленную линию или незаземленную петлю. Длительность и характер становления поля связаны с распределением УЭС пород на разных глубинах. Изменение глубинности исследования в ЗС (зондированиях становлением поля) объясняется скин-эффектом. При подаче (включении) импульса тока в питающую линию или петлю поле сначала распространяется в приповерхностных частях, потом проникает все глубже и глубже. В результате в среде возникают сложные переходные процессы, импульс приходит к приемной установке в искаженном виде. Соответственно, малым временам становления поля соответствуют малые глубины разведки (исследования), большим временам становления поля – большие глубины разведки.

ЗС выполняется с помощью электроразведочных станций: разные дипольные установки при постоянном разnose (r) между питающими и измерительными диполями. Регистрируются разности потенциалов, пропорциональные электрической составляющей, измеряемой на приемной линии $MN - \Delta U_E(t)$, и магнитной, измеряемой в петле, то есть $-\Delta U_H(t)$, и силу тока в питающем диполе (линии) AB .

Применяются два варианта ЗС (зондирования становлением поля):

- **зондирование в дальней зоне** от AB (ЗСД). В этом варианте разнос (r) остается постоянным, примерно в 3-6 раз больше глубинности исследования (разведки),

- **зондирование в ближней зоне (ЗСБ)**. В этом варианте разнос (r) остается постоянным, но меньше проектируемой глубинности исследования (разведки),

Далее обрабатываются записи ЗС по измеренным параметрам и рассчитываются коэффициенты. В результате получаем ρ_k и строим кривые ЗС – зондирования становлением поля ($\rho_k = \sqrt{2\pi T}$).

ЗС проводят по профилям или равномерно по площади. Расстояние между точками – от 0.5 до 2 км. Глубинность ЗС $\leq 5-10$ км.

ЗС проводят при геоструктурных исследованиях, при поисках нефти и газа.

Частотное электромагнитное зондирование ЧЭЗ (ЧЗ).

Изучение электрических или магнитных составляющих электромагнитного поля, создаваемых в земле электрическим диполем (АВ) или петлей, питаемыми переменным током с постепенно меняющейся частотой.

Метод ЧЗ (частотного зондирования) близок по сути к методам ДЗ (дипольного зондирования), ЗС (зондирования становлением) и МТЗ (магнитотеллурического зондирования).

Используется практически для решения почти тех же задач: изучения горизонтальных или пологослоистых сред.

Применяемая аппаратура: электроразведочные станции (ЭРС), дипольные установки. Расстояния между центрами питающей линии АВ и приемной линиями (МN) постоянно, в 5-10 раз больше проектируемой глубины исследования, т.е. работы ведутся в основном в дальней зоне от источника тока. Главный принцип ЧЗ – частотного зондирования (как и МТЗ – магнитотеллурического зондирования), основан на скин-эффекте.

Методика ЧЗ – измерение силы тока в питающем диполе АВ и разности потенциалов на приемном диполе или петле. Здесь $\omega = \frac{2\pi}{T}$ – круговая частота. Рассчитываются ρ_k по двум составляющим поля, на логарифмических бланках строятся кривые ЧЗ (частотного зондирования): по вертикали откладываются значения $\rho_{k(\omega)}$, по горизонтали – параметр, пропорциональный глубинности \sqrt{T} .

Кроме амплитудных значений напряженности изучаются разности фаз $E_x H_z$ и опорные фазы (ω_E, ω_H).

Наблюдения проводят по отдельным профилям или равномерно по площади. Расстояния между точками сравнимы с проектируемой глубинностью исследования. В зависимости от спектра частот диапазон глубин исследования – от нескольких 10-ков метров до первых километров.

Метод применяют для расчленения осадочных пород, геоструктурных исследований, поисков нефти и газа.

Высокочастотные зондирования.

Для исследования этими методами применяются радиоволны частотой свыше 10 кГц. Для этих частот характерно большое затухание (поглощение) радиоволн и высокий скин-эффект.

Эти зондирования применимы в условиях высокоомных перекрывающих пород (ρ свыше 1000 Ом), глубинность разведки – более нескольких десятков метров.

Методы:

- **ВИЗ (вертикальное индукционное зондирование)**. Используется геометрический принцип изменения глубинности с использованием частоты из диапазона 10-100 Гц. Разное расстояние между электродами питающей линии AB и приемной линии MN – от нескольких единиц до 10-ков метров. Строим кривые ВИЗ (по аналогии с кривыми ВЭЗ).

По кривым изучаем горизонтальную слоистость среды на глубинах от 20 до 50 м. Метод используется также при геологическом, инженерно-геологическом и мерзлотном картировании,

- **РВЗ (радиоволновое зондирование)**. Создается радиополе с частотой от 0.5 до 20 мГц с помощью передатчика и антенны, расположенных на поверхности земли. Измеряется напряженность магнитного поля. Строится график зависимости напряженности поля от частоты. По максимумам и минимумам графиков по определенным формулам рассчитывается h_i отражающих контактов. Диапазон $h_i \leq 10-50$ метров.

Метод используется при поисках подземных вод в пустынях, для решения инженерно-геологических и экологических задач,

- **РЛЗ (радиолокационное зондирование)**. Имеет две модификации названия: а) импульсная радиолокация (ИМЛ), б) подповерхностная радиолокация или георадар (ППЛ).

РЛЗ основан на излучении коротких импульсов (с периодом 10мкс), заполненных высокой частотой (радиоимпульс) или без нее (видеоимпульс).

В результате определяется время прихода сигналов, отраженных от слоев с разными ρ и ε (диэлектрическая проницаемость).

Радиолокационные установки бывают переносными (вручную), передвижными (на транспорте – автомобиле, самолете).

Из-за сильного затухания импульсов в перекрывающем слое метод применим в условиях очень высоких электрических сопротивлений в верхних слоях (мерзлота, лед). Глубинность метода – десятки метров или первые километры.

Метод используется для мерзлотно-гляциологических исследований (глубины – десятки метров), при инженерно-геологических и экологических исследованиях (глубинность – до 10 метров).

4.4. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПРОФИЛИРОВАНИЯ (ЭМП)

Общая характеристика ЭП. Представляют большую группу ускоренных методов разведки. Методика и техника съемки таковы, чтобы иметь возможность получить в каждой точке профиля информацию об электромагнитных свойствах среды примерно на одной глубине. Для этого выбираются постоянные (или близкие к ним) разносы (r) между питающими электродами линии АВ и приемными электродами линии MN, а также изучаемые частоты или времена переходных процессов. Выбор интервала глубин разреза и, соответственно, r, f, t зависят от решаемых задач и геоэлектрических условий. Эта задача обычно решается опытным путем по данным ЭМЗ (электромагнитного зондирования) или ЭМП (электромагнитного профилирования) при разных глубинах. Этим можно обеспечить максимально лучшее выделение наблюдаемых или расчетных аномалий, например, УЭС вдоль профилей или на площадях исследования.

Если зондирования используют для изучения горизонтальных или пологих слоев при расчленении разреза по вертикали, то профилирования применяют для выявления неоднородностей в горизонтальном направлении. В результате строятся графики (по горизонтали откладываются точки наблюдений или пикеты, по вертикали – наблюдаемые или расчетные параметры; карты графиков; карты изолиний параметров разреза.

В результате интерпретации ЭМП (электромагнитных профилирований) по изменению электромагнитных свойств выявляются (выделяются) аномалии по интересующим интерпретатора параметрам электромагнитного поля.

Методы используются:

- для картирования крутозалегающих слоев (с углами падения от 10 до 20⁰) осадочных, изверженных, метаморфических толщ;
- для поисков месторождений полезных ископаемых до глубин 500 м;
- для рекогносцировочных инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических, почвенно-мелиоративных, экологических исследований.

Многообразие методов и модификаций ЭМП определяется разнообразием полей, различием электромагнитных свойств пород и руд.

Метод естественного электрического поля.

(ЕП, или метод собственных потенциалов (СП), или (ПС) - потенциалов становления)

Изучение возникающих из-за различных физико-химических процессов локальных электрических постоянных полей в горных породах.

Небольшие собственные потенциалы диффузионно-абсорбционной и фильтрационной природы встречаются в средах повсеместно. Интенсивные электрические поля окислительно-восстановительной природы возникают над сульфидами, графитами. Могут образоваться естественные поля при коррозии трубопроводов, подземных искусственных металлических конструкций при ухудшении их гидроизоляции, на участках с низким сопротивлением пород.

Используемая аппаратура: милливольтметры постоянного тока, неполяризующиеся электроды.

Съемка естественных электрических потенциалов проводится по отдельным линиям (профилям), или по системам параллельных профилей (площадям). Направление профилей – в крест простирания объектов (структур), расстояния между профилями – от 10 до 100 метров (в несколько раз меньше ожидаемой длины рудных тел или других исследуемых объектов. На каждом профиле размечаются пункты где необходимо измерять разности потенциалов. Расстояния между точками - от 5 до 50 м – в зависимости от масштаба, характера и интенсивности электромагнитного поля. При площадной съемке расстояние между профилями в 2-3 раза больше шага наблюдений по профилю.

Съемка по методу естественного электрического поля (ЕП, или метод собственных потенциалов (СП), или (ПС) - потенциалов становления) может проводиться в двух модификациях:

- **способом потенциала (U)**, когда измеряется разность потенциалов между одной неподвижной точкой и всеми пунктами наблюдений на исследуемом участке,

- **способом градиент-потенциала ΔU** , когда измеряется разность потенциалов между двумя электродами на постоянном расстоянии друг от друга, перемещаемыми одновременно по профилям.

Съемки по этому методу бывают полевые, акваториальные, подземные, скважинные.

Обычно при съемках используются неполяризующиеся электроды.

По результатам ЕП (естественного поля) строятся графики, карты графиков, карты потенциалов и карты разностей потенциалов.

Метод используется для поисков сульфидов, графитов, углей, при литологическом и гидрогеологическом картировании, выявлении участков коррозии труб и т.д.

Глубинность метода ≤ 500 м, а чаще – только первые десятки метров.

Электропрофилирование методом сопротивлений.

(ЭП)

Модификация метода сопротивлений (МС), при которой вдоль заданных профилей измеряется ρ_k с помощью установок постоянного размера, а, следовательно, и постоянной глубинности. Глубинность может меняться в зависимости от геоэлектрических условий от 1/3 до 1/10 величины разноса электродов питающей линии АВ.

Аппаратура – переносная электроразведочная аппаратура и различные установки (см. их типы выше по тексту):

а) симметричная (АМNB) – все электроды с проводами последовательно перемещаются вдоль линии наблюдения с постоянным шагом съемки. Взаимное расстояние между электродами во всех пунктах – постоянное,

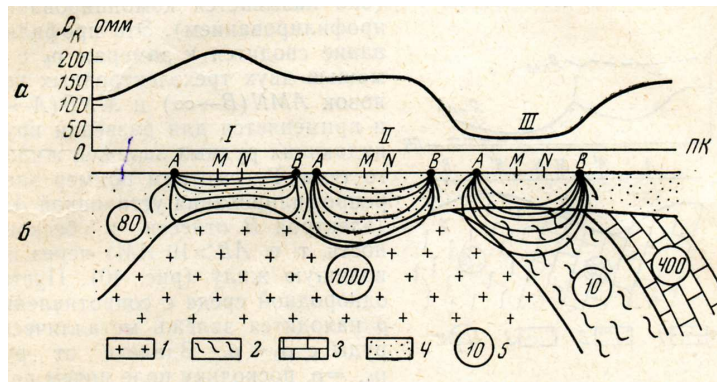


Рис.4.4.1. График кажущегося сопротивления по данным симметричного профилирования АМNB: а – график ρ_k , б – геологический разрез; 1 – изверженные породы, 2 – сланцы, 3 – известняки, 4 – наносы, 5 – удельное электрическое сопротивление в омметрах.

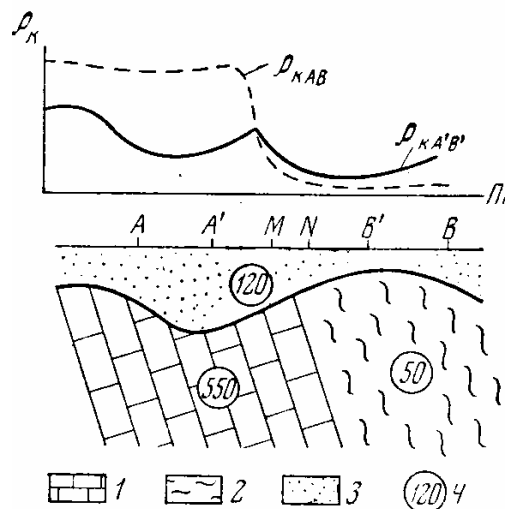


Рис.4.4.2. Графики кажущегося сопротивления по данным профилирования $AA'MNB'B$: 1 – известняки, 2 – сланцы, 3 – пески, 4 – удельное электрическое сопротивление в омметрах.

б) другие установки электропрофилеирования:

– трехэлектродная с двумя встречными установками $AMN, C \rightarrow \infty$, и $MNB, C \rightarrow \infty$, где C – общий питающий электрод, удаленный в бесконечность, т.е. на расстояние в 5-10 раз больше AB (так называемое комбинированное ЭП),

Высокочастотные зондирования.

Для исследования этими методами применяются радиоволны частотой свыше 10 кГц. Для этих частот характерно большое затухание (поглощение) радиоволн и высокий скин-эффект.

Эти зондирования применимы в условиях высокоомных перекрывающих пород (ρ свыше 1000 Ом), глубинность разведки – более нескольких десятков метров.

Методы:

- **ВИЗ (вертикальное индукционное зондирование)**. Используется геометрический принцип изменения глубинности с использованием частоты из диапазона 10-100 Гц. Разное расстояние между электродами питающей линии AB и приемной линии MN – от нескольких единиц до 10-ков метров. Строим кривые ВИЗ (по аналогии с кривыми ВЭЗ).

По кривым изучаем горизонтальную слоистость среды на глубинах от 20 до 50 м. Метод используется также при геологическом, инженерно-геологическом и мерзлотном картировании,

- **РВЗ (радиоволновое зондирование)**. Создается радиополе с частотой от 0.5 до 20 мГц с помощью передатчика и антенны, расположенных на поверхности земли. Измеряется напряженность магнитного поля. Строится график зависимости напряженности поля от частоты. По максимумам и минимумам графиков по определенным формулам рассчитывается h_i отражающих контактов. Диапазон $h_i \leq 10 - 50$ метров.

Метод используется при поисках подземных вод в пустынях, для решения инженерно-геологических и экологических задач,

- **РЛЗ (радиолокационное зондирование)**. Имеет две модификации названия: а) импульсная радиолокация (ИМЛ), б) подповерхностная радиолокация или георадар (ППЛ).

РЛЗ основан на излучении коротких импульсов (с периодом 10мкс), заполненных высокой частотой (радиоимпульс) или без нее (видеоимпульс).

В результате определяется время прихода сигналов, отраженных от слоев с разными ρ и ε (диэлектрическая проницаемость).

Радиолокационные установки бывают переносными (вручную), передвижными (на транспорте – автомобиле, самолете).

Из-за сильного затухания импульсов в перекрывающем слое метод применим в условиях очень высоких электрических сопротивлений в верхних слоях (мерзлота, лед). Глубинность метода – десятки метров или первые километры.

Метод используется для мерзлотно-гляциологических исследований (глубины – десятки метров), при инженерно-геологических и экологических исследованиях (глубинность – до 10 метров).

4.5. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПРОФИЛИРОВАНИЯ (ЭМП)

Общая характеристика ЭП. Представляют большую группу ускоренных методов разведки. Методика и техника съемки таковы, чтобы иметь возможность получить в каждой точке профиля информацию об электромагнитных свойствах среды примерно на одной глубине. Для этого выбираются постоянные (или близкие к ним) разности (r) между питающими электродами линии АВ и приемными электродами линии MN, а также изучаемые частоты или времена переходных процессов. Выбор интервала глубин разреза и, соответственно, r, f, t зависят от решаемых задач и геоэлектрических условий. Эта задача обычно решается опытным путем по данным ЭМЗ (электромагнитного зондирования) или ЭМП (электромагнитного профилирования) при разных глубинах. Этим можно обеспечить максимально лучшее выделение наблюдаемых или расчетных аномалий, например, УЭС вдоль профилей или на площадях исследования.

Если зондирования используют для изучения горизонтальных или пологих слоев при расчленении разреза по вертикали, то профилирования применяют для выявления неоднородностей в горизонтальном направлении. В результате строятся графики (по горизонтали откладываются точки наблюдений или пикеты, по вертикали – наблюдаемые или расчетные параметры; карты графиков; карты изолиний параметров разреза).

В результате интерпретации ЭМП (электромагнитных профилирований) по изменению электромагнитных свойств выявляются

(выделяются) аномалии по интересующим интерпретатора параметрам электромагнитного поля.

Методы используются:

- для картирования крутозалегающих слоев (с углами падения от 10 до 20⁰) осадочных, изверженных, метаморфических толщ;
- для поисков месторождений полезных ископаемых до глубин 500 м;
- для рекогносцировочных инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических, почвенно-мелиоративных, экологических исследований.

Многообразие методов и модификаций ЭМП определяется разнообразием полей, различием электромагнитных свойств пород и руд.

Метод естественного электрического поля.

(ЕП, или метод собственных потенциалов (СП), или (ПС) - потенциалов становления)

Изучение возникающих из-за различных физико-химических процессов локальных электрических постоянных полей в горных породах.

Небольшие собственные потенциалы диффузионно-абсорбционной и фильтрационной природы встречаются в средах повсеместно. Интенсивные электрические поля окислительно-восстановительной природы возникают над сульфидами, графитами. Могут образоваться естественные поля при коррозии трубопроводов, подземных искусственных металлических конструкций при ухудшении их гидроизоляции, на участках с низким сопротивлением пород.

Используемая аппаратура: милливольтметры постоянного тока, неполяризуемые электроды.

Съемка естественных электрических потенциалов проводится по отдельным линиям (профилям), или по системам параллельных профилей (площадям). Направление профилей – в крест простирания объектов (структур), расстояния между профилями – от 10 до 100 метров (в несколько раз меньше ожидаемой длины рудных тел или других исследуемых объектов. На каждом профиле размечаются пункты где необходимо измерять разности потенциалов. Расстояния между точками - от 5 до 50 м – в зависимости от масштаба, характера и интенсивности электромагнитного поля. При площадной съемке расстояние между профилями в 2-3 раза больше шага наблюдений по профилю.

Съемка по методу естественного электрического поля (ЕП, или метод собственных потенциалов (СП), или (ПС) - потенциалов становления) может проводиться в двух модификациях:

- **способом потенциала (U)**, когда измеряется разность потенциалов между одной неподвижной точкой и всеми пунктами наблюдений на исследуемом участке,

- **способом градиент-потенциала ΔU** , когда измеряется разность потенциалов между двумя электродами на постоянном расстоянии друг от друга, перемещаемыми одновременно по профилям.

Съемки по этому методу бывают полевые, акваториальные, подземные, скважинные.

Обычно при съемках используются неполяризующиеся электроды.

По результатам ЕП (естественного поля) строятся графики, карты графиков, карты потенциалов и карты разностей потенциалов.

Метод используется для поисков сульфидов, графитов, углей, при литологическом и гидрогеологическом картировании, выявлении участков коррозии труб и т.д.

Глубинность метода ≤ 500 м, а чаще – только первые десятки метров.

Электропрофилирование методом сопротивлений. (ЭП)

Модификация метода сопротивлений (МС), при которой вдоль заданных профилей измеряется ρ_k с помощью установок постоянного размера, а, следовательно, и постоянной глубинности. Глубинность может меняться в зависимости от геоэлектрических условий от 1/3 до 1/10 величины разноса электродов питающей линии АВ.

Аппаратура – переносная электроразведочная аппаратура и различные установки (см. их типы выше по тексту):

а) симметричная (АМNB) – все электроды с проводами последовательно перемещаются вдоль линии наблюдения с постоянным шагом съемки. Взаимное расстояние между электродами во всех пунктах – постоянное,

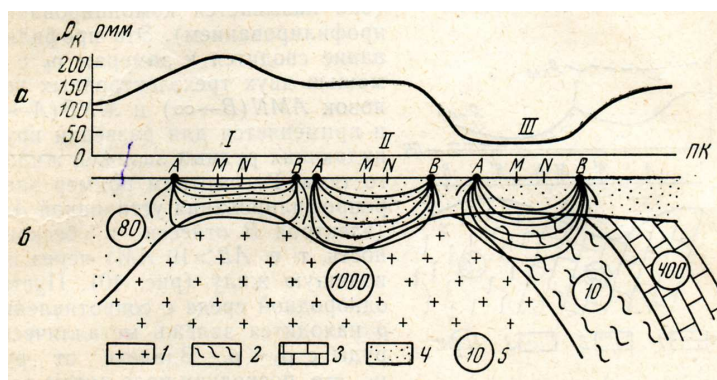


Рис.4.5.1. График кажущегося сопротивления по данным симметричного профилирования $AMNB$: а – график ρ_k , б – геологический разрез; 1 – изверженные породы, 2 – сланцы, 3 – известняки, 4 – наносы, 5 – удельное электрическое сопротивление в омметрах.

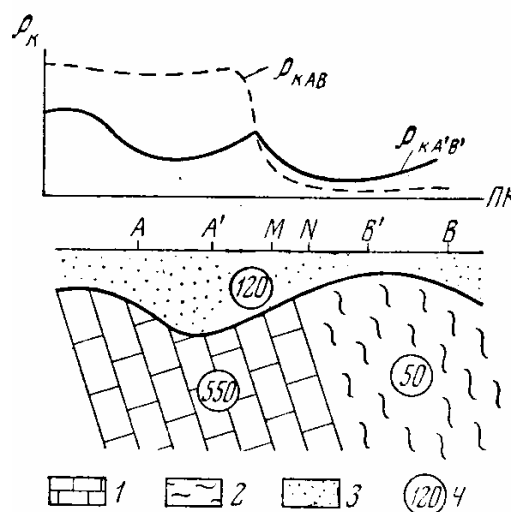


Рис.4.5.2. Графики кажущегося сопротивления по данным профилирования $AA'MNB'B$: 1 – известняки, 2 – сланцы, 3 – пески, 4 – удельное электрическое сопротивление в омметрах.

б) другие установки электропрофилеирования:
 – трехэлектродная с двумя встречными установками $AMN, C \rightarrow \infty$, и $MNB, C \rightarrow \infty$, где C – общий питающий электрод, удаленный в бесконечность, т.е. на расстояние в 5-10 раз больше AB (так называемое комбинированное ЭП),

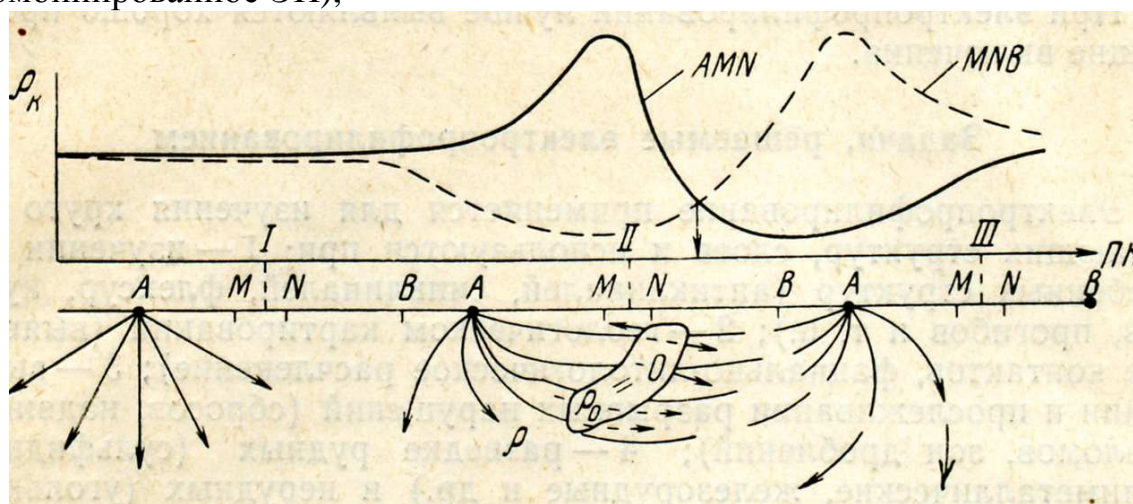


Рис.4.5.3. Поле трехэлектродной установки в присутствии проводящего тела.

- срединного градиента (приемная линия MN перемещается в средней части АВ,

- дипольные установки и другие: как пример, иногда ЭП выполняется на 2-3 разносах АВ, отличающихся примерно в 3 раза по длине.

Измеряются: разность потенциалов и сила тока, по ним определяются ρ_k .

Профили прокладываются в крест изучаемых структур (при любых используемых установках). Шаг установки берется обычно равным MN или несколько меньшим ожидаемой ширины разведываемых геологических объектов.

В результате ЭП строятся графики, карты графиков, карты КС (кажущегося сопротивления) для каждого разноса питающих электродов линии АВ.

Глубинность ЭП (электропрофилеирования) не превышает 500 м.

Метод ЭП используется для геологического, инженерно-геологического, мерзлотно-гляциологического, экологического картирования, при поисках и разведке месторождений твердых полезных ископаемых.

Электропрофилеирование методом вызванной поляризации (ВП или ЭП ВП)

Проводится вдоль профилей наблюдений установками с постоянными разносами. Измеряют как ρ_k , так и $\eta_k = \frac{\Delta U_{ВП} 100\%}{\Delta U}$, где $\Delta U_{ВП}$ и ΔU – разность потенциалов на MN через 0.5 с после отключения тока и во время пропускания тока через питающую линию АВ. Установки используются те же, что и в методе ЭП (электропрофилеирования методом сопротивлений).

В результате строятся графики, карты графиков, карты η_k (кажущейся поляризуемости). На них выявляются объекты с аномальной поляризуемостью на глубинах до 500 м.

Метод ВП (или ЭП ВП – электропрофилеирование методом вызванной поляризации) применяется для поисков и разведки вкрапленных сульфидных руд, графита, графитизированных сланцев, антрацита.

Метод переменного естественного электромагнитного поля.

Основан на использовании естественных электромагнитных полей атмосферного происхождения.

Метод имеет две модификации:

- переменное естественное электрическое поле (ПЕЭП). С помощью милливольтметров (АНЧ – аппаратура низкой частоты, или ИКС – измеритель кажущихся сопротивлений) и двух заземленных на расстояниях 10-50 м друг от друга приемных электродов MN за 20-30 с измеряется средняя напряженность электрического поля $E_{cp} = \frac{\Delta U_{MN}}{MN}$. Она обычно пропорциональна ρ_k среды на глубине, соответствующей применяемой частоте. Для диапазона частот (чаще используемого) от 10 до 20 Гц глубинность профилирования – несколько сотен метров. Если проводятся съемки по профилям с шагом 10-20 м или равномерно по площади (направления MN во всех точках – одинаковые), то по графикам и картам E_{cp} выявляются обычно горизонтальные неоднородности по ρ_k .

- переменное естественное магнитное поле (ПЕМП). С помощью рамочных антенн по аналогии с предыдущей модификацией измеряются различные составляющие магнитного поля (ПЕМП - переменное естественное магнитное поле),

- магнитотеллурическое профилирование (МТП),
- метод теллурических токов (МТТ).

По решаемым задачам две последние модификации ближе к зондированиям, поэтому более подробно рассмотрены при разборе методов зондирований на стр.30.

В результате использования первых двух модификаций метода ЭП (ПЕЭП - переменное естественное электрическое поле и ПЭМП - переменное естественное магнитное поле) строятся графики и карты графиков E_{cp}, H_{cp} – соответственно средней напряженности электрического и магнитного полей.

Метод используется при геологическом картировании

**Низкочастотное гармоническое профилирование.
(НЧМ – низкочастотный метод)**

Низкочастотный метод гармонического профилирования (НЧМ ГП) имеет много модификаций электромагнитного (индукционного) профилирования, в которых поле на одной из частот интервала от 10 Гц до 10 кГц создается с помощью либо заземленного на концах длинного кабеля (до 30 км), либо большой незаземленной петли (диаметром до 3 км,

либо рамочной антенной (диаметром до 1 м). Такая модификация называется методом дипольного индукционного профилирования (ДИП).

В среде первичное поле искажается неоднородностями, а проводящих породах (рудах) создается вторичное индукционное вихревое поле. Суммарное электромагнитное поле с информацией о геоэлектрических неоднородностях можно изучать различными приемами: Например, измерять амплитудные значения электрических и магнитных компонент с помощью микровольтметров (МКВЭ – микровольтметры электрические), определять элементы эллипса поляризации (ЭПП), изучать отношения амплитуд и разности фаз с помощью афиметров (АФИ – амплитудно-фазовые измерители) и т.д.

Сокращенные названия модификаций метода НЧМ (низкочастотного метода гармонического профилирования) складываются из сокращенных названий способов возбуждения и измерения поля: например, модификации ДК-АФИ – длинного кабеля с амплитудно-фазовыми измерителями, ДК-ЭПП, НП-ЭПП – низкочастотного профилирования с определением эллипса поляризации, ДИП-АФИ – дипольного индукционного профилирования с амплитудно-фазовыми измерителями, ДИП-ЭПП и другие.

Съемка в НЧМ ГМ (низкочастотном методе гармонического профилирования) проводится по системам профилей, отстоящих на расстояниях от 50-500 м, направленных перпендикулярно простиранию структур и кабелю или стороне петли (внутри и вне петли). Точки наблюдения на профилях, длина которых меньше длины кабеля и стороны петли, начинаются не ближе 50 м от токонесущих проводов и располагаются через 20-200 м друг от друга.

В результате НЧМ строятся графики, карты графиков и карты наблюдаемых параметров поля.

Глубинность разведки тем больше, чем ниже частота поля, чем выше сопротивление вмещающих пород, больше размеры длинного кабеля (ДК) или незаземленной петли (НП) и расстояния между питающими и приемными рамками в ДИП (дипольное индукционное профилирование) и первых сот метров в модификации длинного кабеля и незаземленной петли.

НЧМ методы применяются для геологического картирования и поисков рудных полезных ископаемых.

Методы переходных процессов.

(МПП),

не путать с МПП – методом последовательных приближений в математике и геофизике)

По физической природе эти методы являются индукционными. От НЧМ (низкочастотных методов) отличаются использованием не гармонических, а импульсных полей. В качестве генераторных групп или линий используются незаземленные петли (НП-МПП) или рамочные антенны (ДИП-МПП), в которые пускаются кратковременные (до 50 мс) импульсы постоянного тока. В той же петле или другой петле (или рамке) измеряются параметры переходных процессов: величина ЭДС (электродвижущая сила) $\xi(t)$ на временах t в пределах от 1 до 50 мс после конца каждого импульса.

Методика съемки в НП-МПП (незаземленная петля) и ДИП-МПП – дипольном индукционном профилировании – та же, что и в методе НЧМ (низкочастотном методе гармонического профилирования).

В результате МПП строятся графики и карты $\frac{\xi(t)}{J}$, где J – амплитуда тока в петле на постоянном временном отрезке. За счет этого соблюдается постоянство глубинности по всем точкам.

Аномалии МПП обычно вызываются хорошо проводящими рудами и породами, расположенными на глубинах до 500 м.

Метод МПП (переходных процессов) используется для поисков и разведки массивных рудных полезных ископаемых.

Аэроэлектроразведка.

Разновидностью индукционных методов электроразведки является воздушная или аэроэлектроразведка.

Во всех модификациях воздушной аэроэлектроразведки измеряются магнитные компоненты поля (см. стр. 23 – аэроразведочные станции):

- **модификация длинного кабеля аэроэлектроразведки (ДК-А).** Самая глубинная модификация – до нескольких сот метров. Первичное поле создается переменным током частотой до 1000 Гц, протекающим по заземленному на концах длинному кабелю. Провод укладывается вдоль предполагаемого простирания пород. Измерительная станция – на самолете или вертолете, летающими на небольшой высоте по профилям длиной до 25 км, перпендикулярным кабелю и расположенным на расстоянии 150-500 м друг от друга (от 150 до 500 м). Измерение горизонтальных (перпендикулярных кабелю) амплитудных и фазовых характеристик магнитного поля проводятся автоматически. Обработка материалов измерений – на ЭВМ: строятся карты графиков наблюдаемых параметров или рассчитанных по ним кажущихся (эффективных) сопротивлений,

- **модификация дипольного индукционного профилирования (ДИП-А).** Генераторная рамочная антенна – на самолете или вертолете,

измерительные рамки – либо на втором самолете или вертолете, летающими на расстоянии 100-500 м, либо в выносной гондоле на тросс-кабеле длиной до 150 м. высота полета – 50-250 м, расстояния между профилями – 100-500 м, рабочие частоты – от 0.2 до 3 кГц.

В результате автоматической записи и обработки строятся графики и карты наблюдаемых параметров.

Глубинность модификации – около 100 м,

- **аэромодификация переходных процессов** (АМПП).

Генераторная рамка – на вертолете, в выносной гондоле на тросс-кабеле длиной до 50 м – приемная рамка для измерения $\xi(t)$ – электродвижущей силы. Высота полета – 50-100 м, расстояния между профилями – около 100 м.

В результате строятся графики и карты графиков $\xi(t)$. Глубинность разведки – около 100 м.

В целом аэроэлектроразведка обладает меньшей глубинностью по сравнению с аналогичными полевыми наземными модификациями, но работы выполняются значительно быстрее.

Применяются методы и модификации аэроэлектроразведки для решения тех же задач, что и все другие методы полевой наземной электроразведки.

Радиоволновое профилирование. (РВП)

Используют две модификации РВП:

- **радиокомпарационная съемка** на сверхдлинных волнах (СДВ РВП).

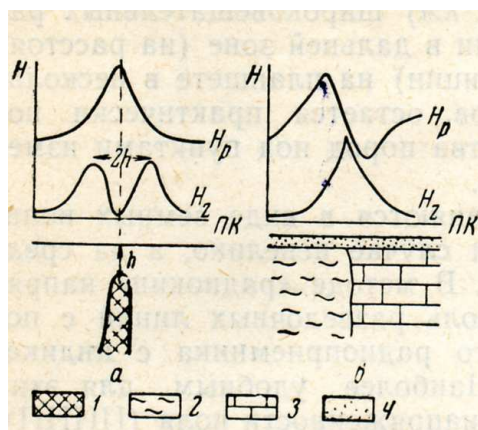


Рис.4.5.4. Аномалии радиокомпарационного метода: а – аномалия проводящего пласта, б - аномалия над контактом; 1 – рудная залежь, 2 – сланцы, 3 – известняки, 4 – наносы.

На каждой точке измеряем вертикальную (H_z), максимальную горизонтальную (H_p) составляющие радиополя и угол наклона полного вектора к горизонту (α). Профили задаются в крест предполагаемого простирания слоев. Расстояние между точками измерений меняется от 5 до 50 м. Съемка проводится с движущегося транспорта (автомобиля или самолета). В результате строятся графики (H_z) и (H_p), на которых аномалиями выделяются контакты пород разной литологии, зоны тектонических нарушений, положения рудных тел, т.е. объекты с разными ρ, ε, μ . Так как используемые частоты высокие, глубинность исследований не превышает 10-20 м.

- **радиоэлектромагнитное профилирование (РЭМП)**. Также используются высокие частоты. Измеряются электрические и магнитные составляющие, создаваемые переносными передатчиками.

Сверхвысокочастотные методы профилирования.

Используют три модификации:

- радиотепловая съемка (РТС). Интенсивность измеренных полей находится в сложной зависимости от тепловых и электромагнитных свойств геологической среды, от длины изучаемых радиоволн и состояния атмосферы. Наибольшее применение РТС находит при всепогодном картировании земных ландшафтов.

Результаты можно использовать для решения геотектонических, геологических, гидрогеологических и экологических задач.

- инфракрасная съемка (ИКС).
- радарная (радиолокационная) съемка (РЛС).

Длины изучаемых радиоволн меняются от 1 мкм до 1 м. В этих модификациях изучаются либо естественное излучение земной поверхности, называемое пассивной радиолокацией (РТС, ИКС), либо отраженные искусственные поля, называемые активной радиолокацией, радиолокационной (РЛС) или георадарной съемками.

Работы ведутся с летательных аппаратов (спутников, самолетов, вертолетов) с помощью специальной автоматической телеметрической и регистрирующей аппаратуры.

Полученные данные преобразовываются в видеоизображения, подобные обычным фотоснимкам.

4.6. ПОДЗЕМНО-СКВАЖИННЫЕ (объемные) МЕТОДЫ электроразведки.

Общая характеристика объемных методов электроразведки.
Предназначены для изучения пространств между горными выработками, скважинами и земной поверхностью, т.е. для решения геологоразведочных задач в трехмерном объемном измерении.

В этих методах применяются большинство электромагнитных зондирований и профилирований (см. стр.25-37), но специфика работ под землей требует применения специальной аппаратуры, методики, теории, приемов интерпретации. Благодаря возбуждению поля вблизи обнаруженных полезных ископаемых увеличиваются аномалии, ими обусловленные. Благодаря этому массивы горных пород как бы просвечиваются.

Объемные исследования увеличивают глубинность и эффективность электроразведки на этапах детализации исследования шахт и рудников при добыче полезных ископаемых.

Наибольшее применение эти методы находят при разведке рудных месторождений – как при подготовке, так и при их промышленной эксплуатации.

Используют несколько модификаций объемных подземных методов.

Поляризационные методы:

1. Методы естественной (ЕП) и вызванной (ВП) поляризации.

Система наблюдений определяется существующей сетью горных выработок и скважин, возможностью работать на земной поверхности.

При работах в модификации ЕП (естественной поляризации) один электрод неподвижен, с помощью второго изучаются потенциалы естественного электрического поля по равномерной сети на поверхности, а также во всех имеющихся скважинах и горных выработках с шагом порядка 10 м.

При работах в модификации ВП поле создается на земной поверхности или в скважинах, а разности потенциалов ВП (вызванной поляризации) измеряются и на поверхности, и в горных выработках.

Изучив объемное распределение ЕП и ВП и зная, что объем аномального поля примерно в 10 раз больше объема создавших его рудных тел, получаем информацию об их пространственном расположении. Эти данные важны при последующей разведке месторождения, например, при поисковом бурении.

2. Контактный и бесконтактный способы поляризационных кривых (КСПК и БСПК), частичного извлечения металлов (ЧИМ) и другие. Эти геоэлектрохимические модификации находятся на стыке между скважинными модификациями ЕП (естественной поляризации) и ВП (вызванной поляризации).

Суть КСПК и БСПК – пропускается постоянный ток через скважину, вскрывшую рудную залежь или расположенную рядом с ней. Для этого в скважине заземляется электрод *A* (электрод *B* – «в бесконечности», т.е. на расстоянии в 10 раз больше глубины погружения электрода *A*). Постепенно увеличивая силу тока, регистрируем контактную разность потенциалов между приемным электродом в скважине (*M*) и стандартным электродом сравнения (*N*), удаленным от нее. Получаемые в результате работ поляризационные кривые (графики зависимости контактной разности потенциалов от силы пропускаемого тока) характеризуют усредненное количество и качество руд.

В модификации ЧИМ (частичного извлечения металлов) постоянный ток пропускается через заземленный в залежь электрод *A*, второй электрод *B* (элементоприемник) перемещается по равномерной сети (с шагом до 20*20- 50*50 м) на земной поверхности. Пропускание в течение нескольких часов тока приводит к накоплению около электрода *B* химических элементов вследствие их электролитического привноса из рудного тела. Измеряем с помощью методов химического анализа массу (m_i) того или иного химического элемента (*i*), например, свинца, цинка, меди и т.д., накопленных у элементоприемников. Зная время накопления, строим геоэлектрохимический годограф (график зависимости (m_i) от времени накопления массы элемента (*i*)). Получив годографы на всех точках наблюдения, построив карты (*m*) для постоянного времени накопления, по максимумам на них выявляем эпицентры рудных залежей различного состава, а по $\Delta m/\Delta t$ оцениваем их объемы.

Метод заряженного тела (МЗТ или МЗ).

Используется для:

- оценки формы и положения рудных тел (рудный вариант МЗТ). С помощью питающего электрода *A* «заряжается» рудная залежь через скважину или горную выработку постоянным или низкочастотным переменным током (второй электрод отнесен в «бесконечность» - в 5-10 раз дальше, чем глубина электрода *A*). На поверхности земли с помощью приемной линии *MN* и милливольтметров изучается распределение потенциалов или градиентов потенциалов. Строятся эквипотенциальные линии равных значений параметров. Заряженная рудная залежь –

эквипотенциальный проводник, с которого ток стекает равномерно, вокруг нее образуются поверхности равных потенциалов, по форме напоминают форму залежи. По форме эквипотенциальных линий на поверхности определяется местоположение эпицентра рудной залежи (ее проекция на поверхности земли).

Более детальный вариант МЗТ – модификация электрической корреляции (МЭК). В этой модификации потенциалы точечного заряда в залежи изучаются как на поверхности, так и в соседних скважинах. В результате «просвечиваются» залежи (целики) пород между скважинами. По корреляции аномалий на кривых потенциала в соседних скважинах судим о местоположении в пространстве между скважинами рудных тел.

- определяются направления и скорости движения подземных потоков (гидрогеологический вариант МЗТ). Пресный водный поток периодически искусственно подсаливается поваренной солью. Зона минерализованных вод (подсоленных) образует «проводящее» тело, движущееся с потоком. Изучаем периодически на земной поверхности изолинии потенциала, определяем пути его смещения. Направление потока подземных вод определяем по направлению максимального смещения изолиний потенциала, скорость его равна $\frac{\Delta R}{\Delta t}$, где ΔR – максимальное смещение изолиний за время Δt .

В этом варианте динамику подземных вод можно определить всего по одной скважине, а без геофизики гидрогеологам для решения тех же задач необходимы сведения по 3-4 скважинам.

Индукционное просвечивание.

Для обследования околоскважинных пространств в целях обнаружения проводящих рудных тел применяются различные скважинные электромагнитные (индукционные) методы, похожие по физической сути, аппаратуре, принципам интерпретации на модификации НЧМ (низкочастотного метода гармонического профилирования) и МПП (метода переходных процессов).

Наиболее известные скважинные индукционные методы основаны на применении низкочастотных гармонических и неустановившихся полей и представляют модификации незаземленной петли со скважинными измерениями параметров поля – НПС-АФИ (незаземленная петля в скважине с использованием амплитудно-фазовых измерителей, НПС-МПП (незаземленная петля в скважине с использованием метода переходных процессов) и модификации скважинного дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМПС-НЧМ – дипольного

электромагнитного профилирования в скважинах с использованием низкочастотного метода гармонического профилирования, ДЭМПС-МПП - дипольного электромагнитного профилирования в скважинах с использованием метода переходных процессов).

С помощью скважинных индукционных модификаций выявляются рудные тела на расстояниях до 40-100 м от скважины, оценивается электропроводность тел, их пространственное расположение.

Радиоволновое просвечивание (РВП)

Используется эта модификация для изучения залежей между выработками и скважинами. Для этого в одной выработке или скважине устанавливается радиопередатчик. Он излучает электромагнитные волны частотой 0.1-10 мГц, в других соседних с помощью радиоприемника измеряется напряженность поля. Меняя положение генератора и приемника, «просвечиваем» породы между выработками и скважинами.

В результате определяется коэффициент поглощения породами излучений вдоль лучей от передатчика к приемнику, связанный с электромагнитными свойствами пород (среды) - ρ и ϵ (сопротивление и диэлектрическую проницаемость).

При наличии хорошо проводящих рудных тел увеличивается затухание энергии, появляются радиотени. По ним оконтуриваются рудные тела и намечаются планы дальнейших поисков и разведки.

Дальность «просвечивания» - не более нескольких сотен метров.

4.7. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ.

Интерпретация электромагнитных зондирований. Особенности их геологического применения. Существуют качественные и количественные приемы интерпретации электромагнитных зондирований (ЭМЗ).

При качественной интерпретации визуально оцениваются материалы, прослеживаются изменения электромагнитных свойств в разрезе, априори выбираются физико-геологические модели (ФГМ) для количественной интерпретации.

Количественная интерпретация: решение обратной задачи и геолого-геофизическое истолкование принятой модели.

Теория интерпретации (или методология) для всех методов одинаковая, а геолого-геофизическое истолкование и области применения – различные.

Качественная интерпретация электромагнитных зондирований (ЭМЗ). В результате ЭМЗ получают кривые зависимостей кажущихся сопротивлений или поляризуемостей $\rho_k(r), \rho_T(\sqrt{T}), \rho_\omega(\sqrt{T}), \rho_r(\sqrt{2\pi t}), \eta_k(r)$ от параметров глубинности ($\frac{AB}{2} = r, \sqrt{T}, \sqrt{2\pi t}$).

При качественной интерпретации в результате визуального анализа кривых определяется сначала число слоев в разрезе. Кривые КС классифицируются по числу слоев и соотношению их УЭС.

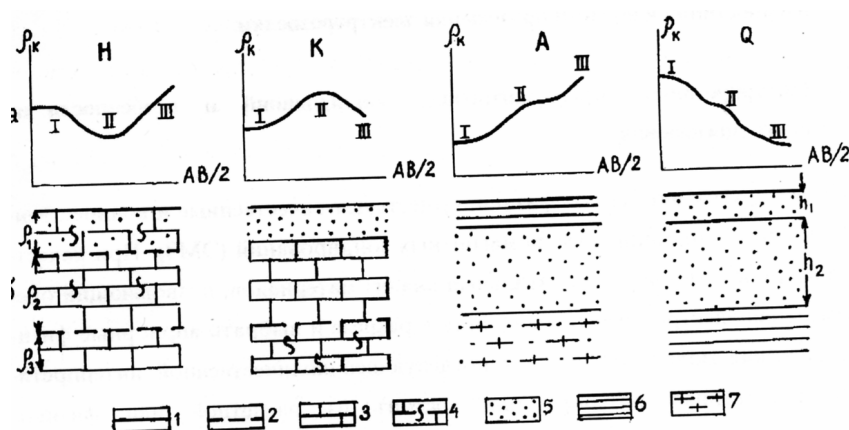


Рис. 4.7.1. Типичные трехслойные кривые ВЭС: а – графики КС, б – геоэлектрические разрезы, 1 и 2 – литологические и гидрогеологические границы; 3 и 4 – известняки массивные и трещиноватые; 5 – пески; 6 – глины; 7 – граниты.

Трехслойные кривые ВЭС по соотношению УЭС (см. рис.3. . слева направо) делятся на следующие типы:

1. Кривая типа *H* – с минимумом в середине ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$).
2. Кривая типа *K* – с максимумом в середине ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$).
3. Кривая типа *A* – с возрастающими УЭС ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$).
4. Кривая типа *Q* – с убывающими УЭС ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$).

На рис.4. . I, II, III – выявленные электрические горизонты. Они совпадают либо с литологическими границами (кривая *A*), либо с гидрогеологическими (уровнем подземных вод) – кривые *H* и *Q*, либо с изменением физико-механического состояния пород, например, трещиноватости, которая сопровождается понижением УЭС (кривая *K*).



Рис.4.7.2. Четырехслойная кривая ВЭЗ.

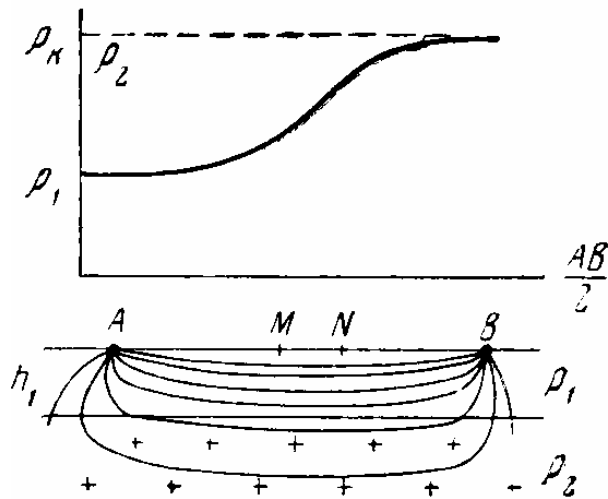


Рис.4.7.3. Двухслойная кривая ВЭЗ с $\rho_1 < \rho_2$.

Практически получаются многослойные кривые. Придаем им буквенные обозначения трехслойных кривых, из которых состоит эта многослойная кривая. На рис.4.27 – пример пятислойной кривой ВЭЗ-ДЭЗ:

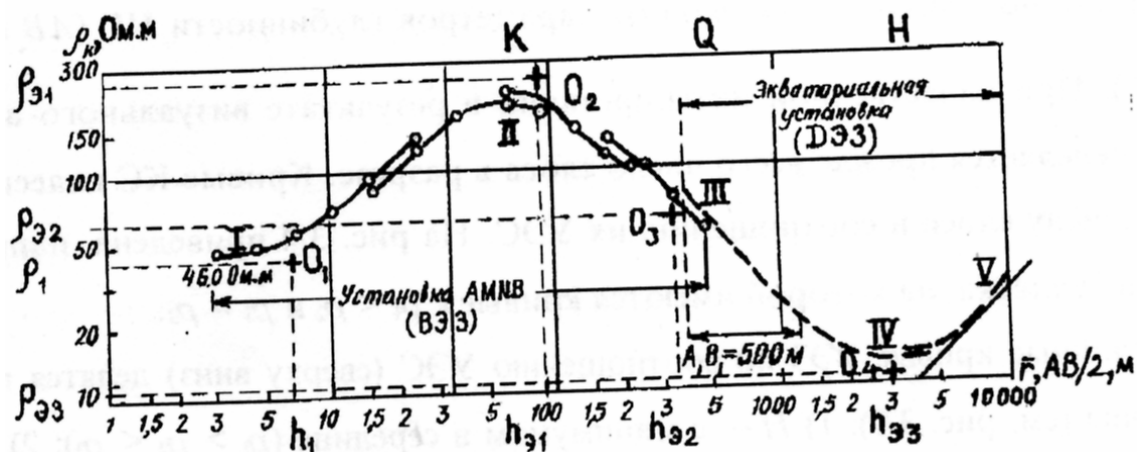


Рис.4.7.4. Пятислойная кривая ВЭЗ-ДЭЗ типа КQH.

Для ЭМЗ (электромагнитных зондирований) в гармоническом (МТЗ – магнито-теллурическое зондирование, ЧЗ – частотное зондирование) или импульсном (ЗС – зондирование становлением поля) режимах перечисленные типы кривых в общем сохраняются. У них только есть особенности, например, дополнительный экстремум у левой асимптоты (ЧЗ), максимум у правой асимптоты (ЗСМ) и другие.

Для качественной интерпретации площадных исследований методом ВЭЗ используют карты (альбомы) типов кривых, иногда абсцисс и ординат точек перегиба, максимумов, минимумов.

По профилям строятся разрезы кажущихся сопротивлений, продольных проводимостей ($S_k = \frac{r}{\rho_k}$) – для выявления хорошо проводящих слоев, или поперечных сопротивлений ($T_k = r\rho_k$) – для выделения плохо проводящих слоев: по горизонтали проставляются точки ВЭЗ, по вертикали – параметр глубинности ($r, AB/2$), проставляются ρ_k, S_k или T_k и проводятся изолинии.

Анализ материала $T_k = r\rho_k$ в дает общую характеристику и степень изменчивости геоэлектрических разрезов в плане и по глубине. Участки, где изолинии на разрезах почти параллельны, являются горизонтально-слоистыми. Точки ВЭЗ и ДЭЗ на них можно интерпретировать в рамках одномерных моделей.

Где изолинии круто наклонены, располагаются контакты пород, проходят литологические смены пород. Кривые ВЭЗ и ДЭЗ здесь искажены, количественная интерпретация проводится в рамках двух-или трехмерных моделей. Аналогичные карты и разрезы строятся по данным других ЭМЗ (электромагнитных зондирований).

Физико-математическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований.

Сводится к решению обратной задачи и хорошо разработана для одномерных горизонтально слоистых моделей сред. В результате получают параметры: послойные мощности (h_i), сопротивления (ρ_i), поляризуемости (η_i), продольные проводимости $S = \frac{H}{\rho_i}$, продольные удельные сопротивления ρ_1 , поперечные сопротивления $T = \frac{H}{\rho_n}$, поперечные удельные сопротивления ρ_n .

Существуют различные методы решения обратных задач: графоаналитические, палеточные, с помощью ЭВМ (машинные):

1. Графоаналитические методы. В результате решений прямых задач получены аналитические способы расчета обобщенных параметров разреза по асимптотам или экстремумам значений КС (кажущихся сопротивлений) на кривых ЭМЗ. Все эти аналитические способы расчета параметров получили название графоаналитических.

Наибольшее применение нашел способ определения суммарной проводимости, названный способом S . Суть его состоит в следующем: Пусть кривая ЭМЗ получена над разрезом с очень высоким сопротивлением в основании толщи (например, кристаллическим фундаментом). Проведя под углом 45° (для кривых ВЭЗ-ДЗ) или под углом 63° (для кривых МТЗ – магнито-теллурического зондирования, для кривых ЧЗ – частотного зондирования, для кривых ЗС - зондирования становлением поля) к правой ветви кривой асимптоту, можно определить суммарную продольную проводимость (S) толщи над основанием с очень высоким сопротивлением. Величина $S = \frac{r_s}{\rho_s}$ (для кривых ВЭЗ, ДЗ), для

МТЗ – кривых магнито-теллурического зондирования $S = 356 \sqrt{\frac{T_s}{\rho_{ts}}}$, для ЧЗ

– кривых частотного зондирования в дальней волновой зоне $S = 503 \sqrt{\frac{T_s}{\rho_{\omega s}}}$,

для ЗСД – кривых зондирования в дальней волновой зоне $S = 503 \sqrt{\frac{2\pi t_s}{\rho_{\tau s}}}$,

для ЗСБ – кривых зондирования в ближней волновой зоне $S = 189 \sqrt{\frac{2\pi t_s}{\rho_{\tau s}}}$,

где $r_s, \sqrt{T_s}, \sqrt{2\pi t_s}$ – абсциссы, а $\rho_{ks}, \rho_{ts}, \rho_{\omega s}, \rho_{\tau s}$ – ординаты любой точки асимптоты.

На рис. 4.11 по правой асимптоте $S=330$ (1/Ом). Зная S и определив среднее продольное сопротивление толщи (ρ_1) (обычно $\rho_{K\min} \approx \rho_1$) и другими способами, рассчитывается глубина залегания высокоомного горизонта $H = S\rho_1$. В примере на рис.3.9 $H \approx 3500$ м.

Есть и другие графоаналитические методы определения параметров разреза.

2. Палеточные методы:

а) Основаны на использовании альбомов трехслойных кривых (палеток), разных для различных ЭМЗ. Рассчитываются обычно для горизонтально-слоистых сред:

Суть этих способов: последовательное совмещение полевой кривой (на кальке) с теоретическими кривыми, построенными в одинаковом логарифмическом масштабе. При наилучшем совмещении по индексам совпавшей кривой и палетки определяют мощность (h_1) и удельное электрическое совмещение (ρ_1) первого (верхнего слоя), относительные значения мощности $\nu_2 = h_2/h_1$ и сопротивления $\mu_2 = \frac{\rho_2}{\rho_1}$ второго слоя, а

также $\mu_3 = \frac{\rho_3}{\rho_1}$ интерпретируемой кривой. Далее находятся приближенные значения изучаемого разреза: $h_{2np} = \nu_2 h_1, \rho_{2np} = \mu_2 \rho_1, \rho_{3np} = \mu_3^1 \rho_1$.

При интерпретации многослойных кривых они с помощью вспомогательных палеток последовательно (сверху-вниз) разбиваются на трехслойные. Для этого сначала два верхних слоя заменяются одним эквивалентным, т.е. фиктивным слоем мощностью $h_{\text{экв1}}$ и сопротивлением $\rho_{\text{экв1}}$, чтобы электромагнитное поле на поверхности оставалось тем же. Далее три верхних слоя заменяются новым эквивалентным с мощностью $h_{\text{экв2}}$ и сопротивлением $\rho_{\text{экв2}}$ и т.д. Используя трехслойные теоретические палетки, полученные эквивалентные трехслойные кривые интерпретируют как обычные трехслойные.

В результате интерпретации кривых ЭМЗ с помощью альбомов палеток получают наборы физико-геометрических параметров: $h_1, \rho_1; h_{\text{экв1}}, h_{\text{экв2}}; \rho_{\text{экв1}}, \rho_{\text{экв2}}, \nu_2, \nu_3, \dots; \mu_2, \mu_3, \dots$, по которым определяются приближенные послойные значения мощностей и сопротивлений:

$$\begin{aligned} h_{2np} = \nu_2 h_1, h_{3np} = \nu_3 h_{\text{экв1}}; h_{4np} = \nu_4 h_{\text{экв2}}, \dots, \\ \rho_{2np} = \mu_2 \rho_1, \rho_{3np} = \mu_3^1 \rho_{\text{экв}}, \rho_{4np} = \mu_4^1 \rho_{\text{экв2}}, \dots \end{aligned} \quad (4.7.1)$$

Эти вычисленные значения близки к истинным лишь при $\nu > 3-5$, а с уменьшением ν погрешности в определении послойных параметров разреза резко возрастают. Это связано с некорректностью решения

обратной задачи и существованием принципа эквивалентности, т.е. возможности соответствия одной кривой ЭМЗ множеству геоэлектрических разрезов.

б) Ускоренная интерпретация кривых ЭМЗ с помощью номограмм-палеток (автор - В.К. Хмелевской) для каждого метода ЭМЗ. Громоздкие альбомы палеток заменяются одной-двумя номограммами-палетками. Ниже, на рисунке 3.10 приведена номограмма-палетка для интерпретации кривых ВЭЗ и дипольных (азимутальных и экваториальных - ДАЗ и ДЭЗ) зондирований на постоянном токе. Номограмма-палетка состоит из вспомогательной номограммы (слева) и двухслойной палетки (справа), объединенных общим началом координат (большой крест палетки).

На вспомогательной номограмме (слева) приведены шкалы параметров и соответствующие им кривые:

а) слева шкала μ , оцифровывающая кривые равных значений μ для всех типов трехслойных кривых H, A, K, Q ,

б) сверху шкалы ν_Q, ν_H , а внизу - ν_K, ν_A для сплошных и пунктирных вертикальных или почти вертикальных кривых ν на номограмме.

На двухслойной палетке (справа) по оси (x) отложены разносы, нормированные мощностью верхнего слоя ($\frac{AB}{2h_1}, \frac{r_{азим(экват)}}{h_1}$), а по оси (y) –

значения $\mu = \frac{\rho_2}{\rho_1}$, шкала которых расположена крайней справа. Здесь же

прочерчены сплошными кривыми линиями теоретические (палеточные) двухслойные кривые (годятся для методов ВЭЗ – вертикальное электрическое зондирование, ДАЗ – дипольное азимутальное зондирование, ДЭЗ – дипольное экваториальное зондирование).

Последовательность интерпретации с помощью номограммы-палетки рассматривается на примере пятислойной кривой ВЭЗ-ДЭЗ типа KQH (см. рис.3.9). Для этого ее надо вычертить на кальке с логарифмическим масштабом по осям координат с таким же модулем M , как и номограмма палетка.

Порядок выполнения работы с палетками-номограммами.

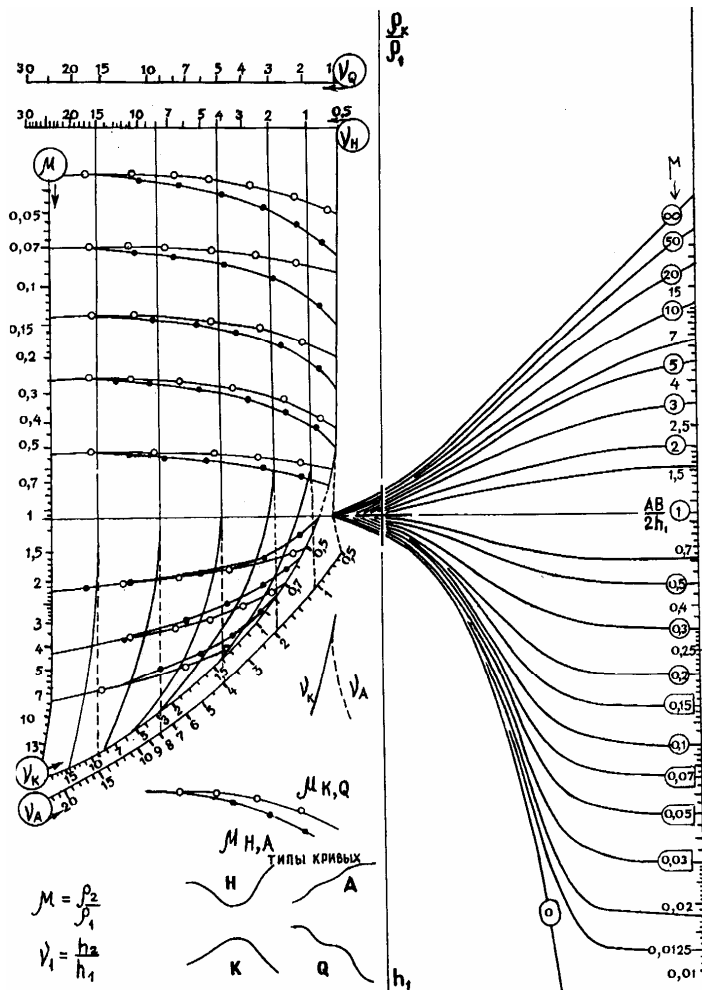


Рис.4.7.5. Номограмма-палетка для интерпретации кривых ВЭЗ, ДЭЗ, ДАЗ.

1. Полевая многослойная кривая разбивается на двухслойные, самая левая часть из них (I-II) накладывается на правую часть двухслойной палетки-номограммы. Соблюдая параллельность осей координат палетки и логарифмического бланка с полевой кривой, добиваются ее наилучшего совмещения с одной из теоретических кривых. На бланк полевой кривой переносится **крест** палетки – точка O_1 , координаты которой на осях ординат и абсцисс равны ρ_1 и h_1 . По правой шкале палетки оценивается μ_2 .

2. С двухслойной палеткой совмещается вторая ветвь полевой кривой (II-III), на бланк вновь переносится **крест** палетки – точка O_2 с координатами h_{ρ_1} и ρ_{ρ_1} . Положение точки O_1 на номограмме дает уточненные параметры v_2, μ_2 , величины которых снимаются с соответствующих шкал номограммы (с левой части палетки-номограммы). В данном примере для первой кривой типа К эти

параметры определяются по шкалам: ν_2 по ν_k и μ_2 – по крайней левой шкале номограммы..

3. С двухслойной кривой совмещается третья ветвь (III-IV), на бланк переносится **крест** палетки – точка $O_3(h_{32}, \rho_{32})$, по положению точки O_2 на номограмме определяются ν_3, μ_3 . В данном примере для второй кривой типа Q эти параметры определяются по шкалам номограммы: ν_3 по ν_Q, μ_3 по μ .

4. С двухслойной кривой совмещается четвертая ветвь (IV-V), на бланк переносится **крест** палетки – точка $O_4(h_{33}, \rho_{33})$, по положению точки O_3 на номограмме определяются ν_4, μ_4 . В данном примере для третьей кривой типа H эти параметры определяются по следующим шкалам номограммы: ν_4 по ν_H, μ_4 по μ .

В результате интерпретации с помощью номограммы-палетки получаются те же параметры, что и при пользовании предыдущим палеточным методом (см. рис.3.11).

Параметры $\rho_{2np} = \mu_2 \rho_1, \rho_{3np} = \mu_3^1 \rho_{экв1}, \rho_{4np} = \mu_4^1 \rho_{экв2}, \dots$, определяются по приведенным формулам и являются приближенными значениями.

Для уточнения их значений требуется дополнительная информация, например, величины ρ_2, ρ_3 и т.д. по данным геофизических исследований скважин. В примере (см. рис.3.9) результаты интерпретации таковы (h - в метрах, ρ - в Омм):
 $h_1 = 6, h_{2np} = 50, h_{3np} = 220, h_{4np} = 3060, H = h_1 + h_2 + h_3 + h_4 = 3340$ м, $\rho_1 = 46, \rho_{2np} = 280, \rho_{3np} = 60, \rho_{4np} = 11, \rho_{5np} = 100$

(с помощью примененного, описанного ранее метода суммарной продольной проводимости (S) вычисленное значение $H = 3500$ м).

3. Машинные методы интерпретации. Интерпретация кривых ЭМЗ проводится на ЭВМ с большой точностью, объективностью, скоростью. Есть много алгоритмов решения обратной задачи на ЭМЗ. Алгоритмы подбора – наиболее используемые.

Эти алгоритмы подбора основаны на выполнении следующих правил:

1. В ходе предварительной интерпретации (качественной, а лучше с помощью номограмм-палеток) получается априорная информация о геоэлектрическом разрезе: число слоев, примерное значение мощностей и сопротивлений.

2. Выбираются методы и программы решения прямых задач ЭМЗ, отличающиеся по точности и времени счета, этапами ввода дополнительной информации, возможностью использования различных персональных компьютеров и т.д. Для получения априорных параметров

модели решается прямая задача и теоретическая кривая сравнивается с полевой.

3. Добиваются наилучшего совпадения полевой кривой с теоретическими, выбирая из набора пелеточных теоретических кривых одну из кривых с меняющимися параметрами. Методом МПП (последовательных приближений) добиваемся минимума среднеквадратического отклонения или логарифмической невязки кажущихся сопротивлений на всех глубинах исследования.

4. В минимизируемый функционал невязки вводим стабилизатор решения (регуляризирующий множитель) с учетом всех дополнительных геолого-геофизических сведений о районе поисков: минимальные и максимальные мощности, электромагнитные свойства слоев, и т.д.

5. Принимаем наиболее вероятные величины параметров геоэлектрического разреза, более точные, чем рассчитанные по приведенным выше аналитическим выражениям за счет привлеченных дополнительных сведений о разрезе.

Геолого-геофизическая количественная интерпретация ЭМЗ (электромагнитных зондирований)

Неоднозначность решения обратных задач ЭМЗ приводит к множеству эквивалентных решений. Для маломощных слоев, когда их мощности сравнимы или меньше мощности перекрывающей толщи, ошибки в определении глубин и кажущихся сопротивлений могут достигать десятков или даже сотни процентов при любых методах интерпретации.

С помощью специальных номограмм оцениваются погрешности в определении всех параметров: глубин, кажущихся сопротивлений, продольных проводимостей, поперечных сопротивлений слоев. При низких точностях определения глубин и кажущихся сопротивлений для кривых ВЭЗ-ДЭЗ продольные проводимости определяются точнее в низкоомных слоях, подстилаемых высокоомными слоями и т.д., т.е. всегда можно получить некоторые достоверные параметры для разных слоев. Их можно использовать для расчета различных гидро-геологических характеристик слоев горных пород: трещиноватости, обводненности, скорости фильтрации подземных вод и т.д.

В результате интерпретации строятся геоэлектрические разрезы, а по материалам по скважинам строят геологические разрезы. В центре слоев проставляются вычисленные параметры. Слои с примерно одинаковыми сопротивлениями объединяются в отдельные горизонты, в том числе, в опорные: с большими мощностями и контрастными

сопротивлениями. На них выносятся разрезы по скважинам и вся известная информация по геологии района (см. рис.3.10)

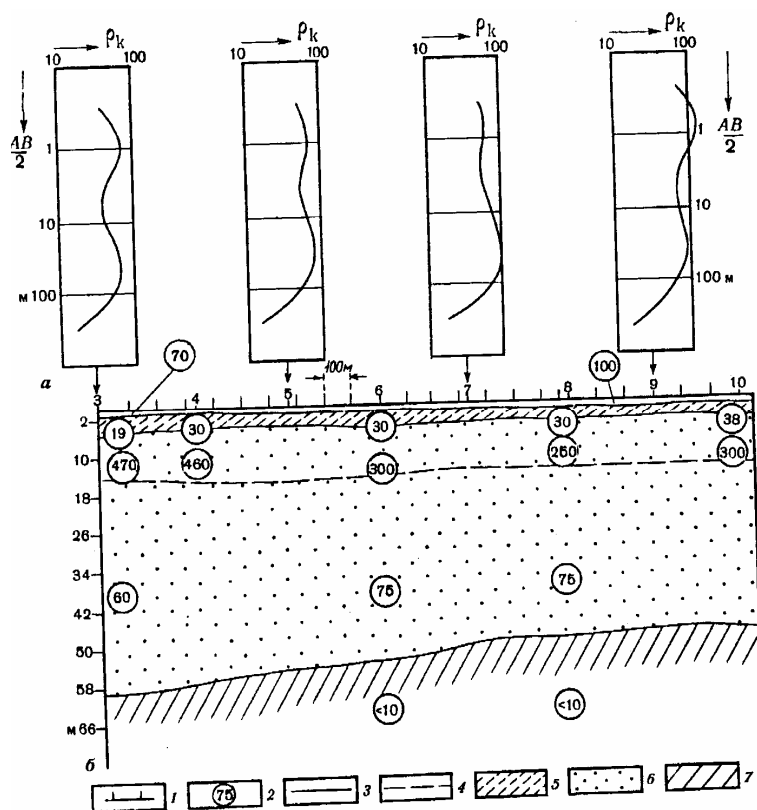


Рис. 4.7.6. Кривые ВЭЗ (а) и геоэлектрический разрез (б):

На рисунке 4.12 обозначены: 1 – точки ВЭЗ, 2 – УЭС слоя, 3 – литологические границы, 4 – уровень грунтовых вод, 5 – суглинки, 6 – пески, 7 – глины.

По картам зондирований строят структурные карты по кровле опорных горизонтов и карты мощностей тех или иных слоев.

Особенности геологического применения электромагнитных зондирований (ЭМЗ).

Геологические возможности ЭМЗ зависят от проектной глубинности и решаемых задач, хотя преимущественно они предназначены для расчленения горизонтально или полого залегающих слоев геологической среды.

Для мало глубинных исследований (примерно до глубин 100 м) целесообразно использовать ВЭЗ – вертикальные электроразондирования, ВЭЗ-ВП – вертикальные электроразондирования в комплексе с методами вызванной поляризации.

В условиях повышенных сопротивлений ($\rho > 100 \text{ Ом}$) и при плохих условиях заземления целесообразно использовать ВИЗ – вертикальные индукционные зондирования.

В условиях высокоомных разрезов ($\rho > 1000 \text{ Ом}$), например, при изучении льдов, мерзлоты, поисках подземных вод в пустынях целесообразно использовать РВЗ (радиоволновое зондирование) и РЛМ – радиолокационный метод (или, что примерно, то же, радиолокационное зондирование – РЛЗ, или импульсный метод радиолокации – ИМР, или подповерхностное зондирование - ППЗ).

При разведке глубин до 500 м, особенно при наличии в разрезе высокоомных карбонатных или солевых экранов, целесообразно использовать ВЭЗ (вертикальные электрозондирования, ВЭЗ-ВП – вертикальные электрозондирования в комплексе с методами вызванной поляризации), а также ЗСБ (зондирование становлением в ближней зоне и ЧЗ (частотное зондирование).

С помощью этих методов можно решать задачи:

- определение мощности и состава покровных и коренных осадочных отложений, глубины залегания фундамента. Решение этих задач важно для структурно-геологического объемного картирования,
- оценка геометрических параметров и физических свойств массивов горных пород. Решение этих задач важно для инженерно-геологического, мерзлото-гляциологического, гидро-геологического и некоторых других видов картирования,
- поиски пластовых, обычно, нерудных полезных ископаемых.

При структурных исследованиях на суше и на морях до глубин от 5 до 10 км целесообразно использовать ДЗ (дипольные зондирования), ЗСД (зондирование становлением в дальней зоне), ЗСБ (зондирование становлением в ближней зоне), а чаще магнитотеллурические методы, особенно, МТЗ (магнитотеллурическое зондирование).

Изучение глубинной неоднородности земли целесообразно проводить с использованием ГМТЗ (глубинного магнитотеллурического зондирования).

Изучение покровных и горных ледников целесообразно проводить с использованием радиолокационного зондирования (РЛЗ) или георадарного метода. Скорость распространения радиоволн в чистых льдах примерно постоянна и равна 168 м/мкс. Поэтому легко определить мощность льда, зная время возвращения отраженных радиолокационных сигналов от ложа (подошвы) ледников, используя выражение: $h = 84 * t$, где t – время в мкс, а h глубина ледника до основания – в метрах). **Пример:**

для Антарктиды максимально изученные РЛЗ мощности льда равны 3-4 км.

Любая геологическая задача может решаться несколькими методами.

Целесообразно комплексирование методов зондирований: ВЭЗ и ВЭЗ-ВП; ВЭЗ и ЧЗ; ВЭЗ и ЗС; ВЭЗ и РЛЗ; МТЗ и ЗС.

Дополнительно желательно иметь информацию хотя бы по одной скважине на 10-20 точек ЭМЗ и обязательно комплексировать ЭМЗ с другими методами геофизики.

Интерпретация и области применения электромагнитных профилирований и объемных (скважинных) методов электроразведки.

Методы электромагнитного профилирования – ЭП, ВП (вызванной поляризации), ЕП (естественного поля), ПЕЭП (переменного естественного электрического поля), ПЕМП (переменного естественного магнитного поля), НЧМ (низкочастотный гармонический метод), МПП (метод переходных процессов), аэроэлектроразведка, РВП (радиоволновое профилирование), РТС (радиотепловая съемка), РЛС (радиолокационная съемка) позволяют получить информацию о геоэлектрических неоднородностях вдоль профилей, по площадям в определенном интервале глубин.

Результаты представляются в виде графиков, карт графиков (корреляционные планы), карт наблюдаемых или расчетных параметров

Объемные (подземно-скважинные) методы используют для оценки геоэлектрических неоднородностей в объеме пород между горными выработками, скважинами и земной поверхностью.

Интерпретация методов чаще бывает качественной, реже – количественной.

Интерпретация данных электромагнитных профилирований.

1. Качественная интерпретация. Визуальное (или с помощью вероятностно-статистических методов) выявление аномалий на профилях и картах – отклонений наблюдаемых параметров поля или кажущихся сопротивлений, поляризуемостей от первичного (нормального) поля или среднего (фонового) поля.

Аномалия достоверна, если выполняется правило «трех сигм и трех точек», т.е. амплитуда аномалий превышает 3σ , где σ – среднеквадратическая или близкая к ней среднеарифметическая ошибка съемки, должна прослеживаться не менее, чем на 3 точках профиля.

С помощью вероятностно-статистических методов и ЭВМ выявляются аномалии, с амплитудой, близкой к σ , а визуально – выявляются аномалии, в 3 раза большие σ .

Форма и простирание аномалий ЭП (электромагнитного профилирования) обычно соответствуют плановому положению создавших их объектов. Ширина (b) аномалии над тонким слоем ($l < h$) зависит от глубины залегания его верхней кромки (h), а над толстым слоем ($l > h$) – от его ширины (L).

Форма и интенсивность аномалий, т.е. эффективность профилирования зависят от природных и технических факторов: - отношения глубины залегания объекта к поперечным размерам (d) геологических тел (выделяются объекты, если $\frac{h}{d}$ меньше 2-5); - контрастности электромагнитных свойств объектов и вмещающей среды, а в индуктивных методах – от абсолютных электропроводимостей объектов; - уровня технических помех и наличия помехозащищенной аппаратуры; - оптимального выбора метода, глубинности разведки (а значит, r, T, t), системы наблюдений, интенсивности первичного (питающего) поля и его поляризации, т.е. направления вектора E по отношению к простиранию объектов. **Пример:** если вектор E совпадает с простиранием объекта, в проводящих телах индуцируются максимальные вторичные магнитные поля, а когда перпендикулярен простиранию – наблюдаются максимальные кондуктивные аномалии вторичных электрических полей.

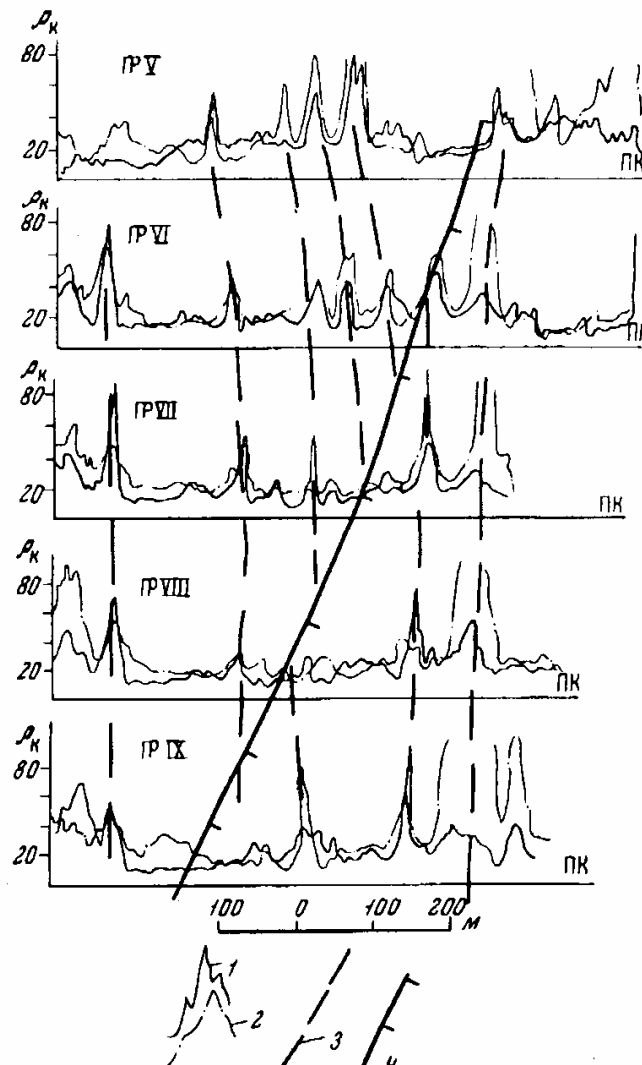


Рис.4.7.7. Карта графиков двухразносного электропрофилирования.

Здесь (на рис.4.13): 1-2 – графики кажущегося сопротивления на разных АВ, 3 – геологические границы, 4 – тектоническое нарушение.

Заключительный этап качественной интерпретации – прослеживание по профилям, картам профилей, картам выявленных аномалий, их межпрофильной корреляции и сопоставлению с конкретными геологическими данными.

2. Количественная интерпретация.

Определение (чаще просто оценка) формы, глубины, иногда размеров, физической и геологической природы аномалий. Решение прямых и обратных задач для выделения контактов сред, мощных и тонких пластов, изометричных (шарообразных), вытянутых (линзообразных, цилиндрических) объектов методами электропрофилирования сложнее, чем при использовании методов зондирования.

Но в каждом методе профилирования есть все же свои аналитические и графические приемы количественной интерпретации. Например, **способ касательных**, аналогичный методу магниторазведки. Интерпретируются этим способом так называемые кондуктивные локальные аномалии (ЭП - электропрофилирования, ВП - вызванной поляризации, ПЕЭП - переменного естественного электромагнитного поля, также ЕП - естественного поля и другие методы профилирования).

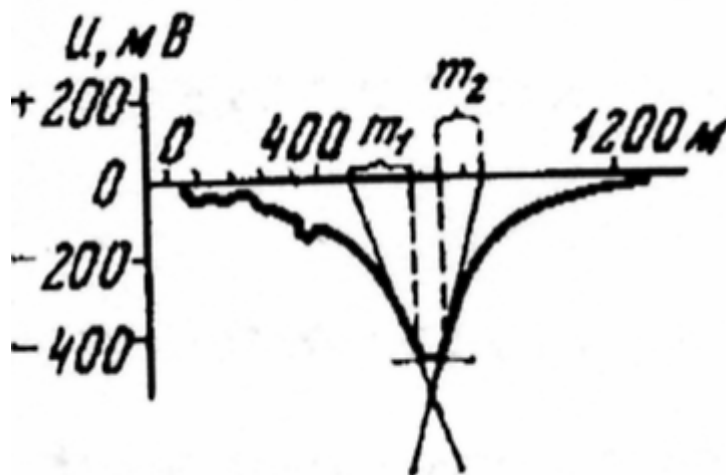


Рис.4.7.8. Кривая ЕП над сульфидной залежью. Интерпретация с помощью касательных.

По разностям абсцисс точек пересечения касательных (m_1 и m_2) можно определить h по формуле: $h = a(m_1 + m_2)$, где параметр (a) в разных методах профилирования меняется от 0.2 до 0.5 для пластообразных объектов и от 0.4 до 1 - для изометричных тел.

По данным многочастотных и многовременных наблюдений в индуктивных методах можно оценить электропроводность проводящих объектов, создающих магнитные аномалии. В целом, количественная интерпретация ЭМП (электромагнитных профилирований) - процесс сложный, неточный, определяется, обычно, эпицентр объекта (проекция его расположения на поверхности земли), форма и глубина залегания.

Эффективность ЭП определяется выбором метода, наличием благоприятных геоэлектрических условий, дополнительной информации по разрезу.

Целесообразен комплекс ЭП с методами магниторазведки, терморазведки или радиометрии.

Для истолкования результатов ЭП нужны геологические разрезы и различные карты, которые также уточняются после проведения ЭП.

Интерпретация данных объемной электроразведки при постановке ЭП.

Объемные (скважинно-подземные методы ЭП имеют узкие прикладные области применения.

Интерпретация дает возможность решить конкретную узкоцелевую задачу:

-изучение объемного строения пространств между горными выработками, а также между ними и поверхностью земли.

Теория этих методов сложнее чем теория зондирований и профилирований. Нет общих подходов к интерпретации: каждый метод обладает своими качественными приемами интерпретации.

Объемные методы – разведочные, сопровождают бурение и проходку горных выработок, теснее опираются на всю геологическую дополнительную информацию.

При качественной интерпретации выделяются аномалии. Для расчета нормального поля с помощью ЭВМ решаются прямые задачи для погруженных в однородное полупространство источников поля. Аномалии коррелируются по соседним скважинам, выработкам, оценивается положение электрических аномальных осей и проводящих экранов. Далее проводится их сопоставление с подсеченными скважинами отдельными пластами горных пород, рудных тел и т.д.

В результате в межскважинном и около выработочном пространстве выявляются, оконтуриваются рудные геологические объекты.

Полуколичественная оценка результатов проводится сравнением наблюдаемых кривых с теоретическими от простых модельных тел (шаров, пластов и т.д.) с погруженными источниками поля.

При интерпретации скважинно-подземных геоэлектрхимических методов (ЕП – естественного поля, ВП – вызванной поляризации, КСПК – контактный способ поляризационных кривых, БСПК – бесконтактный способ поляризационных кривых, ЧИМ – частичного извлечения металлов и другие) учитываются химическая природа аномалий, с привлечением к интерпретации геохимиков.

Особенности геологического применения электромагнитных профилирований и объемных методов.

Геологические задачи, решаемые различными методами ЭМП (электромагнитного профилирования), весьма разнообразны.

В зависимости от глубинности, набора решаемых задач, особенностей геоэлектрического разреза в комплексе с зондированиями,

дающими опорную информацию, используются обычно один или два метода профилирования:

- для изучения верхней части (до 10-20 м) геологической среды используются методы аэроэлектроразведки (ИКС – инфракрасная съемка, РЛС – радиолокационная съемка, ДИП-А – дипольное индукционное профилирование, СДВР-А – радиокомпарационная съемка на сверхдлинных волнах,), полевые съемки методами СДВР, ДИП – дипольное индукционное профилирование, ДЭМП – дипольное электромагнитное профилирование, реже ЭП - электропрофилирование, ВП – вызванной поляризации,

- для малоглубинных (до 100 м) исследований в помощь геологическому, инженерно-геологическому, геоэкологическому и мерзлотному картированию, поискам нерудных полезных ископаемых применяются различные варианты ЭП (электромагнитного профилирования). Контакты разных пород, массивные пласты или изометрические объекты лучше выделяются симметричными или градиентными установками, а тонкие пласты, линзы проводящие – трехэлектродными или дипольными установками,

- при картировании до 500 м используются методы ПЕЭП – переменного естественного электрического поля, ЭП - электропрофилирования, ЕП – естественного электрического поля,

- поиски и разведка рудных полезных ископаемых на глубинах до 100 м проводится методами НЧМ – низкочастотными гармоническими методами (ДК – длинного кабеля, ДИП – дипольное индукционное профилирование, НП – незаземленной петли), МПП – метод переходных процессов (ДИП-МПП – дипольное индукционное профилирование с методом переходных процессов), ЭП - электропрофилирование, ЕП – естественного электрического поля,

- поиски и разведка рудных полезных ископаемых на глубинах до 500 м проводится методами НЧМ – низкочастотными гармоническими методами (НП – незаземленные петли), МПП – метод переходных процессов (НП-МПП – незаземленной петли с методом переходных процессов), ВП – вызванной поляризации, ЕП естественного поля.

Основные методы рудной разведки – методы ЕП естественного поля, ВП – вызванной поляризации и МПП – метода переходных процессов.

Наилучшие результаты метод ЕП (естественного поля) дает при поисках и разведке сплошных сульфидных рудных залежей, угля, графита.

Метод ВП (вызванной поляризации) – как при поисках и разведке сплошных сульфидных рудных залежей, угля, графита, так и вкрапленных руд.

МПП (метод переходных процессов) применяется для поисков и разведки массивных залежей руд.

На стадии доразведки и эксплуатации рудных месторождений большая роль отводится скважинно-подземным и геоэлектрохимическим методам (КСПК – контактный способ поляризации кривых, БСПК – бесконтактный способ поляризации кривых, ЧИМ – частичное извлечение металлов).

Для детальных гидрогеологических и геоэкологических исследований используются методы ЭП - электропрофилирования, ЕП – естественного поля, ВП – вызванной поляризации, МЗТ – метод заряженного тела.

Контрольные вопросы по теме главы 4: «Электроразведка»

1. Что является основой использования электроразведки?
2. Какие виды полей изучаются в электроразведке?
3. Какие параметры измеряют в электроразведке?
4. Какие электромагнитные свойства пород Вы знаете?
5. Какие существуют способы создания электромагнитного поля?
6. На какие группы по физической природе можно разделить множество методов и модификаций электроразведки?
7. На какие группы по геометрии и строению изучаемого разреза можно разделить множество методов и модификаций электроразведки?
8. На какие группы по технологии и месту проведения работ можно разделить множество методов и модификаций электроразведки?
9. При решении каких главных задач используются электромагнитные зондирования?
10. При решении каких главных задач используются электромагнитные профилирования?
11. При решении каких главных задач используются объемные (скважинные) методы электроразведки?
12. Что является основой теории электромагнитного поля?
13. Что представляют собой «теллурики» и «атмосферики»?
14. Чем отличается кажущееся сопротивление пород от просто сопротивления?
15. Чем обусловлены естественные постоянные электрические поля (ЕП)?
16. Как и чем создаются искусственные постоянные электрические поля?
17. Что Вы понимаете под выражением «прямая задача» электроразведки?

18. Что Вы понимаете под выражением «обратная задача» электроразведки?
19. Напишите выражение для закона Ома и сопротивления.
20. Что Вы понимаете под выражением «коэффициент установки», как он обозначается в общем виде и в какую формулу входит?
21. Как и чем создаются искусственные переменные гармонические поля?
22. Что Вы знаете об электромагнитных полях вызванной поляризации?
23. Что Вы знаете об электромагнитных полях переходных процессов?
24. Что Вы знаете о сверхвысокочастотных электромагнитных полях переходных процессов?
25. Что Вы знаете о биогеофизических полях?
26. В каких единицах измеряется УЭС? Дать определение этого параметра.
27. В каких единицах измеряется электропроводность? Дать определение этого параметра?
28. От чего зависит величина УЭС?
29. В чем суть ковалентной связи?
30. Приведите примеры минералов-диэлектриков.
31. Приведите примеры минералов-полупроводников.
32. Какова средняя величина минерализации вод океана?
33. Как изменяется сопротивление пород при изменении температуры?
34. Дать определение электрохимической активности. От чего она зависит?
35. Дать определение поляризации. Причины ее возникновения в породах?
36. По какой формуле вычисляется коэффициент поляризуемости?
37. Дать определение диэлектрической и магнитной проницаемости. Что такое относительная диэлектрическая проницаемость?
38. Каковы пределы изменения диэлектрической проницаемости для различных горных пород?
39. Что лежит в основе математической теории электроразведки?
40. Приведите математические выражения для электрической и магнитной составляющей электромагнитного поля? Поясните входящие в них параметры.
41. Используя какие уравнения, решаются прямые и обратные задачи электроразведки?
42. Как вы понимаете термин «некорректность» решения обратной задачи?

43. Назовите источники и типы полей в электроразведке.
44. Какие типы «установок» Вы знаете? Нарисуйте любую из них.
45. Нарисуйте схему двухслойной палетки ВЭЗ.
46. Какая аппаратура используется в электроразведке?
47. Поясните суть электромагнитных зондирований.
48. Какие виды зондирований в электроразведке Вам знакомы?
49. Расскажите о сути магнитотеллурических методов электроразведки.
50. Расскажите о сути зондирования методом становления поля.
51. Расскажите о сути частотного электромагнитного зондирования?
52. Расскажите о сути электромагнитных профилирований?
53. Расскажите о сути электромагнитных профилирований методом сопротивлений?
54. Расскажите о сути электромагнитных профилирований методом вызванной поляризации?
55. Что Вы знаете о методе переходных процессов, используемом в электроразведке?
56. Расскажите о сути радиоволнового профилирования.
57. Расскажите о сути метода заряженного тела в электроразведке.
58. Какие геологические, инженерные и экологические задачи можно решить с использованием электроразведки? Приведите конкретный пример.

Приложение. 1.

Практические задания по электроразведке.

Изучение литологии, коллекторских свойств горных пород, их насыщенности подземными водами разной минерализации или нефтепродуктами с помощью электроразведки методами сопротивлений (работа №3).

Введение. Решение некоторых эколого-гидро-инженерно-геологических задач методом ВЭЗ.

Для выявления участка загрязнения нефтепродуктами обводненных песков от работающего нефтеперерабатывающего завода (1-я задача, экологическая), поисков пресных подземных вод для водоснабжения (2-я задача, гидрогеологическая), и выявления устойчивой площадки для строительства 2-й очереди завода (3-я задача, инженерно-геологическая) поставлено 20 точек ВЭЗ (3 дня работы отряда из 5 человек). Они

располагаются по 4 профилям (рис.3.1). Расстояния между профилями и пикетами на профилях – 250 метров.

ПР1ПК1	ПК 2	ПК3	ПК 4	ПК5
6	7	8	9	10
11	12	13	14	15
16	17	18	19	20

3.1. Схема профилей и пикетов ВЭЗ.

Сводная геолого-гидро-геоэлектрическая характеристика района.

Таблица 3.1.

Колонка	Литология	Гидрогеология	УЭС (ρв в Омм	
	почвенно-суглинисто-песчаные	Слабо влажные и сухие	10-60	ρ1
	Глина	Влажные	11-15	ρ2'
	Нефтепродукты		< 3	ρ2''
	Пески	Пресные водоносные	> 35	ρ3'
		водоносные	< 25	ρ3'
	трещиноватые известняки массивные	Влажные	< 300	ρ3'
		Сухие	> 400	ρ4

Работу выполняют 4 бригады (по одному профилю на бригаду).

Требуется, построив кривые ВЭЗ и проинтерпретировав их с помощью номограммы-палетки, получить в результате:

1. Четыре геоэлектрических разреза по профилям I-IV. Горизонтальный масштаб 1:10000, вертикальный 1:1000.

2. Карту ρ_2 , на которой можно выделить глинистые породы и пески с водой или нефтепродуктами, т.е. контуры древней долины. Хотя нефтепродукты имеют более высокие УЭС по сравнению с водоносными песками, но в силу биохимического окисления нефтегазоносных загрязнений (включений) движущимися подземными водами в породах остаются продукты окисления (сульфиды), резко понижающие УЭС (до единиц Ом) и в подземном водоносном горизонте образуется низкоомная зона – зона нефтезагрязнения.

На карте ρ_2 , где нет нефтезагрязнений, по высоким значениям ρ_2 можно найти местоположение подземных вод с пресными водами, т.е. выделить участки, где можно закладывать водоснабженческие скважины.

Карту $H = (h_1 + h_2)$ – глубины залегания коренных известняков. Изолинии на карте провести через 5 метров. В скобках после оцифровки H поставить значения ρ_3 (низкое ρ_3 характеризуют трещины; высокие ρ_3 – массивные известняки).

Участки, где $\rho_3 \gg$ и $\ll H$, удобны для выбора места для строительства будущего завода.

Часть 3.1. Основы теории инженерной электроразведки.

3.1.1. Некоторые проблемы и методы гидрогеологических и гидроэкологических исследований.

3.1.2. Геолого-гидрологические свойства горных пород.

3.1.3. Зависимость удельного электрического сопротивления от насыщенности нефтепродуктами.

Часть 3.2. Интерпретация и геолого-гидрогеологическое истолкование результатов методов сопротивлений.

3.2.1. Сущность методов сопротивлений.

3.2.2. Качественная и количественная интерпретация ВЭЗ.

3.2.3. Геолого-гидрогеологическое истолкование данных ВЭЗ.

3.2.4. Интерпретация электропрофилей (ЭП).

Часть 3. Последовательность практического решения лабораторной работы №3:

3.1. Индивидуальное качественное и количественное истолкование полевых кривых ВЭЗ (20 полевых кривых).

3.2. Проведение количественных расчетов и получение расчетных данных для общей таблицы.

3.3. Групповое построение 4-х цифровых моделей для 4-х вычисленных параметров (ρ_1, ρ_2, h_1, h_2).

3.4. Групповое построение по 4-м цифровым моделям карт изолиний с заданным сечением.

3.5. Выделение на картах изолиний участков для строительства объекта, участка для добычи подземных вод, участка проявлений нефте- и газонасыщенности.

Лабораторная работа №3.

Проектирование площадки для строительства нефтеперерабатывающего завода с изучением загрязненности и минерализации подземных вод с помощью ВЭЗ.

I

Планируется выполнить проект по строительству 2-й очереди нефтеперерабатывающего завода. В 300 м южнее существующего завода имеется свободная территория. Необходимо выбрать наиболее устойчивую и перспективную площадку для этого строительства, выявить участки загрязнения горных пород нефтепродуктами существующей 1-й очереди завода, разведать месторождение подземных вод для питьевого водоснабжения, оценить качество и количество воды в нем.

Для решения поставленных строительных, геоэкологических и гидрогеологических задач была поставлена электроразведка методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) и профилирования (ЭП). Работы велись по 4 профилям широтного простирания, расположенным через 250 метров. На каждом профиле поставлено по 5 точек ВЭЗ с шагом 250 м (точки ВЭЗ 1, 6, 11, 16 находятся на западных концах профилей - см. карту, рис.3.1).

С помощью ВЭЗ планируется:

1. Выбрать площадку с твердым (плотным) основанием, наиболее благоприятную для строительства.
2. Выявить участки загрязнения горных пород нефтепродуктами существующей I очереди завода.
3. Осуществить поиск подземных вод для питьевого водоснабжения, оценив качество воды.

Геологическое строение района следующее: под четвертичными неоднородными по простиранию песчано-глинистыми отложениями мощностью от 1 до 10 метров залегают глины мощностью от 5 до 60 метров. В них может быть древняя переуглубленная долина, заполненная обводненными крупнозернистыми песками. Под глинами и песками залегает мощная толща известняков, в разной степени трещиноватых и закарстованных. Возможна загрязненность горных пород нефтепродуктами.

Последовательность интерпретации полученных данных электроразведки следующая:

1. Индивидуально проинтерпретировать **полевые** кривые ВЭЗ (всего их 20 штук, см. Приложения, рис.3.1-3.20), заданных на прозрачных двойных логарифмических бланках с помощью номограммы-палетки (см.рис.3.2) по правилам, рассмотренным в теории метода. Результаты записать в бригадную таблицу 3.3.

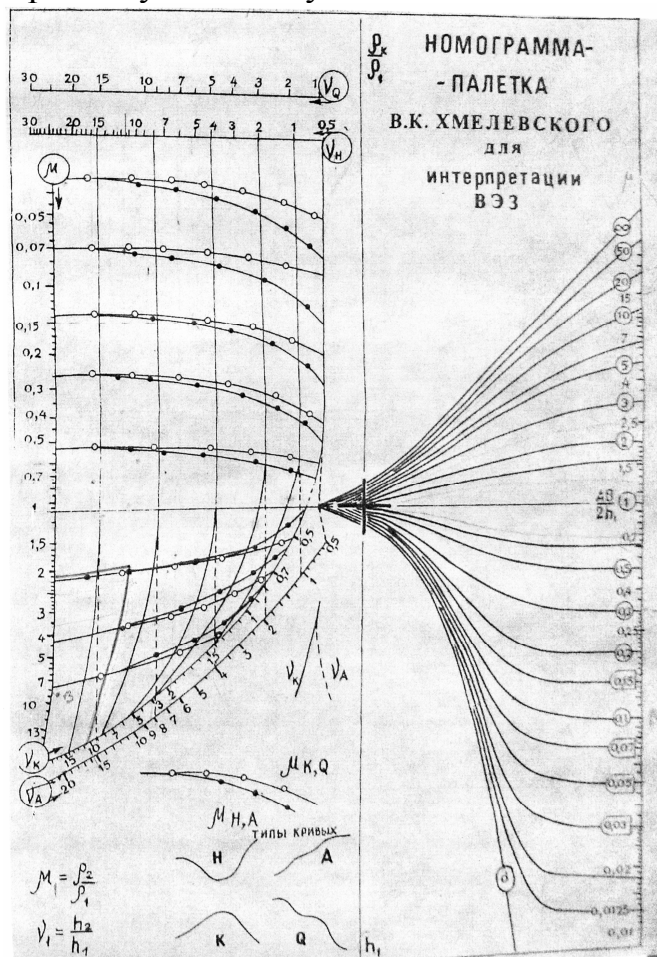


Рис. 3.2. Номограмма –палетка В.К.Хмелевского

2. На графике ЭП (см. рис.3.3) выявить положение зоны, загрязненной нефтепродуктами.

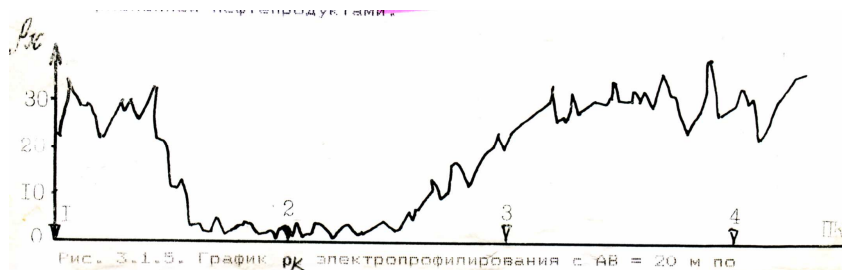


Рис. 3.1.5. График \$\rho_k\$ электропрофилеирования с АВ = 20 м по

Рис. 3.3. График ρ_k электропрофилирования с $AB = 20$ м по профилю 1, ПК 1-4.

3. Каждой бригаде построить геоэлектрические разрезы по четырем профилям – по горизонтали откладываются точки ВЭЗ, по вертикали – мощности слоев h_1 и h_2 (горизонтальный масштаб 1: 1000, вертикальный 1:1000). Пользуясь имеющейся геологической информацией и данными таблицы 3.1, определить литологию слоев и выделить водоупоры и коллекторы, а также заполнитель коллекторов.

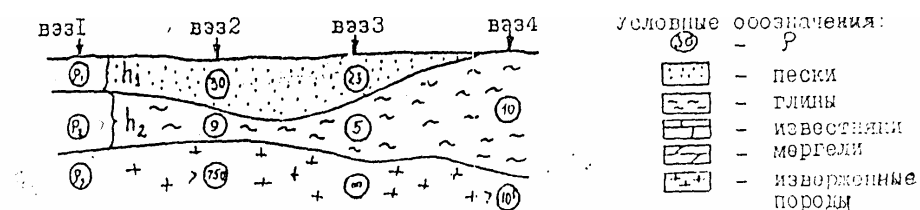


Рис.3.4. Сематический геологический разрез.

4. Каждой бригаде построить по одной карте. Для этого на карте масштаба 1:10000 поставить порядковые номера точек ВЭЗ, около них записать соответствующие параметры: глубину залегания известняков ($H = h_1 + h_2$), глубины первого слоя h_1 , глубины второго слоя h_2 , удельных электрических сопротивлений ρ_1, ρ_2, ρ_3 . Провести изолинии с помощью обычной линейной интерполяции. Сечение изолиний должно составлять примерно 20-30% от минимального значения этого параметра.

4. По картам и графикам можно получить следующие результаты.

- на изолиниях рядом с оцифровкой глубин дать (в скобках) УЭС известняков. Высокими значениями ρ_3 выделяются участки, наиболее благоприятные для строительства. Они могут служить надежным основанием сооружений, если являются устойчивыми к нагрузкам, т.е. массивными и неразрушенными. Критерием такого состояния массивов являются высокие УЭС. На карте выбрать площадку под строительство размером до 500*500 м с максимальными УЭС и минимальной мощностью наносов, т.е. минимальной величиной ($H = h_1 + h_2$) или глубиной их залегания, чтобы уменьшить объемы вскрышных работ.

- выявить местоположение возможного загрязнения пород нефтепродуктами, используя геоэлектрический разрез и график электропрофилирования на профиле 1 (см. рис.3.3). Нанести зону загрязнения на карту). Места загрязненности нефтепродуктами будут характеризоваться минимальными значениями ρ_2 и ρ_3 . В то же время сравнительно низкими значениями ρ_2 и ρ_3 могут выделяться глинистые породы. На картах УЭС отразить возможные зоны загрязненности.

- на карте оконтурить возможное месторождение подземных вод. Обычно трещинно-карстовые подземные воды в известняках находятся на участках, где наименьшее значение ρ_3 (здесь обычно наибольшая

трещиноватость, закарстованность известняков и, как правило, пресные подземные воды). Пластовые подземные воды в песках могут находиться обычно там, где значения ρ_2 максимальные (меньше глинистость и минерализация подземных вод, т.е. $K_m = 1$). Для этого можно использовать таблицу 3.1, рис. 3.3, данные об УЭС песков, а также определенное резистивиметром $\rho_m = 25$ Ом. Оценить с помощью таблицы 3.1 коэффициенты водоотдачи (K_u), фильтрации (K_f), водопродности ($T_v = K_f h$) песков. Мощность песков (h) определена по данным интерпретации ВЭЗ.

На картах ρ_2 и ρ_3 отметить возможное положение месторождения подземных вод, а их запасы тем больше, чем выше мощность $H = h_1 + h_2$.

О запасах подземных вод можно судить по параметру $Q = T_v s$, где s – площадь разведанного месторождения пресных вод.

II

В результате вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ), предназначенных для изучения горизонтально и полого залегающих геоэлектрических разрезов, на прозрачных бланках с двойным логарифмическим масштабом по осям координат строятся полевые кривые ВЭЗ: по вертикали откладываются кажущиеся сопротивления (ρ_k), по горизонтали – разносы ($AB/2$).

Интерпретация кривых ВЭЗ подразделяется на качественную и количественную.

Качественная интерпретация является визуальной, т.е. по форме кривой оцениваются число горизонтов в разрезе и определяются типы кривых (рис.3.4- 3.8):

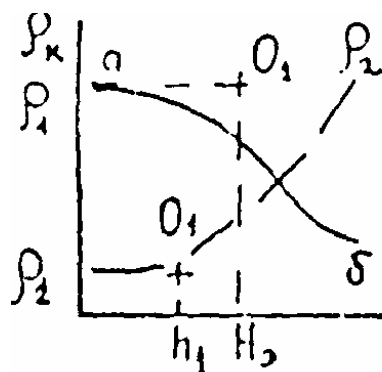


Рис.3.4. Двухслойная кривая сопротивления и кривая проводимости.

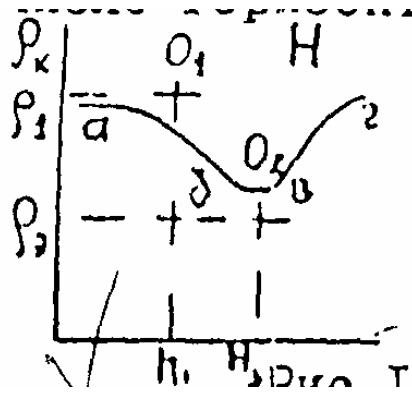


Рис.3.5. Трехслойная кривая ВЭЗ типа Н.

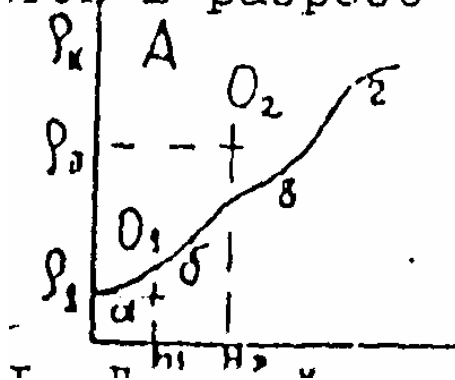


Рис.3.6. Трехслойная кривая ВЭЗ типа А

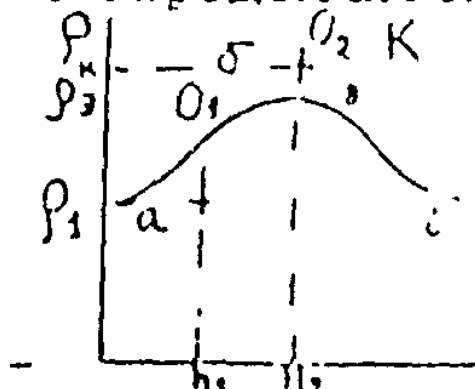


Рис.3.7. Трехслойная кривая ВЭЗ типа К.

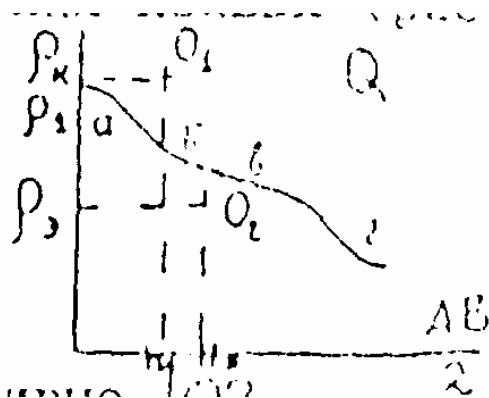


Рис.3.8. Трехслойная кривая ВЭЗ типа Q.

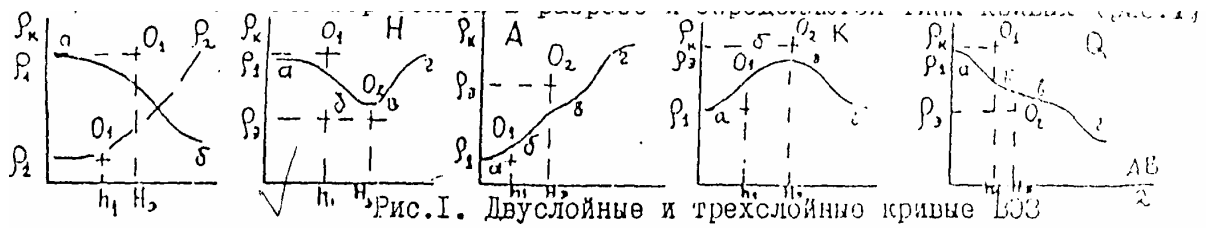


Рис.3.9. Общая схема, объединяющая рис.3.4-3.8.

Количественная интерпретация предназначена для определения сопротивления ($\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots$) и мощностей (h_1, h_2, h_3, \dots) слоев в изучаемом разрезе.

Самым простым способом количественной интерпретации является способ, номограмм-палеток, предложенный В.К.Хмелевским, применение которого осуществляется в следующей последовательности (рис.3.10):

1. Полевая многослойная кривая, вычерченная на прозрачном бланке с двойным логарифмическим масштабом (см., как пример, рис.3.11), разбивается на участки двухслойных кривых и самая левая часть (аб) накладывается на двухслойную палетку.

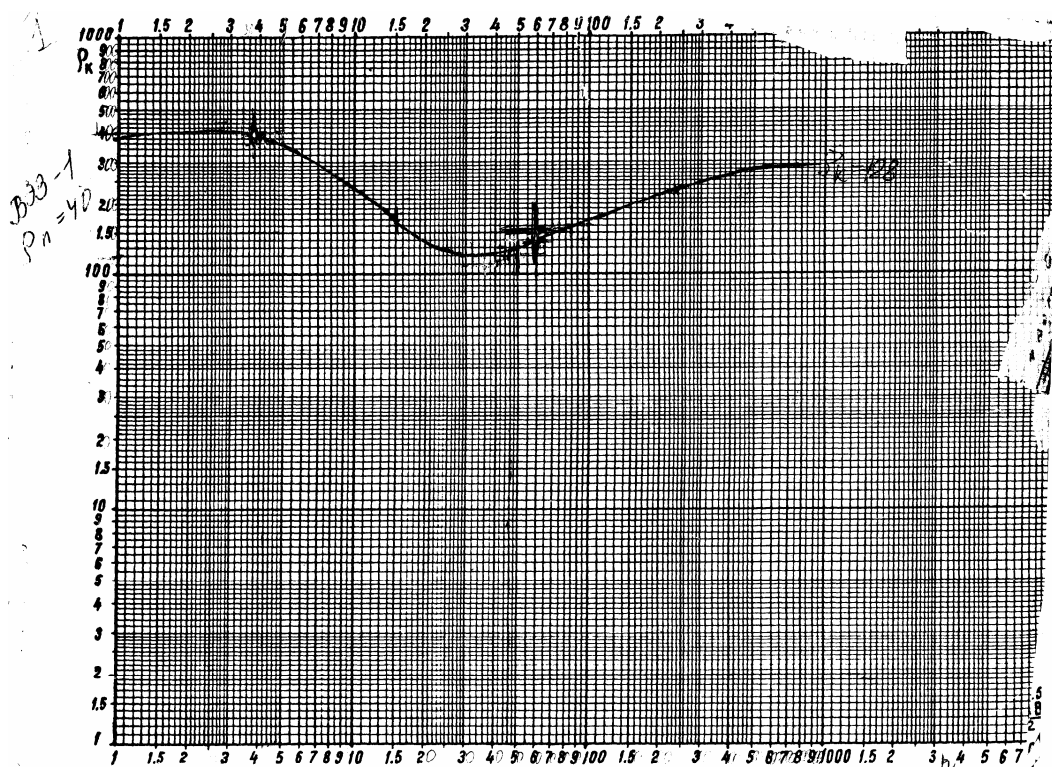


Рис.3.11. Пример полевой трехслойной кривой ВЭЗ.

Соблюдая параллельность осей координат прозрачного бланка и палетки, добиваются наилучшего совпадения части (аб) полевой кривой с одной из двухслойных теоретических кривых на палетке. В результате на

прозрачный бланк переносится первый крест палетки (точка O_1) с координатами верхнего слоя ρ_1 и h_1 , а по правой шкале оценивается параметр μ_1 .

2. При интерпретации трехслойных кривых ВЭЗ после выполнения п.1 добиваются наилучшего совпадения участка (вг) полевой кривой на прозрачном бланке с одной из двухслойных теоретических кривых на палетке. В результате по правой шкале палетки снимается параметр μ_2 и на прозрачный бланк переносится крест палетки (точка O_2). Координаты этой точки H_3, ρ_3 являются параметрами некоторого эквивалентного слоя. По координатам точки O_1 по номограмме определяются параметры μ и ν (для каждого типа кривых своя шкала ν).

С двухслойной палеткой совмещается третья часть (ветвь III-IV), на прозрачный бланк переносится крест палетки (точка O_3 с координатами h_{32}, ρ_{32}). По положению т. O_2 по номограмме определяем μ_3 и ν_3 .

И т.д., с двухслойной палеткой совмещается четвертая часть (ветвь IV-V), на прозрачный бланк переносится крест палетки (точка O_4 с координатами h_{33}, ρ_{33}). По положению т. O_3 по номограмме определяем μ_4 и ν_4 .

Все параметры, снимаемые с номограммы и полевого прозрачного бланка (см. рис.1), а также расчетные параметры, записываются в таблицу:

Таблица 3.1.

№ № ВЭЗ	ρ_1	h_1	μ_1	μ	ν	$\rho_3 \approx$ ρ_2	$\rho_2 =$ $M\rho_1$	$H_3 =$ $H_1 + h_2$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1								
2								
3								
4								
5								
6								

7								
8								
9								
10								
11								
12								
13								
14								
15								
16								
17								
18								
19								
20								

3. Далее строится геоэлектрический разрез: по горизонтали в заданном масштабе проставляются точки ВЭЗ, по вертикали в том же или более крупном масштабе откладываются мощности слоев и в их середине в кружочках проставляются сопротивления. Соединяя слои с примерно одинаковым сопротивлением в единые горизонты, строится электрический разрез, который с учетом имеющейся геологической информации превращаются в геоэлектрический разрез (см. рис.2).

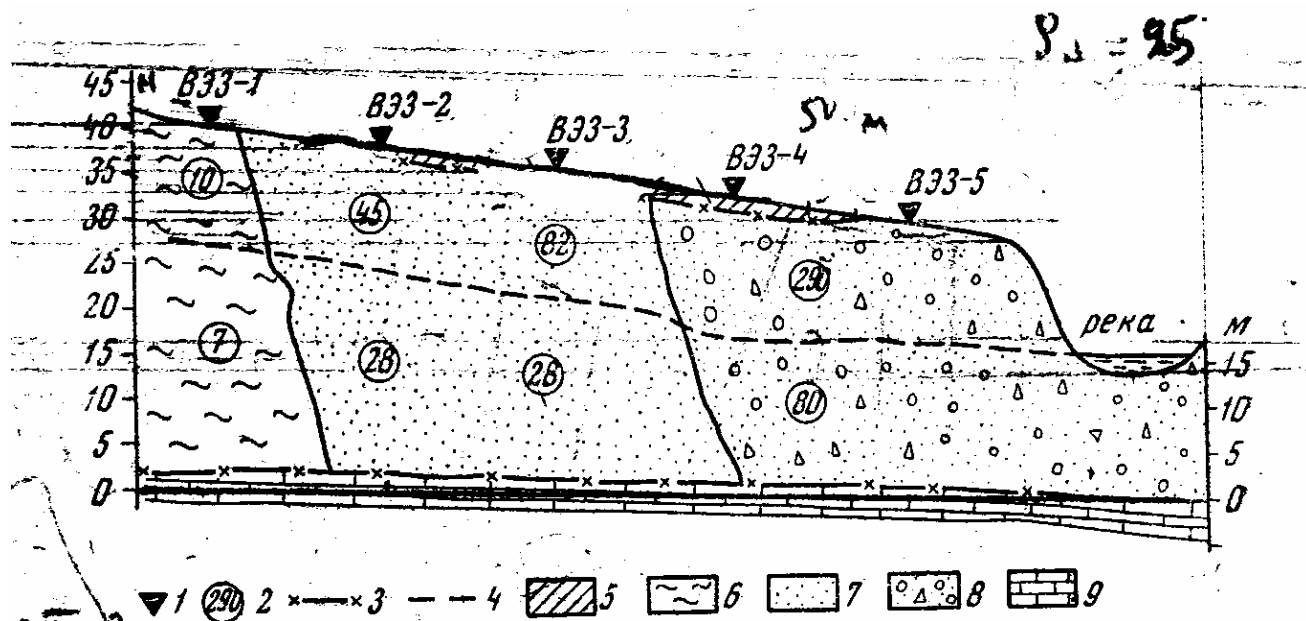


Рис. 3.2. Расположение точек ВЭЗ и геоэлектрический разрез.
 1 – центр ВЭЗ; 2 – удельное электрическое сопротивление пород в омметрах; 3 – границы различных геоэлектрических горизонтов; 4 – зеркало подземных вод; 5 – почвенный слой; 6 – глины; 7 – пески; 8 – галечники; 9 – известняки.

Отчетными материалами к лабораторной работе 3 являются:

1. Геоэлектрические разрезы по 4 профилям.
2. Карта глубин залегания известняков, на которой условными знаками показать все результаты геолого-гидрогеологического истолкования ВЭЗ и ЭП. К графическим материалам приложить текстовый отчет на 1-2 страниц, где отразить ответы на все вопросы в описании задачи.

Пример выполненного задания.

Международный университет
природы общества и человека "Дубна"

*Практические задачи
по электроразведке*



Проверил: Рукин М.Д.

Выполнили студенты
группы 3021:

Газарян Карина,
Иноземцева Елена,
Козлов Сергей,
Козлова Алена,
Лебедева Вера,
Романова Маргарита,
Харитонов Валентин,
Хохлова Ольга.

Дубна, 2008

Рис. 1. Обложка группового задания (стр.1)

Содержание

	<i>Стр</i>
1. Введение	3
2. Таблица результатов интерпретации по 1й и 2й кривым ВЭЗ данных электроразведки.....	4
3. Карты удельных электрических сопротивлений (УЭС) первого (ρ_1), второго (ρ_2), третьего слоев (ρ_3) слоев и глубин первого (h_1) и второго (h_2) слоев ($h_1 + h_2$)	5

Рис.2. Содержание работы (стр.2)

1. Введение

Проектируется строительство 2-ой очереди нефтеперерабатывающего завода на территории южнее существующего завода. С целью выбора наиболее перспективной площадки для его строительства, решения геоэкологических и гидрогеологических задач поставлена электроразведка методом электрических зондирований (ВЭЗ). С помощью ВЭЗ планируется:

1. Выбрать площадку, наиболее благоприятную для строительства.
2. Выявить участки загрязнения горных пород нефтепродуктами существующей 1-ой очереди завода.
3. Осуществить поиск подземных вод для питьевого водоснабжения, оценив качество воды.

Геологическое строение района следующее. Под четвертичными неоднородными по простиранию песчано-глинистыми отложениями мощностью от 1 до 10м залегают глины мощностью от 5 до 60м. В них может быть древняя переуглубленная долина, заполненная обводненными крупнозернистыми песками. Под глинами и песками залегает мощная толща известняков в разной степени трещиноватых и закарстованных. Возможна загрязненность горных пород нефтепродуктами.

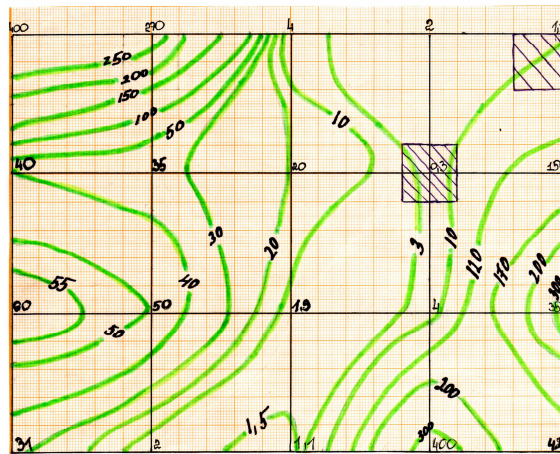
Рис.3. Постановка задачи (стр.3)

Таблица 1

№ ВЭЗ	ρ_1	μ_1	μ	ρ	ρ_2/ρ_1	ρ_3/ρ_2	ρ_4/ρ_3	$H_{\rho_1} = H_{\rho_2} = H_{\rho_3} = H_{\rho_4}$	$h_1 = \rho_1 h_2$	$h_2 = H_{\rho_1} h_1$	μ_2	h_2	h_1
1	400	0,3	0,42	13	120	108	57,2	57,8	50	3	50	4,2	
2	270	0,03	0,7	10	30	119	13,5	5	13	15	13	0,5	
3	4	0,3	0,45	11	2,2	1,8	64,6	50,6	60	10	60	4,6	
4	2	1	0,8	5,0	1,5	1,6	60	50	50	0,7	50	10	
5	1,1	1,7	2	5	1,6	2,2	113	65	100	7	100	13	
6	40	0,3	0,42	6	15	16,8	38,6	27,6	34	20	34	4,6	
7	35	0,3	0,39	10	13	14,43	34,1	31	36	10	36	3,1	
8	20	0,1	0,54	14,9	16,3	10,8	37,2	32,78	35	20	35	2,2	
9	0,3	1,5	1,5	2,6	3	0,45	6	10,4	4	6,25	4	2	
10	150	3	2,3	2,9	280	345	44,2	12,18	40	0,3	40	4,2	
11	60	0,3	0,4	7	25	24	15,3	21	12,3	10	12,3	3	
12	50	0,55	0,5	10	24	25	282,9	29	290	50	290	2,9	
13	1,9	5	5	16	8,5	9,5	35,5	88	90	10	90	5,5	
14	4	0,3	0,35	10	1,6	1,4	54	40	50	2	40	4	
15	350	0,05	0,7	9,4	26	24,5	12,05	9,87	11	20	11	1,05	
16	31	0,3	0,31	5,3	10,5	9,61	28,6	19,08	25	10	25	3,6	
17	2	0,7	0,7	10	1,8	1,4	119	90	48	5	48	9	
18	1,1	1	1,6	5,5	1,7	1,76	88	71,5	75	5	75	13	
19	400	0,08	0,05	15	50	20	17,2	18	16	10	16	1,2	
20	42	0,5	0,45	13	16	18,2	50,9	37,7	48	10	48	2,9	

Рис. 4. Результативная групповая таблица (стр.4)

Таблица 2. Удельное электрическое сопротивление 1-го слоя



Масштабы: горизонтальный 1:1000
вертикальный 1:1000

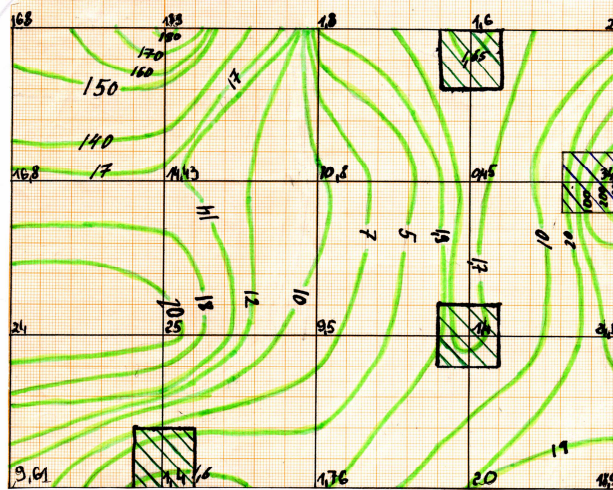
Условные обозначения:

- участок с наименьшей мощностью наносов

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
ρ_1	400	270	4	2	1,1	40	35	20	0,3	150	60	50	1,9	4	330	3,1	2	1,1	400	42

Рис. 5. Карта сопротивлений первого слоя (стр.5)

Таблица 3. Удельное электрическое сопротивление 2-го слоя



Масштабы: горизонтальный 1:1000
вертикальный 1:1000

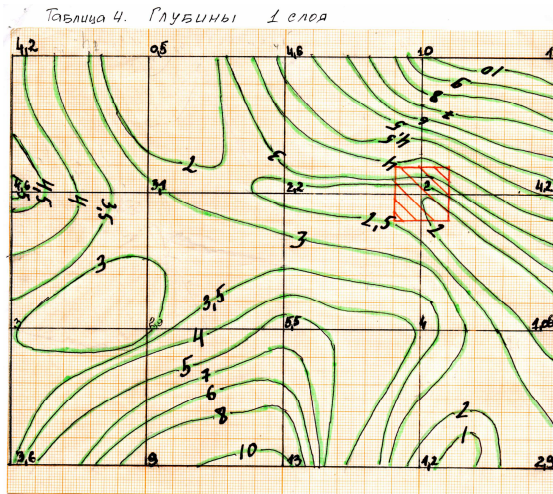
Условные обозначения:

- возможные зоны загрязнения нефтепродуктами или районы глинистых пород (т.к. в этих зонах самые низкие значения ρ_2)

- нахождения пластовых подземных вод (т.к. в этих зонах значения ρ_2 максимальны) меньше глинистости и минерализация)

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
ρ_2	168	189	1,8	1,6	2,2	168	144	108	0,45	3,45	24	25	9,5	1,4	2,45	8,61	1,4	1,6	20	18,9

Рис. Карта сопротивлений 2-го слоя (стр.6).



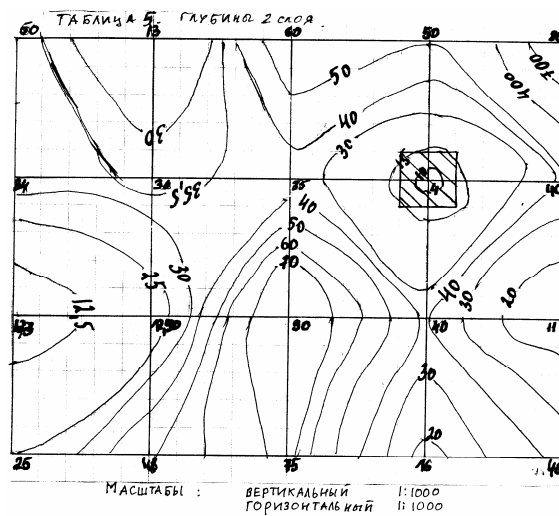
Масштабы: горизонтальный 1:1000
Вертикальный 1:1000

Условные обозначения:

- участок с наименьшей мощностью наносов, где будет меньше вскрышных работ

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
h ₁	4,2	0,5	4,6	10	13	4,6	3,1	2,2	2	4,2	3	2,9	5,5	4	1,05	3,6	9	13	1,2	1,9

Рис. Карта глубин подошвы первого слоя (стр.7).



Масштабы: вертикальный 1:1000
горизонтальный 1:1000

Условные обозначения:

- участок с наименьшей мощностью наносов, где будет меньше вскрышных работ

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
h ₂	50	13	60	60	80	34	36	35	4	40	14,5	230	30	40	11	25	48	25	16	48

Рис. Карта глубин подошвы второго слоя (стр.8).

Краткие выводы по отчету:

Возможные дополнительные практические задачи:

Задача 3.1. Определение участка залегания плотных кристаллических пород или уплотненных карбонатных пород.

Задача 3.2. Определение участка протекания подземных вод и примерной глубины их залегания.

Задача 3.3. Выявление участков проявления нефте-газопроявлений.

Задача 3.4. Изучении литологии и коллекторских свойств горных пород, их насыщенности подземными водами разной минерализации или нефтепродуктами с помощью полевой электроразведки методами сопротивлений.

ПРИЛОЖЕНИЯ:

Полевые кривые ВЭЗ на прозрачных двойных логарифмических бланках (рис. 3.1-3.20)

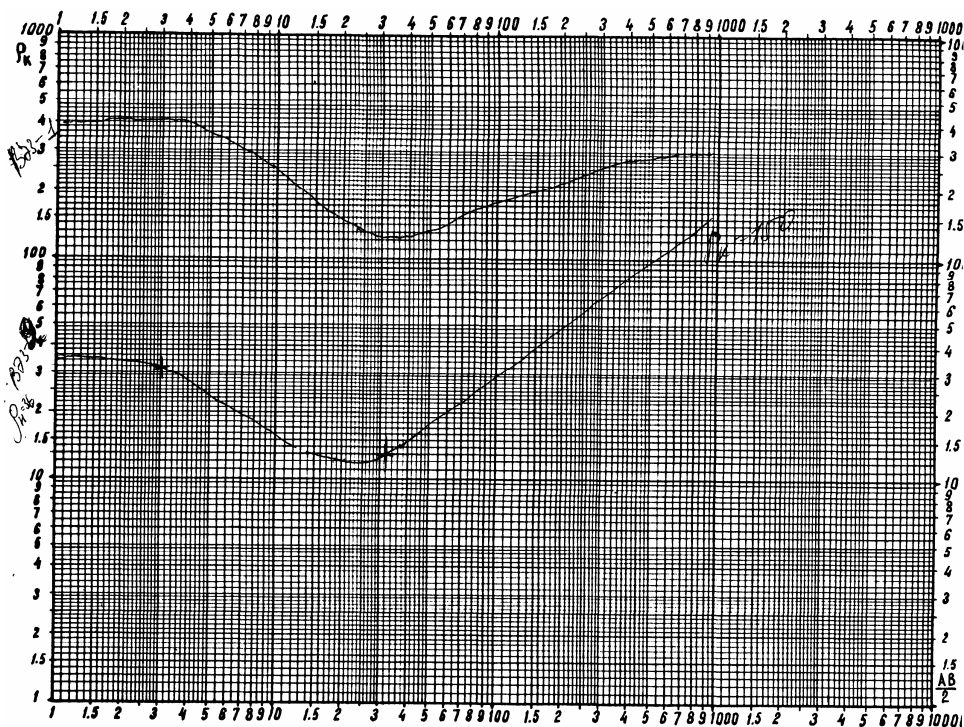


Рис.3.1. Полевая кривая ВЭЗ-1 типа ?

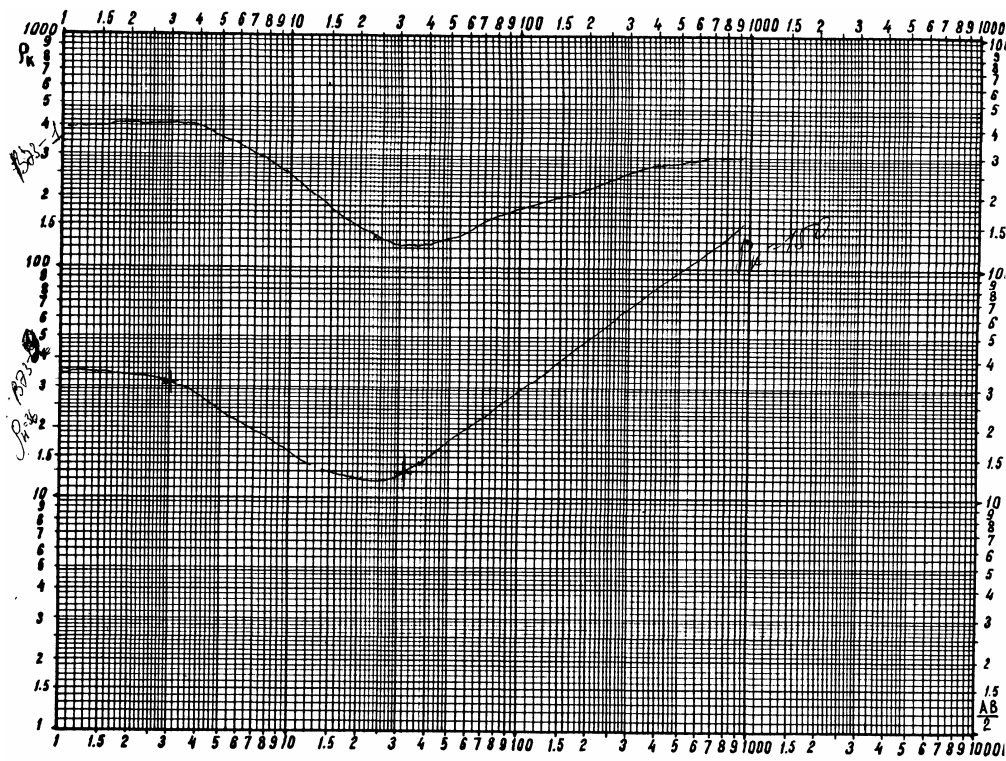


Рис.3.2. Полевая кривая ВЭЗ-2 типа ?

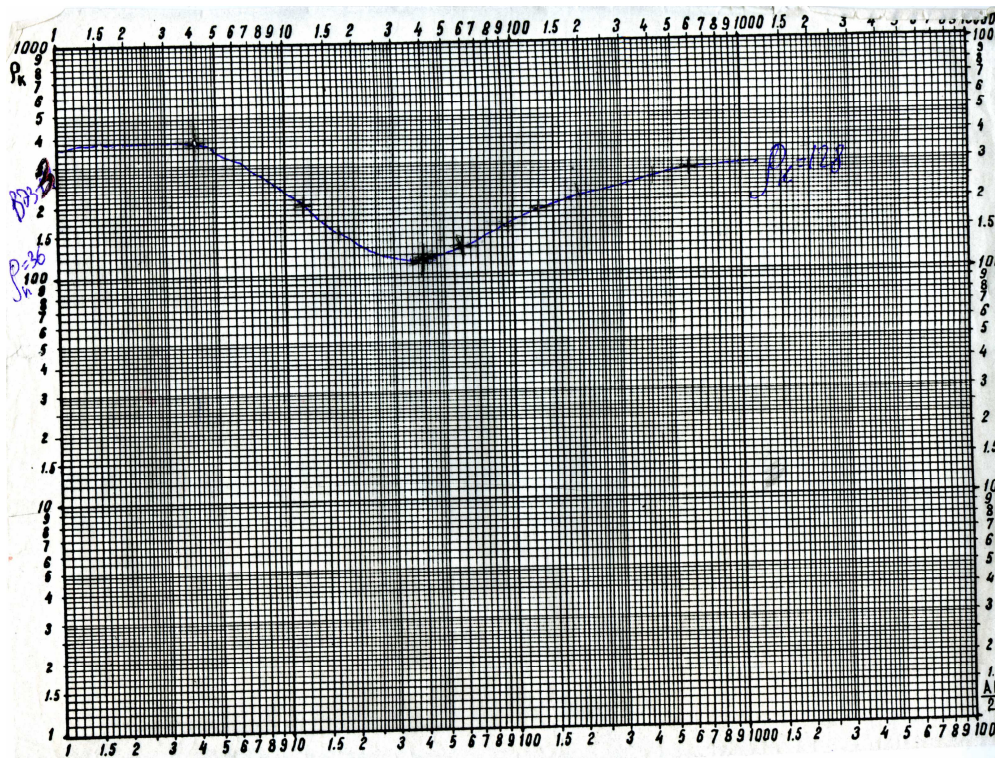


Рис.3.3. Полевая кривая ВЭЗ-3 типа ?

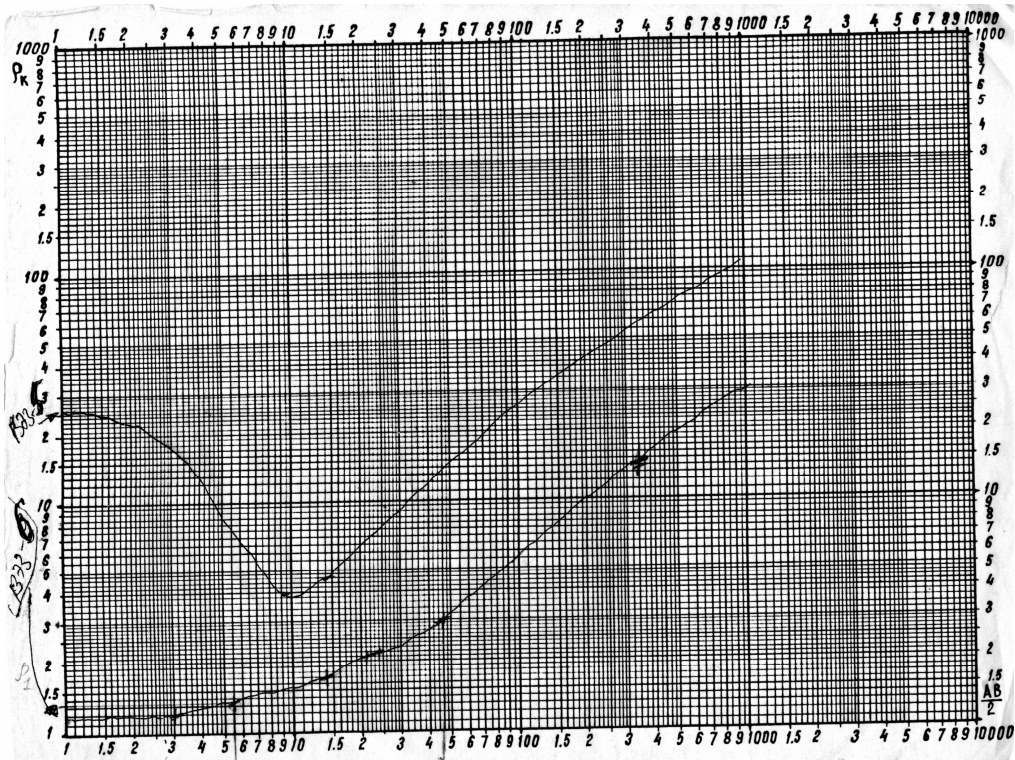


Рис.3.5. Полевая кривая ВЭЗ-5 типа ?

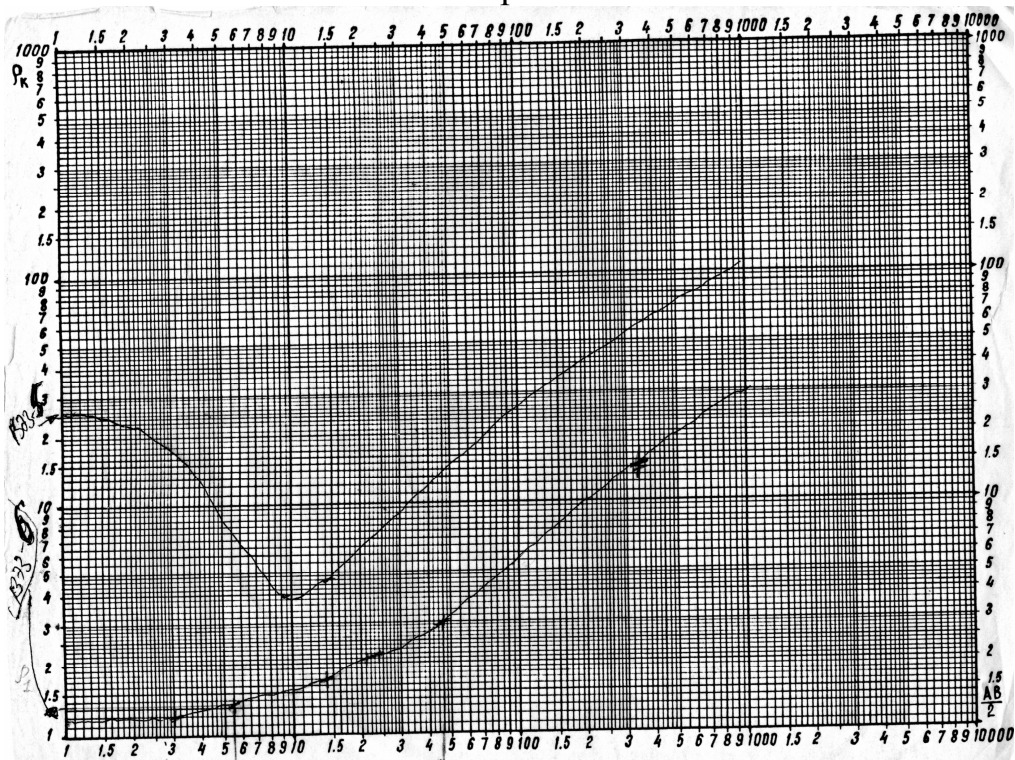


Рис.3.6. Полевая кривая ВЭЗ-6 типа ?

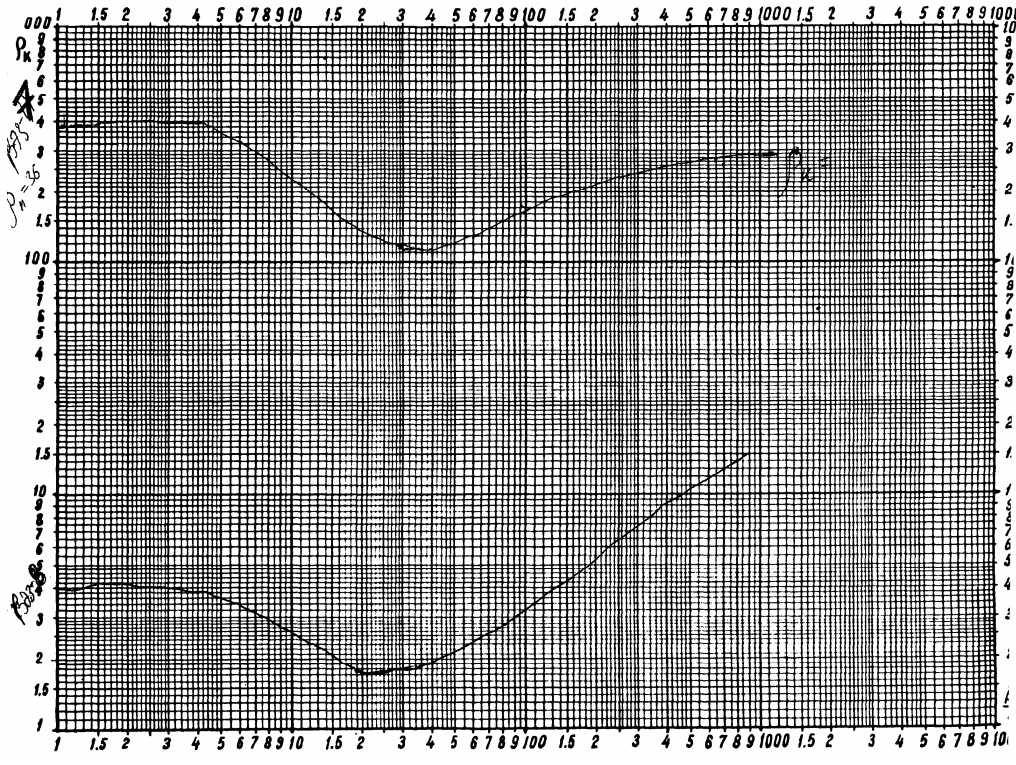


Рис.3.7. Полевая кривая ВЭЗ-7 типа ?

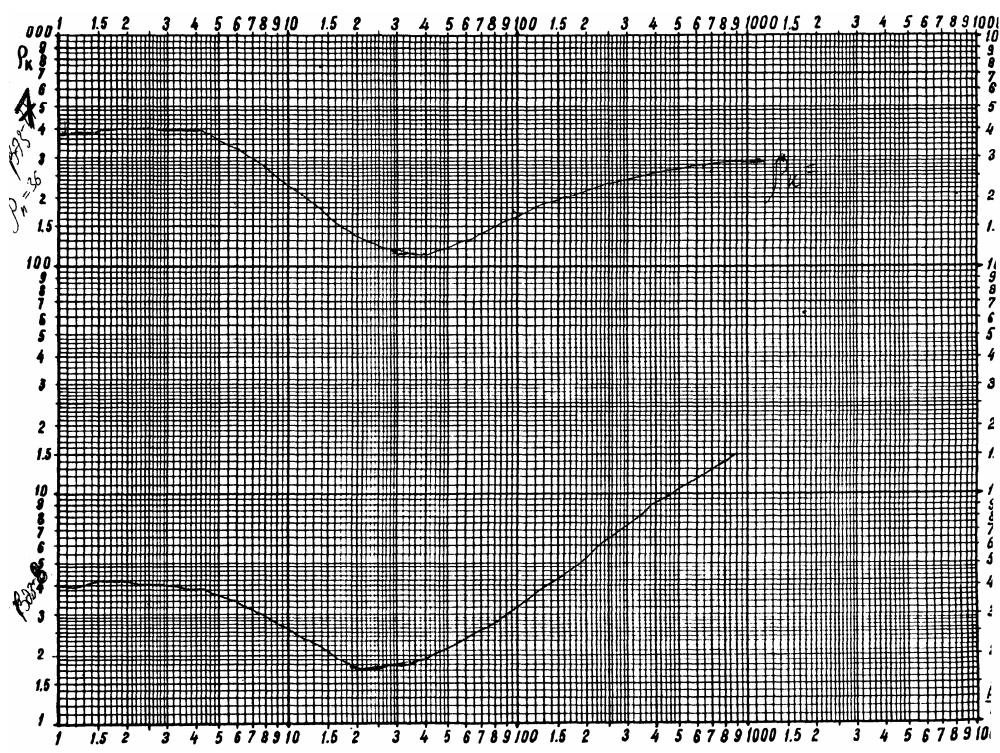


Рис.3.8. Полевая кривая ВЭЗ-8 типа ?

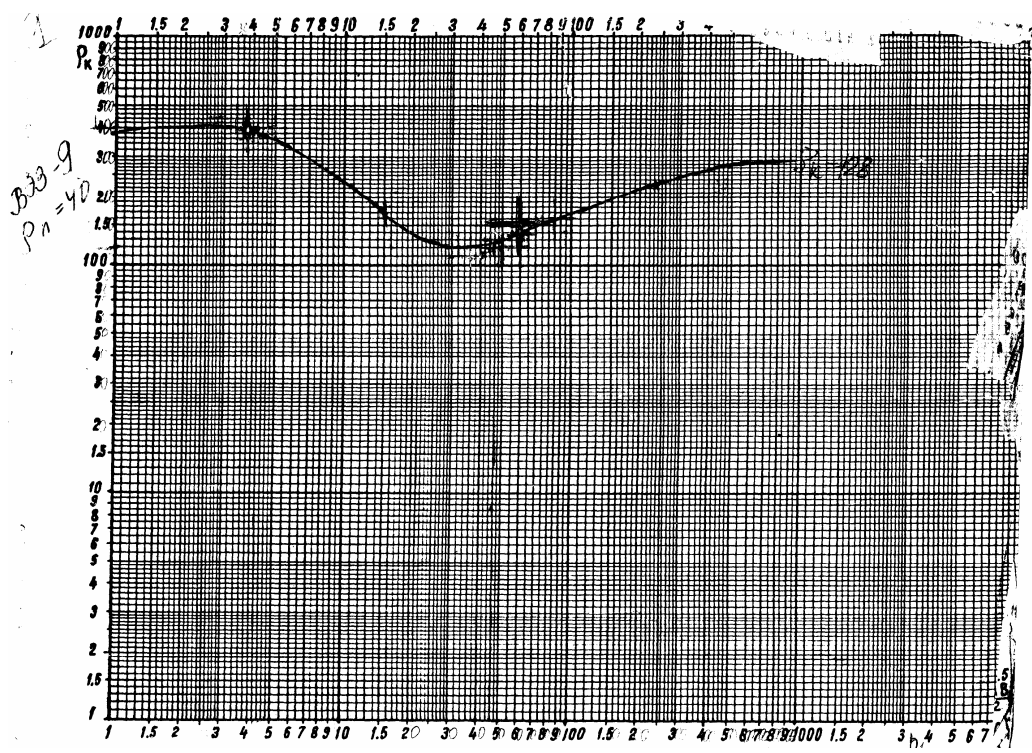


Рис.3.9. Полевая кривая ВЭЗ-8 типа ?

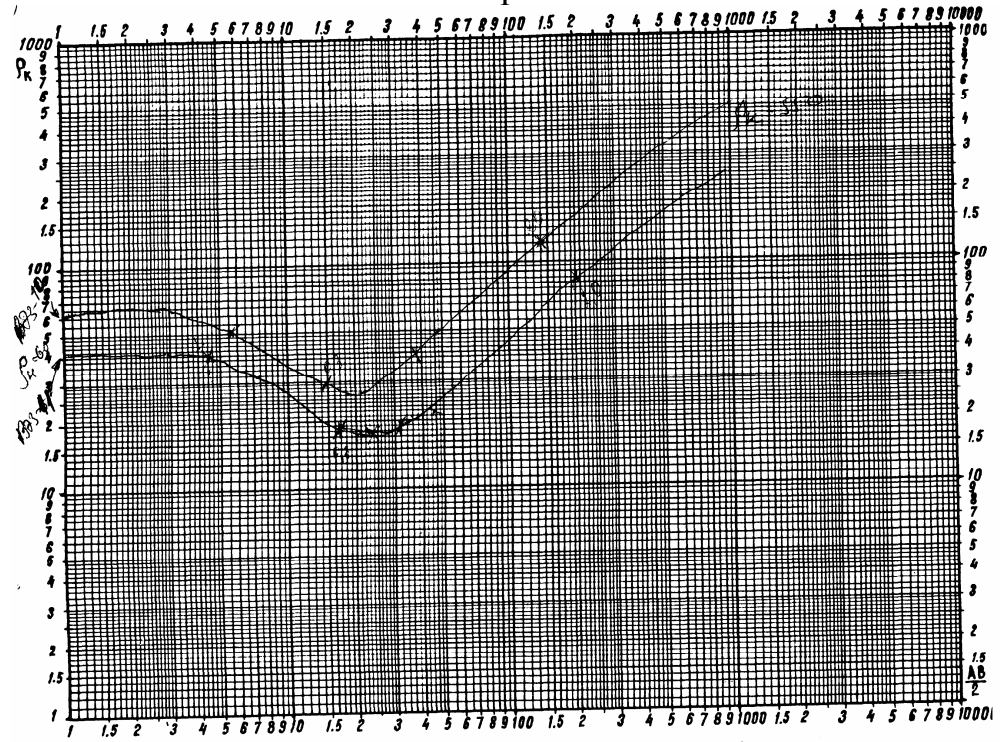


Рис.3.10. Полевая кривая ВЭЗ-10 типа ?

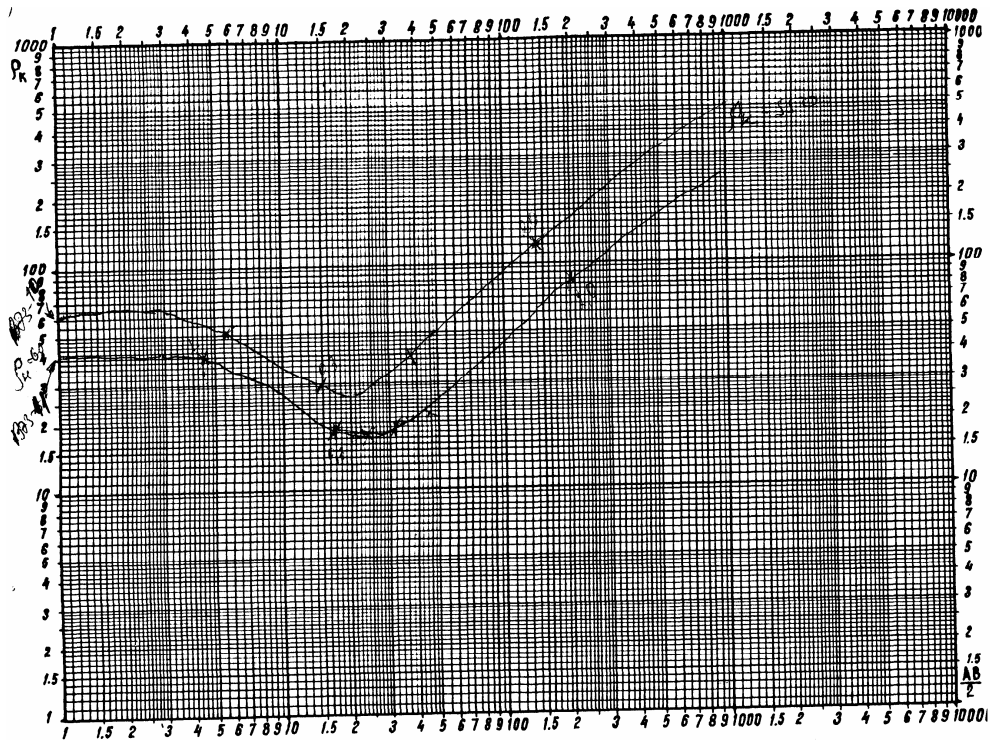


Рис.3.11. Полевая кривая ВЭЗ-11 типа ?

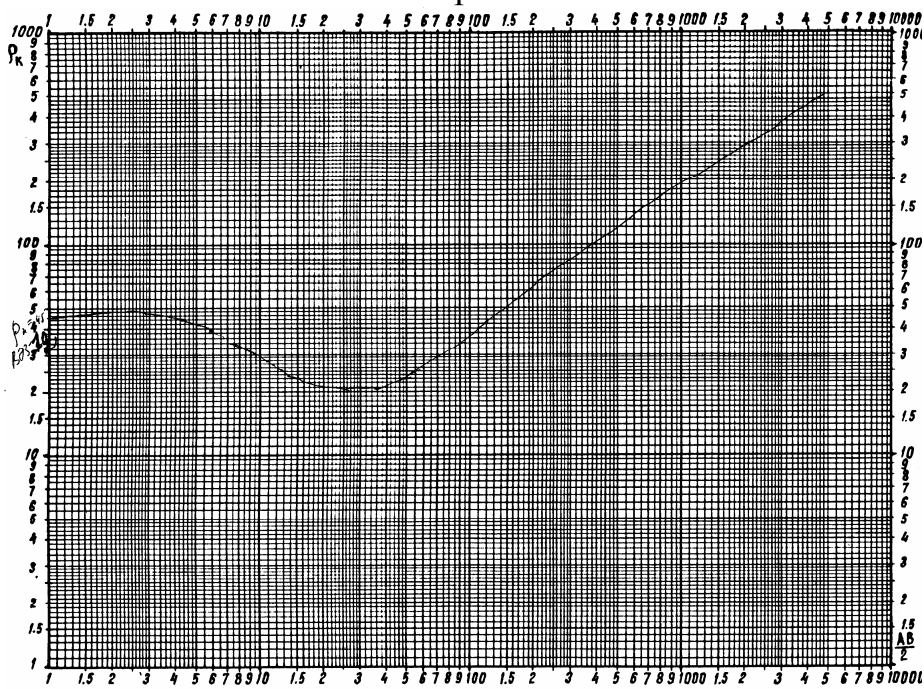


Рис.3.12. Полевая кривая ВЭЗ-12 типа ?

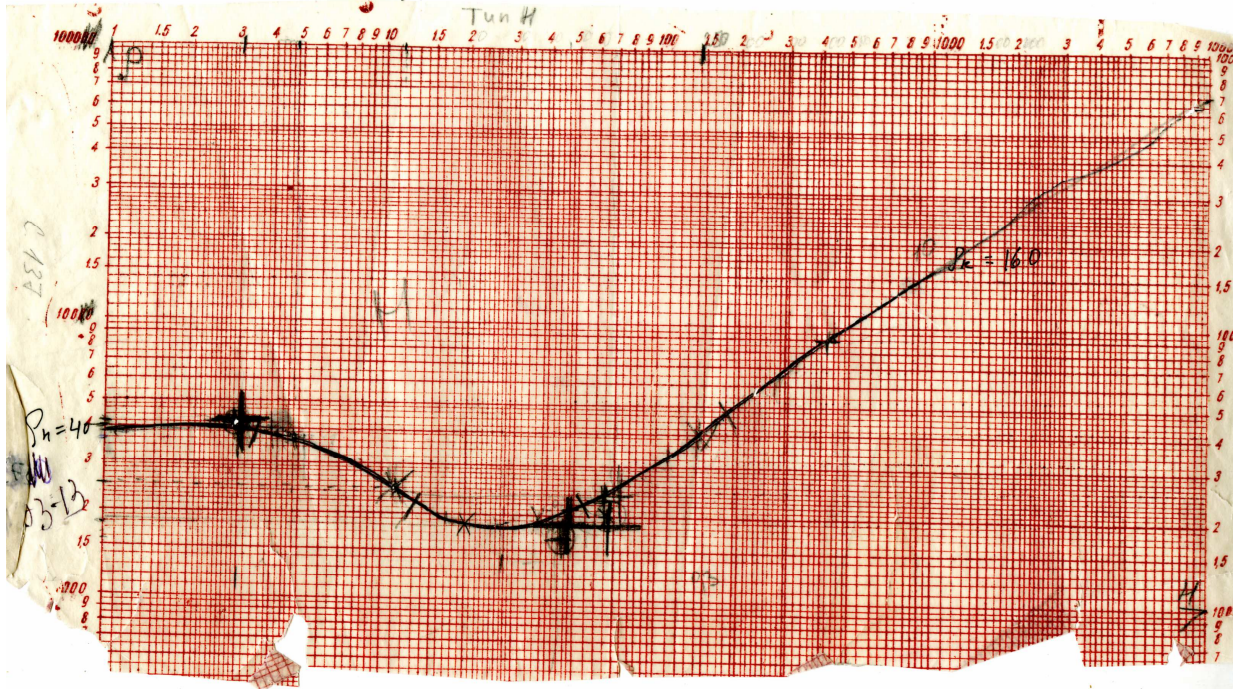


Рис.3.13. Полевая кривая ВЭЗ-13 типа ?

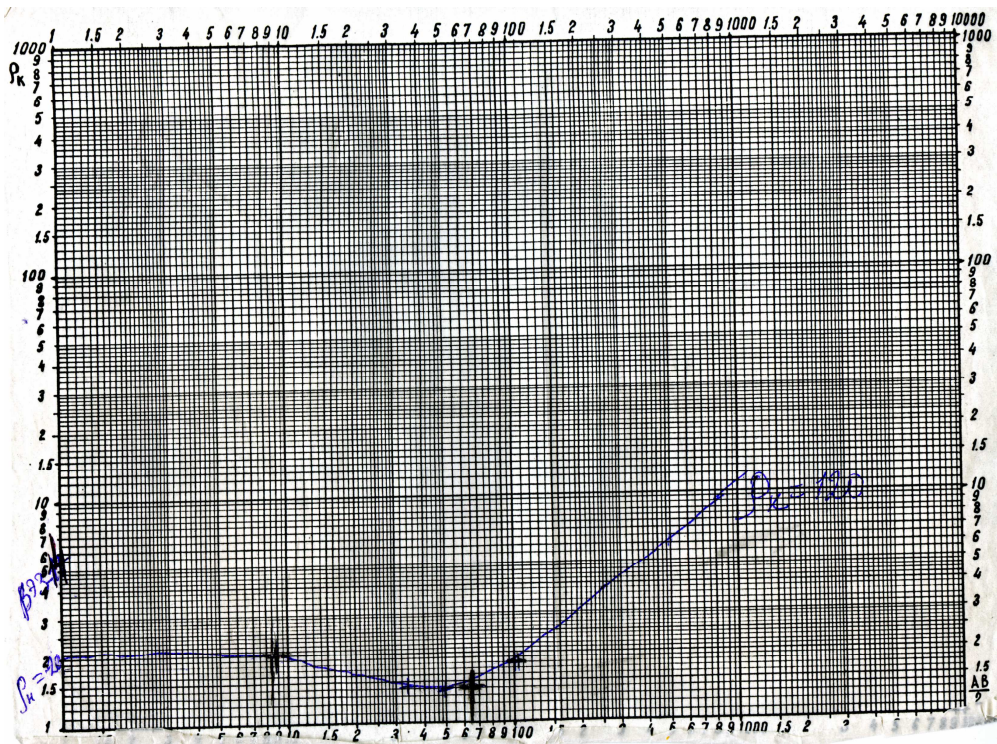


Рис.3.14. Полевая кривая ВЭЗ-14 типа ?

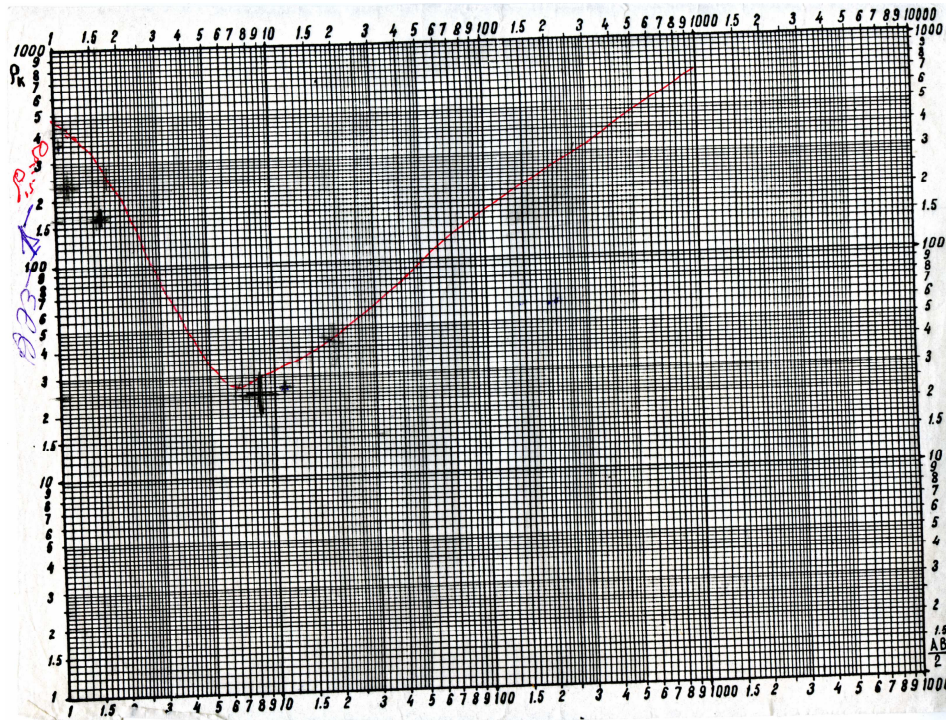


Рис.3.15. Полевая кривая ВЭЗ-15 типа ?

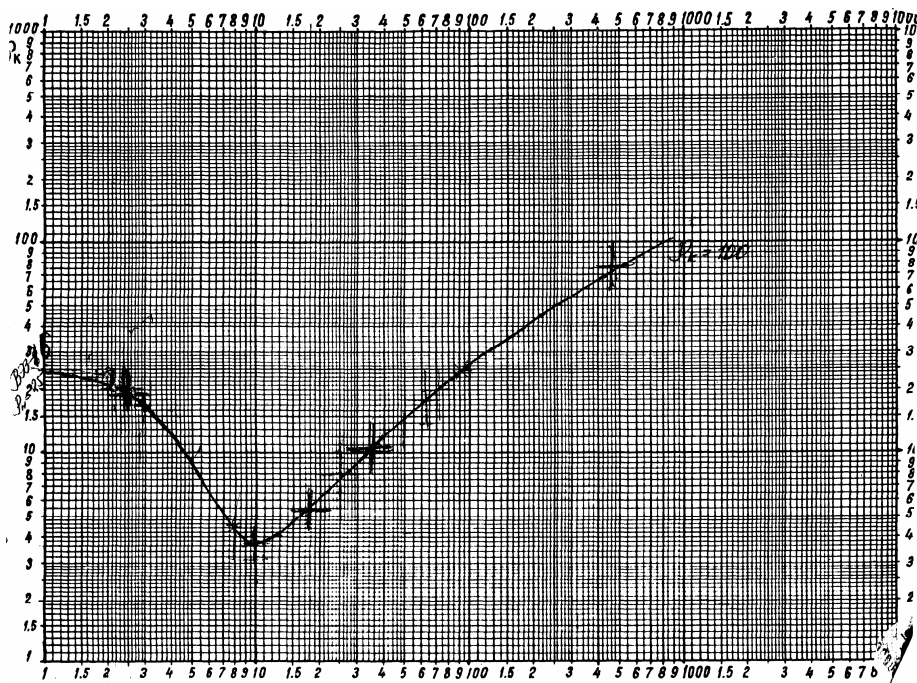


Рис.3.16. Полевая кривая ВЭЗ-16 типа ?

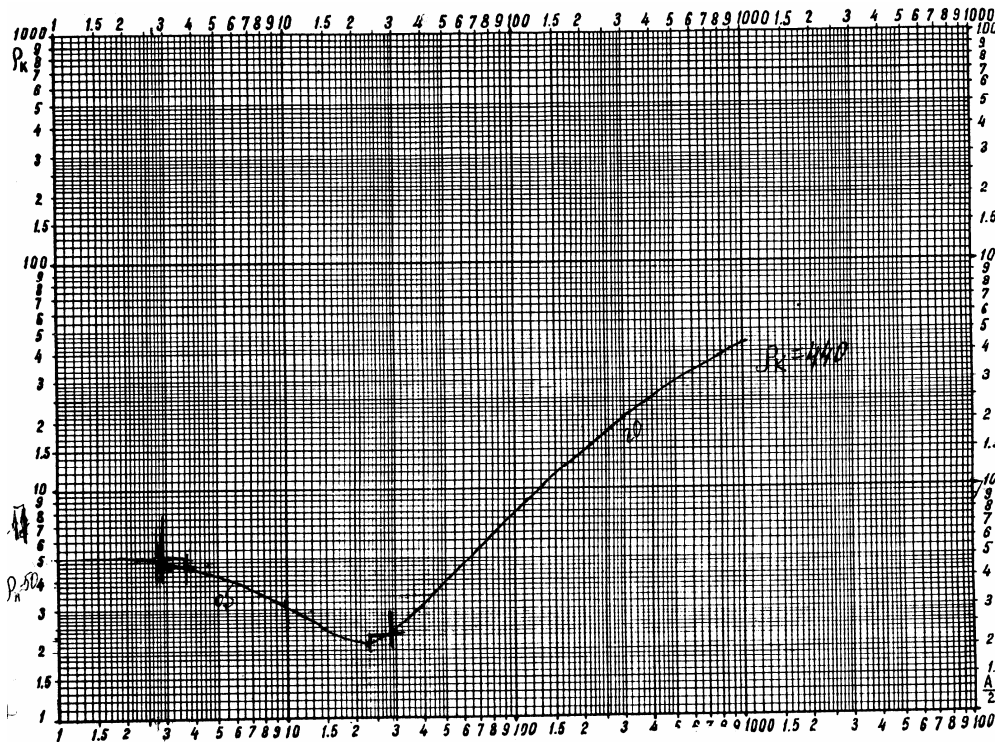


Рис.3.17. Полевая кривая ВЭЗ-17 типа ?

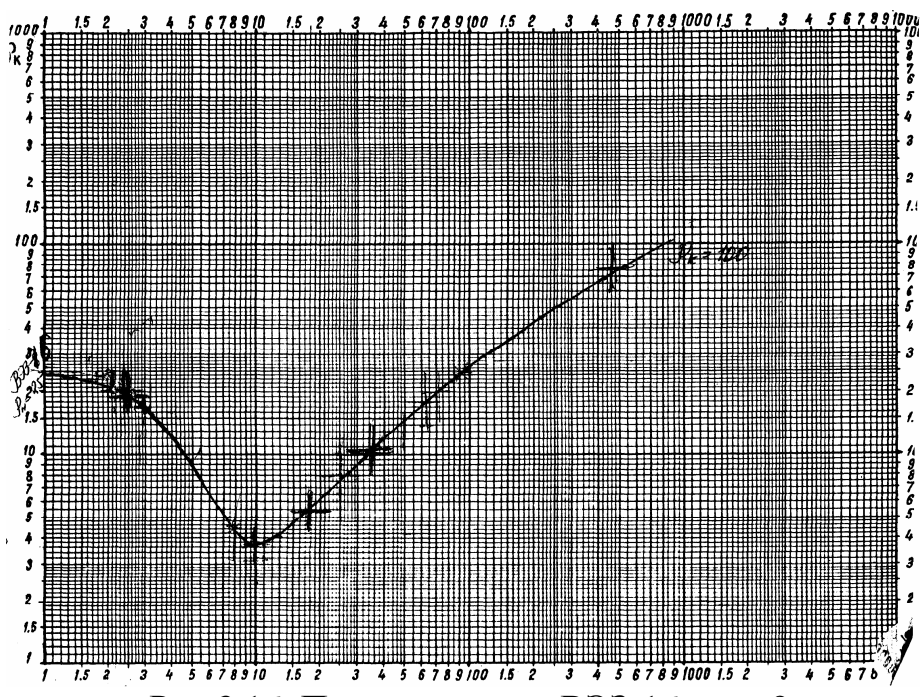


Рис.3.16. Полевая кривая ВЭЗ-16 типа ?

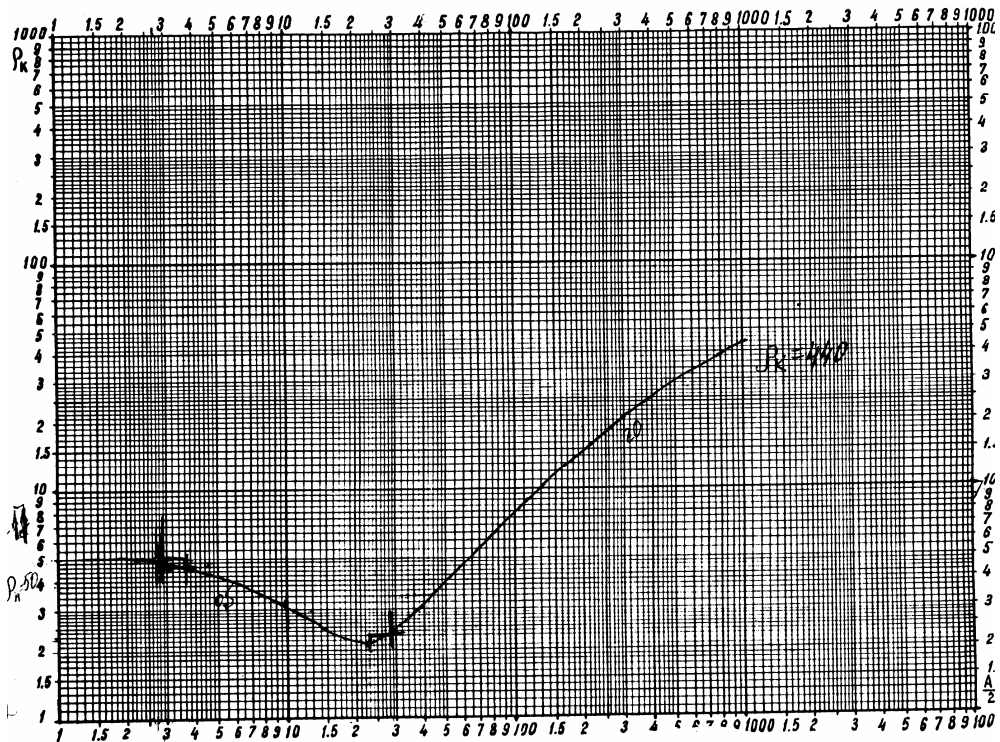


Рис.3.17. Полевая кривая ВЭЗ-17 типа ?

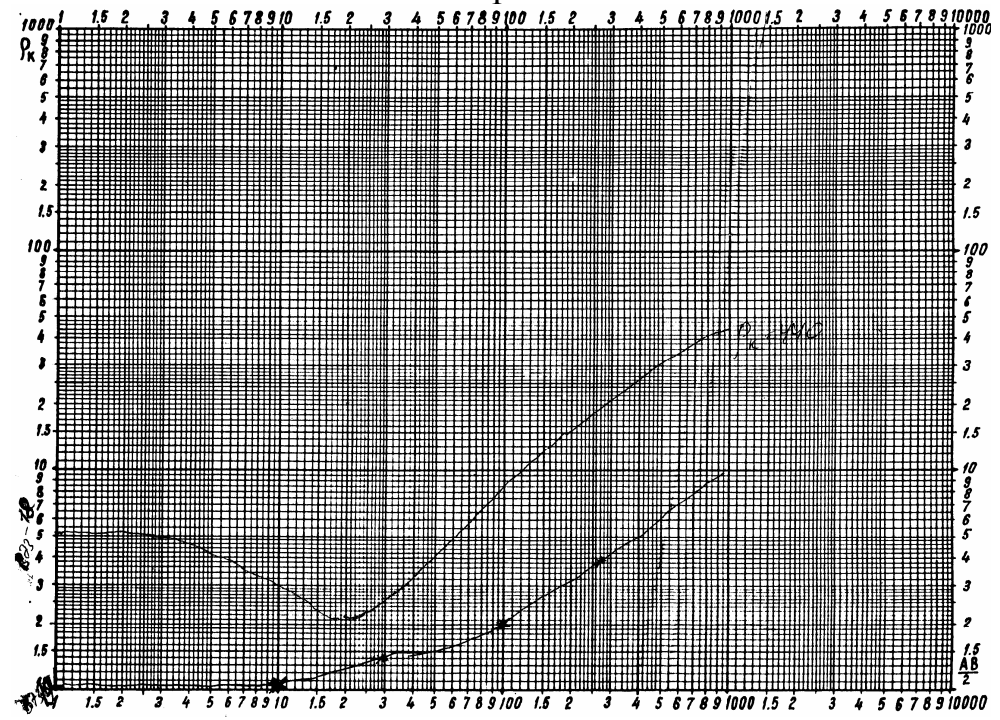


Рис.3.18. Полевая кривая ВЭЗ-18 типа ?

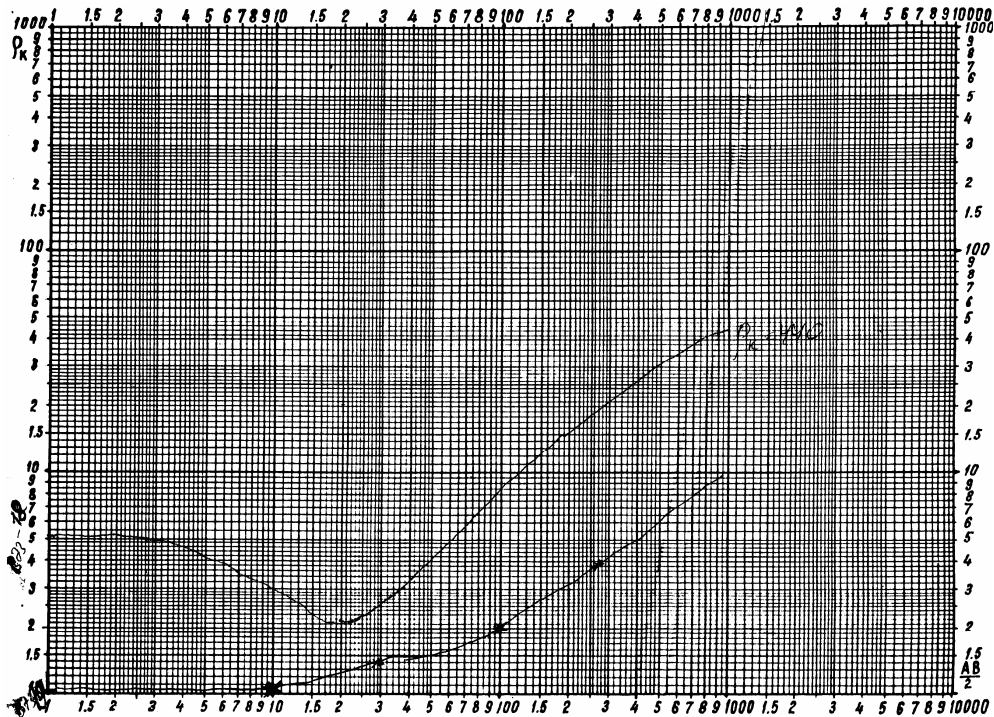


Рис.3.19. Полевая кривая ВЭЗ-19 типа ?

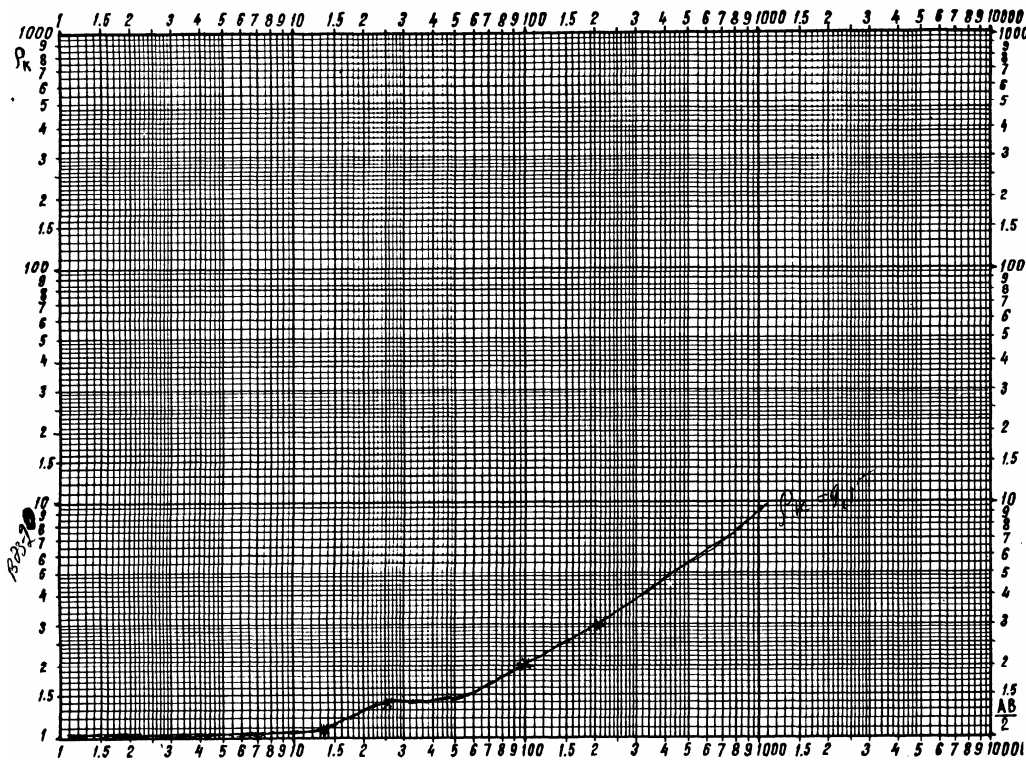


Рис.3.20. Полевая кривая ВЭЗ-20 типа ?

Конец задания к выполнению лабораторной работы №3.

Возможные дополнительные рисунки:

- ρ_b (С), ρ (М), Φ (K_n); Двух – и трехслойные палетки ВЭЗ.
- Номограмма палетка В.К.Хмелевского.; Геоэлектрический разрез.
- график ЭП; 3.2.1. Расположение точек ВЭЗ

Глава 5. СЕЙСМОРАЗВЕДКА.

5.1. Общие сведения.

Геофизический метод исследования земной коры и геологии среды, поисков и разведки нефтегазовых месторождений и др. полезных ископаемых.

Основа – изучение упругих, естественных, а преимущественно, искусственных волн, возбужденных с помощью источников: взрыва, удара и т.д.

Упругие свойства пород разные, и поэтому скорости распространения волн тоже разные. На границах слоев, где меняются скорости, могут образовываться волны – отраженные, преломленные, дифрагированные, рефрагированные и других типов. Регистрация возврата волн дает сведения о скоростном и геологическом разрезе.

Изучаем: кинематику волн, времена пробега волны от источника взрыва до приемника, динамику или интенсивность волн, скорости смещения частиц почвы или горных пород.

Сложные установки, называемые сейсмостанциями, преобразуют слабые механические колебания возбужденных от источников частиц геологической среды в электрические сигналы с помощью сейсмоприемников, где они многократно усиливаются и регистрируются на сейсмограммах или магнитограммах.

Интерпретация – истолкование, получение сведений о геолого-геофизическом разрезе: определение глубин разделяющих границ слоев пород, их падения (углов наклона), простирания, скорости, выяснение их геологической природы.

Основные методы сейсморазведки: МОВ (метод отраженных волн) и МПВ (КМПВ) – корреляционный метод преломленных волн.

Главная задача использования сейсморазведки: высокоточное определение геометрии геологического разреза с помощью выделения из поля волн-помех полезных сигналов, чаще однократно отраженных или преломленных волн, с помощью сложных автоматизированных систем возбуждения и приема информации (ошибки – менее 1%).

Эта задача может быть решена только при условии использования современных сложных вычислительных систем приема, преобразования и обработки информации – ЭВМ высокого класса: с большим объемом оперативной памяти, высоким быстродействием, надежностью и т.д.

По решаемым задачам сейсморазведка подразделяется на следующие виды: глубинная, структурная, нефтегазовая, рудная, инженерная и т.д.

По месту проведения: наземная (полевая), морская (акваториальная), скважинная, подземная.

По частотам колебаний упругих волн: высокочастотная (свыше 100 Гц), среднечастотная (несколько 10-ков Гц), низкочастотная (менее 10 Гц). При увеличении частоты упругих волн увеличивается затухание их, тем самым уменьшается глубинность исследований.

Сейсморазведка - **самый точный, самый надежный, самый дорогой, самый сложный и трудоемкий метод.**

Глубинность исследований – от нескольких метров (изучение физико-механических свойств пород), до нескольких 10-ков и сотен км (изучение земной коры и верхней мантии).

Главное назначение сейсморазведки – поиск и разведка нефти и газа.

20-е годы прошлого столетия родилась сейсмология – наука о землетрясениях (EQ – earthquake (анг.), erdbeben (нем.)).

23-25-е годы прошлого столетия – геологические задачи, преимущественно – нефтяная геология.

Сегодня более $\frac{3}{4}$ геофизических исследований проводятся с использованием сейсморазведки.

Физико-геологические основы, основы теории распространения упругих волн в средах, основы теории упругости.

Геологические среды – обычно в первом приближении - упругие.

Законы для однородных изотропных сред: **Абсолютно упругое тело** – восстанавливает форму и объем после снятия нагрузки. **Пластичное тело** (неупругое) – изменение формы, объемов, размеров – во время и после снятия нагрузки.

Виды напряжений (воздействий) – сила на единицу площади: растягивающие (стягивающие), сдвиговые, всесторонне сжимающие (растягивающие). Коэффициенты связи между напряжениями и деформациями называются модулями упругости.

Закон Гука: деформация растяжения (сжатия) - Δl в идеально-упругих средах прямо пропорциональна напряжению:

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{F}{S} \frac{1}{E}; \quad (5.1.1).$$

$$\left[\frac{\Delta l}{\Delta d} \right] = \delta, \quad (5.1.2).$$

где E – модуль Юнга (модуль продольного растяжения), l, d, S – длина, диаметр, поперечное сечение цилиндрического тела, F – сила, δ – коэффициент Пуассона (модуль поперечного сжатия).

$$\mu_c = \frac{E}{2(\delta+1)}, \quad (5.1.3).$$

модуль сдвига,

$$K_c = \frac{E}{3(1-2\delta)}, \quad (5.1.4).$$

модуль всестороннего сжатия.

5.2. Упругие волны.

Удар, взрыв – возмущение, смещение среды – создается волновой процесс. Возникают объемные (продольные) – (P -волны) и поверхностные (поперечные) – (S -волны) упругие волны, не зависящие уже от источника.

Скорость $V_p > V_s$ (всегда).

Поверхностные (поперечные) волны, среди которых – надо выделить два вида: Релея (R) и Лява (L).

В продольных волнах частицы колеблются вдоль направления распространения волны (происходят деформации объема). В поперечных (поверхностных) R -волнах (Релея) частицы колеблются в плоскости, перпендикулярной направлению распространения волны по эллиптическим траекториям вблизи свободных границ раздела сред с разными скоростями, например, земной поверхности – вертикально и горизонтально (происходит деформация формы). В поверхностных L -волнах (Лява) частицы среды движутся параллельно земной поверхности.

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\delta)}{\sigma(1+\delta)(1-2\delta)}}, \quad (5.2.1).$$

скорость продольных волн,

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\delta)}}, \quad (5.2.2).$$

скорость поперечных волн, σ - плотность пород.

В среднем, для большинства пород:

$$\left[\begin{array}{l} \frac{V_p}{V_s} = 1.73, \\ V_p = 0.9V_s \\ V_L < V_s \end{array} \right] (5,7) \quad (5.2.3)$$

Амплитуды смещений (A_0, A_1, A_2, \dots) среды в упругой волне вдоль луча убывают с расстоянием (R_0, R_1, R_2, \dots) по закону:

$$A_i = A_0 e^{-bR^i}, \quad (5.2.4).$$

где b – коэффициент поглощения (b растет с ростом частот волны). За счет поглощения, геометрического расхождения и потерь энергии на отражение и преломление в природе наблюдается более резкое затухание волн, чем то, что отражает выше приведенная формула.

5.3. Геометрическая сейсмика (геометрическая оптика) – геометрия волн (принципы Гюйгенса-Ферма).

Взрыв (удар) – упругая волна, ее скорость – от свойств среды. Проходит волна – частицы колеблются. Кинематика волн – на принципах **Гюйгенса-Ферма** или принципах геометрической сейсмики (геометрической оптики).

Фронт волны – поверхность раздела, где частицы колеблются под действием упругой волны, и невозмущенная область, куда волна еще не дошла. Вблизи источника – фронт сферический, вдали – практически плоский.

Линии, перпендикулярные фронту – сейсмические лучи. Вдоль лучей – перенос сейсмической энергии упругой волны.

Параметры волны: λ - длина волны, T - период, f - частота
($f = \frac{1}{T}$, $T = \frac{1}{f}$, $\lambda = TV = \frac{V}{f}$).

В сейсмоземлетрясении используются волны с частотой $f = 2-120$ Гц, что при скоростях в породах $V = \text{от } 1 \text{ до } 7 \frac{\text{км}}{\text{с}}$ дает длины волн от 3500 до 9 м соответственно.

В упругом импульсе происходит суперпозиция (сложение) монохроматических волн. Каждая из них обладает: V_n фазовой скоростью, A_n амплитудой, $\omega_n = 2\pi f_n$ круговой частотой, т.е.:

$$A_n \sin(\omega_n t + \varphi_n), \quad (5.3.1).$$

где t – время. Если V_n - константы (в импульсе), то скорость импульса называется групповой (U) и она совпадает с фазовой. При дисперсии (изменении V_n с частотой) форма импульса меняется при распространении.

При этом $U > V$, если V возрастает с ростом частоты, и $U < V$, если V уменьшается с ростом частоты.

Законы распространения упругих волн (принцип Гюйгенса-Ферма)

Согласно **принципу Гюйгенса** - каждая точка фронта – самостоятельный элементарный источник колебаний, т.е. по положению фронта волны в некоторый момент можно определить положение его в любой другой момент, построив огибающую элементарных сферических фронтов с центрами, расположенном на заданном.

Принцип Ферма – волна распространяется между двумя точками по такому пути, где тратится наименьшее время. Следствие отсюда – прямолинейность распространения волн, т.е. в однородной (изотропной) среде по всем направлениям $V = \text{константе}$.

Принцип суперпозиции – важный момент геометрической сейсмологии, когда при наложении (интерференции) нескольких волн их распространение можно изучать по отдельности для каждой волны без учета их влияния друг на друга.

Основной закон геометрической сейсмологии - закон преломления – отражения (см. рис.5.3.1).

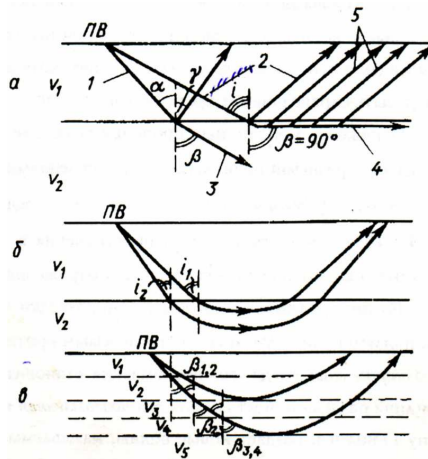


Рис.5.3.1. Схема, поясняющая законы преломления-отражения волн – основные типы продольных волн.

Подписи к рисунку 5.3.1(а,б,в) :

а) прямая волна (1), отраженная волна (2), преломленная (проходящая) волна (3), преломленная (скользящая) волна (4), преломленная (головная) волна (5), (б) и (в) – рефрагированные волны, образуются во втором слое и в среде с возрастающими с глубиной скоростями упругих волн.

Текст к рис.5.3.1 (а,б,в):

- 1 – падающий луч, 2 – отраженный луч, 3 – преломленный луч волны (все лучи лежат в одной плоскости, перпендикулярной к границе раздела сред с разными скоростями волн).
2. Угол падения волны (α_1) – от перпендикуляра к границе, и скорость волны в среде (V_1) связаны с углом преломления (β_2) и скоростью (V_2) соотношением:

$$\sin \alpha_1 / \sin \beta_2 = V_1 / V_2; \quad (5.3.2).$$

3. Этим же соотношением связаны углы падения (α_1) и отражения (γ_1):

$$\sin \alpha_1 / \sin \gamma = V_\alpha / V_\gamma; \quad (5.3.3).$$

Для волн одного типа (например, продольных), $V_\alpha = V_\gamma$, что приводит к закону равенства углов падения и отражения.

Рефрагированные волны, образуются во втором слое (рис.5.3.1,б) и в среде с возрастающими с глубиной скоростями упругих волн (рис.5.3.1,в).

В сейсмике к законам геометрической оптики добавляются законы отражения и преломления обменных волн: любая падающая волна ($V_\gamma P$) – продольная или (S) – поперечная – порождает на **границе** две

отраженные (P_1 и S_1) и **две преломленные** (P_2 и S_2) волны, связанные законом Снеллиуса:

$$\frac{\sin \alpha_{P1}}{V_{P1}} = \frac{\sin \gamma_{P1}}{V_{P1}} = \frac{\sin \gamma_{S1}}{V_{S1}} = \frac{\sin \beta_{P2}}{V_{P2}} = \frac{\sin \beta_{S2}}{V_{S2}} \quad (5.3.4).$$

При падении продольной волны (P) на границу перпендикулярно к ней ($\alpha = 0$) не образуются поперечные волны (S) – вся энергия переходит в отраженную и преломленную продольную волны, поэтому такие волны – наиболее часто используются (распространяются по лучам, близким к перпендикуляру).

5.4. Типы сейсмических волн.

Поверхностные волны – вдоль земной поверхности, вглубь земли – прямые или падающие (продольные или поперечные) волны. Отраженные, преломленные волны образуются за счет энергии падающей волны на границе раздела сред с разными скоростями прохождения волн.

Преимущественно в сейсморазведке используются продольные волны P , так как они обладают большими скоростями по сравнению с поперечными и первыми приходят к пункту регистрации, а при взрывах и использовании других искусственных источников возбуждения возникают опять же в основном продольные волны.

Отражение монотипных продольных сейсмических волн происходит на границах слоев с разными волновыми сопротивлениями (акустическими жесткостями σV).

Условие образования отраженной волны определяется равенством:

$$\sigma_1 V_1 \neq \sigma_2 V_2 \quad (5.4.1).$$

где $V_1, V_2, \sigma_1, \sigma_2$ – скорости распространения волн и плотности пород в первом и втором слое, а угол падения равен углу отражения (угол $\alpha =$ углу t , где угол t – критический угол (угол полного внутреннего отражения), (угол преломления $\beta = 90^\circ$).

Скользящая преломленная волна создает новые головные волны, так как каждая точка их является самостоятельным источником возбуждения (по Гюйгенсу). Эти новые головные волны изучаются в сейсмическом методе МПВ (методе преломленных волн). При $\beta = 90^\circ, \sin \beta = 1$, тогда формула для критического угла падения будет: $\sin t = \frac{V_1}{V_2}$, а т.к. $\sin t < 1$, тогда

$V_2 > V_1$ (условие образования скользящей, а следовательно, и головной преломленной волны).

Если скорость распространения волны в среде возрастает с глубиной, то лучи проходящих волн искривляются и возвращаются на поверхность. Это так называемые рефрагированные волны. Если среду с возрастанием скорости по глубине разбить на прослой, где будет выполняться условие: $V_1 < V_2 < V_3 < V_4 < \dots < V_n$, то на границе между ними должны образовываться преломленные волны. Углы преломления в этом разрезе согласно закону отражения-преломления также будут возрастать с глубиной, т.е. также будет выполняться условие: $\beta_{12} < \beta_{23} < \beta_{34} < \dots < \beta_{n-1,n}$ до тех пор, пока $\beta_{n-1,n} = 90^\circ$ в точке максимального проникновения или поворота луча. Далее волна выйдет на поверхность наблюдений. Этими особенностями объясняется факт, что волны, входящие в подобную среду под меньшим углом падения, проникают глубже.

При распространении сейсмических волн в сложных средах (дайки, уступы, сбросы) в зоне тени для проходящих волн могут возникнуть дифрагированные волны.

Поверхностные волны (*R* и *L*) образуются на границе воздух – земная поверхность и быстро затухают с глубиной.

В целом, волн возникает очень много – сотни, среди которых большое количество представляют волны-помехи. Одной из главных и очень сложных задач для геофизиков является выделение полезного сигнала на фоне множества волн-помех.

5.5. Сейсмические среды и границы.

Реальные геологические среды очень сложны. Поэтому используются на практике упрощенные модели сейсмических сред (так называемые ФГМ – физико-геологические модели):

- однородная изотропная среда – V (скорость распространения упругой волны) – константа по величине и направлению в каждой точке,
- однородная анизотропная среда – V – переменная по разным направлениям,
- однородная слоистая среда – V_1 – константа в первом слое, V_2 – другая константа во втором слое и т.д., скорость изменяется скачком на границах раздела сред,
- градиентная среда – $V = f(x, y, z)$ – непрерывная функция координат.

Чаще всего наблюдается увеличение скорости с глубиной (среда с вертикальным градиентом скорости),

Двухмерные неоднородные среды – V меняется по горизонтали и вертикали.

Трехмерные неоднородные среды – V меняется по трем направлениям.

В сейсморазведке чаще используются модели слоистых сред, где в каждом слое скорость или постоянна, или меняется непрерывно, а на границах слоев меняется скачком.

Для образования сейсмических волн важны форма и качество границ раздела сред. На резких границах скорости и акустические жесткости меняются более чем на 25%, на не резких границах отличия в скоростях и акустических жесткостях меньше.

Геометрически сейсмические границы бывают гладкие и шероховатые. Величины неровностей у первых $<$ длины волны λ , у вторых – сравнимы с λ .

5.6. Типы скоростей (V_p и V_s) в слоистых средах.

В связи с разным строением слоистых толщ и наличием границ раздела в сейсморазведке используются следующие виды скорости:

- **истинная скорость** ($V_{ист}$) – это скорость в малом объеме породы – определяется на образцах ультразвуковыми измерениями,

- **пластовая скорость** ($V_{пл}$) – средняя скорость распространения упругих волн в каждом пласте h_i ,

- **интервальная скорость** ($V_{инт}$) – частный случай средней скорости для заданных интервалов глубин ($\sum h_i$),

- **средняя скорость в пачке пластов** (V_{cp}):

$$V_{cp} = \frac{(h_1 + h_2 + h_3 + \dots + h_n)}{(t_1 + t_2 + t_3 + \dots + t_n)}, \quad (5.6.1).$$

где h_1, h_2, h_3, \dots – мощности отдельных пластов слоистой среды, t_1, t_2, t_3, \dots – времена пробега в каждом пласте, измеренные по лучу, перпендикулярному слоистости,

- **эффективная скорость** ($V_{эф}$) - используется в методе отраженных волн (МОВ) – некоторая средняя скорость, в предположении, что скорость в толще (покрывающем слое над границей отражения), величина постоянная,

- V_{ep} (используется в методе преломленных волн - МПВ) – это скорость распространения скользящей преломленной волны вдоль преломляющей границы,

- $V_k = \frac{\Delta x}{\Delta t}$ (вычисляется по приведенной формуле в любой точке профиля) – кажущаяся скорость - это скорость распространения фронта любой волны вдоль профиля наблюдений.

Пластовая, средняя и интервальная скорости определяются по сейсмическим наблюдениям в скважинах.

5.7. Решение прямых задач сейморазведки.

Прямая задача - расчет времени прихода (t) и амплитуд (A) волны для известного геологического разреза.

Заданы – мощности (H), глубины залегания (h), размеры объектов (слоев), скорости упругих волн (V), место и форма источника.

Решается в общем случае для неоднородных сред волновое уравнение:

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2}, \quad (5.7.1).$$

где V – скорость волны (V_p или V_s), $A(t, x, y, z)$ – амплитуда сигнала (возмущения), распространяющегося в среде (x, y, z) на разных временах t после его возбуждения.

Решение этого уравнения с граничными условиями – сложно. Решение делается обычно для упрощенных моделей сред.

Проще решать кинематические задачи – определять время прихода волны (любой из нам известных) для известной модели, зная только положение источника и момент возбуждения, т.е. время.

Результат решения задачи – получение (построение) уравнения **годографа** - графика зависимости времени прихода волны (t) от расстояния от пункта возбуждения до пункта приема (x).

Получение аналитического уравнения годографа прямой волны – один из самых простых способов решения прямой задачи - (задача о нормальном поле в других методах геофизики).

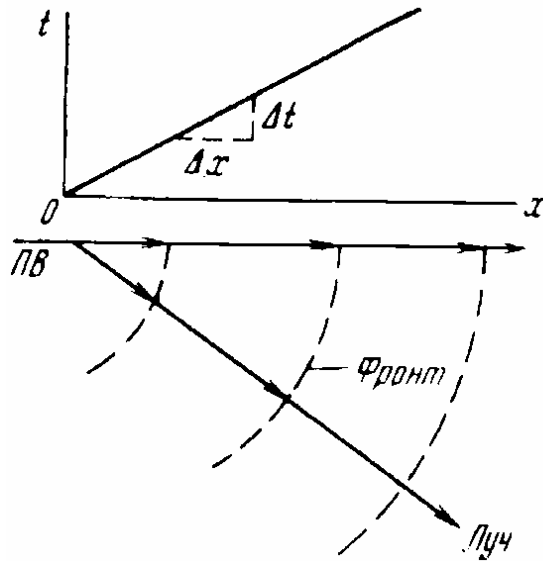


Рис.5.7.1. К выводу уравнения годографа прямой волны.

Время прихода t прямой волны после взрыва в ПВ равно: $t = \frac{x}{V}$, т.е. линейный годограф имеет вид прямой линии.

По наклону прямой определяется скорость $V = \frac{\Delta x}{\Delta t}$.

5.8. Прямая и обратная задачи отраженной волны для двухслойной среды с наклонной границей раздела.

А. Прямая задача (МОВ).

Дано: мощности слоев и скорости волн. Простейший двухслойный разрез с однородным изотропным верхним слоем и скачком акустической жесткости на наклонной границе с подстилающим слоем.

Получить: уравнение годографа над разрезом.

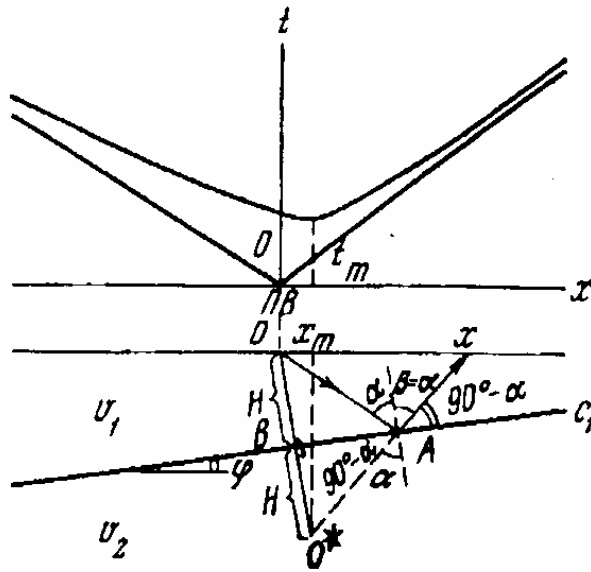


Рис.5.8.1. К выводу уравнения годографа отраженной волны над двухслойным разрезом с наклонной границей раздела.

Дано: Скорость V_1 – в однородной покрывающей среде. Скорость V_2 – в однородной подстилающей наклонной среде. Угол φ – угол между горизонтальным и наклонным слоем. Выполняется обязательное условие $\sigma_1 V_1 \neq \sigma_2 V_2$. После взрыва образуется однократная отраженная волна с углом отражения β , равным углу падения α .

Найти: уравнение годографа – установить теоретическую зависимость времени прихода волны (t) от расстояния (x), скорости распространения волны в покрывающем слое V_1 , эхо-глубины (глубины по нормали к отражающей границе) залегания отражающего контакта (H) и его угла наклона (φ).

Решение:

$$t \text{ (время прихода волны в точку } x) = \frac{OA + Ax}{V_1}.$$

Пусть O^* – мнимый пункт взрыва ($OB = BO^*$). Рассмотрим треугольник OAB и треугольник O^*AB . Они равны. Угол $\alpha =$ углу β , угол $BAO^* =$ углу xAC_1 , тогда O^*A и Ax лежат на одной прямой (вертикальные углы равны) и в них:

$$OA + Ax = \sqrt{(x_m O^*)^2 + (x - x_m)^2}. \quad (5.8.1)$$

Треугольник $OO(OO^*)^2 + (x - x_m)^2$ (прямоугольный):
 $Ox_m = x_m = 2H \sin \varphi, O^*x_m = 2H \cos \varphi.$

Тогда

$$t = \frac{1}{V_1} \left(\sqrt{(x - x_m)^2 + (x_m O^*)^2} = \frac{1}{V_1} \sqrt{(x - 2H \sin \varphi)^2 + (2H \cos \varphi)^2} = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4H^2 - 4Hx \sin \varphi} \right) - \quad (5.8.2)$$

- получили уравнение линейного годографа однократно отраженной волны. Полученное уравнение есть уравнение гиперболы. Чтобы убедиться в этом, преобразуем последнюю часть уравнения годографа, выделенную жирным цветом (см. выше):

$$(t^2) / [(4H^2 \cos^2 \varphi / V_1^2) - (x - 2H \sin \varphi)^2 / (4H^2 \cos^2 \varphi)] = 1. \quad (5.8.3).$$

Полученное уравнение есть гипербола, действительная ось которой параллельна оси (t) и смещена на $2H \sin \varphi$ по оси (x).

Из уравнения годографа можно найти его характерные точки:

$$x_0 = 0; t_0 = 2H/V_1; t_{\min} = 2H \cos \varphi / V_1; x_{\min} = 2H \sin \varphi. \quad (5.8.4).$$

При $x > 4H$ годограф отраженной волны асимптотически приближается к годографу прямой волны.

Если в уравнении годографа для точек профиля (по восстанию пласта от пункта взрыва) при выражении $4Hx \sin \varphi$ стоит знак (-), то для точек по падению пласта при этом выражении должен стоять знак (+).

Таким образом, решение прямой задачи МОВ для двухслойного однородного разреза приводит к уравнению годографа вида:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4H^2 \pm 4Hx \sin \varphi} \quad (5.8.5).$$

Обратная задача (МОВ).

(для той же модели)

Определить V_1 в перекрывающем слое и геометрические параметры разреза (мощности H , угол наклона пласта φ).

В методе МОВ эту скорость называют $V_{\text{эф}}$ – некоторая средняя скорость при $V = \text{const}$ в покрывающем слое над границей раздела.

Способы решения обратной задачи различные (на основе выведенного выше уравнения годографа (1)).

Рассмотрим самые простые случаи.

Определить эффективную скорость в перекрывающей толще по годографам отраженных волн способами: а) постоянной разности и б) встречных годографов.

А. Способ постоянной разности – при обработке одиночных годографов.

Возьмем две точки годографа, удаленные на расстояние (m).

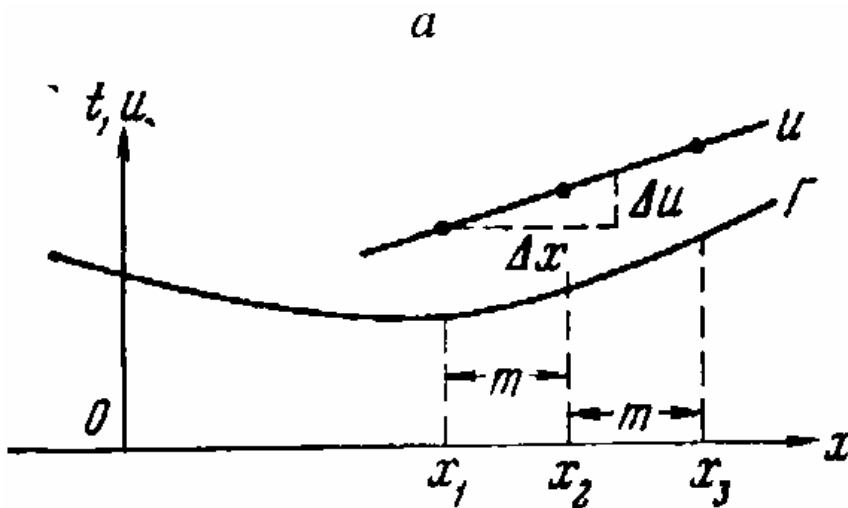


Рис.5.8.2. Графическое определение эффективной скорости по данным МОВ способом постоянной разности (а).

Используя уравнение годографа (см. ранее), для двух точек имеем:

$$\begin{aligned} V_1^2 t_1^2 &= x_1^2 + 4H^2 - 4Hx_1 \sin \varphi \\ V_1^2 t_2^2 &= (x_1 + m)^2 + 4H^2 - 4H(x_1 + m) \sin \varphi \end{aligned} \quad (5.8.6)$$

Вычтем из второго уравнения первое:

$$\begin{aligned} V_1^2 (t_2^2 - t_1^2) &= x_1^2 + 2x_1 m + m^2 + 4H^2 - 4H \sin \varphi + 4H \sin \varphi - x_1^2 - 4H^2 - 4Hx_1 \sin \varphi \\ &= 2x_1 m + m^2 - 4Hm \sin \varphi \end{aligned} \quad (5.8.7)$$

Положив $(t_2^2 - t_1^2) = U$ и $V_1 = V_{\varphi}$, найдем V_{φ} как угловой коэффициент в новой системе координат x и U .

$$V_{\varphi}^2 U = 2x_1 m + m^2 - 4Hm \sin \varphi \quad (5.8.8)$$

Дифференцируя последнее уравнение, получим:

$$U = \frac{2x_1 m + m^2(\text{const}) - 4H \sin \varphi(\text{const})}{V_{\text{эф}}^2} : \quad (5.8.9)$$

$$dU = \frac{2m dx_1}{V_{\text{эф}}^2} \quad (5.8.10)$$

или, учтя, что для прямой линии $\frac{dU}{dx} = \frac{\Delta U}{\Delta x}$, получим:

$$V_{\text{эф}} = \sqrt{\frac{2m \Delta x}{\Delta U}}. \quad (5.8.11).$$

Образование головной преломленной волны.

При падении прямой сферической волны под критическим углом (i) в точке R образуется две волны: одна отраженная (по лучу RS со скоростью V_1), и вторая волна, скользящая вдоль границы раздела со скоростью V_r (обычно $V_r = V_2$).

Чтобы показать, как скользящая волна выходит на линию наблюдений на поверхности земли (ось x), применяем принцип Гюйгенса.

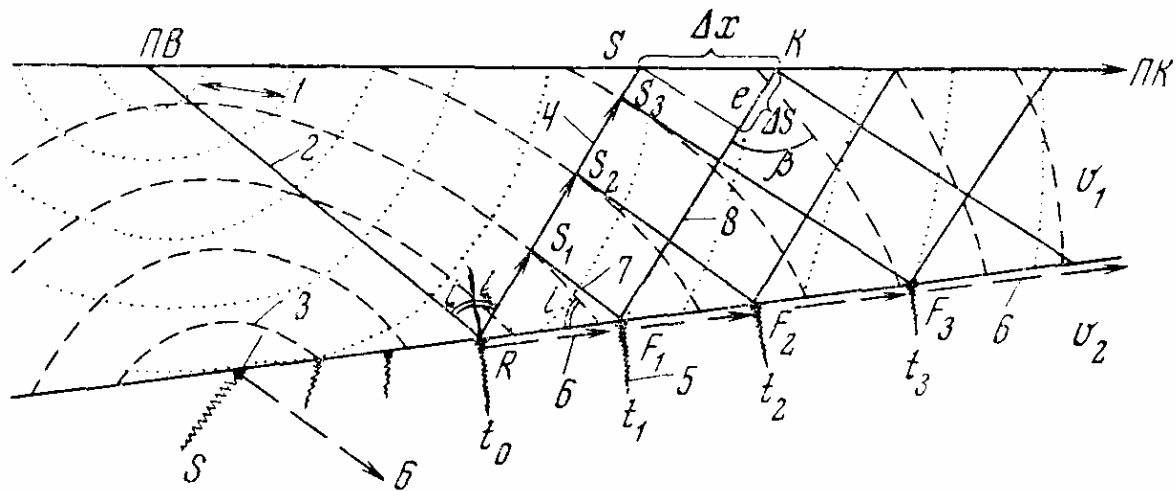


Рис.5.8.3. Образование сейсмических волн: 1, 2 – фронт и луч прямой волны; 3, 4 – фронт и луч отраженной волны; 5, 6 – фронт и луч преломленной проходящей волны; 7, 8 – фронт и луч головной преломленной волны.

Согласно Гюйгенсу, любая точка фронта волны – источник колебаний. В частности, из точки R распространяется фронт отраженной волны со скоростью (V_1), который через время (t_1) достигнет точки S_1 . За

это же время в среде со скоростью V_2 фронт проходящей преломленной волны, перпендикулярной границе раздела, достигнет точки F_1 . Соответственно, за время (t_2) фронты этих волн достигнут точек S_2, F_2 , за время $(t_3 - S_3, F_3)$ и т.д. Так как $V_2 > V_1$, преломленная волна распространяется быстрее отраженной.

Фронт проходящей преломленной волны, скользя вдоль границы, возбуждает в верхнем слое колебания, вызывающие появление головной преломленной волны. А именно, за время (t_1) область возмущений в верхней среде будет в треугольнике S_1, F_1, R за время (t_2) – область возмущений будет в треугольнике S_2, F_2, R и т.д.

Фронт некоторой новой волны (головной), отделяющей возмущенную область от невозмущенной, в момент (t_1) будет идти вдоль линии S_1, F_1 ; в момент (t_2) – вдоль S_2, F_2 , и т.д.

Одной стороной фронт головной волны касается фронта отраженной из критической точки волны, другой примыкает к фронту скользящей преломленной волны. В точке S , где возникает головная волна, фронты отраженной и головной волны выйдут на поверхность одновременно, а далее отраженная волна (ее скорость меньше), начнет отставать от головной (см. рис. выше).

Фронты головной преломленной волны будут плоскостями под углом (i) к границе раздела, а лучи, перпендикулярные фронту, будут наклонены под углом (e) к поверхности наблюдений. Фронт головной волны будет скользить вдоль линии наблюдений с кажущейся скоростью

$V_{\text{каж}} = \frac{\Delta x}{\Delta t}$. Из треугольника SBK – выражение для кажущейся скорости (закон кажущихся скоростей, закон Бенндорфа). Т.к. $\Delta S = V_2 \Delta t = \Delta x \cos e$, то $V_{\text{каж}} = \frac{V_1}{\cos e}$ то, т.е. для данной среды $V_{\text{каж}} = \text{const}$.

Связь между углом выхода сейсмической радиации (e) и углами φ и i .

Угол SOK (см.рис. 5.8) = углу $AO'S$, а последний угол = $(i - \varphi)$ (углы со взаимно-перпендикулярными сторонами). Тогда $e_B = 90 - (i - \varphi)$, откуда

$$V_{\text{каж}B} = \frac{V_1}{\sin(i - \varphi)}.$$

Индекс «В» взят для (e) и $V_{\text{каж}}$ по восстанию пласта. Если использовать индекс Π (по падению пласта), то $e_{\Pi} = 90 - (i + \varphi)$, а

$$V_{\text{каж}\Pi} = \frac{V_1}{\sin(i + \varphi)}.$$

Точки S_B и S_{Π} – начальные точки преломленной волны. Между ними преломленных волн нет (они выходят на земную

поверхность на расстоянии от ПВ, сравнимом с глубиной залегания границы раздела.

Прямая задача (КМПВ).

Вывод уравнения линейного годографа головной преломленной волны, образовавшейся над наклонной границей двух сред.

Дано: однородная покрывающая среда с V_1 . Плоская наклонная граница со вторым слоем со скоростью $V_2 > V_1$. Глубина залегания H , угол наклона границы (φ) (см. рис. выше).

Получить: уравнение годографа головной преломленной волны, т.е. установить зависимость времени прихода волны (t) от расстояния (x), от скоростей V_1 и V_2 , от глубины залегания H и угла наклона φ преломляющей границы.

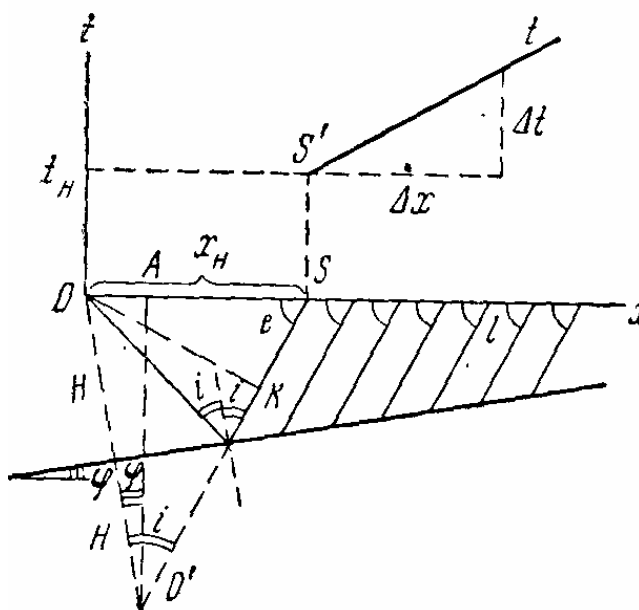


Рис.5.8.4. К выводу уравнения годографа головной преломленной волны (КМПВ).

Решение: Первая точка наблюдения, где регистрируется преломленная волна – точка $S(x_H, t_H)$ – начальная точка головной волны. Т.к. все лучи головной преломленной волны параллельны, то углы (e) и $V_{\text{каж}} = \frac{\Delta x}{\Delta t}$ – константы. Тогда $\Delta t = \frac{\Delta x}{V_{\text{каж}}}$. Это значит, что линейный годограф преломленной волны имеет постоянный наклон к оси (x), т.е. это прямая линия.

Годограф преломленной волны над плоской границей раздела – прямая, начинающаяся с т. S' с координатами $((x_H, t_H))$ и углом

$$tg\alpha = \frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{1}{V_{каж}}$$

По восстанию пласта:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{t - t_H}{x - x_H} = \frac{1}{V_{кажВ}}, \quad (5.8.12).$$

где t и x – координаты любой точки годографа.

Для получения уравнения определим t_H и x_H : Из мнимого ПВ O' опустим перпендикуляр на ось (x) и $O'A$.

Из треугольника OKS : $x_{HB} = \frac{OK}{\sin e}$. Из треугольника $O'K$: $OK = 2H \sin i$.
 А т.к. $e_B = 90^\circ - (i - \varphi)$, то $x_{HB} = \frac{2H \sin i}{\cos(i - \varphi)}$, $tg_{HB} = \frac{(OR + RS)}{V_1} = \frac{O'S}{V_1}$ (5.8.13)

Из треугольника $O'AS$ и $O'A$: $O'S = \frac{O'A}{\cos(i - \varphi)}$, $O'A = 2H \cos \varphi$. Откуда

$$t_{HB} = \frac{2H \cos \varphi}{V_1 \cos(i - \varphi)}.$$

Для точек по падению границы:

$$x_{HII} = \frac{2H \sin i}{\cos(i + \varphi)}, \quad t_{HII} = \frac{2H \cos \varphi}{V_1 \cos(i + \varphi)}. \quad (5.8.14)$$

Т.к. $V_{кажВ} = \frac{V_1}{\sin(i - \varphi)}$, то уравнение годографа преломленной волны будет иметь вид:

$$t = \frac{t_{HB} + (x - x_{HB})}{V_{кажВ}} = \frac{1}{V_1} (x \sin(i - \varphi) + \frac{2H \cos \varphi - \sin i \sin(i - \varphi)}{\cos(i - \varphi)}). \quad (5.8.15).$$

Преобразовав второе слагаемое, имеем окончательное уравнение годографа преломленной волны:

$$t = x \sin(i \pm \varphi) + 2H \cos i. \quad (5.8.16).$$

Где $(-)$ – по восстанию границы (здесь волна приходит быстрее), $(+)$ – по падению границы от ПВ.

Из уравнения годографов: при $x = 0, t_0 = \frac{2H \cos i}{V_1}$, где t_0 – время на ПВ.

Для горизонтальной преломляющей границы ($\varphi = 0$)

$$t = \frac{x \sin i + 2H \cos i}{V_1}. \quad (5.8.17).$$

Выражение для годографа преломленной волны можно записать в виде:

$$t = t_0 + \frac{x \sin(x \pm \varphi)}{V_1} = t_0 + \frac{x}{V_{\text{каж}}}. \quad (5.8.18).$$

При $\varphi > i$ $V_{\text{кажВ}} < 0$ (приход волны сначала к удаленным, а затем к близким к пункту взрыва точкам наблюдения).

При $(i + \varphi) > 90$, $V_{\text{кажП}} < 0$ и $t_{\text{НП}} < 0$ (при этих условиях головная преломленная волна не сможет выйти на поверхность и работы методом МПВ невозможны).

Метод можно использовать для изучения не очень крутых структур, т.е. при углах падения $< 45^\circ$.

Преломленная волна на удалении $x > x_{\text{НТ}}$ от пункта взрыва приходит раньше отраженной и прямой волн. Ее удобно регистрировать в области первых вступлений.

Применяется и КМПВ – корреляционный метод преломленных волн (выделение волн во всех вступлениях). Если преломляющая граница – криволинейная, годограф – тоже криволинейный (т.к. угол выхода сейсмической радиации $(e)=90-(i \pm \varphi)$ и $V_{\text{К}}=V_1/\sin(i \pm \varphi)$ меняется при изменении угла наклона границы (φ) по профилю. И поэтому меняется угол наклона годографа.

Обратная задача (КМПВ)
(над наклонной границей сред)

Дано: годограф (уравнение и чертеж).

Определить: V_1 и $V_2=V_{\text{Г}}$ и геометрию разреза (H, φ).

Решение: на основе анализа уравнения годографа (см. выше). Наиболее надежно решение при наличии встречных годографов (Γ_1 и Γ_2) – из 2-х точек ПВ (O_1 и O_2) на концах профиля.

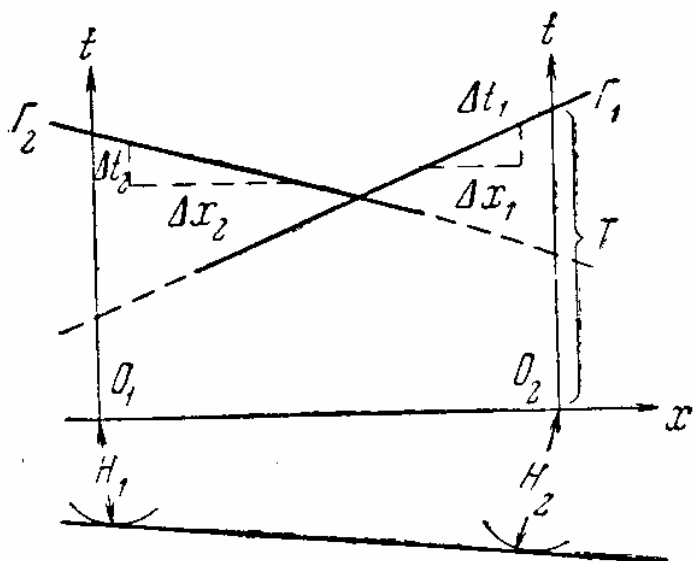


Рис.5.8.5. Определение граничной скорости по встречным годографам.

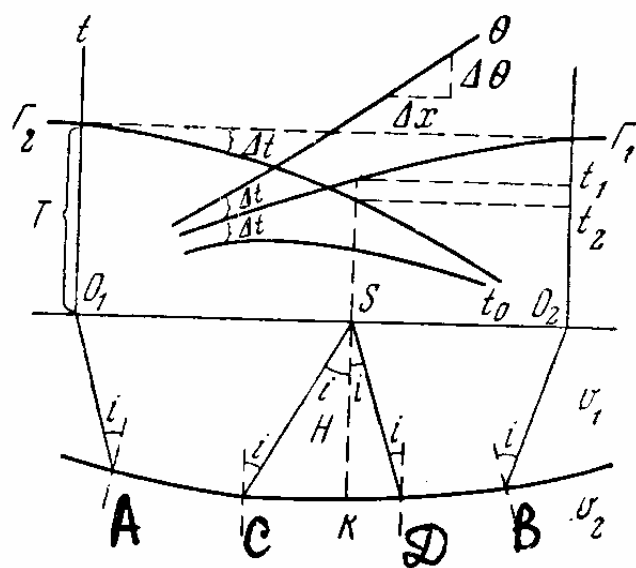


Рис. 5.8.6. Определение граничной скорости с помощью разностного годографа и построение преломляющей границы способом t_0 .

Определение граничной скорости с помощью разностного годографа.

Граничная скорость.

Дано: Два встречных годографа $t_1(x)$ и $t_2(x)$. Строим разностный годограф:

$$\theta(x) = t_1(x) - t_2(x) + T, \quad (5.8.19).$$

где $t_1(x)$ и $t_2(x)$ – время прихода головной преломленной волны в т. (x) по первому и второму (встречному) годографу. T – время во взаимных точках, т.е. время прихода волны из O_1 в O_2 или из O_2 в O_1 (см. рис. выше). Путь головной волны из O_1 в O_2 или из O_2 в O_1 одинаков. Следовательно, время во взаимных точках на встречных годографах – одинаковое и есть константа для интервала O_1O_2 .

Возьмем производную от уравнения разностного годографа (θ):

$$d\theta/dx = dt_1/dx - dt_2/dx, \quad (5.8.20)$$

где $d\theta/dx = \Delta\theta/\Delta x$ – угловой коэффициент разностного годографа, равный обратной скорости, т.е.

$$dt_1/dx = \Delta t_1/\Delta x = 1/V_{\text{КажП}} \text{ и } dt_2/dx = \Delta t_2/\Delta x = -1/V_{\text{КажВ}}. \quad (5.8.21)$$

Отсюда:

$$\begin{aligned} \Delta\theta/\Delta x &= 1/V_{\text{КажП}} + 1/V_{\text{КажВ}} = \\ &= [\sin(i+\varphi) + \sin(i-\varphi)]/V_1 = 2\cos\varphi/V_1. \end{aligned} \quad (5.8.22).$$

Таким образом,

$$V_1(\text{границная скорость}) = 2\cos\varphi(\Delta x/\Delta\theta) \quad (5.8.23).$$

определяется по наклону разностного годографа.

$$\text{При } \varphi < 10-15^\circ, V_1 \approx 2\Delta x/\Delta\theta. \quad (5.8.24)$$

Определение скорости в перекрывающемся слое (V_1).

V_1 (или $V_{\text{ср}}$) – скорость упругих волн в перекрывающемся слое может быть оценена по точкам пересечения годографов прямой и головной преломленных волн:

$$V_1 \approx V_{\text{ср}} \approx x_m/t_m, \quad (5.8.25)$$

где x_m и t_m – координаты точек пересечения.

Более точно $V_{\text{ср}} \approx V_{\text{эф}}$ получается по МОВ.

Построение преломляющей границы способом нулевого времени (t_0).

Просто и точно определяется H и φ и строится преломляющая граница (см. рис. выше).

Для любой точки S , где встречаются годографы, можно найти функцию $t_0 = t_1 + t_2 - T$, равную времени на ПВ: $t_0 = 2H \cos i / V_1$. Именно, $t_1 = t_{O_1 AC} + t_{CS}$; $t_2 = t_{O_2 BD} + t_{DS}$.

$$T = t_{O_1 AC} + t_{O_2 BD} + t_{CD}, \quad (5.8.26).$$

отсюда, считая границу на СД плоской и опустив из S перпендикуляр на СД, получим:

$$t_0 = t_1 + t_2 - T = t_{CS} + t_{DS} - t_{CD} = 2t_{CS} - 2t_{CK} = (2CS/V_1) - (2CK/V_\Gamma). \quad (5.8.27)$$

Из треугольника CSK : $CS = H/\cos i$, $CK = H \tan i$. Учтя, что $\sin i = V_1/V_\Gamma$, получим:

$$\begin{aligned} t_0 &= t_1 + t_2 - T = \\ &= (2H/V_1 \cos i) - (2H \tan i / V_\Gamma) \\ &= (2H/V_1) [(1/\cos i) - (\sin^2 i / \cos i)] = \\ &= 2H \cos i / V_1. \end{aligned} \quad (5.8.28).$$

Следовательно, для любой точки, где имеются встречные годографы, можно найти фиктивное время

$$t_0 = t_1 + t_2 - T \quad (5.8.29).$$

и рассчитать

$$H = t_0 V_1 / 2 \cos i = t_0 / 2 \sqrt{(1/V_1^2) - (1/V_\Gamma^2)}. \quad (5.8.30).$$

Практически: Для любой точки (x) определяются $\Delta t = T - t_2$. От значения t_1 (первого годографа) измерителем откладываем величину Δt вверх. Получаем точку разностного годографа ($\theta = t_1 + \Delta t = t_1 - t_2 + T$) и вниз (получаем $t_0 = t_1 - \Delta t = t_1 + t_2 - T$).

Сделав такие построения в нескольких точках оси (x) и соединив точку θ и t_0 , получим: разностный годограф $\theta(x)$ и линию $t_0(x)$. По наклону разностного годографа находится $V_\Gamma \approx 2 \Delta x / \Delta \theta$ (при $\varphi < 15^\circ$). Если $\varphi > 15^\circ$, то по формуле: $V_\Gamma = 2 \Delta x \cos \varphi / \Delta \theta$. Зная t_0 в каждой точке, можно рассчитать эхо – глубину H (см. формулу выше).

Проведя из нескольких точек (x) дуги радиусом H , соединив их касательной (плавной) получим искомую границу раздела.

Основы теории сейсмоэлектрического метода.

Суть: возбуждение упругих волн взрывом (или по другому способу), изучение упругих волн и электромагнитных импульсов. Метод основан на сейсмоэлектрических явлениях, объясняемых двумя факторами. 1 – пьезоэлектрический эффект (ПЭЭФ) кристаллических горных пород, сейсмоэлектрический эффект осадочных пород (СЭЭФ).

Пьезоэлектрический эффект (электрическая поляризация) – ориентировка полярных молекул при механическом воздействии на вещество. Пьезоэлектрическая поляризация наблюдается в монокристаллах некоторых диэлектриков (реже – полупроводников), и в поликристаллических средах (в горных породах).

Сейсмоэлектрический эффект – при прохождении волн через осадочные влажные (увлажненные) породы. Изучен хуже первого. Под действием упругой волны происходит смещение подвижной части двойных электрических слоев на твердых частицах пород. Создаются электрические потенциалы (их природа, примерно, такая же, как и у потенциалов фильтрации): интенсивность фильтрационного и сейсмоэлектрического полей пропорциональна разности давлений на концах капилляра. Для процесса фильтрации давление постоянно и пропорционально скорости движения подземных вод через капилляры, а для сейсмоэлектрического поля давление переменное и синхронно изменяется с прохождением упругой волны, меняющей давление на концах капилляров.

Количественно сейсмоэлектрический эффект определяется пьезоэлектрическим модулем.

5.9. Аппаратура и методика.

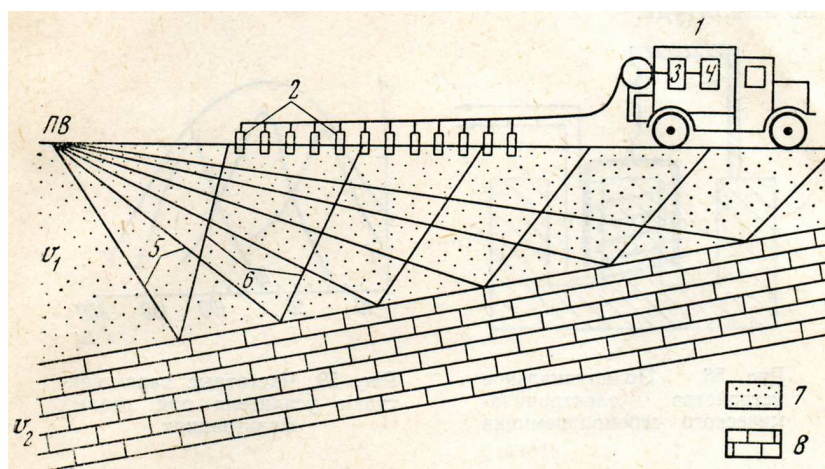


Рис.5.9.1. Схема проведения сейсмической разведки: ПВ – пункт взрыва, 1 – сеймостанция, 2 – сейсмоприемники, 3 – усилители, 4 – осциллограф, 5 – лучи прямой волны, 6 – лучи отраженной волны, 7 – пески, 8 – известняки.

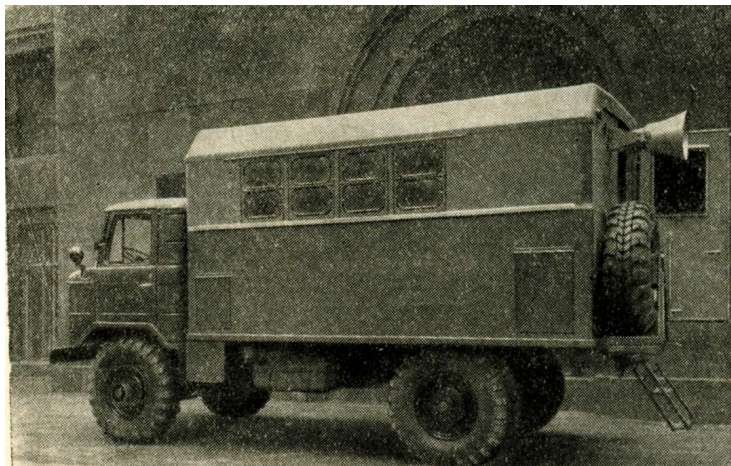


Рис.5.9.2. Общий вид сейсмической станции.

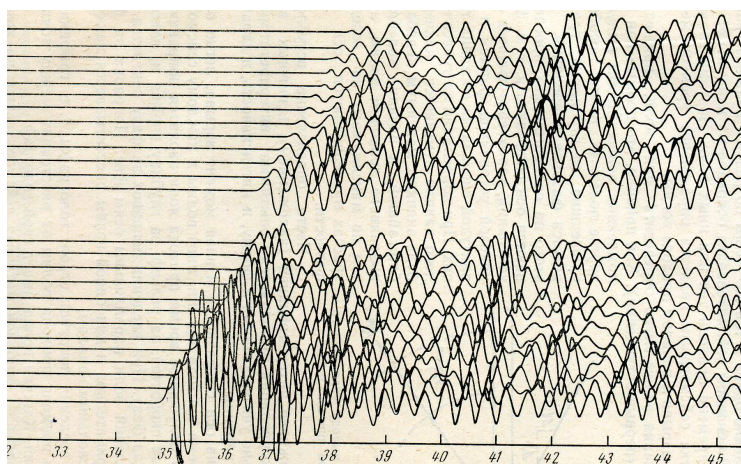


Рис.5.9.3 Общий вид сейсмограммы: t_1 , t_2 , t_3 - оси синфазности ряда волн.

Сложный комплекс аппаратуры:

1. Источники возбуждения (взрывы, невзрывные).
2. Устройства приема колебаний и преобразования в электрические сигналы (сейсмоприемники, геофоны при наземных работах, пьезоприемники и гидрофоны – на море).
3. Сеймостанции (с многоканальными усилителями, регистраторами (аналоговые, цифровые)).
4. Компьютеры для обработки информации.

5. Вспомогательное оборудование (буровые станки, автомобили для транспортировки, провода и прочие атрибуты).

Сложность сейсморазведки:

а) глубинность – от нескольких метров до сотен км (разные источники возбуждения - молоток, кувалда, взрыв), б) регистрация смещений почвы с амплитудой от 10^{-6} до долей мм. При этом создаются перепады интенсивности сигнала в миллионы раз. Поэтому требуются электронные усилители с коэффициентом усиления и динамичным диапазоном от 10^6 до 10^7 ,

в) фиксация одновременно множества волн (в нескольких точках вблизи пункта взрыва), либо в сотнях пунктов от него – требуются поэтому многоканальные приемные установки,

г) обработка большого количества информации (требует наличия компьютеров в станциях). Требуется последующая переинтерпретация на больших современных ЭВМ.

Источники упругих волн.

Для возбуждения упругих волн на поверхности земли, используют разные источники: молоток, кувалду, падающий груз. В прошлом – подрыв взрывчатых веществ (ВВ) – тротила, аммонита, пороха (от 100 г. до сотен кг - в неглубоких скважинах (до 50 м), в водоемах). Для взрыва - электродетонаторы, спецвзрывные машинки с помощью высоковольтного импульса тока.

Невзрывные источники с импульсами (10^{-3} – 10^{-1} с) или квазинепрерывным возбуждением (2-20 с.). Импульсные источники: установка газовой детонации (газовзрывная смесь пропана, кислорода) – в цилиндре с подвижным поршнем – монтируется под грузовиком. При сгорании смеси поршень идет под давлением вниз, а удар вверх весом автомобиля гасится. Вибраторы (в цилиндр нагнетается масло). Используются для возбуждения квазинепрерывных упругих колебаний, в качестве груза выступает платформа и грузовик. Электроискровые источники (для воды) – электрическим разрядом в воде от конденсатора парогазовая полость давления создает волну в жидкости. Пневматическая пушка – воздух под высоким давлением.

Каналы записи и воспроизведения.

Назначение аппаратуры – измерить время прихода волн. Надо знать: момент возбуждения, воспринимать смещения почвы, выделить полезные сигналы из помех, зарегистрировать их, оценить амплитуды (все

автоматически). Сейсмоприемники (пьезоприемники – на море) – для преобразования механических колебаний в электрические сигналы. По проводам, радиоканалам – в усилитель, далее – регистрирующее устройство.

Совокупность сейсмоприемника (пьезоприемника), усилителя и регистрирующего устройства – сейсмический канал (канал записи). От 1 до 1000 каналов.

В комплекте с магнитной регистрацией, кроме канала записи – еще канал воспроизведения (преобразование записи в видимую форму): воспроизводящее (считывающее) устройство, усилитель, регистрирующее устройство.

Сейсмоприемники и пьезоприемники (на воде - гидрофоны).

Электродинамические сейсмоприемники (геофоны): состоят из магнита с зазорами, в зазорах - алюминиевая катушка с проводом. Магнит смещается под воздействием упругой волны, катушка по инерции остается на месте, но относительно магнита – перемещается. Индуцированные электрические сигналы, пропорциональные смещению почвы.

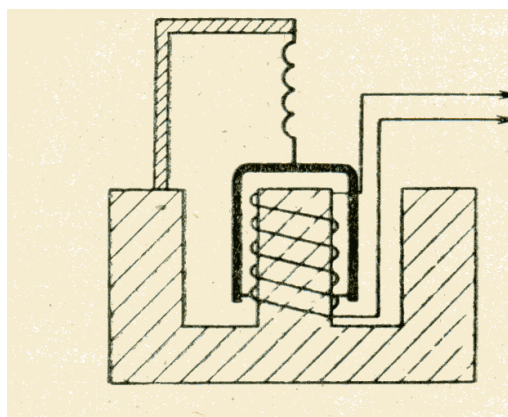


Рис.5.9.4. Устройство электродинамического сейсмоприемника (СП-16, СПЭД)

Отраженные волны возникают практически на всех литологических границах, где скачок акустической жесткости $(\sigma V) > 10\%$ (при возрастании или убывании скоростей с глубиной). Отраженные волны интенсивны вблизи ПВ. Система наблюдений – приемники вблизи ПВ.

Для образования головной преломленной волны ($V_2 > V_1$) – возрастание скоростей с глубиной. Наблюдения их - вдали от ПВ, и распространяются они вдоль преломляющей границы. Система наблюдений: приемники - вдали от ПВ (на расстоянии, большем проектируемой глубины разведки).

Рефрагируемые волны – по природе близки к головным. Нагоняющие годографы над слоистой средой из разных пунктов взрыва – сходятся, для головных – параллельны.

Прямые волны используются при скважинных сейсмических, акустических, ультразвуковых исследованиях, когда источники и приемники – либо в одной скважине, либо разнесены по соседним скважинам (или горным выработкам), либо – комбинация скважинных возбуждений (измерений) с околоскважинными, поверхностными измерениями (возбуждениями) волн.

Системы наблюдений в МОВ.

Размещение ПВ и регистрации упругих волн в МОВ такие, чтобы проследить отражающие границы непрерывно по профилю (сейсмическое профилирование) или кусочно-непрерывно (сейсмическое зондирование).

Простые системы наблюдений.

Системы непрерывного профилирования в МОВ:

а) Простое профилирование. Приемники – в пределах взрывного интервала (расстояние между соседними пунктами на профиле) в обе стороны от ПВ (возбуждения). Пример: ПВ в точке O_3 – наблюдения на участке O_2O_3 и O_3O_4 .

б) профилирование через интервал (когда из-за поверхностных волн вблизи ПВ отраженные волны трудно выявить). Пример: взрыв в точке O_3 – наблюдения на участке O_1O_2 и O_4O_5 .

в) двойное профилирование – в сложных геологических условиях. С каждого ПВ наблюдения выполняются в пределах 2-х взрывных интервалов в обе стороны от ПВ. Пример: ПВ в точке O_3 – наблюдения на участках O_1O_3 и O_3O_5 .

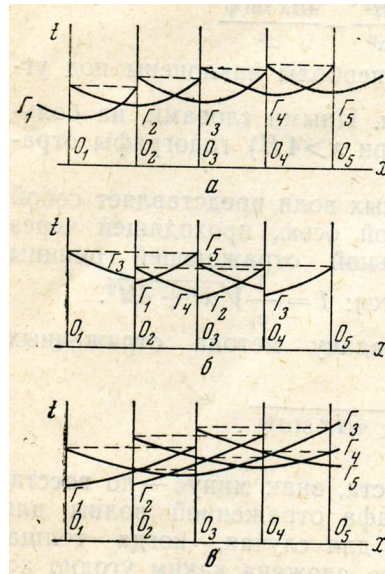


Рис. 5.9.5. Системы наблюдений в МОВ: а) простое профилирование, б) профилирование через интервал, в) двойное непрерывное профилирование. Γ_1 и Γ_2 – годографы отраженных волн.

При сейсмических профилированиях работы проводят по системам параллельных профилей, в крест структур и вдоль них.

При сейсмозондированиях – наблюдения при 2-6 ПВ, расположенных либо по одному профилю, либо по перпендикулярным 2-м (крестовое зондирование). Как при сейсмическом профилировании, так и при сейсмических зондированиях работы проводятся по системам продольных (ПВ и ПП – на одной линии), или непродольных (ПВ – в одной стороне от приемников).

Взрывные интервалы (МОВ) должны быть сравнимы с глубинами и постоянны по длине для заданного района исследований. Вдали от ПВ отраженные волны выявить трудно, т.к. они приходят в области последующих вступлений вслед за преломленными волнами.

Вблизи ПВ преломленные волны отсутствуют, и отраженные легче выделить.

Расстояния между сейсмоприемниками такие, чтобы узнать отраженные волны и построить годографы (обычно расстояния меняются от 1 до 10 метров – при изучении верхней части разреза, и от 10 до 100 метров – при изучении глубин в несколько км).

Система наблюдений в методе общей глубинной точки.

Разновидность МОВ – метод общей глубинной точки (МОГТ и ОГТ) – осуществляется накопление отраженных от одной границы сигналов. Отраженные волны изучают либо в точках профиля при

симметричном разносе ПВ и пунктов приема (центральная расстановка), либо ПВ - на концах профиля с приемниками (фланговая расстановка). Число разносов называют кратностью перекрытий (от 10 и больше 10). По годографу ОГТ (гипербола) выделяют отражения от границы на фоне волн-помех.

Интерференционные системы наблюдений. Применяются в сложных сейсмогеологических условиях (зоны выклинивания, нерезкие границы раздела, множество волн-помех), т.е. когда выделение полезных однократных отраженных волн затруднено (особенно от многократных волн). Затрудняют выделение однократных волн также появляющиеся обменные и поперечные волны. Поэтому используются различные интерференционные системы (суть – сложение волн по отдельным каналам).

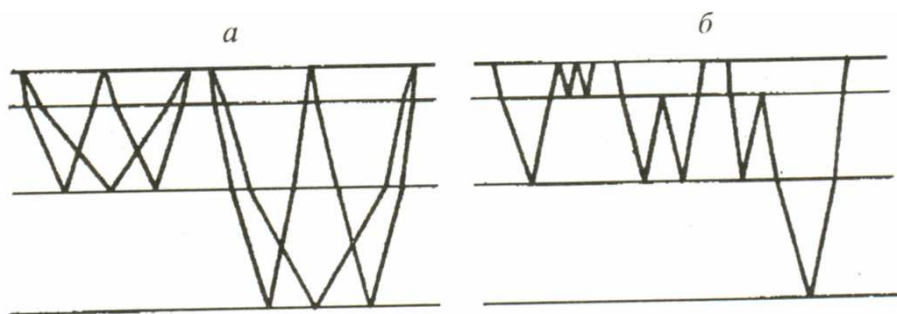


Рис.5.9.6. Схема образования полнократных (а) и неполнократных (б) отраженных волн.

- наиболее простая интерференционная система - группирование сейсмоприемников или источников возбуждения. Ряд сейсмоприемников устанавливается вдоль, вкост профиля или равномерно по площади с подключением к одному усилителю. Регистрируется суммарный сигнал,

- группирование взрывов (возбуждение одновременно в нескольких точках). Создается плоский фронт у падающей волны, упрощается запись отраженных волн,

- регулируемый направленный прием, когда используется модификация МОВ – МРНП или РНП – метод регулируемого направленного приема. Суть метода: направленный прием упругих колебаний с введением в записи искусственных временных сдвигов (разновременное суммирование колебаний).

Детальная сейсморазведка месторождений нефти и газа проводится с помощью площадной интерференционной системы наблюдений для последующей трехмерной интерпретации. Суть: по квадратной сетке расставляются до 1000 сейсмоприемников. Из разных пунктов взрыва на

этой площади производится возбуждение сигналов для получения объемной голографической съемки недр.

Системы наблюдений в МПВ.

Так как вблизи пункта возбуждения преломленные волны отсутствуют, то система наблюдений МПВ строится так, чтобы ближайший к ПВ сейсмоприемник был установлен на расстоянии, сравнимом с предполагаемой глубиной преломляющей границы. Интерпретация уверена, если по линии профиля можно построить хотя бы два годографа, полученных из разных пунктов взрыва (возбуждения). Система наблюдений строится так, чтобы можно было построить встречные годографы в интервале между двумя пунктами возбуждения, или нагоняющие годографы, когда они строятся из последовательно расположенных ПВ. Нагоняющие годографы от одной границы раздела параллельны, по ним можно строить сводные годографы путем параллельного переноса (смещений) частных годографов. В методе МПВ используются корреляционные системы непрерывного профилирования: через один, два или три интервала.

В простых геологических условиях выбираются неполные системы наблюдений, обычно при постановке сейсмических зондирований, когда волны от одной границы выделяются путем выявления преломляющих границ на отдельных участках изучаемых профилей.

Расстояние между приемниками в МПВ меняется от 10 до 100 м, при детальном инженерно-геологическом исследовании – от 1-2 до 5-10 м. Работая на низкочастотных фильтрациях, можно избавиться от отраженных, прямых и других волн-помех.

Организация наземных полевых сейсморазведочных работ.

Выбирается место, система наблюдений, способы возбуждения, метод сейсморазведки – в зависимости от поставленных целей и сформулированных задач. Регулируют и настраивают аппаратуру: добиваются соблюдения идентичности каналов многоканальной сейсморегистрирующей – запись одинакового сигнала должна быть одинаковой на всех каналах.

Намечают систему профилей. По профилям располагают ПВ и сейсмоприемники. При вертикальном расположении сейсмоприемник реагирует в основном на продольные волны, при горизонтальном – на поперечные волны. Вдоль профиля разматывается «сейсмическая коса», подключаемая к сейсмоприемникам и блокам усилителей. Иногда сигналы передаются по радиоканалу: каждый сейсмоприемник подключается к

миниатюрному радиопередатчику, в сейсмостанции ставят многоканальный радиоприемник. Устанавливается телефонная или радиосвязь с пунктами возбуждения упругих колебаний (ПВ). Надо точно знать время возбуждения для точного отсчета времени прихода волн. При взрыве вокруг заряда обматывается провод, который через батарею и сопротивление подключается к одному из каналов сейсмостанции. В момент взрыва линия разрывается, возникает импульс, который записывается на сейсмограмме или магнитограмме в виде отметки момента взрыва. При невзрывных источниках в момент удара на один из каналов подается также электрический импульс.

После подготовки аппаратуры (настройки и регулировки) подается сигнал от оператора на взрыв, включается аппаратура, автоматически в течение нескольких секунд или десятков секунд происходит запись пришедших волн - на сейсмограммах или магнитограммах.

5.10. Методика морских и других видов сейсморазведки.

Неполевые методы сейсморазведки:

а) акваториальные или морские методы сейсморазведки (на морях, в океанах, озерах, реках). Для этого используют специальные морские сейсмостанции. Применение взрывов запрещено. Электроискровые источники, газовзрывные установки, пневматические излучатели. Амплитуда и давление на фронте ударной волны при этих источниках возбуждения не опасно для водной фауны. Съёмки – по отдельным профилям (галсам), или на площадях (морских полигонах) производятся автоматически при движении корабля установленной на нем сейсмостанцией – одноканальной, двухканальной (при непрерывном сейсмическом профилировании (НСП), многоканальной (в МОВ и МПВ). Возбуждение – периодически через несколько секунд. Плавающая сейсмическая коса улавливает и автоматически регистрирует колебания на магнитной пленке. Вся обработка и регистрация на морской аппаратуре производятся автоматически на бортовой ЭВМ,

б) скважинные (или окоლოსкважинные) и подземные методы сейсморазведки, основанные на изучении приходящих волн:

- вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП). Возбуждение упругих волн на земной поверхности, а в скважине улавливаются на разных глубинах сейсмоприемниками приходящие волны. Для определения природы разных волн, скоростей их распространения в породах. Обеспечивает наибольшую точность и привязку сейсмических горизонтов к геологическим границам. В методе обращенного годографа

(МОГ) возбуждение волн производится последовательно в ряде пунктов (разнесенных друг от друга на 50-200 м), расположенных на одной линии со скважиной. В скважине на разной глубине на кабеле размещаются сейсмоприемники. В результате получают сейсмограммы, которые суммируются при разных пунктах возбуждения, легко выделяются отраженные волны, определяются времена их прихода и строится годографы;

- сейсмоакустический каротаж. Объединяет методы определения скоростей распространения волн в породах вокруг ствола скважины. Основан на использовании упругих волн с частотой как в сейсморазведке, либо акустических и ультразвуковых волн;

- сейсмоакустическое просвечивание. Волны от источника импульсных или непрерывных колебаний создаются в одной скважине или выработке, а в соседних (на расстояниях до 100 м) изучаются прошедшие через породы волны. По скорости и затуханию волн выделяются объекты, создающие акустические тени (зоны разломов, карста), или отличные по акустической жесткости (массивные рудные включения).

Топопривязка ПВ и ПП производится геодезистами и спутниковой аппаратурой. Привязка морских галсов (профилей) осуществляется штурманом корабля с помощью различных радионавигационных и спутниковых систем определения координат.

Методика сейсмoeлектрических методов (СЭМ).

Отраженные волны возникают практически на всех литологических границах, где скачок акустической жесткости (σV) > 10% (при возрастании или убывании скоростей с глубиной). Отраженные волны интенсивны вблизи ПВ. Система наблюдений – приемники вблизи ПВ.

Для образования головной преломленной волны ($V_2 > V_1$) – возрастание скоростей с глубиной. Наблюдения их - вдали от ПВ, и распространяются они вдоль преломляющей границы. Система наблюдений: приемники - вдали от ПВ (на расстоянии, большем проектируемой глубины разведки).

Рефрагируемые волны – по природе близки к головным. Нагоняющие годографы над слоистой средой из разных пунктов взрыва – сходятся, для головных – параллельны.

Прямые волны используются при скважинных сейсмических, акустических, ультразвуковых исследованиях, когда источники и приемники – либо в одной скважине, либо разнесены по соседним скважинам (или горным выработкам), либо – комбинация скважинных

возбуждений (измерений) с околоскважинными, поверхностными измерениями (возбуждениями) волн.

Системы наблюдений в МОВ.

Размещение ПВ и регистрации упругих волн в МОВ такие, чтобы проследить отражающие границы непрерывно по профилю (сейсмическое профилирование) или кусочно-непрерывно (сейсмическое зондирование).

Простые системы наблюдений.

Системы непрерывного профилирования в МОВ:

а) Простое профилирование. Приемники – в пределах взрывного интервала (расстояние между соседними пунктами на профиле) в обе стороны от ПВ (возбуждения). Пример: ПВ в точке O_3 – наблюдения на участке O_2O_3 и O_3O_4 .

б) профилирование через интервал (когда из-за поверхностных волн вблизи ПВ отраженные волны трудно выявить). Пример: взрыв в точке O_3 – наблюдения на участке O_1O_2 и O_4O_5 .

в) двойное профилирование – в сложных геологических условиях. С каждого ПВ наблюдения выполняются в пределах 2-х взрывных интервалов в обе стороны от ПВ. Пример: ПВ в точке O_3 – наблюдения на участках O_1O_3 и O_3O_5 .

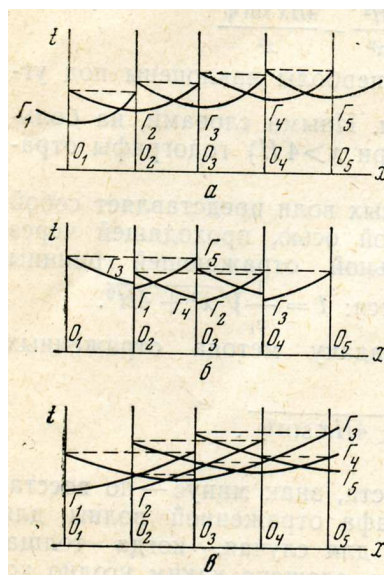


Рис. 5.10.1. Системы наблюдений в МОВ: а) простое профилирование, б) профилирование через интервал, в) двойное непрерывное профилирование. Γ_1 и Γ_2 – годографы отраженных волн.

При сейсмических профилированиях работы проводят по системам параллельных профилей, в крест структур и вдоль них.

При сейсмозондированиях – наблюдения при 2-6 ПВ, расположенных либо по одному профилю, либо по перпендикулярным 2-м (крестовое зондирование). Как при сейсмическом профилировании, так и при сейсмических зондированиях работы проводятся по системам продольных (ПВ и ПП – на одной линии), или непродольных (ПВ – в одной стороне от приемников).

Взрывные интервалы (МОВ) должны быть сравнимы с глубинами и постоянны по длине для заданного района исследований. Вдали от ПВ отраженные волны выявить трудно, т.к. они приходят в области последующих вступлений вслед за преломленными волнами.

Вблизи ПВ преломленные волны отсутствуют, и отраженные легче выделить.

Расстояния между сейсмоприемниками такие, чтобы узнать отраженные волны и построить годографы (обычно расстояния меняются от 1 до 10 метров – при изучении верхней части разреза, и от 10 до 100 метров – при изучении глубин в несколько км.

Система наблюдений в методе общей глубинной точки.

Разновидность МОВ – метод общей глубинной точки (МОГТ и ОГТ) – осуществляется накопление отраженных от одной границы сигналов. Отраженные волны изучают либо в точках профиля при симметричном разносе ПВ и пунктов приема (центральная расстановка), либо ПВ - на концах профиля с приемниками (фланговая расстановка). Число разносов называют кратностью перекрытий (от 10 и больше 10). По годографу ОГТ (гипербола) выделяют отражения от границы на фоне волн-помех.

Интерференционные системы наблюдений. Применяются в сложных сейсмогеологических условиях (зоны выклинивания, нерезкие границы раздела, множество волн-помех), т.е. когда выделение полезных однократных отраженных волн затруднено (особенно от многократных волн). Затрудняют выделение однократных волн также появляющиеся обменные и поперечные волны. Поэтому используются различные интерференционные системы (суть – сложение волн по отдельным каналам).

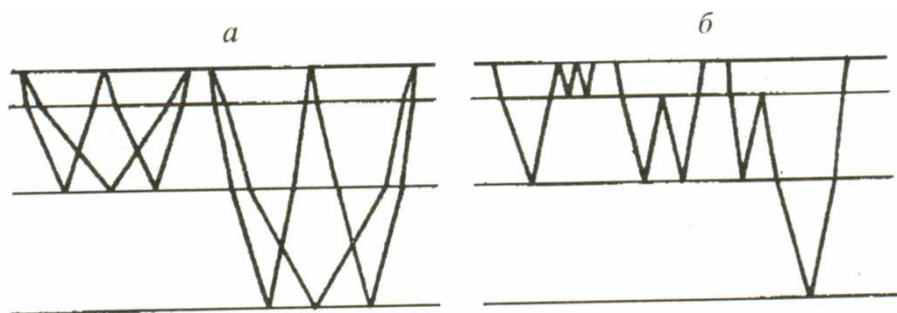


Рис.5.10.2. Схема образования полнократных (а) и неполнократных (б) отраженных волн.

- наиболее простая интерференционная система - группирование сейсмоприемников или источников возбуждения. Ряд сейсмоприемников устанавливается вдоль, вкрест профиля или равномерно по площади с подключением к одному усилителю. Регистрируется суммарный сигнал,

- группирование взрывов (возбуждение одновременно в нескольких точках). Создается плоский фронт у падающей волны, упрощается запись отраженных волн,

- регулируемый направленный прием, когда используется модификация МОВ – МРНП или РНП – метод регулируемого направленного приема. **Суть метода:** направленный прием упругих колебаний с введением в записи искусственных временных сдвигов (разновременное суммирование колебаний).

Детальная сейсморазведка месторождений нефти и газа проводится с помощью площадной интерференционной системы наблюдений для последующей трехмерной интерпретации. Суть: по квадратной сетке расставляются до 1000 сейсмоприемников. Из разных пунктов взрыва на этой площади производится возбуждение сигналов для получения объемной голографической съемки недр.

Системы наблюдений в МПВ.

Так как вблизи пункта возбуждения преломленные волны отсутствуют, то система наблюдений МПВ строится так, чтобы ближайший к ПВ сейсмоприемник был установлен на расстоянии, сравнимом с предполагаемой глубиной преломляющей границы. Интерпретация уверена, если по линии профиля можно построить хотя бы два годографа, полученных из разных пунктов взрыва (возбуждения). Система наблюдений строится так, чтобы можно было построить встречные годографы в интервале между двумя пунктами возбуждения, или нагоняющие годографы, когда они строятся из последовательно расположенных ПВ. Нагоняющие годографы от одной границы раздела

параллельны, по ним можно строить сводные годографы путем параллельного переноса (смещений) частных годографов. В методе МПВ используются корреляционные системы непрерывного профилирования: через один, два или три интервала.

В простых геологических условиях выбираются неполные системы наблюдений, обычно при постановке сейсмических зондирований, когда волны от одной границы выделяются путем выявления преломляющих границ на отдельных участках изучаемых профилей.

Расстояние между приемниками в МПВ меняется от 10 до 100 м, при детальном инженерно-геологическом исследовании – от 1-2 до 5-10 м. Работая на низкочастотных фильтрациях, можно избавиться от отраженных, прямых и других волн-помех.

Организация наземных полевых сейсморазведочных работ.

Выбирается место, система наблюдений, способы возбуждения, метод сейсморазведки – в зависимости от поставленных целей и сформулированных задач. Регулируют и настраивают аппаратуру: добиваются соблюдения идентичности каналов многоканальной сейсморегистрирующей – запись одинакового сигнала должна быть одинаковой на всех каналах.

Намечают систему профилей. По профилям располагают ПВ и сейсмоприемники. При вертикальном расположении сейсмоприемник реагирует в основном на продольные волны, при горизонтальном – на поперечные волны. Вдоль профиля разматывается «сейсмическая коса», подключаемая к сейсмоприемникам и блокам усилителей. Иногда сигналы передаются по радиоканалу: каждый сейсмоприемник подключается к миниатюрному радиопередатчику, в сеймостанции ставят многоканальный радиоприемник. Устанавливается телефонная или радиосвязь с пунктами возбуждения упругих колебаний (ПВ). Надо точно знать время возбуждения для точного отсчета времени прихода волн. При взрыве вокруг заряда обматывается провод, который через батарею и сопротивление подключается к одному из каналов сеймостанции. В момент взрыва линия разрывается, возникает импульс, который записывается на сейсмограмме или магнитограмме в виде отметки момента взрыва. При невзрывных источниках в момент удара на один из каналов подается также электрический импульс.

После подготовки аппаратуры (настройки и регулировки) подается сигнал от оператора на взрыв, включается аппаратура, автоматически в течение нескольких секунд или десятков секунд происходит запись пришедших волн - на сейсмограммах или магнитограммах.

Методика морских и других видов
сейсморазведки.

Неполевые методы сейсморазведки:

а) акваториальные или морские методы сейсморазведки (на морях, в океанах, озерах, реках). Для этого используют специальные морские сейсмостанции. Применение взрывов запрещено. Электроискровые источники, газозрывные установки, пневматические излучатели. Амплитуда и давление на фронте ударной волны при этих источниках возбуждения не опасно для водной фауны. Съёмки – по отдельным профилям (галсам), или на площадях (морских полигонах) производятся автоматически при движении корабля установленной на нем сейсмостанцией – одноканальной, двухканальной (при непрерывном сейсмическом профилировании (НСП), многоканальной (в МОВ и МПВ). Возбуждение – периодически через несколько секунд. Плавающая сейсмическая коса улавливает и автоматически регистрирует колебания на магнитной пленке. Вся обработка и регистрация на морской аппаратуре производятся автоматически на бортовой ЭВМ,

б) скважинные (или окоლოსкважинные) и подземные методы сейсморазведки, основанные на изучении проходящих волн:

- вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП). Возбуждение упругих волн на земной поверхности, а в скважине улавливаются на разных глубинах сейсмоприемниками проходящие волны. Для определения природы разных волн, скоростей их распространения в породах. Обеспечивает наибольшую точность и привязку сейсмических горизонтов к геологическим границам. В методе обращенного годографа (МОГ) возбуждение волн производится последовательно в ряде пунктов (разнесенных друг от друга на 50-200 м), расположенных на одной линии со скважиной. В скважине на разной глубине на кабеле размещаются сейсмоприемники. В результате получают сейсмограммы, которые суммируются при разных пунктах возбуждения, легко выделяются отраженные волны, определяются времена их прихода и строится годографы;

- сейсмоакустический каротаж. Объединяет методы определения скоростей распространения волн в породах вокруг ствола скважины. Основан на использовании упругих волн с частотой как в сейсморазведке, либо акустических и ультразвуковых волн;

- сейсмоакустическое просвечивание. Волны от источника импульсных или непрерывных колебаний создаются в одной скважине или выработке, а в соседних (на расстояниях до 100 м) изучаются прошедшие через породы волны. По скорости и затуханию волн

выделяются объекты, создающие акустические тени (зоны разломов, карста), или отличные по акустической жесткости (массивные рудные включения).

Топопривязка ПВ и ПП производится геодезистами и спутниковой аппаратурой. Привязка морских галсов (профилей) осуществляется штурманом корабля с помощью различных радионавигационных и спутниковых систем определения координат.

Методика сейсмоэлектрических методов
(СЭМ).

а) наземный вариант:

- пьезоэлектрический метод (ПЭМ). Методика и техника работ аналогичны таковым в наземной сейсморазведке: возбуждение волн с помощью небольших взрывов (подрыв электродетонаторов, детонирующего шнура и т.д.) или ударов. При прохождении волн в породах с повышенным пьезоэлектрическим эффектом генерируются электромагнитные колебания. Изучаются упругие колебания сейсмоприемниками, электрические составляющие поля (Е) с помощью заземленных приемных линий, реже – магнитные составляющие (Н) – с помощью рамочных антенн. Используются 6-8 – канальные станции. Сейсмоприемники и датчики Е и Н располагаются рядом. Расстояния между соседними пунктами возбуждения и приема – от 2 до 20 м.

В наземном варианте ПЭМ (пьезоэлектрический метод) используется продольное, непродольное и круговое профилирование вкрест и вдоль аномалий. Расстояние между профилями в 2-4 раза меньше предполагаемой длины изучаемого объекта. При обработке сейсмоэлектрограмм (пьезоэлектросейсмограмм) – записей упругих и электромагнитных волн в ПЭМ – определяют времена первых вступлений, максимальные амплитуды упругих и электромагнитных импульсов. Строятся годографы, графики амплитуд и графики отношений амплитуд электромагнитной и упругой волн. По максимумам на графиках определяют эпицентры геологических тел с повышенным пьезоэлектрическим эффектом. Зная скорость волны в среде и время прихода пьезоэлектрической (электромагнитной) волны, оцениваем расстояние от пункта возбуждения до возмущающего объекта ($R = V \cdot \Delta t$). Получив такие расстояния из разных пунктов возбуждения, выявляются контуры объекта.

Наземный вариант применяется для выявления и оконтуривания пьезоэлектрически активных геологических объектов (хрусталеносных, кварцевых, пегматитовых жил, нефелиносодержащих пород), к которым могут быть приурочены месторождения золота, горного хрусталя, оптического кварца, нефелина, слюды. Глубинность метода – 10-30 м;

Подземный вариант ПЭМ: как профилирование вдоль скважин и выработок, так и просвечивание между разными выработками и поверхностью земли. Методика и система наблюдений определяются строением и пространственным положением выработок, особенностями геологического разреза. В результате выявляются слепые пьезоэлектрические активные объекты в пространстве между выработками, оконтуриваются зоны и участки расположения кварцевых, пегматитовых и других типов жил, проводится сравнительная оценка выявленных аномалий по величине пьезоэлектрического эффекта. Дальность разведки – первые десятки метров;

- метод сейсмоэлектрических потенциалов (МСЭП). Методика и техника работ при изучении сейсмоэлектрических потенциалов аналогична предыдущему пьезоэлектрическому методу. Отличие – в природе возбуждаемых электромагнитных полей. Находит применение в комплексе инженерно-геологических и сейсмогеологических исследований. Можно также получить информацию о влажности, пористости, мерзлотных свойствах пород. Используется при сейсмологическом картировании для оценки сейсмической опасности.

5.11. Обработка данных сейсморазведки.

Трудоемкий процесс. Результат обработки: кинематическая характеристика - время прохождения волн на расстояние от ПВ до пункта приема (ПП) - (x) и амплитуды (динамические характеристики). Строятся по ним:

а) годографы волн (по горизонтали откладываем расстояния, по вертикали – время,

б) профилограммы (по горизонтали – расстояния, по вертикали вниз записи всех полезных сигналов-волн),

в) временные разрезы (обычно в МОВ и МОГТ): по горизонтали – расстояния, по вертикали – время t_0 , истинное или преобразованное.

Обработка завершается качественной интерпретацией выявленных однократных волн: дается характеристика изменения сейсмического разреза по горизонтали и вертикали. Особенно наглядны временные разрезы, на которых отчетливо просматривается геометрия (структура) разреза.

Обработка сейсмограмм и магнитограмм.

- ручная обработка сейсмограмм. Используются сейсмограммы, на которых непрерывная аналоговая запись представлена в видимой форме.

С этой целью магнитограммы переписываются обычно на фото-или рулонную бумагу. Проставляют сначала марки времени от момента взрыва. Далее проводят корреляцию – выделение вступлений или фаз одной и той же волны по разным каналам сейсмограммы. Вступления волны (первое резкое отклонение сигнала от положения равновесия) легко определяется для волн, пришедших первыми (первые вступления). Это прямые или преломленные волны. На рисунке t_1 – прямая, t_2 – преломленная, t_3 – отраженная волны. Определить вступления других полезных волн, особенно, от глубинных границ и в условиях интерференции, трудно, поэтому проводится фазовая корреляция. Прослеживаются на сейсмограммах оси синфазности, или фазы колебаний, т.е. максимумы и минимумы на записи, наблюдаемые вслед за вступлением волны и характеризующиеся одинаковой устойчивой формой и амплитудой на соседних трассах.

Для улучшения записи и облегчения выделения полезных волн в процессе перезаписи меняют фильтрацию, усиление, производят суммирование сигналов, чтобы сделать запись визуально четкой и лучшей для ручной обработки.

Выделив оси синфазности, по маркам времени находят время прихода фазы определенной волны к каждому сейсмоприемнику. Во времена прихода волн вводят статические поправки: за зону малых скоростей мощностью в несколько первых десятков метров, где скорости всегда ниже, чем в коренных породах; за рельеф, за глубину взрыва и т.д., а также поправку за фазу – для определения точного времени вступления волны.

- цифровая обработка сейсмограмм. Выделение полезных однократных отраженных и преломленных (рефрагированных) волн от ряда границ раздела на фоне многочисленных сигналов-помех практически невозможно осуществить без цифровой обработки на ЭВМ. Уровень компьютеризации в сейсморазведке – самый высокий по сравнению с другими методами геофизики.

Основа цифровой обработки данных сейсморазведки:

- преобразования Фурье. Преобразуют функцию во временной области (например, короткий импульс при возбуждении упругой волны) в функции в частотной области (например, длительная гармоническая запись сигнала, снимаемого с сейсмоприемника) и обратно. Информация

не теряется, но обработка упрощается: удобна и наглядна иногда в частотной, иногда – во временной областях,

- свертка (конволюция) сигналов. Математическое решение задачи фильтрации, т.е. операция замещения каждого элемента входного сигнала некоторым выходным с определенной весовой функцией. Один из сигналов берется перевернутым, т.е. в противофазе,

- корреляция. Выявляет меру сходства двух последовательных выборок каких-то данных. Аналогична свертке, но без переворота одной из функций. Например, с помощью метода взаимной корреляции определяется сходство сигналов двух трасс записей сейсмоприемников. Для улучшения сходства в один из каналов можно ввести временной сдвиг.

Цель всех методов цифровой обработки – добиться увеличения отношения сигнал/помеха для надежной фильтрации кратных и других волн-помех, корреляции осей синфазности полезных однократно отраженных или преломленных волн, определение прихода их по всем трассам и изменение амплитуд сигналов по ним;

– построение временных разрезов. При обработке данных МОВ строятся временные разрезы.

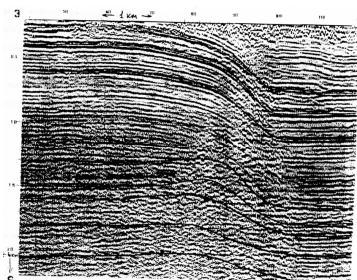


Рис.5.11.1. Временной разрез МОВ.

Временной разрез представляет определенным образом подобранные и преобразованные сейсмограммы, где записи отнесены к нулевому времени (t_0), т.е. времени пробега волны при нулевом удалении от приемника до источника. В наблюдаемые сейсмограммы вводят для этого кинематические поправки.

Разрезы автоматически получаются при работах методом (t_0), или методом центрального луча (сейсмоприемник располагается вблизи пункта взрыва, а запись производится одним сейсморегистрирующим каналом, например, в методе сейсмического профилирования на акваториях. Делается монтаж из трасс таких записей (ось времен каждой трассы идет вниз, а рядом на определенных расстояниях, соответствующих положению пунктов возбуждения, располагаются все соседние трассы). Это и есть временной разрез.

При многоканальной автоматической записи строятся временные разрезы на ЭВМ. Выделяя оси синфазности на временных разрезах, соответствующие временам прихода однократных отраженных волн, получим линии (t_0), каждая из которых отвечает одной из отражающих границ геологического разреза.

Временные разрезы не несут информации о глубинах залегания отражающих границ, но дают представление об основах геологического строения, являются важным результатом качественной интерпретации данных МОВ. Если средняя скорость не меняется вдоль профиля, то линия (t_0) может непосредственно сопоставлена с отражающей границей. Зная среднюю скорость в толще над отражающей границей и закон ее изменения со временем, по имеющемуся графику $V_{cp}(t_0)$ временной разрез легко перестраивается в глубинный. Если $V_{cp}(t_0)$ постоянна вдоль профиля, то преобразование сводится к замене шкалы времени (t_0) на шкалу глубин $H = [V_{cp}(t_0)] * [(t_0)/2]$. В случае непостоянства V_{cp} трансформации временных разрезов в глубинные затруднена, осуществляется на ЭВМ;

– обработка данных МОГТ. Для каждой точки профиля (x_i) получается несколько (N) сеймотрасс, т.е запись с разных пунктов возбуждения и сейсмоприемников, расположенных симметрично от (x_i) (точки записи). При такой системе наблюдений во всех точках профиля последовательно располагаются ПВ и ПП (сейсмоприемники), а число таких перестановок равно кратности перекрытий (N).

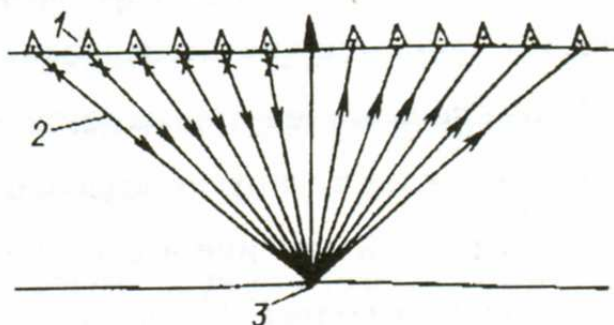


Рис.5.11.2. К обработке данных МОГТ.

Так как, кроме однократных волн на сейсмограммах регистрируется множество многократно отраженных волн от всех границ раздела, то они маскируют однократные полезные волны.

Приемы внесения поправок за счет сейсмического сноса: миграционное преобразование – перемещение отражающих площадок в их истинное положение на разрезе. Для этого нужны сведения о распределении V_{cp} . Далее строятся эхо-глубины, касательные к ним

аппроксимируются искомыми границами. Простейший прием миграционной процедуры – построение отражающей границы способом эллипсов.

Рассмотренные физико-геологические модели (ФГМ) сейсмических сред составляют класс изотропных одномерных сред (1Д), пример, горизонтально-слоистая среда, и двухмерных (2Д), пример, наклонно-слоистые среды. Приходится иметь дело с трехмерными моделями (3Д), пример, соляные купола, рифовые массивы, рудные залежи. Их интерпретация, как и анизотропных моделей, сложнее, выполняется всегда на ЭВМ.

5.12. Геологическое истолкование данных сейсморазведки.

Ответственный следующий этап интерпретации сейсмических (временных и глубинных) разрезов, полученных после количественной интерпретации годографов и временных разрезов – их геологическое истолкование. Надо увязать все сейсмические и геолого-геофизические данные, построить сейсмогеологические разрезы по всем профилям.

Конечные результаты всегда вероятностные, т.к. обратная задача сейсморазведки неоднозначна, но все равно сейсморазведка точнее других методов геофизики, а неоднозначность соответственно меньше.

Подходы к интерпретации различны в зависимости от решаемых задач. Главное при работе МОВ и МОГТ – поиски нефти и газа на глубинах от 1.5 до 6 км, для этого необходимо построить после интерпретации структурные карты по основным опорным горизонтам. Качество построений проверяется математическим моделированием: решением прямых задач по построенным структурным картам, особенно по аномальным участкам с построением так называемых синтетических сейсмограмм. Сравнить их с наблюдаемыми сейсмограммами для оценки достоверности выявленных ловушек нефти и газа (поднятий и антиклиналий, прогибов и синклиналий), тектонических сбросов и надвигов, литологических смен пород и выклиниваний. Аномальные зоны – к ним приурочены залежи нефти и газа и других полезных ископаемых.

Изучение природы волн, установление границ раздела наиболее достоверны тогда, когда границы слоев, пластовые и интервальные скорости по данным полевых наблюдений увязаны с данными вертикального сейсмического профилирования (ВСП) – для детального изучения сейсмических границ вблизи скважины, сейсмических и акустических исследований в самих скважинах. Разработаны алгоритмы совместной обработки околоскважинных и скважинных сейсмических методов.

Совместный анализ сейсмических и геологических данных геофизиками, геологами, литологами позволит провести сеймостратиграфическое изучение разреза: на основе объективного материала о геометрии и скоростном строении геологического разреза получать сведения об условиях осадконакопления, сочлененности и литологии контактов пород.

Области применения сейморазведки.

Глубинные и структурные исследования, поиски и разведка нефти и газа, других полезных ископаемых, изучение среды, изыскания при строительстве крупных производственных объектов, разведка подземных вод и т.д. – все это делается с помощью сейморазведочных методов

а) глубинная сейморазведка (от 5 до 10 км) до нескольких 10-ков км (ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование) или ГСП – глубинное сейсмическое профилирование. Они позволяют кусочно-непрерывно или непрерывно проследить глубинные – преломленные, реже – отраженные волны вдоль региональных профилей (геотравверсов). Взрывы для возбуждения – обычно сильные и большие. Регистрация сверхнизкочастотных упругих колебаний (1-20 Гц) проводится на расстояниях 50-300 км от ПВ.

Задачи глубинной сейморазведки:

- а) расчленение Земли по оболочкам,
- б) картирование подошвы земной коры – поверхности Мохоровичича (Моха),
- в) выявление границ в земной коре, разломов глубинных, типов земной коры,
- г) изучение кристаллического фундамента.

По данным сейсмологии и глубинной сейморазведки построена модель расчленения земли на оболочки по изменению скоростей прохождения продольных (P) и поперечных (S) волн.

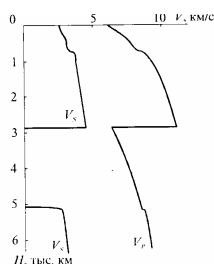


Рис.5.12.1. Модель распределения скоростей продольных (P) и поперечных (S) волн внутри земли.

По распределению скоростей упругих волн и их градиентов землю разделяют на оболочки:

- осадочные породы (от 0 до 15 км), подстилающий их кристаллический фундамент. Вместе с нижележащими породами они образуют земную кору (от 5 км – в океанах, до 70 км – на континентах в горных массивах). Подошва земной коры – поверхность Мохы. Для нее V_p – от 7 до 7.9-8.2 км/с. Отделяет земную кору от верхней мантии.

- верхняя мантия – литосфера (каменная оболочка) – 60-100 км,
- астеносфера (полупластичная оболочка с небольшим понижением скоростей) – до 300-400 км.

- на глубине 900 км по изменениям градиентов скоростей – начало нижней мантии.

- с глубины 2900 км по скачку поперечной и продольной скоростей – верхнее ядро – «жидкое» (не проходят поперечные волны).

- с глубины 5100 км – нижнее (внутреннее) ядро.

Строение континентальной и океанической земной коры изучается сейсморазведкой, гравиразведкой, магнитотеллурическими исследованиями. Выделены структуры разного порядка, глубинные разломы.

Глубинные разломы и тектонические нарушения по данным МОВ выделены по нарушению прослеживаемости горизонтов, по данным МПВ – скачками в глубинах залегания преломляющих границ.

Поверхность фундамента под осадочными породами – опорная преломляющая и отражающая граница, легко картируется МПВ и МОВ.

б) структурная сейсморазведка – задачи структурной геологии, поиск нефти и газа (глубины исследования - до 10 км). Проводится на суше, море, океанах, вдоль рек. МОВ – главный метод. МПВ – для картирования фундамента и выделения высокоскоростных слоев в осадочном чехле.

Рекогносцировочное, поисковое сейсмогеологическое районирование позволило выявить на территории России следующие типы разрезов:

- древние платформы (Русская, Восточно-Сибирская платформы) – двух-трехэтажное сейсмогеологическое строение, пологие структуры, выдержанность отражающих, преломляющих границ. Для поисков нефтегазоносных структур – детальная высокоточная сейсморазведка с точностью определения глубин до 25 м;

- молодые платформы (Западно-Сибирская, Среднеазиатская, Предкавказская) – одно-и двухэтажное строение, большая амплитуда структур, выдержанность отражающих границ в этажах, преломляющих на границах этажей и по кровле фундамента. Для поисков нефтегазовых структур в выделенных районах (сечение карт и разрезов – до 50 м;

- зоны кайнозойской складчатости (Кавказ, Карпаты, Средняя Азия, Сахалин и т.д.). Крупные сложные структуры с большими углами наклона. Отражающие границы прослеживаются отдельными отражающими площадками. Основной метод – МПВ. Для определения скоростей нужны скважины. Сейсморазведка дает карты с сечением только до 100 м (менее точные);

- глубинные впадины на платформах (Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Вилуйская и т.д.) – сложное многоэтажное строение (с диапиризмом, наличием соляных куполов). Применяются МПВ, МОВ. Сейсморазведка дает карты с сечением только до 100 м (менее точные);

Для решения задач структурной геологии – также морская (удобный и быстрый метод) и речная сейсморазведка. Используемые методы: НСП, МОВ, МПВ по ходу движения судна без его остановки.

в) нефтегазовая сейсморазведка (глубина залегания нефтяных месторождений - 1.5-4 км, газовых – 3-6 км) – коллекторы и экраны, антиклинали, купола. Площадные поисково-разведочные сейсмические работы методами МОВ-МОГТ. Главное назначение сейсморазведки – поиск структур на нефть (поиск ловушек) – это зоны осадочных (реже изверженных) пород с пористыми коллекторами (пески, трещиноватые скальные породы, перекрытые непроницаемыми экранами (глинами). Основные типы ловушек: антиклинали, куполовидные поднятия (приурочены к сбросам толщи коллекторов), рифогенные (известковые) выступы, соляные купола, зоны выклинивания, стратиграфические несогласия, древние долины и т.д. Ловушки визуально видны на разрезах – временных (МОВ или лучше МОГТ), глубинных – МОВ-МОГТ, на структурных картах по кровле опорных горизонтов, на картах мощностей коллекторов или экранов. Точность в определении – не менее 100 м.

Разведка структур проводится сложными интерференционными системами МОГТ в комплексе с сейсмоакустическими исследованиями поисковых скважин. Точность в определении изменений мощностей пород в ловушках – не менее 25 м.

Детальная сейсморазведка позволяет выявить место структур и их глубины (где возможно скопление газа или нефти). На такие структуры приходится примерно 1/3 перспективных на нефть и газ.

Прямые поиски нефти и газа в выявленных ловушках – сложны. Требуется детально знать кинематику скоростей и динамику затуханий волн. Пример, отношение V_p/V_s – индикатор флюидонасыщенности.

Эффект прямых поисков достигается в комплексе с высокоточной гравиразведкой, электромагнитными зондированиями, термическими и ядерными исследованиями в неглубоких скважинах. Перспективные структуры обязательно пробуриваются.

г) рудная сейсморазведка: применяется реже из-за сложности сейсмогеологического строения рудных районов.

Рудная сейсморазведка используется для определения:

- мощности наносов,
- картирования поверхности коренных пород и фундамента,
- определения мощности зоны выветривания,
- выявления структур рудопроявления, изучения их внутренней структуры,
- картирования под наносами крутопадающих пластов, метаморфических и изверженных пород,
- трассирования тектонических разломов, зон дроблений, трещиноватости.

Прямые поиски не проводятся. Основной метод – МПВ. Скользящая преломленная волна, проходя вдоль поверхности коренных пород, помогает определять глубину их залегания, граничную скорость, выявлять зоны нарушений, трещиноватости. Применяются волны и другие: обменные, отраженные, рефрагированные.

Сейсморазведочные станции работают в высокочастотной модификации (частоты колебаний 100-400 Гц) с большой разрешающей способностью наблюдений.

д) инженерно-гидрологическая сейсморазведка – глубинность исследований - до 30-40 м. Инженерно-геологические и гидрогеологические изыскания – гидростроительство, дорожное промышленное и гражданское строительство, и в районах вечной мерзлоты, поиски подземных вод, решение геоэкологических, мерзлотно-гляциологических задач и т.д. Для изучения глубины залегания коренных пород, расчленения осадочных толщ, определения мощности коры выветривания, мощности льда, картирование вечной мерзлоты, прослеживание разрывов, трещиноватых закарстованных зон, изучения оползней, определение уровня подземных вод и т.д.

Глубины малые, поэтому используют малые взрывы или удары.

е) микросейсморазведка (возбуждение колебаний производится обычно кувалдой). Используется МПВ, реже – МОВ. Для разведки небольших глубин (до 30-40 метров). Используют одноканальные сейсмические установки (ОСУ) весом до 30 кг, или многоканальные (2-4 канала).

ж) сейсмоакустические методы с применением электроискровых и газоразрядных датчиков - при инженерно-геологических изысканиях акваторий морей, озер, рек. Регистрируются эхо-сигналы (отражения) от границ слоев с разными акустическими жесткостями.

з) сейсморазведка в горных выработках (подземная) – для изучения сплошности массива, выявления пустот, обводненных зон, изучения геологического строения, оценки физико-механических и прочностных свойств пород вокруг выработок, для определения горного давления.

Используют одноканальные установки или переносные сейсмостанции.

и) сейсмические и акустические просвечивания – для изучения рудных залежей между горными выработками.

к) изучение физико-механических и прочностных свойств пород. Измеряется скорость распространения продольных и поперечных волн в горных выработках, обнажениях, на образцах в лаборатории. Рассчитываются упругие константы, оцениваются перечисленные выше свойства пород. Данные используют для оценки горного давления – для расчетов обделки и крепления горных выработок, определения устойчивости, крепости, разрабатываемости грунтов. Скорости измеряются на одноканальных сейсмостанциях, на сейсмоскопах с ультразвуковыми частотами.

Динамические параметры модуля упругости (получены по данным сейсморазведки) могут быть в качестве проверки рассчитаны по известным скоростям распространения продольных и поперечных волн:

$$E = \{V_p^2 * \sigma[(1 + \delta) (1 - 2\delta)]\} / (1 - \delta); E = V_s^2 * \sigma(2 + \delta), \quad (5.12.1).$$

где σ - плотность, δ - коэффициент Пуассона, E – модуль Юнга. Зная V_p и V_s , можно определить δ . Для большинства скальных пород $\delta = 0.22$.

Тогда

$$E = 1.4 (V_p * 10^{-3} + 11) V_p^2 * 10^{-3} \quad (\text{кг/см}^2), \quad (5.12.2).$$

где V_p измеряется в м/с.

Полученные динамические параметры сопоставляются со статическими параметрами прочности. Определяются последние путем испытаний образцов и монолитов на сжатие. Установив для каждого литологического комплекса района исследований корреляционную зависимость между динамическими модулями и статическими коэффициентами крепости (прочности) пород, можно заменить трудоемкие испытания образцов на использование метода

микросейсморазведки или провести ультразвуковые измерения для определения тех же параметров образцов.

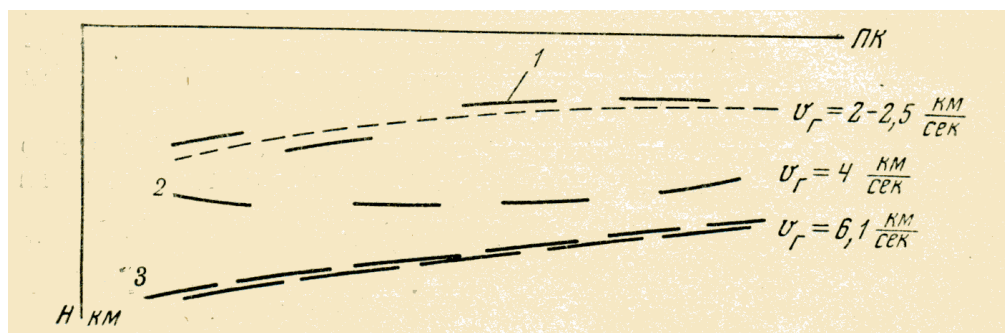


Рис.5.12.2. Сейсмический разрез, построенный по данным КМПВ: 1 – преломляющие границы, 2 и 3 – условный и опорный горизонты.

Цель обработки данных МОГТ: частичное подавление многократно отраженных волн. Для этого применяют сложные многоступенчатые приемы суммирования всех сеймотрасс (N) с введением в них кинематических поправок. Получаются так называемые суммотрассы. Обработка производится автоматически только с использованием ЭВМ.

Количественная интерпретация данных сейсморазведки:
годографов и временных разрезов.

а) изучение скоростного разреза и определение средних скоростей (V_{cp}) толщ пород над каждой выявленной отражающей и преломляющей границей,

б) временные разрезы преобразуются в глубинные, т.е. определяется геометрия разреза (глубины залегания, углы наклона (ω), распределение пластовых скоростей, средних, граничных скоростей по профилю и глубине,

в) заключительный этап – геологическое истолкование результатов по всем геологическим данным. Конечная цель: построение сейсмогеологических разрезов и структурных карт по этажам.

Определение скоростей упругих волн в многослойных толщах над выявленными отражающими и преломляющими границами.

Для решения обратных задач МОВ и МПВ надо определить средние скорости в покрывающей выявленные границы толще:

- определение средних скоростей по сейсмическому каротажу скважин. Самый точный метод определения средних скоростей в покрывающей толще – сейсмокаротаж скважин: на поверхности вблизи скважины возбуждают упругие колебания (ударом, взрывом), с помощью сейсмоприемников на разной глубине определяют первые вступления прямой (или проходящей) волны. Строят вертикальный годограф (по вертикали – глубина, по горизонтали – время вступления волны) и график пластовых или интервальных скоростей.

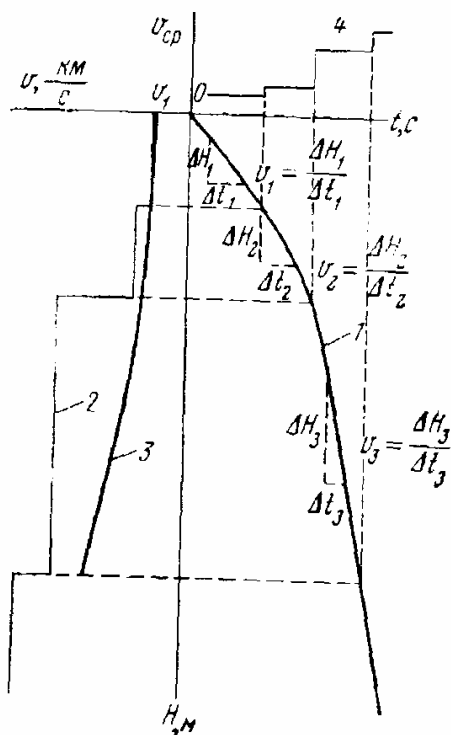


Рис.5.12.3. Сводные результаты сейсмических исследований в скважине: 1 – вертикальный годограф, 2 – график пластовых скоростей, 3 и 4 – графики зависимостей средних скоростей от глубины и времени.

По годографу определяют пластовые скорости ($V_{пл} = \Delta H / \Delta t$), а по усредненному годографу для всей покрывающей толщи – средние скорости: $V_{cp} = \sum V_{плi} \Delta t_i / \sum \Delta t_i = H / t$, где i – номер пласта. Суммирование ведется по всем пластам в пределах всей толщи с мощностью H .

– определение эффективных скоростей в методе отраженных волн (МОВ). По годографам МОВ можно определить $V_{эф}$ в покрывающей толще разными способами, в том числе способом постоянной разности. Расчеты и практика показывают, что $V_{эф}$ по МОВ и V_{cp} по ГИС отличаются ($V_{эф} < V_{cp}$). Расхождения зависят от различий скоростей в пластах. Если пластовые скорости в толще различаются не более чем в 2

раза, то $V_{эф}$ превышает $V_{ср}$ не более, чем на 3%, а если отличия в 3 раза, то $V_{эф}$ превышает $V_{ср}$ не более, чем на 6%. Эффективные скорости, определенные по данным интерпретации годографов МОГТ ($V_{огт}$) ближе по значениям к $V_{ср}$. В ходе цифровой обработки МОВ-МОГТ с помощью специальных процедур скоростного анализа выявляются достоверные $V_{огт}$, и устанавливаются закономерности их изменения по глубине и латерали. Сейсморазведка – самый точный метод, все погрешности далее зависят от определения $V_{ср}$. Наиболее точный метод определения скоростей – сейсмические исследования в скважинах. Сочетая их с анализом цифровой обработки МОГТ, можно все ошибки определения скоростей и других параметров (глубины углов наклона) свести до величины 1%.

– определение скоростей в методах преломленных и рефрагированных волн. Из практики, определение скоростей упругих волн в перекрывающей толще в методах МПВ и рефрагированных волн (МРВ) менее точно, чем в МОВ. Поэтому для интерпретации используют $V_{ср}$ (по ГИС) или $V_{эф}$ (по МОВ). С точностью порядка 5% эту скорость можно рассчитать и по МПВ. По годографу рефрагированных волн строится скоростной разрез.

В МПВ разными приемами определяется граничная скорость ($V_{гр}$) распространения головной преломленной волны в подстилающей высокоскоростной толще. Способ разностного годографа определения граничной скорости рассмотрен ранее.

Определение геометрии разреза.

Глубины залегания границ раздела сред N (отражающих и преломляющих) и их углов наклона (ω) определяются при решении обратных задач на основе анализа выражений $t(x)$, полученных при решении прямых задач. Ручные приемы интерпретации годографов МОВ и МПВ способом средних скоростей приведены выше. При интерпретации годографов и временных разрезов с помощью ЭВМ в основном применяется метод нулевого времени (t_0). Для горизонтально-слоистых толщ ($\omega'z^0$) в кинематическом плане границы считаются плоскими и проблем с построением отражающих или преломляющих границ нет. Определив N и ω всех выявленных границ, можно построить сейсмический разрез.

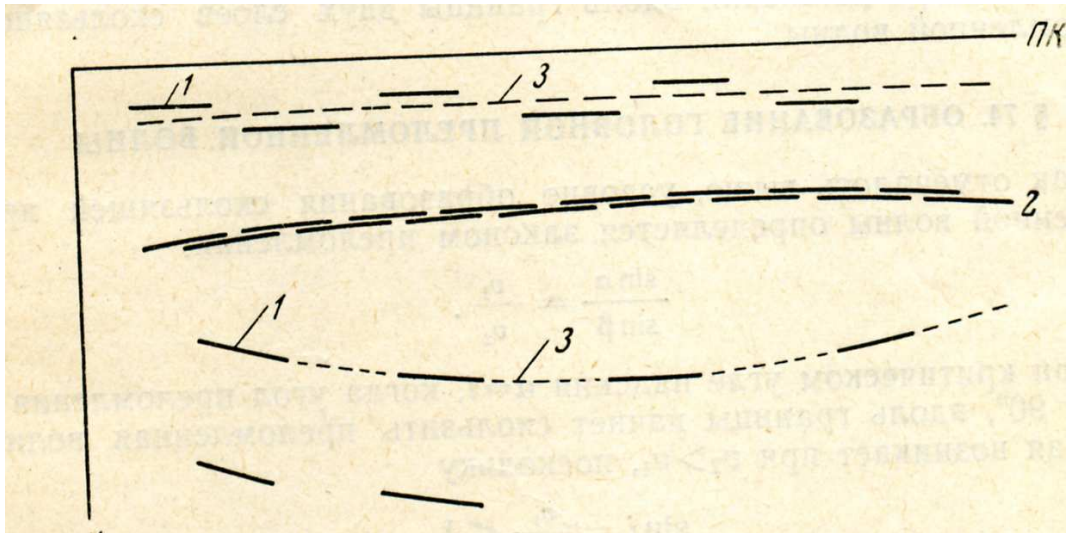


Рис.5.12.4 . Сейсмический разрез, построенный по данным МОВ; 1 – отражающие площадки, 2 – опорный горизонт, 3 – условный горизонт.

На разрезе строятся отражающие площадки, по ним проводятся условные и опорные горизонты. Опорные горизонты – хорошо прослеживаются по профилю всеми годографами и на все временном разрезе, привязаны к геологическим горизонтам.

При углах $\omega \approx 3-5^\circ$ нужны дополнительные расчеты углов наклона слоев. Сейсмический снос – на временных разрезах отражающие площадки смещены относительно истинного положения тем больше, чем больше угол ω .

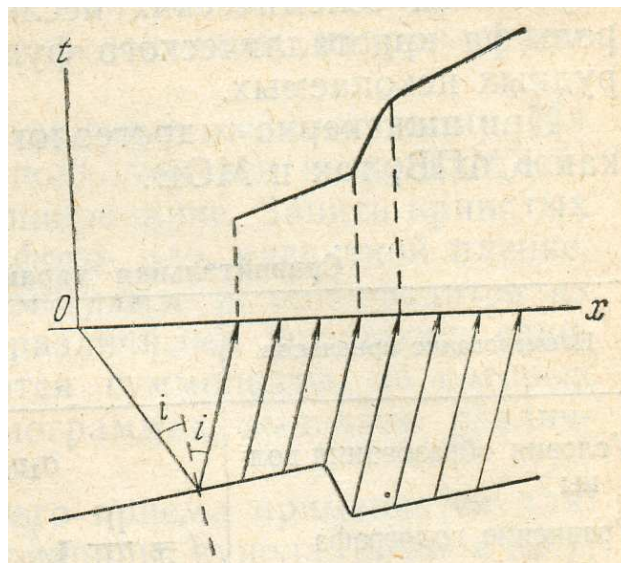


Рис.5.12.5. Выявление сброса по годографам преломленных волн (КМПВ).

Контрольные вопросы по теме главы 5: «Сейсморазведка»

1. Что в базовой основе изучает сейсморазведка?
2. Назовите основные используемые методы сейсморазведки?
3. Какую главную задачу решают с использованием сейсморазведки?
4. Какие виды сейсморазведки по решаемым задачам, по месту проведения, по частотам колебаний упругих волн Вы знаете?
5. Каковы физико-геологические основы теории сейсморазведки?
6. Как формулируется закон Гука, напишите формулу и разъясните входящие в нее параметры?
7. Напишите выражения для модуля сдвига и модуля всестороннего сжатия.
8. Как соотносятся между собой продольная и поперечная скорости распространения упругих волн?
9. Какие виды и типы волн Вы знаете? Напишите их аналитические выражения.
10. По какому закону убывают с расстоянием амплитуды смещений среды при прохождении упругой волны?
11. Что такое фронт волны? Как распространяются волны от точечного источника?
12. Какими параметрами характеризуется любая волна?
13. Какой частоты волны изучаются в сейсморазведке?
14. В чем заключается принцип Гюйгенса-Ферма? Поясните основной закон геометрической сейсмологии?
15. В чем смысл закона Снеллиуса в геометрической сейсмологии?
16. Что такое «акустическая жесткость»?
17. Что такое рефрагированные волны?
18. Какие Вы знаете сейсмические среды и границы?
19. Назовите главные упругие свойства горных пород. Чем они определяются?
20. В чем состоит физический смысл закона Гука?
21. Каковы пределы изменения скоростей волн в породах и средах?
22. От каких параметров зависит скорость продольных и поперечных волн?
23. В каком соотношении находятся скорости продольных и поперечных волн?
24. В какой зависимости находятся скорости волн от возраста пород?
25. Чем определяются сейсмoeлектрические свойства волн? В каких единицах в системе СИ измеряются пьезoeлектрические модули?
26. Каковы пределы изменения пьезoeлектрических модулей для разных пород?

27. В чем заключается решение прямой и обратной задач сейсморазведки?
28. Напишите формулу волнового уравнения.
29. Что такое годограф? Нарисуйте схему к выводу уравнения годографа прямой волны.
30. Что задается и что требуется получить при решении прямой задачи МОВ?
31. Нарисуйте схему к выводу уравнения годографа отраженной волны над двухслойным разрезом с наклонной границей раздела сред?
32. Напишите уравнение годографа для решения прямой задачи МОВ.
33. Для чего используется в МОВ способ постоянной разности и способ встречных годографов?
34. Напишите выражение для определения эффективной скорости.
35. Расскажите о способах построения отражающих границ.
36. Что такое головная преломленная волна? При каком условии она образуется?
37. Нарисуйте схему образования всех видов сейсмических волн.
38. Какая связь существует между углом выхода сейсмической радиации и углами падения и отражения?
39. Как решается прямая задача КМПВ?
40. Как выглядит уравнение для годографа преломленной волны?
41. Что такое граничная скорость? Напишите ее аналитическое выражение.
42. Как построить преломляющую границу способом нулевого времени?
43. В чем заключаются основы теории сейсмоэлектрического метода? Какие виды эффектов возникают в этом методе?
44. Какая аппаратура используется в сейсморазведке? Каковы принципы ее устройства?
45. В чем состоит основная сложность метода сейсморазведки?
46. Расскажите об источниках упругих волн.
47. Какие виды сейсморазведки Вы знаете? Расскажите об одном из них.
48. Приведите сравнительную характеристику метода МОВ и КМПВ.
49. Какие системы наблюдений существуют в сейсморазведке? В МОВ? В КМПВ?
50. Что из себя представляет метод глубинной точки?
51. В чем состоит методика полевых сейсмических наблюдений?
52. Расскажите об обработке и интерпретации сейсмических наблюдений.
53. Какие геологические, инженерные и экологические задачи можно решить, используя методы сейсморазведки?

Практическая работа 5.1

Для выбора площадки для строительства крупного промышленного объекта и поисков источников водоснабжения подземными трещинно-карстованными водами была поставлена сейсморазведка методом преломленных волн (МПВ).

Схема расположения пяти профилей (ПР) широтного простирания (1-5) и пунктов возбуждения (ПВ) упругих волн на каждом из них (O_1-O_6), а также полученные встречные годографы прямых и головных преломленных продольных волн.

Расстояния между профилями (ПР) и пунктами возбуждения (ПВ) - 200 метров.

Рельеф местности ровный, покрыт почвенным слоем и влажными суглинисто-глинистыми четвертичными отложениями. На глубинах 3-30 метров залегает карбонатная толща (известняки), в разной степени закарстована, трещиноватая и обводненная.

Цель работы: выбор участка площадью $S = 400 \times 400$ метров, где коренные известняки крепкие, массивные и могут служить основанием для сооружаемого объекта, а также участков разрушенных и обводненных известняков в зонах тектонических нарушений, где могут быть скопления подземных вод.

Интерпретация данных МПВ и их инженерно-геологическое и гидрогеологическое истолкование проводится по правилам, приведенным в лабораторной работе 5, а результаты записываются в таблицу.

Последовательность работы.

Определить V_{cp1} , V_{cp2} и $V_{cp} = (V_{cp1} + V_{cp2})/2$ по прямым годографам.

Определить $t_p = \Theta = t_1 - t_2 + T$. Численно или графически построить разностный годограф $t_p = t_1 + \Delta T$ и линию $t_0 = t_1 - \Delta T$

Определить $V_r = 2 \Delta x_p / \Delta t_p$

Рассчитать V_1 , V_2 и $V_{cp} = (V_1 + V_2)/2$

Зная T , t_1 и t_2 , $x_{н1}$, $x_{тп}$, $x_{н100}$, построить отражающую границу $H = t_0/2 \sqrt{(1/V_{cp}^2) - (1/V_r^2)}$ и карту V_r .

Результатом выполнения задачи 5 являются упомянутые выше графические приложения и отчет, в котором отражены ответы на все вопросы в описании задачи.

Основы теории инженерной сейсморазведки.

При проектировании, строительстве и эксплуатации различных сооружений, особенно ответственных (электростанции, тоннели, крупные промышленные, гражданские и военные объекты), важную роль играют инженерно-геологические и геоэкологические исследования. Их малый объем и отсутствие мониторинга, т.е. слежения за изменением во времени состояния геологической среды, могут привести к катастрофам или медленным разрушениям сооружений.

Включение в инженерно-геологические и геоэлектрические исследования инженерно-геологических и экологических задач геофизики резко увеличивают их информативность и детальность при уменьшении стоимости и сроков проведения работ, т.е. являются актуальной научно-производственной проблемой.

Среди задач, решаемых инженерно-геологической и экологической геофизикой, наиболее важной является изучение строения и геомеханического состояния оснований сооружений с точки зрения их устойчивости к естественным и искусственным геодинамическим процессам (сейсмичности, карстово-тектонической разрушенности, обвально-оползневой опасности, реакции геологической среды на взрывы, промышленные катастрофы).

Лучшим основанием для сооружения будущего предприятия являются скальные породы: магматические (оливин-дуниты, перидотит-пироксениты, габбро, граниты, базальты, диабазы), метаморфические (гнейсы, сланцы), осадочные (известняки, песчаники). Эти же породы, но разрушенные, трещиноватые, выветрелые, называемые полускальными, менее благоприятны для строительства. Осадочные обломочно-песчано-глинистые отложения относятся к неустойчивым основаниям сооружений.

При инженерно-геологических изысканиях ведутся определения литологии и геохимических свойств горных пород, в том числе:

- а) физико-механических: плотности (σ) – отношению массы всей породы к ее объему, минеральной плотности (δ) – отношению массы твердой фазы к ее объему, пористости (n) – объем пор в единице объема породы, коэффициента пористости (k_n) и коэффициента трещиноватости ($k_{тр.}$) – отношение объема пор и трещин к объему твердой фазы породы; водонасыщенности (k_v) – отношение объема пор, заполненных водой, к общему объему пор, и др.

- б) деформационно-прочностных: модуля упругости (модуля Юнга - E), коэффициента поперечных деформаций (или коэффициента Пуассона - ν), модуля общей деформации ($E_{деф.}$), предела прочности образцов горных пород на сжатие ($\sigma_{сж.}$) и др.

Эти свойства изучаются лабораторными методами (испытания образцов и монолитов горных пород) и натурными методами (способы

прессов, штампов и др.). Они называются статическими методами, характеризующими упругие свойства малых объемов породы при длительных нагрузках одного знака, например, одноосное сжатие образца или увеличение давления на грунт. Погрешности определений перечисленных свойств зависят от множества природных и техногенных факторов и достигают от 20 до 100%.

Интерпретация полученных в отдельных точках статических физико-механических и деформационно-прочностных свойств на всю изучаемую площадь осуществляется с учетом аэрокосмических и инженерно-геологических съемок. Однако, с привлечением геофизических методов с повышенной точностью, плотностью и объективностью физической информации о геомеханическом состоянии массива пород можно определить эти свойства как самостоятельно, так и при совместных геолого-геофизических исследованиях, повышая их надежность и точность.

Среди геофизических методов при данных исследованиях наиболее эффективны сейсмоакустические, которые по уменьшению: а) базы измерений (l), т.е. расстояния между ПВ упругих волн и сейсмоприемниками, б) длины используемых упругих волн (λ), т.е. более высокочастотные, подразделяются на: полевую и подземную сейморазведку, акустические наблюдения в выработках и скважинах, ультразвуковые измерения стенок скважин и образцов горных пород. Чем меньше база (l) и длина волны (λ), тем меньше глубинность и больше детальность изучения упругих, а значит, и геомеханических свойств горных пород.

Закономерности взаимозависимостей этих параметров получили название масштабного эффекта. Его следует учитывать при сравнении упругих свойств среды, полученных разными сейсмоакустическими методами.

Наибольшей глубинностью при исследовании упругих свойств массивов горных пород характеризуется полевая сейморазведка методом преломленных волн (МПВ).

В этом методе изучаемые головные преломленные волны скользят вдоль высокоскоростного скального основания и поэтому несут информацию о его свойствах. Глубина разведки при инженерно-геологических изысканиях редко превышает 200 метров. Используются сейсмическое зондирование (СЗ) на ключевых участках или сейсмическое профилирование (СП) по отдельным профилям или системам профилей изучаемой площади.

Применяются невзрывные источники возбуждения упругих волн (ударные и многоканальные сейсмостанции с автоматической регистрацией упругих волн (сейсмограмм)).

Системы наблюдений такие, чтобы запись получать с ПВ в начале и конце профиля наблюдений. В результате, после обработки сейсмограмм получаются одиночные или встречные годографы, т.е. графики зависимости времен прохода головных волн от расстояний до ПВ. Эти расстояния на профилях составляют 100-300 м., несколько превышая базу измерений (1) преломленных волн.

Глубинность разведки (H) МПВ в 2-3 раза меньше базы (1).

В результате интерпретации годографов преломленных волн различными графоаналитическими методами (или на ЭВМ) определяются скорости упругих волн, как правило, продольных (V_p) (пластовых - V_i или усредненных по покровным отложениям - $V_{cp.}$, и граничные скорости - по поверхности коренных, например, скальных пород - V_r , или поверхностей толщ с повышенными V_k). Кроме того, определяются глубины залегания (h) преломляющих границ. Применяя специальные возбуждения упругих волн, можно построить годографы и сосчитать соответствующие скорости поперечных волн: V_{1s} , $V_{1cp.s}$, V_{rs} . Имея V_p и V_s (или только V_p), и используя приведенные ниже таблицы, формулы и графики на рисунках, отражающих теоретико-экспериментальные обобщения инженерной сейсморазведки, можно оценить литологию и геомеханические свойства пород в массиве, т.е. в естественном залегании. Получаемые свойства называются динамическими, так как они характеризуют физико-механические и деформационно-прочностные свойства массива по небольшим, кратковременным, знакопеременным динамическим нагрузкам среды во время работ МПВ.

Между инженерно-геологическими (статическими) и сейсмическими (динамическими) свойствами, с учетом масштабного эффекта выявляются теоретико-экспериментальные связи. Для скальных пород они достаточно устойчивы, а для рыхлых осадочных - неустойчивы. Поэтому в каждом районе исследований целесообразно такие связи получать экспериментально путем совместных геолого-геофизических изысканий. Однако относительные изменения сейсмических и упругих свойств при идентичных условиях измерений по всему участку (одинаковые направления и расстояния между пунктами возбуждения упругих волн при МПВ, близкие базе (1) и длины волны λ , единая обработка данных и т.п.) получаются с высокой точностью.

2. Интерпретация и инженерно-геологическое истолкование результатов метода преломленных волн (МПВ).

Интерпретация годографов преломленных волн проводится в рамках различных сейсмических моделей сред. Простейшей является двухслойная модель: сверху залегает горизонт с некоторой средней

скоростью (V_{1cp}) и переменной мощностью, а внизу - второй горизонт с граничной скоростью ($V_r > V_{1cp}$). Первым горизонтом (верхняя часть разреза - ВЧР) могут быть четвертичные отложения, состоящие из ряда слоев (почвенный, зона аэрации над уровнем грунтовых вод, водоносные четвертичные отложения), сходного литолого-фациального состава и с мало отличающимися пластовыми скоростями. Это могут быть полускальные породы, подверженные процессам физического, химического и биологического выветривания с различной трещиноватостью и закарстованностью пород. Продукты выветривания, заполняющие пустоты, отличаются низкими скоростями упругих волн. В таком горизонте скорость может возрасти с глубиной или колебаться вокруг среднего значения (V_{1cp}).

Второй моделью является горизонтально-слоистая толща с достаточно постоянными по простиранию мощностями (h_1, h_2, h_3, \dots) слоев со скоростями упругих волн, удовлетворяющими неравенствам $V_1 < V_2 < V_3 < \dots$. Интерпретация данных МПВ в случае первой модели требует наличия встречных годографов, а второй – достаточно наличия одиночных годографов.

2.1. Интерпретация встречных годографов в методе преломленных волн на примере двухслойной модели.

2.1.1. Метод разностного годографа и графика нулевого времени для интерпретации встречных годографов МПВ.

На рис. 5.1-а приведены встречные годографы головных преломленных волн, скользящих вдоль поверхности коренных пород, например, продольных с V_r , полученные из первого (O_1) и второго (O_2) пунктов возбуждения (Γ_{1r}) и (Γ_{2r}), перекрытых толщей с V_{cp} . Здесь же приводятся годографы прямых волн той же природы, например, продольных (Γ_1 и Γ_2), проходящих в перекрывающих покровных отложениях.

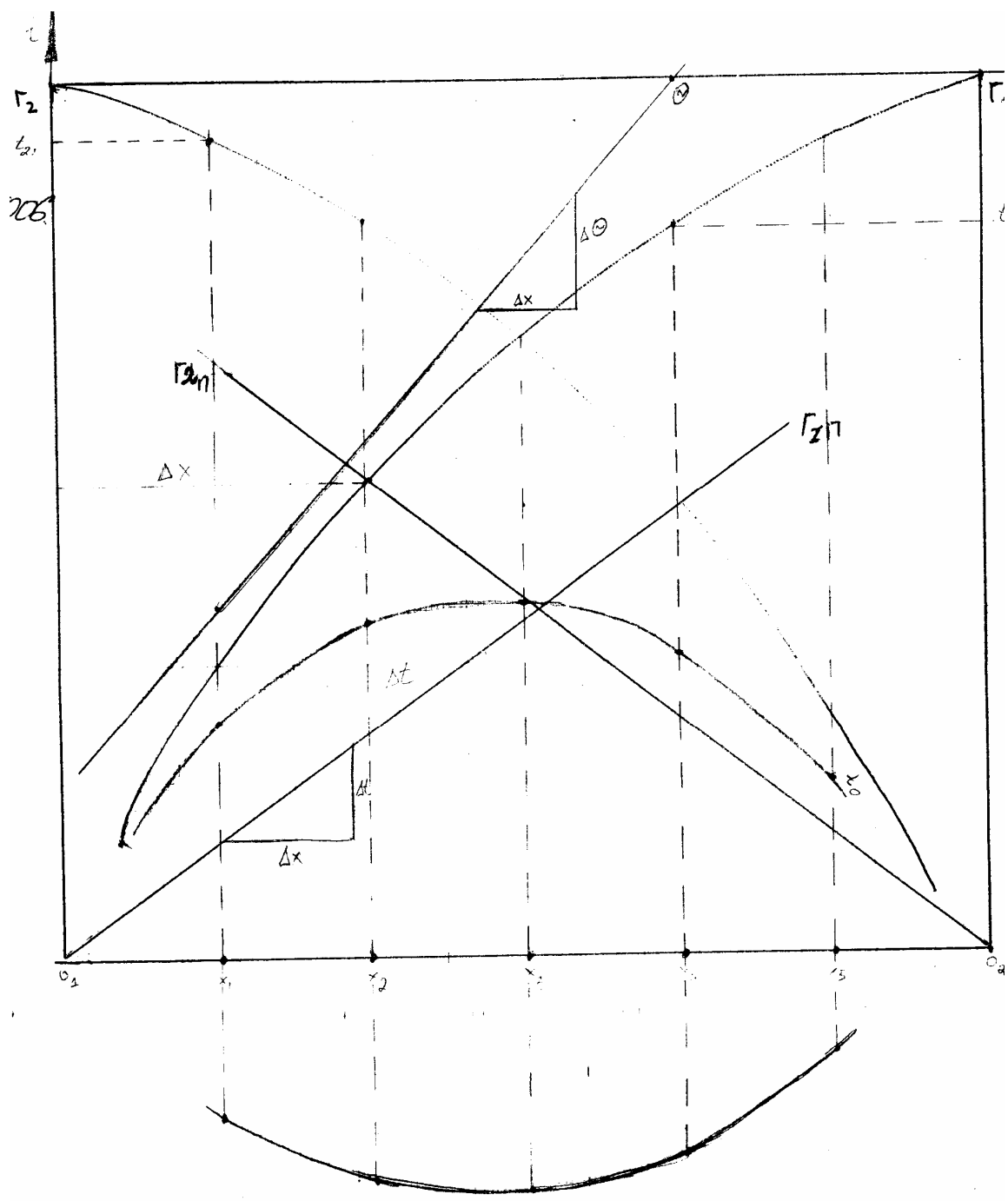


Рис.5.1 –а. Годографы для выполнения задания.

В теории МПВ для такой модели сред с $V_r > V_{cp}$ известен метод определения граничной скорости распространения головных преломленных волн с помощью разностного годографа (t_p) и построения глубины залегания преломляющего слоя (h) с помощью графика нулевого времени (t_0) [3, 4, 5, 7]. Их можно построить на участке профиля, где существуют два встречных годографа, который называется интервалом прослеживания двух преломленных волн от одной границы или базой измерения $l \approx cd$. Для любой точки x_i в интервале (c, d) можно рассчитать

$$t_{pi} = t_{1i} - t_{2i} + T = t_{1i} + \Delta T_i \text{ и}$$

$$t_{oi} = t_{1i} + t_{2i} - T = t_{1i} - \Delta T_i,$$

где t_{1i} и t_{2i} - времена прихода головных преломленных волн в эту точку по первому (прямому) и второму (встречному) годографам, T - взаимное время, т.е. время прихода этих волн из первого пункта взрыва во второй и наоборот, $\Delta T_i = T - t_{2i}$.

Практически для построения графиков t_p и t_o следует от первого годографа по нескольким точкам участка (c , d) отложить вверх ΔT_i^*) и получится прямая линия, называемая разностным годографом (t_p), и вниз - получится график (t_o), который может иметь вид прямой при плоской преломляющей границе или кривой - при неплоской границе.

*) величина ΔT_i в каждой точке x_i будет разной.

В теории этого метода доказано, что при углах наклона преломляющей границы, меньших 15° , по наклону разностного годографа $\Delta x / \Delta t_p$ определяется граничная скорость $V_r = 2 \Delta x / \Delta t_p$. В каждой точке x участка профиля (c , d) по известному t_o можно рассчитать глубину залегания (h) преломляющей границы по формуле:

$$h = V_{cp} \cdot t_o / 2 \sqrt{1 - (V_{cp} / V_r)^2} = t_o / 2 \sqrt{(1 / V_{cp}^2) - (1 / V_r^2)}, \quad (1)$$

2.1.2. Практическое использование t_p и t_o для интерпретации МПВ.

Имея годографы прямых (Γ_1 и Γ_2) и головных преломленных волн (Γ_{1r} и Γ_{2r}), разностный годограф (t_p) и график t_o (см. рис. 5.1-а), расчетная интерпретация проводится в следующей последовательности (результаты записываются в табл.).

1. Сначала определяются V_1 вблизи первого и второго ПВ или по наклону годографов прямых волн (пунктирные линии) $V_{1,0} = \Delta x_1 / \Delta t_o$ и $V_{1,1} = \Delta x_1 / \Delta t_1$, или по координатам точек пересечения годографов прямой и головной преломленной (сплошные линии) волн: $V_{1,0} = x_{тп1} / t_{тп1}$ и $V_{0,2} = x_{тп2} / t_{тп2}$. Далее рассчитывается средняя скорость в интервале между этими ПВ: $V_{1cp} = 0.5 (V_{0,1} + V_{0,2})$.

2. По наклону разностного годографа вычисляется граничная скорость: $V_r = 2 \Delta x_p / \Delta t_p$.

3. По приведенной выше формуле (1) для ряда точек профиля, например, $x_{н,0}$, $x_{0,0,1}$, $x_{н,1}$ рассчитываются глубины залегания преломляющей границы. Для ее графического построения из этих точек

(x_i) радиусом h_i *) прочерчиваются дуги (полусферы). Огибающая дуг и является участком преломляющей границы с граничной скоростью V_r . Погрешности в расчетах V_{cp} , V_r , h составляют 10-20%.

4. При наличии вдоль профиля нескольких пар встречных годографов под линиями t_0 строятся участки преломляющей границы, каждый из которых обладает своей V_r . Огибающая всех отрезков дает положение преломляющей границы по всему изучаемому профилю.

5. В результате МПВ получают сейсмогеологические разрезы: по горизонтали откладываются интервалы прослеживания головных преломленных волн, по вертикали (лучше способом дуг) в том же или более крупном масштабе - глубины залегания границ, под которыми записываются V_r , а в центре слоя над ними - V_{cp} :

*) В каждой точке x_i величины h_i будут разными.

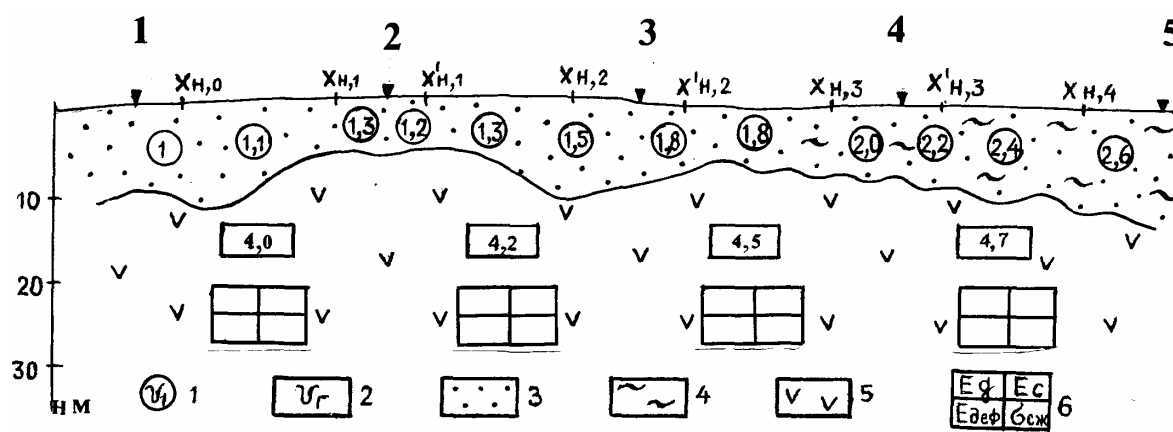


Рис. 5.2. Сейсмогеологический разрез по профилю: 1 и 2 - скорости продольных волн в верхнем и граничная скорость в нижнем слоях (в км/с или м/мс), 3 - пески, 4 - глины, 5 - магматические породы, 6 - деформационно-прочностные свойства (E_d , E_c , E_{def} , $\sigma_{сж}$).

2.2. Интерпретация годографов преломленных волн над многослойным горизонтально-слоистым разрезом.

2.2.1. Интерпретация одиночных годографов МПВ способами изломов и нулевого времени.

Над одномерной моделью в виде горизонтально-слоистой среды (например, четырехслойной, см. рис. 4.1-б) с мощностями слоев h_1, h_2, h_3, \dots и скоростями распространения упругих волн (например, продольных),

удовлетворяющими условию $V_1 < V_2 < V_3 < V_4 \dots$, получается ряд годографов ($\Gamma_1, \Gamma_2, \Gamma_3, \Gamma_4$) в виде прямых линий с разными углами наклона к оси наблюдений (x). В теории МПВ существуют различные способы интерпретации подобных годографов, в том числе способы излома и t_0 [4, 7].

По наклону соответствующих годографов легко найти пластовые скорости упругих волн в горизонтально залегающих слоях: $V_1 = \Delta x_1 / \Delta t_1$, $V_2 = \Delta x_2 / \Delta t_2$, $V_3 = \Delta x_3 / \Delta t_3$, $V_4 = \Delta x_4 / \Delta t_4$.

В способе изломов мощности слоев рассчитываются по абсциссам точек пересечения годографов (изломов единого годографа первых вступлений). Например, для верхних двух слоев:

$$h_1 = 0.5x_{1,2} \sqrt{(1-V_1/V_2)/(1+V_1/V_2)},$$

$$h_2 = 0.5x_{2,3} \left[\sqrt{(1-V_2/V_3)/(1+V_2/V_3)} \right] - h_1 \left\{ \sqrt{[1-(V_1/V_3)^2]} - \sqrt{[1-(V_1/V_2)^2]} / (V_1/V_2) \sqrt{[1-(V_2/V_3)^2]} \right\}.$$

В способе нулевого времени годографы продолжают до оси ординат и по точкам пересечения находятся $t_{02}, t_{03}, t_{04}, \dots$.

Мощности, например, верхних двух слоев определяются по формулам:

$$h_1 = 0.5V_1 t_{02} / \sqrt{(1-V_1/V_2)^2},$$

$$h_2 = 0.5V_2 [t_{03} - t_{02} \sqrt{(1-(V_1/V_2)^2)} / \sqrt{(1-(V_1/V_2)^2)}] / \sqrt{1-(V_1/V_2)^2}.$$

Формулы для расчетов h_3, h_4 более сложны.

2.2.2. Практическое использование способов изломов и нулевого времени.

Имея годографы прямой и головных преломленных волн над горизонтально слоистой средой, расчетная интерпретация проводится следующим образом (результаты записываются в таблицу).

1. Сначала определяются скорости V_1, V_2, V_3, \dots .
2. Далее рассчитываются h_1, h_2 , желательно двумя способами (изломов и нулевого времени).

3. Наконец, строится сейсмогеологический разрез: по горизонтали откладываются пункты возбуждения (ПВ) и точки излома годографов, по вертикали - в том же или более крупном масштабе откладываются мощности слоев (лучше способом дуг). Под точками изломов в центре слоев записываются скорости упругих волн. При наличии годографов,

полученных из нескольких пунктов взрыва, строятся сводные сейсмогеологические разрезы путем состыковки разрезов под каждым годографом.

Изменения V (особенно если они получены для продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн по профилю и площади, несут в себе информацию об изменении литологии, физико-механических и деформационно-прочностных свойств скальных пород, слагающих выделенные горизонты.

Литература.

1. Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений, М., Недра, 1990.
2. Полевые методы гидрологических, инженерно-геологических, мерзлотных и инженерно-геофизических исследований. Изд-во МГУ, 1982.
3. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. Под ред. Н.Н. Горяинова. М., Недра, 1992.
4. Ляховицкий Ф.М., Хмелевской В.К., Яценко З.Г. Инженерная геофизика. М., Недра, 1989.
5. Савич А.И., Яценко З.Г. Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. М., Недра, 1979.
6. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., Недра, 1984.
7. Хмелевской В.К. Геофизические методы исследования земной коры. Дубна, 1996, ч. 1 и 2.

Возможные дополнительные практические задачи:

Задача 5.2.

Для выбора оптимального варианта трассы автодорожного тоннеля по трем одинаковым по природным условиям профилям проведена сейсмороазведка МПВ. Годографы прямых и головных преломленных волн поэтим профилям с северного и южного порталов (входов) в тоннель при 8 пунктах возбуждения (С-0, С-100, С-250, С-400, Ю-400, Ю-250, Ю-100, Ю-0).

Геологическое строение участка в общих чертах представляется таким. Сверху находятся четвертичные песчано-глинистые отложения мощностью 5-25 метров. Глубже залегают известняки, в разной степени разрушенные и закарстованные, мощностью от 70 до 250 метров.

Известняки подстилает гранитный массив, наивысшие абсолютные отметки которого находятся под хребтом.

Целью работ является построение сейсмогеологических разрезов через хребет по трем профилям, а по скоростям распространения продольных упругих волн в выделенных слоях определение геомеханических свойств горных пород на абсолютных отметках около 800 метров, где должен проходить тоннель.

Интерпретация данных МПВ проводится способом нулевого времени, т.е. в рамках одномерной модели или способом изломов.. Полагается, что, по крайней мере, в пределах интервалов прослеживания головных преломленных от любого ПВ среда горизонтально-слоистая.. Данные интерпретации записываются в таблицу.

В результате выполнения задачи:

1. Построить три сейсмогеологических разреза, используя рельеф местности. На них выделить границы раздела литологических толщ и зоны тектонических нарушений.

2. Построить над тремя разрезами графики изменения V_p вдоль предполагаемых осей тоннелей на абсолютной отметке около 800 метров. Горизонтальный масштаб 1:5000, вертикальный – 1 см – 1 км/с (1 м/1мс). График V_p разбить на кусочно-однородные участки, где V_p меняется не более 20-30%. Под ним вынести литологическую колонку высотой 1см, т.е. дать условными обозначениями литологию.

3. Для каждого такого участка, полагая $V_p = V_{p\text{ср}}$, определить геомеханические свойства массива горных пород, по которым может вестись проходка тоннеля: Π (пустотность, включая пористость и трещиноватость), E_g , E_c , $E_{\text{деф}}$. (динамические, статические и деформационные модули упругости), $\sigma_{\text{сж}}$ (предел прочности на сжатие).

4. Под горизонтальной литологической колонкой сделать пять полос высотой 1 см, в которых записать численные значения Π , E_g , E_c , $E_{\text{деф}}$, $\sigma_{\text{сж}}$ для каждого кусочно-однородного участка с $V_{p\text{ср}}$.

5. Сравнить сейсмогеологические разрезы, графики изменения V_p и геолого-геомеханические колонки вдоль альтернативных вариантов трасс тоннелей и выбрать лучший вариант.

Не приводя формул для расчета крепости пород, пропорциональной $\sigma_{\text{сж}}$ и горного давления, обратно пропорционального $\sigma_{\text{сж}}$ и $E_{\text{деф}}$, которые выполняются проектировщиками тоннелей, качественный выбор лучшего варианта трассы можно осуществить, руководствуясь следующими соображениями. Чем больше крепость пород, тем больше стоимость и время проходки, но меньше горное давление, дешевле крепление выработки, выше устойчивость сооружений от влияния землетрясений, искусственных взрывов и т.п. Во много раз возрастает конечная стоимость и уменьшается надежность тоннеля на участках, где он проходится по

рыхлым осадочным и полускальным трещиноватым породам, где возможны обвалы и затопления выработок карстово-трещиноватыми водами. С учетом этих противоречивых факторов, считая главным безопасностью проходки и надежность эксплуатации тоннеля, лучший вариант тот, где выше упругие модули, меньше зоны рыхлых пород и тектонических нарушений.

Лабораторная работа 5.3.

В ходе изысканий под строительство плотины для гидроэлектростанции и ее береговых сооружений была применена сейсморазведка методом преломленных волн. Схема расположения 6 профилей МПВ по обоим берегам вдоль реки, а также встречные годографы прямых и головных преломленных продольных волн выдаются. Расстояния между профилями (ПР) равнялись 40-80 метров, а между пунктами возбуждения (ПВ), расположенными на пикетах (ПК): 0, 1, 2, 3, 4, 5 (ПР 1, 3, 4, 6) и 0.5, 1.5, 2.5, 3.5, 4.5 (ПР 2, 5) – 100 м. Рельеф вдоль каждого профиля практически ровный, но все они располагаются на разных абсолютных отметках.

Геологический разрез района – двухслойный: сверху залегают делювиальные (на склонах) или аллювиальные (в долине) глинисто-суглинистые или песчано-гравийные отложения. Они подстилаются коренными магматическими породами, сильно разрушенными и трещиноватыми в зонах тектонических нарушений и массивными – вне таких нарушений.

Цель работы:

1. Выбор участков на склонах и в долине, наиболее благоприятных с точки зрения геомеханических свойств для строительства плотины (длина участка вдоль реки – до 100 м).
2. Выбор участка для береговых сооружений (площадью $100 \times 100 \text{ м}^2$ на высоте свыше 10 м над руслом реки).

Интерпретация данных МПВ и их инженерно-геологическое истолкование проводится по правилам, приведенным в описании лабораторной работы №4 (см. 1, 2, 3), а данные расчетов записываются в таблицу 4.1.

Глава 6.0. Терморазведка.

6.0. Введение.

Геотермическая разведка (терморазведка), раздел геофизики, изучающий физические методы исследования теплового поля и термических свойств Земли как планеты Солнечной системы.

Тепловое состояние земной коры зависит от космических и внутриземных источников тепла, от процессов на поверхности и внутри земли.

Как геофизическая дисциплина геотермика находится на стыке с космологией, климатологией, физической географией, почвоведением, мерзлотоведением, науками геологического цикла (общей, исторической, динамической, инженерной геологией, тектоникой и другими).

Тепловое поле характеризуется **температурой, геотермическим градиентом, плотностью** теплового потока, интенсивностью и размещением источников выделения и поглощения тепла.

Измеряют параметры теплового поля в горных выработках, скважинах, на дне морей и океанов.

Распределение теплового потока земной коры является функцией от термических свойств горных пород, от структурно-геологических и гидрологических условий, от местных тепловых полей.

Местные тепловые поля создаются источниками тепла в районах современной и недавней вулканической деятельности, экзотермическими и эндотермическими процессами в структурах, районах, регионах.

Интенсивность переноса тепла в толще земной коры определяет такие термические свойства, как **теплопроводность, температуропроводность, теплоемкость**. Перечисленные свойства являются функцией от состава и строения горных пород.

Формирование термического поля при прочих равных условиях зависит от минералогического, гранулометрического состава твердой фазы, от пористости, содержания жидкой и газообразной фаз, от температуры и давления.

Параметры теплового поля определяются геофизическими полевыми и лабораторными методами.

Результаты исследований теплового поля помогают выяснению природы термического режима Земли, ее теплового баланса, глубинной тектоники, вулканизма, метаморфизма пород, формированию нефтяных, газовых, рудных и другого типа месторождений.

Изучение теплового поля земной коры и Земли в целом помогает решать и развивать теоретические и практические проблемы геологии, гидрогеологии, инженерной геологии, геохимии, вулканологии, почвоведения, метеорологии, энергетики, теплофикации и горноспасательной службы. Эти исследования важны для изучения региональной геологии и местных естественных тепловых полей.

В гидрогеологии позволяют выявлять водоносные, водоупорные комплексы и горизонты прослоев в разрезах скважин. Решают проблемы динамики подземных вод, выделения областей питания, стока и дренажа, устанавливают участки перелива с одного горизонта на другой.

Термальные воды и пар влияют на катогенез, диагенез, метаморфизм и прочие процессы последовательного преобразования первичных осадков в осадочные горные породы.

Температура – один из факторов глубинных процессов, определяющих проницаемость горных пород, условия генерации нефти и газа, воды в пластах, миграцию и накопление их в пустотах.

Термический режим верхней части земной коры энергетически взаимодействует с Космосом и источниками внутреннего тепла, влияет на тепловое состояние почв и пород вблизи поверхности.

Данные термических исследований нужны на всех этапах бурения и сохранения скважин.

Данные о естественном и искусственном тепловом состоянии пород используют при определении плотности и вязкости нефтей, подземных вод, растворимости газов, вычислении пластового давления.

В глубоких и сверхглубоких скважинах температура влияет на технику и процессы добычи полезных ископаемых.

Знание теплового поля (и его изменения во времени) в земной коре и термических свойств пород помогает распознавать и выяснять места и причины рудничных и шахтных пожаров. Внутреннее тепло Земли является постоянным источником энергии.

Выходы горячих вод на земной поверхности широко используют уже более 2000 лет в бытовых и лечебных целях.

Во многих нефтегазоносных и угольных бассейнах наблюдаются аномалии температур и геотермические градиенты.

Для поисков термальных вод применение терморазведки впервые предложено геофизиком А.Н.Огильви.

Массовые определения теплового потока на дне Тихого океана началось в 1947-48 гг. прошлого столетия, на дне Атлантики – в 1952 г., на островах и континентах – в 1940 и последующих годах.

Карта изотерм (1942 г.) по кровле Альба северной части района Кавказских минеральных вод подтвердила связь изменения теплового поля с тектоникой – помогла выявить участки разгрузки термальных вод.

6.1. Тепловое поле земной коры.

Определяется мощностью и распределением источников выделения и поглощения тепла, термическими свойствами земных слоев, законами их изменения, температурой поверхности Земли.

Мощность и распределение источников земного тепла влияют на тектонические, вулканические и прочие непостоянные в геологическом времени процессы в земной коре. Изучение и выяснение теплового поля земной коры и верхней мантии необходимо для раскрытия механизма внутренних процессов и теплового баланса Земли.

Источники тепла: - **внутренние** (планетарные). Образуются при распаде радиоактивных элементов, приливных трениях, снятии внутренних напряжений, гравитационной дифференциации, кристаллизационных превращениях, перестройке электронных оболочек, фазовых переходах, химических реакциях.

Плотность и давление в условиях земных недр ниже критических, поэтому при радиоактивных распадах не происходит цепной реакции.

- **внешние** (космические). Это - космическое излучение, солнечная радиация, корпускулярное и прочие излучения Солнца, звезд, галактик.

Содержание радиоактивных элементов в недрах уменьшается с увеличением глубины. Радиоактивные элементы сосредоточены ближе к поверхности земли, в слое мощностью несколько сотен километров.

Среднее содержание радиоактивных элементов в горных породах, (мг/кг)
[Череменин,1972]

Таблица 6.1.1

Породы	по А.П.Виноградову (1956)			по Г.Тилтону и Г.Риду (1963)			По Н.С.Боганику (1966)		
	Ура н	тори й	кали й	уран	тори й	кали й	уран	тори й	Кали й
Изверженные									
Кислые	3.5	1.8	8300 0	-	-	-			
Граниты:	-	-	-	4.0	14.8	3500 0			
а) средние	1.8	7.0	2300 0	2.0	7.4	1800 0			
б) основные	0.8	3.0	8000	-	-	-			
Базальты	-	-	-	0.8	3.0	7500			
Эклогиты	-	-	-	0.04 3	0.16	530			
Ультраосновные :	0.03	6.0	5000	-	-	-			
Перидотиты	-	-	-	0.00 6	0.022	10			
Дуниты				0.00 1	-	10			
Осадочные (По Н.С.Боганику (1966))									
Песчаники							3.0	10	12000
Глины и глинистые сланцы							4.0	11	32000
известняки							1.4	1.8	3000

6.2. Энергия глубинных источников.

Мощность и доля энергии радиогенного тепла и распределение источников изменялись в истории планеты. По расчетам Е.А.Любимовой [1964], плотность теплового потока изменяется за сто лет от $2.1 \cdot 10^{-2}$ до $12.6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м².

Энергия глубинных источников [Г.А. Череменский, 1972].

Табл.6.2.1.

Виды энергии	Количество энергии (*10³¹ Дж)
Радиогенная	1.6-2.8
Гравитационная (при образовании Земли)	30
Потенциальная гравитационная	25
Упругая (сжатой планеты)	2
Гравитационная дифференциация	1.5-2.0
Ротационная	
а) замедления скорости вращения	0.36
б) колебательной скорости вращения	2

Тепловой поток у поверхности имеет глубинное происхождение и характеризует состояние глубоких горизонтов верхней мантии.

Тепловой поток [Г.А. Череменский, 1972].

Табл.6.2.2

Поступление тепла	Единицы измерения (Дж, Дж/год, Вт/м², %)
Общее тепловыделение при распаде радиоактивных элементов составляет примерно	(0.6-2.0)*10³¹ Дж
Суммарная мощность тепловой энергии за счет радиогенного тепла и гравитационной дифференциации равна	35*10 ¹² Вт [Достовалов, 1959]. Плотность теплового потока у поверхности Земли за счет этих процессов может достигать 6.9*10 ⁻² Вт/м ²
За счет приливного трения создается тепловой поток	1.05*10 ⁻² Вт/м ² .
За счет приливного трения за историю Земли выделилось	10-30% радиогенного тепла[Рускол, 1963]

замедление скорости вращения Земли в связи с изменением момента инерции при увеличении объема и массы Земли за счет падающих метеоритов выделяет энергию мощностью	$1.46 \cdot 10^{12}$ Вт/м ² . Такая мощность при площади поверхности Земли $5 \cdot 10^{14}$ м ² создает тепловой поток плотностью $0.29 \cdot 10^{-2}$ Вт/м ² [Магницкий, 1965]
Потери тепла	Общие тепловые потери Земли – более $53 \cdot 10^{12}$ Вт [Люстих, 1959; Магницкий, 1965]
За 4.5 млрд. лет за счет теплопроводности (без учета тепла на фазовые переходы) [Гутенберг, 1963]	$25 \cdot 10^9$ Вт
Через вулканическую деятельность [Люстих, 1959; Verhoogen, 1946]	$1.3 \cdot 10^9$ Вт
Через циркулирующие воды в осадочных породах	потери могут превышать величину потерь за счет теплопроводности [Фролов, 1966]

Анализ таблицы при сопоставлении оценок тепловой энергии, выделяемой при радиоактивном распаде, под действием гравитационных сил и изменении скорости вращения Земли, показывает что тепловой эффект от действия трех этих процессов почти одинаковый.

Тепло выделяется при тектонических, метаморфических и магматических процессах. Их действие переводит внутриземную энергию из одной формы в другую, передает тепло из глубин к поверхности, перераспределяет тепло по регионам, не меняя общей энергии земного шара. На тектонические процессы с учетом горообразования, деформации и сейсмических волн расходуется ежегодно около $3 \cdot 10^{18}$ джоулей тепла. Это только малая часть общего потока тепла к поверхности Земли.

Тепло выделяется при реакциях окисления органического вещества – примерно $3.84 \cdot 10^5$ Дж/моль; при биохимических процессах, при восстановлении сульфатов – примерно 79.1 Дж/моль, при уплотнении глинистых толщ (при давлении $24.5 \cdot 10^6$ н/м²) – 1 м³ породы выделяет 502.8 Дж тепла; при возникновении в земле и атмосфере электрических токов, возбуждаемых солнечной радиацией [Г.А.Череменский, 1972].

Солнечная энергия – основной источник тепла для большинства природных процессов в верхней части земной коры, на ее поверхности, в атмосфере. От Солнца ежегодно на 1 м² поверхности Земли попадает примерно $6.9 \cdot 10^9$ Дж тепла [Будыко, 1964]. Две трети (2/3) солнечного тепла поглощается земной поверхностью, одна треть (1/3) – атмосферой.

Земная поверхность площадью $S = \pi R^2$, в единицу времени получает энергии примерно $\pi R^2 \cdot \epsilon$, где ϵ (солнечная константа) = $12.6 \cdot 10^9$ Вт/(м²·К⁴) [Г.А.Череменский, 1972]. .

Общий вывод из изложенного выше материала: Основной причиной потери тепла Землей является **теплопроводность**, которая осуществляется через вулканическую деятельность и выходы на земную поверхность термальных источников.

6.3. Плотность теплового потока, геотермический градиент.

Плотность теплового потока в тектонических стабильных структурах континента возрастает от древних структур к молодым.

В активных тектонических областях тепловой поток резко меняется от соприкасающихся разнородных геологических структур. В краевых прогибах, межгорных впадинах альпийской складчатости тепловой поток понижен; в районах горных складчатых сооружений Большого Кавказа и Карпатах тепловой поток повышен.

Наибольшее содержание радиоактивных элементов – в коре континентов, наименьшее – в коре океанов.

Различие в содержании радиоактивных элементов в мантии под континентами и океанами, установленное по данным изучения теплового потока, противоречит гипотезе перемещения материков [Birch, 1965].

Количество энергии, поступающей от Солнца, в 1000 раз больше внутренней энергии Земли.

В среднем на поверхности земли температура = нулю градусов (константа), за счет циклов солнечной активности может меняться (и для горных пород тоже).

Вариации солнечной активности – суточные, сезонные, многолетние приводят к циклическим изменениям температуры приземных слоев воздуха.

Глубинность теплового воздействия зависит от величины периодов и длительности циклов солнечной активности – с увеличением их увеличивается глубинность теплового воздействия.

Минимальные тепловые потоки (0.02-0.04 Вт/м²) – на докембрийских платформах, максимальные – над срединно-океаническими хребтами и в рифтовых зонах, в участках современного вулканизма.

Региональные исследования – для выявления геотермического режима, для исследования состояния земных недр.

Локальные исследования – замеры температур в скважинах на глубинах от 10 до 20 м, в шпурах и горных выработках – на глубинах до 1 м.

Поисково-разведочные исследования проводятся с целью решения следующих задач:-выявление структур и изучение геологической среды;-оконтуривание мерзлотных пород,- изучение динамики подземных вод-определение скорости фильтрации,- изучение загрязнений среды,- изучение ландшафтов,- исследование термического режима земной коры и верхней мантии и изменение его во времени,- выявления тепловых ресурсов, - решения поисково-разведочных и инженерно-гидрологических задач.

Проводятся также сезонные, т.е. годовые исследования – летом, осенью, зимой, весной – изменения температур до глубин 20-40 м. Причины изменения температур – наличие молекулярной теплопроводности.

На глубинах 20-40 м расположена зона постоянных годовых температур (так называемый нейтральный слой) – среднегодовые температуры воздуха здесь выше на 3.7 градуса.

Отмечаются еще многовековые (многолетние) климатические изменения.

Солнечная активность оказывает воздействие только до глубин 40 м. Ниже тепловой режим определяется глубинными потоками тепла и особенностями термических свойств пород.

Термический градиент (после 40 м) равен 3°C на каждые 100 м глубины. Причина – воздействие внутреннего теплового потока при подъеме его к поверхности земли.

Единица измерения теплового потока (q) или плотность его (q_{cp}) на суше и на воде примерно равна 0.06 Вт/м^2 .

Тепловое строение мантии – неоднородное. Причина неоднородности – постоянство тепловых потоков на суше и море.

Аномалии тепловых потоков (отклонения от q_{cp}) дают информацию о строении земной коры и верхней мантии.

Искусственные тепловые поля используются реже.

Регистрируют при термической разведке: радиотепловое, инфракрасное излучение земной поверхности, температуру, вертикальный градиент температуры, тепловой поток. Распределение этих параметров в плане и по глубине дает информацию о термических условиях и геологическом строении изучаемого района.

6.4. Методы терморазведки:

Радиотепловые (РТС), инфракрасные (ИКС) съемки. Региональные термические исследования на суше, акваториях. Локальные поисково-разведочные термические исследования – для поиска, выявления и изучения месторождений. Инженерно-гидрогеологические термические исследования (изучение мерзлоты, движения подземных вод). Термокартаж (документация разрезов скважин по теплопроводности горных пород). Искусственные тепловые поля используются при работах на акваториях, в скважинах.

6.5. Физико-геологические основы терморазведки:

Теория построена на основе математического и физического моделирования, натуральных наблюдениях, установления связи с другими полями земли. В результате строятся гипотетические модели изменения температуры в недрах Земли.

6.6. Общая характеристика теплового поля.

Источники теплового поля земли – процессы в недрах, тепловая энергия Солнца. Внутренние источники тепла – радиогенное тепло (распад ядер урана, тория, калия-40 и других радиоактивных элементов и образование их изотопов). Другие причины земного тепла: гравитационная дифференциация, плавление, химические реакции с выделением и поглощением тепла), деформации (приливные – за счет притяжения Луны и Солнца). Тепловая энергия этих источников, выделяющаяся в единицу времени, значительно больше суммы тепловой энергии землетрясений, тектонических и гидротермальных процессов.

Внутреннее тепло земли практически постоянно. Практически не оказывает влияния на температуру вблизи поверхности или на климат, так как энергия от Солнца в 1000 раз больше внутренней тепловой энергии.

В среднем тепловое воздействие Солнца не определяет также теплового состояния земли, а только лишь способно поддерживать на поверхности земли постоянную температуру, равную нулю градусов. Только благодаря циклам солнечной активности температура приповерхностного слоя воздуха, а с некоторым запаздыванием и температура горных пород изменяются.

Вариации солнечной активности (суточные, сезонные, многолетние и многовековые) приводят к циклическим изменениям температуры приземных слоев воздуха.

Глубинность теплового воздействия зависит от величины периодов цикличности Солнца (с увеличением периода цикличности увеличивается глубинность проникновения тепла).

Суточные колебания температуры приземных слоев воздуха влияют на температуру почвенного слоя примерно до глубин 1-1.5 м. Причина – перенос солнечных тепловых потоков за счет молекулярной

теплопроводности горных пород, конвекции воздуха, водяных паров, инфильтрации осадков, подземных вод.

Сезонные или годовые (лето, осень, зима, весна) колебания вызывают изменения температур на глубинах примерно от 20 до 40 м. Причины: теплопередача за счет молекулярной теплопроводности и движения подземных вод. На глубинах 20-40 метров сохраняется зона постоянных годовых температур (так называемый нейтральный слой). В этом слое температура практически постоянна и в каждом районе примерно на 3.7 градуса выше среднегодовой температуры воздуха.

Многовековые (многолетние) климатические изменения сказываются на вариациях температур только для сравнительно больших глубин. Например, похолодания и потепления в четвертичном периоде влияли на тепловой режим земли до глубин 3-4 км.

Вывод: Солнечная активность влияет (без учета многовековых климатических изменений) на изменение температуры до глубин менее 40 м. Ниже 40 м, т.е. ниже нейтрального слоя, влиянием солнечной активности можно пренебречь, а температурный режим пород будет определяться глубинным потоком тепла, особенностями термических свойств горных пород.

6.7. Региональный тепловой поток в земной коре.

Ниже нейтрального слоя температура пород повышается в среднем на 3°C при погружении на каждые 100 м глубины внутрь земли (термический вертикальный градиент). Это происходит за счет регионального теплового потока от источников внутреннего тепла, поднимающегося к поверхности. Величина его характеризуется плотностью теплового потока (q), чаще называемого просто тепловым потоком.

Единицы измерения: тепловой поток q (или плотность его q_{cp} - на суше и на воде) равна примерно 0.06 Вт/м^2 . Постоянство средних тепловых потоков суши и океанов при резком изменении мощностей и строения земной коры – свидетельство о различии теплового строения мантии.

Аномалии тепловых потоков (отклонения от средней величины) дают информацию о внутреннем строении земной коры и верхней мантии.

Основной источник тепла на континентах – энергия распада ядер (объясняется большей концентрацией радиоактивных элементов в земной коре континентов, чем в мантии).

В океанах (мощность океанической коры мала) – процессы в мантии на глубинах от 700 до 1000 км являются основными источниками тепла.

Таким образом, радиогенное тепло – основное среди других видов тепловой энергии недр.

Тепловой поток определяется природой и мощностью источников, и его переносом через горные породы: за счет молекулярной теплопроводности, конвекции, излучения. На больших глубинах (свыше 10 км) передача тепла происходит за счет излучения и конвекции при движении блоков земной коры, расплавов, гидротерм. На меньших глубинах перенос тепла происходит за счет молекулярной теплопроводности и конвекции подземными водами.

6.8. Локальный тепловой поток.

Источники локальных тепловых потоков, вызывающие аномалии температур, разнообразны – многолетние мерзлотные породы (до сотен метров) толщи с минусовыми температурами), породы и руды с повышенной радиоактивностью, экзотермические (поглощение тепла), эндотермические (с выделением тепла) реакции в нефтегазоносных породах, залежах угля, сульфидных и других рудах; современный вулканизм, тектонические движения, циркуляция вод, особенно термальных. повышают радиоактивность.

Роль каждого фактора определяется гидрогеологическим строением.

Локальные тепловые потоки, как и региональные, зависят от наличия источников, от условий переноса тепла за счет теплопроводности пород и конвекции почвенного воздуха и подземных вод.

6.9. Принципы теории терморазведки.

Теория терморазведки основывается на решении уравнения теплопроводности – изменения температуры по осям координат

(x, y, z) во времени (t) с учетом температуропроводности (a):

$$a [(\partial^2 T / \partial x^2) + (\partial^2 T / \partial y^2) + (\partial^2 T / \partial z^2)] = \partial T / \partial t, \quad (6.9.1)$$

Вертикальный тепловой поток:

$$q_z = -\lambda_T (\partial T / \partial z) + \sigma C v_z T, \quad (6.9.2)$$

где

$$(\partial T / \partial z) \approx (T_2 - T_1) / (z_2 - z_1) = \Gamma, \quad (6.9.3)$$

где величина Γ определяет температурный градиент, или изменение температур T_1 и T_2 на глубине z_1 и z_2 , λ_T – коэффициент теплопроводности, C – теплоемкость, σ – плотность, v_z – вертикальная скорость конвекции (скорость фильтрации подземных вод). T – температура на глубине $z = (z_1 + z_2) / 2$, $(a) = \lambda_T / C\sigma$. При конвекции вод вверх (в слабопроницаемых слоях на глубинах свыше 100 метров, то теплопроводность и конвекционные потоки складываются, вниз – вычитаются).

В скальных породах и в условиях стационарного процесса теплообмена конвенцией можно пренебречь и тепловой поток $q_z = -\lambda_T \Gamma$ (определяется только теплопроводностью пород и температурным градиентом).

Итак, региональный тепловой поток земли может быть рассчитан через температуры на разных глубинах и тепловые свойства среды, в основном теплопроводность.

Решая уравнение (6.9.1) с учетом (6.9.2), получаем формулу для расчета суммарного теплового потока из недр Земли:

$$q_{\Sigma} = \lambda_T [V_z T_1 / a - \Gamma e^{V_z(z_1 - z_2)/a}], \quad (6.9.4)$$

где T_1 – температура на глубине z_1 , Γ – геотермический градиент на двух глубинах z_1 и z_2 ; V_z – вертикальная скорость конвекции,

$$a = \lambda_T / C * \sigma. \quad (6.9.5)$$

При решении прямых задач термику Земли принимают за однородное полупространство с постоянным тепловым потоком q_{Σ} .

6.10. Прямая задача терморазведки:

При решении прямых задач терморазведки землю принимают за однородное полупространство с постоянным тепловым потоком q_{Σ} .

Решая уравнение теплопроводности (6.1) с учетом граничных условий (6.3) для тел простой формы (шар, столб, цилиндр) или для горизонтально-слоистой среды с разными тепловыми свойствами, получаем аналитическое выражение для аномалий тепловых потоков или температур. При сравнении теоретически рассчитанных кривых с наблюдаемыми выявляем геотермические аномалии. Их количественная интерпретация помогает определению глубин залегания локальных тепловых источников.

6.11. Тепловые и оптические свойства пород.

К тепловым и оптическим свойствам относятся следующие параметры:

а) λ_T – коэффициент теплопроводности, C – теплоемкость, σ – плотность, (а) – (температуропроводность), б) тепловая инерция

$Q = \sqrt{(\lambda_T C \sigma)}$, оптические свойства: альbedo A , коэффициент яркости γ_λ , степень черноты ϵ_λ и т.д.

Основной параметр в терморазведке – теплопроводность, т.е. способность пород передавать тепло. При температурах до 1000 градусов Цельсия теплопроводность обратно пропорциональна температуре, т.е. $\lambda_T = 1/T$.

Средняя теплопроводность примерно до глубин около 100 км (где наблюдаются такие температуры - до 1000 градусов) понижается примерно в 3 раза по сравнению со средней теплопроводностью поверхностных отложений.

Ниже 100 км теплопроводность постепенно повышается (с глубиной растет давление и лучистый теплообмен). Эта зона пониженной теплопроводности в мантии является щитом для оттока тепла к поверхности, поэтому идет возрастание температуры с глубиной.

Зависит теплопроводность пород: от минерального состава пород, от структуры, текстуры, плотности, пористости, влажности, температуры пород.

Магматические, метаморфические, осадочные породы – их минеральный состав не очень влияет на теплопроводность.

Плотность, пористость, давление, под которым находятся горные породы, связаны между собой. Повышение плотности и давления, т.е. понижение пористости приводит к тому, что теплопроводность пород повышается. С увеличением влажности пород резко увеличивается их теплопроводность. Пример, влажность изменяется от 10 до 50%, теплопроводность увеличивается в 2-4 раза. Повышение температуры снижает теплопроводность (у кристаллических и сухих осадочных пород), увеличивается теплопроводность у пород водонасыщенных.

В целом, влияние природных факторов на изменение теплопроводности до конца не изучено.

Магматические и метаморфические породы имеют коэффициент теплопроводности от 0.2 до 0.4 (в среднем – 0.3). Вт/м.град, осадочные – 0.03-0.5 (средний – 0.125). Вт/м.град. нефтегазонасыщенные – менее 0.05 Вт/м.град. Теплоемкость горных пород – способность поглощения тепловой энергии, она сравнительно постоянна, возрастает с увеличением

водонасыщенности. Магматические, метаморфические породы (при обычных температурах) – C меняется от 0.6 до $0.9 \cdot 10^3$ Дж/кг.град, осадочные – $(0.7-1) \cdot 10^3$ Дж/кг.град, у металлических руд – $(0.9-1.4) \cdot 10^3$ Дж/кг.град. С ростом температуры увеличивается теплоемкость.

Температуропроводность – скорость изменения температур при поглощении или отдаче тепла. Изменяется у различных пород от 4 до $10 \cdot 10^3$ м²/с.

Тепловая инерция пород Q [Дж/м²с^{1/2}К], где K градусы Кельвина – одна из тепловых характеристик земной поверхности. Используется при тепловых аэрокосмических съемках. Тепловая инерция характеризует суточный ход температуры над разными акваториями и ландшафтами.

Сухие пески, почвы – низкие значения тепловой инерции - Q – менее 500 [Дж/м²с^{1/2} К] и большое колебание суточных температур (до 60 градусов Цельсия).

Обводненные, заболоченные породы - Q высокое – примерно до 3000 [Дж/м²с^{1/2} К] при суточном колебании температур до 30 градусов.

Над акваториями крупных рек, морей, океанов - Q – более 10000 [Дж/м²с^{1/2} К], при суточном колебании температур примерно до нескольких градусов.

Тепловые свойства пород, перечисленные выше, определяют в лабораториях, на образцах. Образцы помещают в различного типа датчики (плоские, цилиндрические, сферические), пропускают стационарный или импульсный тепловой поток от источника тепла, измеряют прошедший поток, градиент температур за время опыта. Зная геометрические размеры датчика, можно определить тепловые свойства пород.

Для чего это надо знать?: для интерпретации результатов термометрии скважин, донных осадков, при глубинных геотермических исследованиях; при выявлении полезных ископаемых, при проведении тепловых расчетов – для установления зависимостей тепловых свойств от физических, геологических, водно-коллекторских параметров.

К оптическим свойствам пород относятся следующие параметры: - альbedo, характеризует отражательные свойства поверхности (%); коэффициент яркости – отношение яркости поверхности в

рассматриваемом направлении к яркости белой идеально рассеивающей поверхности; степень черноты – показывает, во сколько раз плотность излучения данного объекта при длине волны λ меньше плотности излучения абсолютно черного тела при той же температуре и другие. Эти свойства особенно важны при инфракрасной съемке.

6.12. Аппаратура.

Для геотермических исследований используют тепловизоры, термометры, термоградиентометры и тепломеры.

Тепловизоры. Для аэрокосмических, полевых радиотепловых и инфракрасных съемок. Работают в разных участках спектра электромагнитных волн в диапазоне от микрометрового до миллиметрового. Фоточувствительный элемент (фотодетектор) – особые кристаллы, чувствительные к электромагнитному излучению определенных длин волн. Кристаллы находятся при очень низкой температуре (-203°C) – для достижения высокой чувствительности (доли градуса) и безынерционности. Для этого используют охлаждающее устройство на жидком азоте или гелии. Излучения переводятся в электрические сигналы, усиливаются, трансформируются в форму, удобную для передачи на экран телевизора или фотопленку.

Портативные переносные тепловизоры температуры фиксируются на цифровых индикаторах.

Некоторые приборы записывают измерения на магнитную ленту.

Тепловизоры-спектрометры: содержат устройства для спектрального разложения излучений и последующей их обработки на ЭВМ.

Для аэрокосмической съемки тепловизоры содержат сканирующее электронно-механическое устройство для развертки фотодетектора перпендикулярно к направлению полета (для развертки изображения по строкам и кадрам), т.е. проводится обзорная съемка.

Термометры. Температуру пород и воды измеряют с помощью скважинных (шпуровых) или донных термометров. Чувствительный

элемент – термочувствительные сопротивления или термисторы. Они включаются в мостиковую схему, работающую на постоянном токе. Изменение температуры среды «разбалансирует» мостик (схему), что приводит к пропорциональному изменению тока в цепи.

Термоградиентометры. Есть несколько чувствительных элементов на расстояниях друг от друга от 1 до 2 м. Специальные электрические схемы измеряют разности температур между ними.

Тепломеры. Построены на базе термометров. Служат для оценки тепловых потоков. Сигналы от скважинного или донного термометров усиливаются и по кабелю передаются на автоматические регистраторы (аналоги – серийные каротажные станции для геофизических исследований в скважинах).

6.13. Методы терморазведки.

Радиотепловая (РТС) и инфракрасная (ИКС) аэрокосмические дистанционные съемки.

Методика обоих видов съемок аналогична фототелевизионным съемкам. Преимущество: можно вести съемки в темноте, при соответствующих длинах волн – практически при любой погоде.

Пример: в инфракрасном диапазоне (0.95-1.05; 1.2-1.3; 1.5-1.8; 2.1-2.4; 3.3-4.2; 4.5-5.1; 8-13 мкм и другие) существуют так называемые «окна прозрачности», когда можно вести съемки практически при любой погоде.

Тепловые аномалии на снимках образуются за счет тепловых потоков из недр и отражения солнечной радиации. Их величины зависят от оптических, тепловых и меньше от электромагнитных свойств пород верхней части среды. Съемки осложнены термическими помехами (неравномерный тепловой обмен поверхности земли с атмосферой, изменение климатических и метеорологических условий, состояние атмосферы и т.д.

Обработка и интерпретация результатов съемок аналогичны дешифрированию аэрокосмоснимков видимого диапазона.

Результаты интерпретации снимков используют для решения задач: исследование природных ресурсов земли, в частности, изучения активного вулканизма и гидротермальной деятельности; геологического картирования и поисков полезных ископаемых; инженерно-геологических и гидрогеологических съемок, изучение снежного, ледяного покрова и динамики ландшафтов, задачи почвоведения и мелиорации, охраны среды и т.д.

6.14. Региональные термические исследования.

Суть исследований: высокоточные (погрешность – не более 0.01°C) неоднократные измерения температур и приращений температур в глубинных скважинах, горных выработках, донных осадках озер, морей и океанов. Для исключения влияния сезонных изменений температур замеры на суше ведут на глубинах от 50 до 100 м, на акваториях – на глубинах свыше 300 м.

При бурении скважин нарушается температурное равновесие. Оно зависит от времени, способа бурения. Условий циркуляции промывочной жидкости или продуваемого воздуха. Среднее время восстановления температурных характеристик после бурения до первоначальных превышает 10-кратное время бурения скважины. Поэтому термические исследования проводят только через несколько месяцев после бурения глубоких скважин, через несколько дней или часов – после бурения скважин и шпуров в горных выработках.

Графики и карты температур (или их градиентов) используют для расчетов геотермических градиентов по известному градиенту Γ и теплопроводности λ_T пород. Определяются градиенты на образцах пород и донных осадков или с помощью специальных термометров.

Геотермическая ступень – величина, обратная геотермическому градиенту равна:

- на кристаллических щитах – около 100м/град,
- на платформах – около 30 м/град,
- в складчатых областях – от 10 до 20 м/град,

- в областях новейшего вулканизма – от 5 до 20 м/град.

Тепловой поток:

- на платформах и докембрийских щитах, в глубоководных впадинах (минимальное значение) – 0.02-0.04 Вт/м²,

- на срединно-океанических хребтах, в рифтовых зонах, участках современного вулканизма (максимальное значение) – 0.2-0.4 Вт/м².

Увеличивается тепловой поток в направлении от древних к молодым областям складчатости, в каждой из этих областей тепловой поток возрастает от предгорным прогибов к участкам активного орогенеза.

В тектонически активных областях – резкая дифференциация значений тепловых потоков: пример, возрастает в 3 раза от краевых прогибов к областям кайнозойской складчатости.

Примерно равны тепловые потоки в океанических и континентальных областях, в регионах разновозрастной складчатости. Незначительная разница связана в основном с существованием не только вертикальных, но и горизонтальных градиентов температур.

Изменения температур в структурных и разведочных скважинах на нефть и газ позволяют рассчитать геотермические градиенты и их изменения с глубиной и по площади.

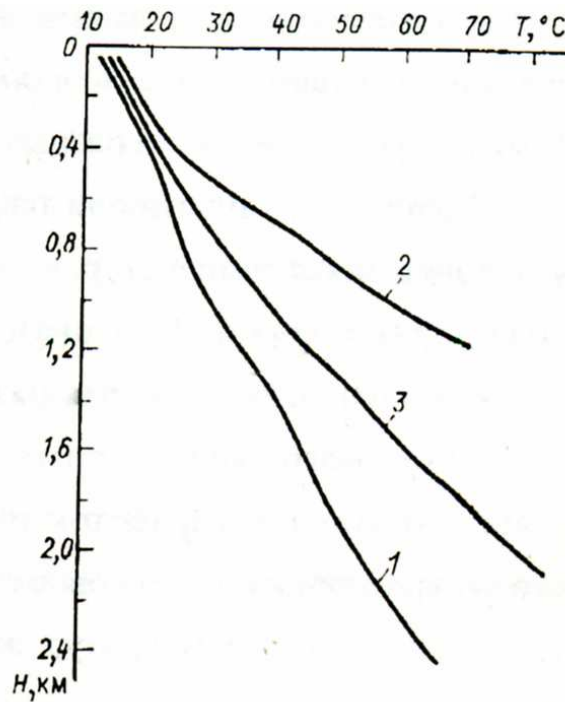


Рис. 6.14.1. Графики распределения температур по скважинам в районах Украины и Северного Кавказа:

1 – Украинский щит, 2 – Ставропольский край, 3 – Красноярский край.

В породах Украинского щита геотермический градиент мал – 0.010-0.015 С/м, в Ставропольском крае геотермический градиент велик – 0.032-0.067 С/м. В краснодарском крае – промежуточные значения – 0.020-0.046 С/м.

Региональные исследования проводят для выявления термического режима и состояния недр земли. Исследования направлены на изучение геотермических ресурсов и выявление участков, перспективных для использования глубинного тепла в качестве источника энергии.

Это районы с повышенным тепловым потоком (свыше 0.1 Вт/м²) и повышенным геотермическим градиентом (5-20⁰С на 100 м). Это поиски на глубинах от 1 до 3 км скоплений парогидротерм, термальных вод, подземных тепловых котлов, прогретых толщ пород (последние

используют для закачки воды и ее последующего прогрева – получение электроэнергии, теплофикации и т.д..

6.15. Локальные термические исследования.

Относятся методы, которые позволяют измерять температуры в шпурах глубиной до 1 м или неглубоких скважинах (до 10-20 м). Используются при изучении месторождений полезных ископаемых и геологической среды.

Поисково-разведочные термические исследования. Проводятся в комплексе с другими методами (надземными и подземными) на рудных, угольных, нефтяных и газовых месторождениях. Установившиеся температуры пород измеряют в уже имеющихся скважинах наземного и подземного бурения в разных интервалах глубин скважины.

Очень редко – специальное бурение только для проведения терморазведки.

По измеренным естественным температурам строят графики изменения температур с глубиной, для постоянных глубин – графики изменения температур со временем. Исключаются вариации теплового поля из наблюдаемых значений. При достаточной густоте точек площадных наблюдений строят карты изотерм (постоянных температур) для одинаковых глубин, карты средних геотермических градиентов и т.д.

Интерпретация геотермических профилей и карт – качественная: выделяют локальные аномалии термического поля, сопоставление их с аномалиями других методов, с геологическими материалами.

Терморазведка для изучения геологической среды. Используется при решении инженерно-геологических, гидрогеологических, мерзлотно-гляциологических и геоэкологических задач. Измерения температур – в шпурах глубиной до 1 м и в скважинах глубиной от 10 до 30 м.

В различных условиях геотермические профили и карты служат для оконтуривания многолетнемерзлых и талых пород с разными тепловыми свойствами; изучение динамики подземных вод (приток подземных вод создает положительные аномалии температур, поверхностных – отрицательные аномалии); прогноза приближения забоя выработок к обводненным зонам и другие задачи.

Определение скорости и коэффициента фильтрации подземных вод – особо важная задача терморазведки. Тепловой поток в условиях конвекции тепла за счет подземных вод зависит от геотермического градиента, коэффициента температуропроводности, скорости фильтрации подземных вод.

Математические выражения (5.1 и 5.3) положены в основу практического использования терморазведки: для определения скорости и коэффициента фильтрации подземных вод.

Для выявления мест фильтрации вод из водохранилищ, каналов, рек, стволов скважин; интервалов толщ, где утечек нет, можно использовать измерение естественных тепловых полей.

По температурным аномалиям, знак которых зависит от температурного режима акваторий, можно выявить участки сосредоточенной фильтрации. Для большей достоверности можно использовать искусственный электрический подогрев воды, например, в скважине. По скорости восстановления температур можно качественно выявить места утечек и оценить скорость фильтрации.

В геоэкологических исследованиях шпуровую терморазведку используют для изучения теплового загрязнения, выявления отходов промышленного и сельскохозяйственного производства.

Контрольные вопросы по теме главы 6: «Терморазведка»

1. Какие задачи решаются с помощью термического метода разведки?
2. Чем или какими причинами вызывается термическое поле Земли?
3. Какие параметры регистрируют при терморазведке?
4. Какие методы терморазведки Вы знаете?
5. Каковы физико-геологические основы терморазведки?
6. Приведите общую характеристику теплового поля Земли.
7. Как влияют суточные, сезонные и многовековые колебания температуры приземных слоев воздуха на температуры внутри земной коры?
8. Что такое градиент изменения температуры внутри Земли и как он изменяется по величине с глубиной?
9. В каких единицах измеряется тепловой поток?
10. Что характеризуют аномалии теплового потока?

11. За счет каких физических процессов осуществляется передача тепла внутри Земли?
12. Что можете рассказать о региональном и локальном тепловых потоках?
13. Напишите основное уравнение теплопроводности и объясните входящие в него параметры.
14. Напишите выражение для вычисления вертикального теплового потока.
15. В чем смысл решения прямой задачи терморазведки?
16. Дать определение теплопроводности. Как изменяется эта характеристика с глубиной?
17. От чего зависит теплопроводность?
18. В каких единицах в системе СИ измеряется коэффициент теплопроводности?
19. Что такое теплоемкость? От чего она зависит?
20. Каковы пределы изменения температуропроводности для горных пород?
21. В каких единицах измеряется тепловая инерция? Каковы пределы ее изменения для разных пород?
22. Какие оптические тепловые свойства Вы можете назвать? Дать им характеристику.
23. Напишите выражение для суммарного теплового потока и поясните входящие в него параметры.
24. Какие типы аппаратуры существуют для измерения параметров теплового поля Земли?
25. Какие методы терморазведки Вы знаете? Расскажите об одном из них подробнее.
26. Для какой цели проводятся региональные термические исследования?
27. Что такое геотермическая ступень? Какова единица ее измерения?
28. Каковы пределы изменения теплового потока по разным тектоническим регионам?
29. Для решения каких геологических, инженерных, экологических задач можно использовать терморазведку? Приведите конкретные примеры.

Приложение.

Некоторые результаты **ТЕПЛОВОЙ ИНФРАКРАСНОЙ СЪЕМКИ** (ИК-съемка) – по работам Реунова И.В., Ульянова И.М, Угреша, 2003-бывших студентов филиала Дубны – Непрерывного Центра Образования Угреша.



Рис. 6.1. Тепловизионная аэросъемка тепловых сетей: единственный способ в короткий срок выявить аварийные и потенциально-дефектные места на протяженных участках тепловых сетей.



Рис. 6.2. Модель переносного тепловизора.

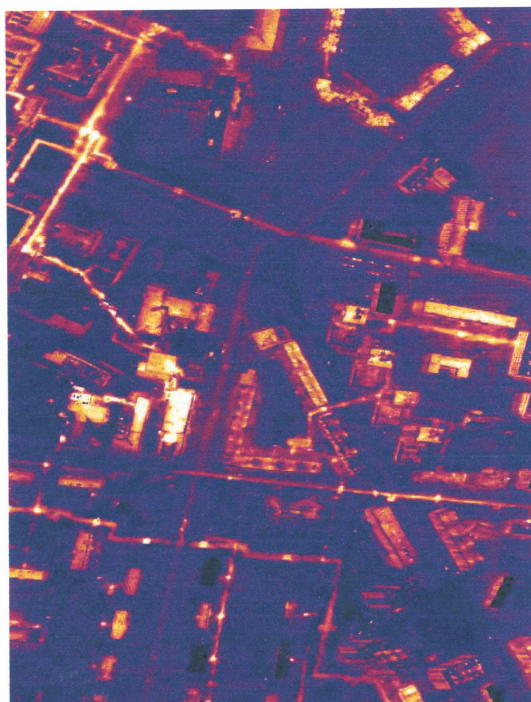


Рис.6.3. Использование тепловизионных методов (ИК-съемки) при решении геоэкологических задач: 1 – определение местоположения и состояния подземных тепловых сетей, с обнаружением мест утечек.

Диагностика состояния подземных тепловых сетей на примере г. Королева, Московская область.

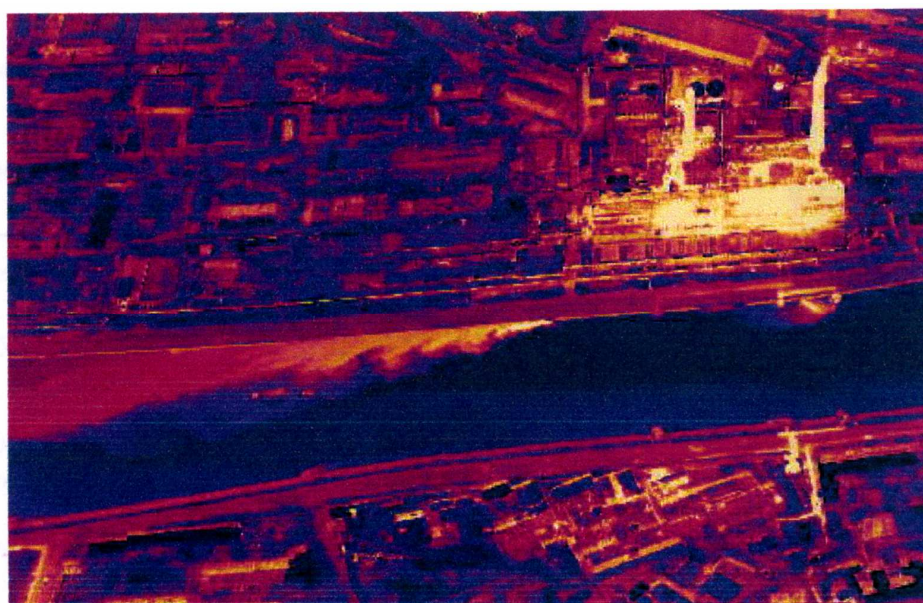


Рис.6.4. Тепловизионный контроль (ИК-съемка) состояния водных объектов. Обнаружение несанкционированных выбросов сбросовых

промышленных и коммунальных вод, в том числе малодебитных и слабоконтрастных.

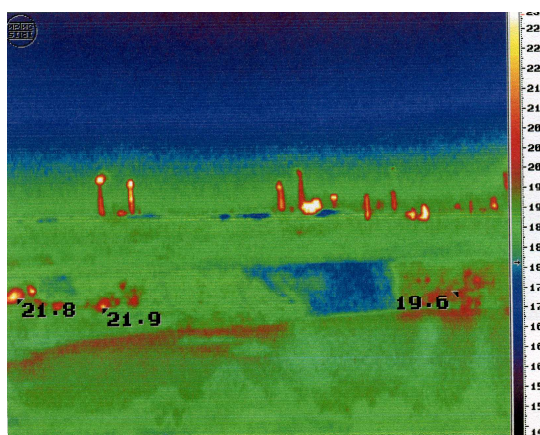


Рис.6.5. Тепловизионный контроль (ИК-съемка) состояния полигонов захоронения отходов. Определение участков самовозгорания на полигонах по захоронению отходов (городских свалках), в лесных массивах (на ранних стадиях развития), на торфяниках.

Очаги глубинного возгорания (возможно, разложения органического вещества) в техногенном грунте г.Дзержинский. На фоне – факелы Капотнинского НПЗ. /по работам студентов Реунова И.В., Ульянова И.М., М., 2003 г.).

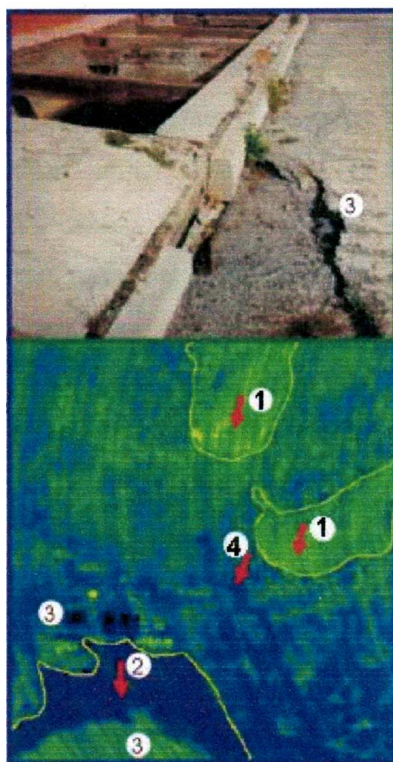


Рис.6.6. Использование ИК-съемок в инженерной геологии и гидрогеологии. Оползневые процессы горного побережья: 1 – потоки подземных (холодных) грунтовых вод, стекающих с гор, 2 – фильтрационные тепловые потоки из очистных сооружений, спровоцированные оползневым процессом, 3 – очистные сооружения в зоне оползневой участка, спровоцированные подземными водами, 4 – местная автомобильная дорога в зоне оползневой участка.

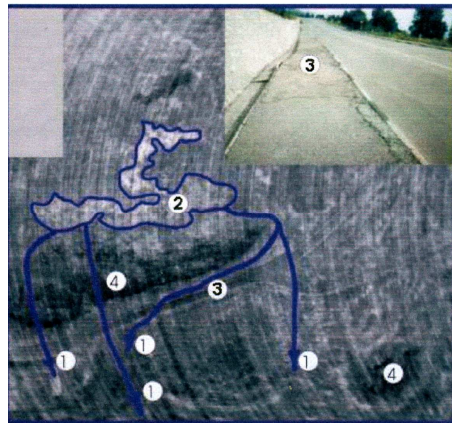


Рис.6.7. Ночной тепловизорный снимок автомобильной дороги: 1 – потоки подземных грунтовых вод близкого залегания, 2 – коллектор подземных грунтовых вод, 3 – место напряженного состояния автомобильной дороги (темное), подверженное разрушению, 4 – скальные породы.

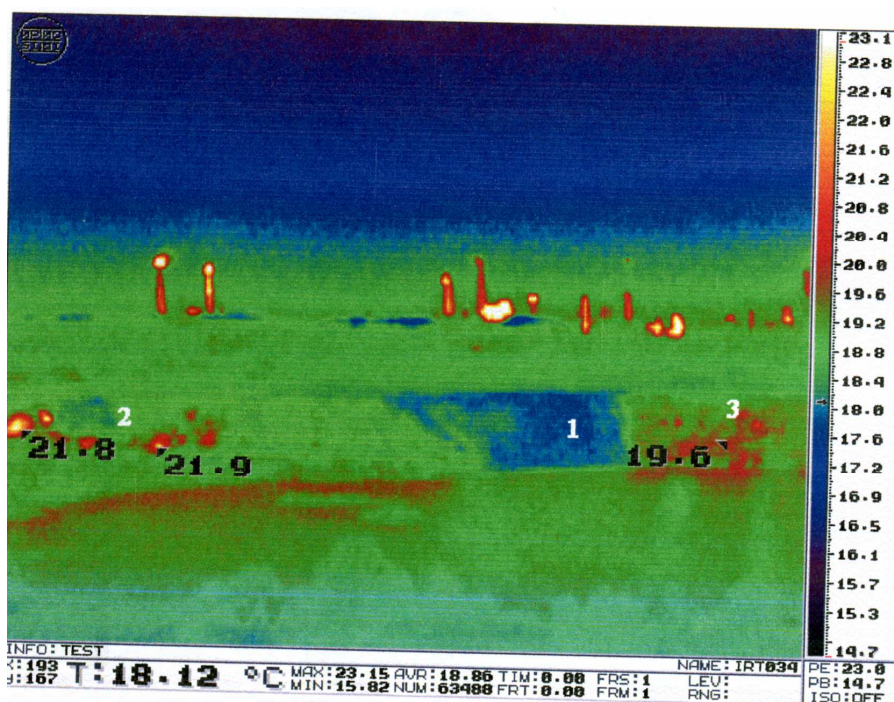


Рис.6.8. На термограмме выявлены участки с аномальными температурами: 1 – насыпной грунт (синий цвет), центр – пониженные температуры, 2 и 3 – сброс твердых бытовых отходов (слева и справа) – аномально высокие температуры.

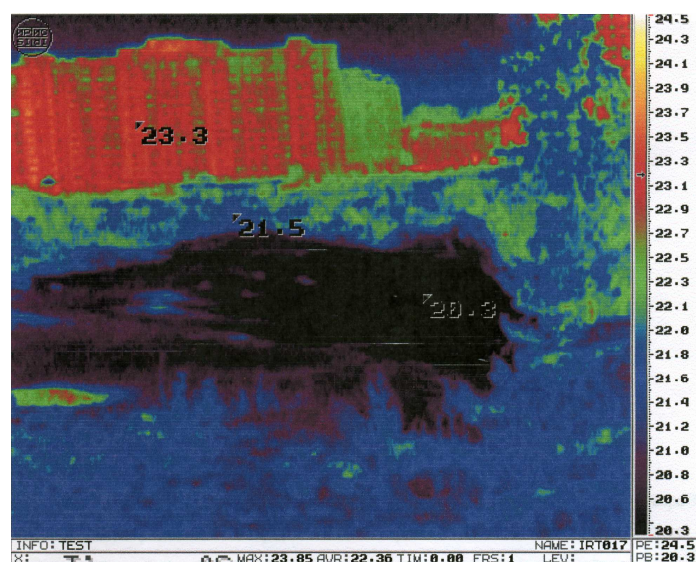


Рис. 6.9. На термограмме выделена открытая выработка белого кварцевого песка (темный фон) с относительно низкой температурой.

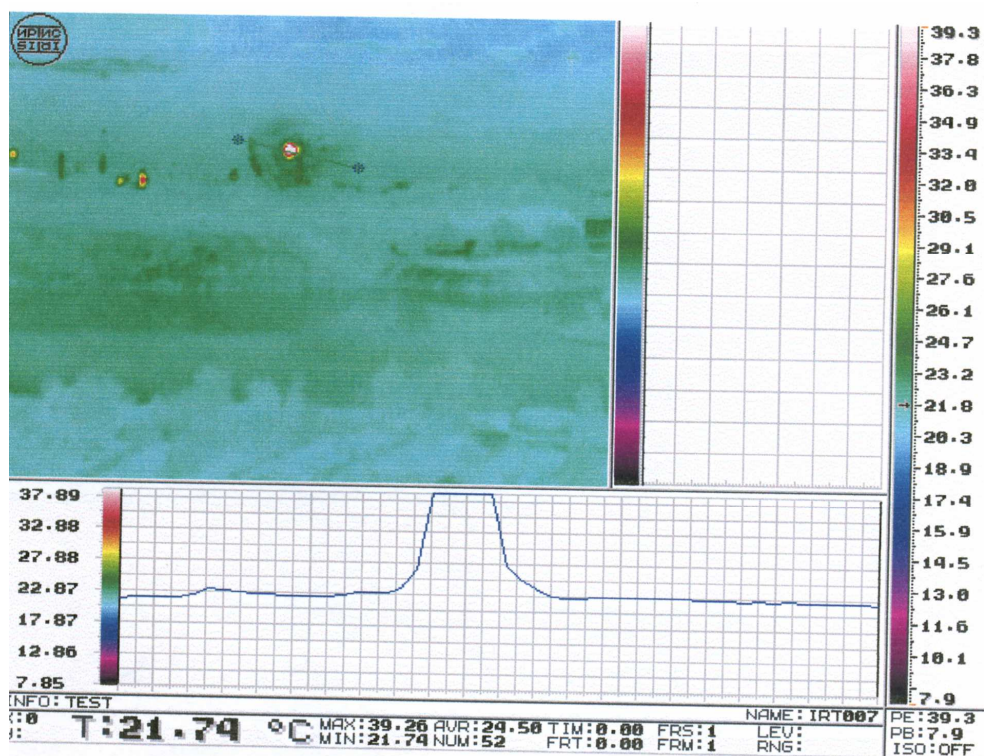


Рис. 6.10. На термограмме и графике распределения температур выделяется тепловая шарового вида аномалия, образовавшаяся в результате горения попутных газов нефтяного предприятия.

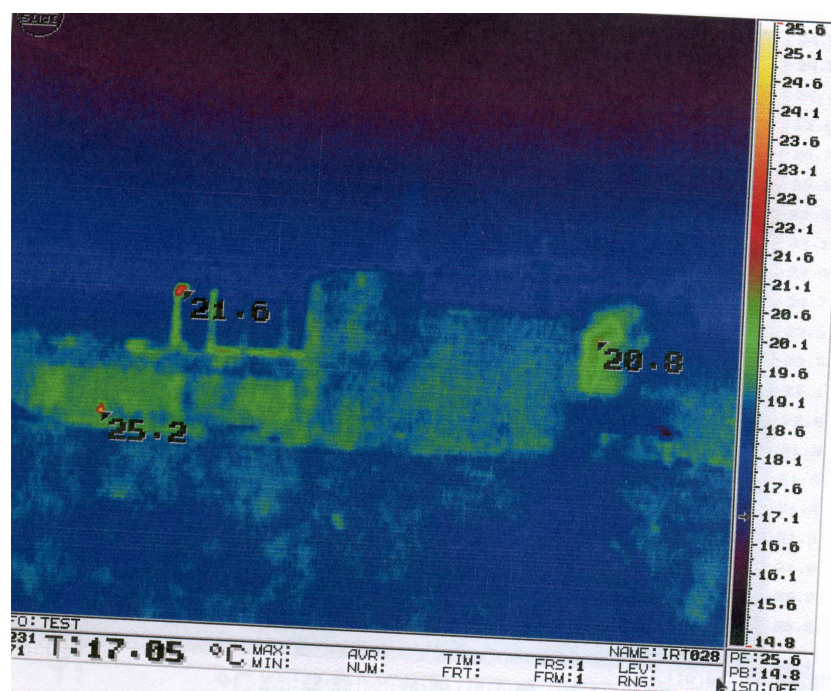


Рис.6.11. На термограмме наблюдается температурная аномалия, связанная с выбросами ТЭЦ-22: пар градирен (справа) и одной из труб. Три остальные трубы не активны. В жилом доме – возгорание.

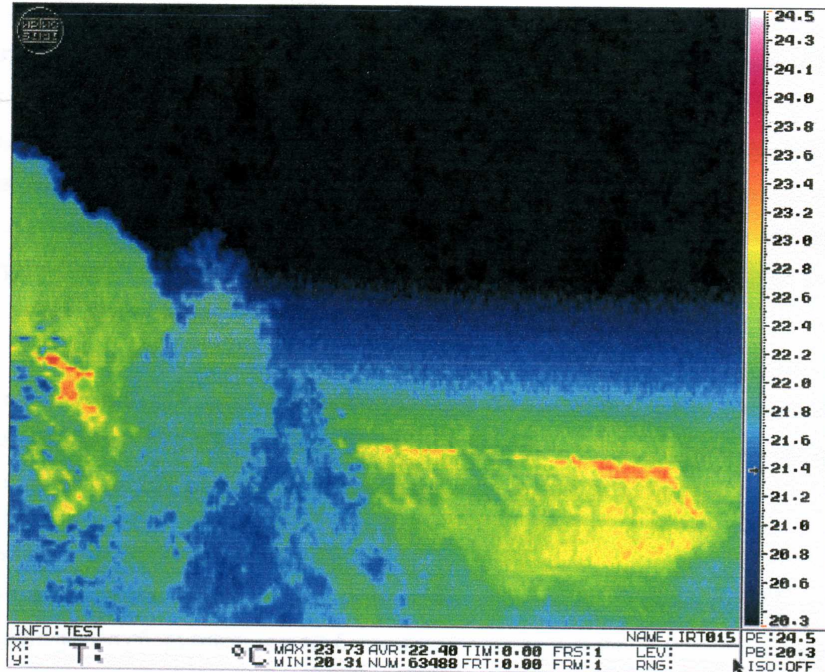
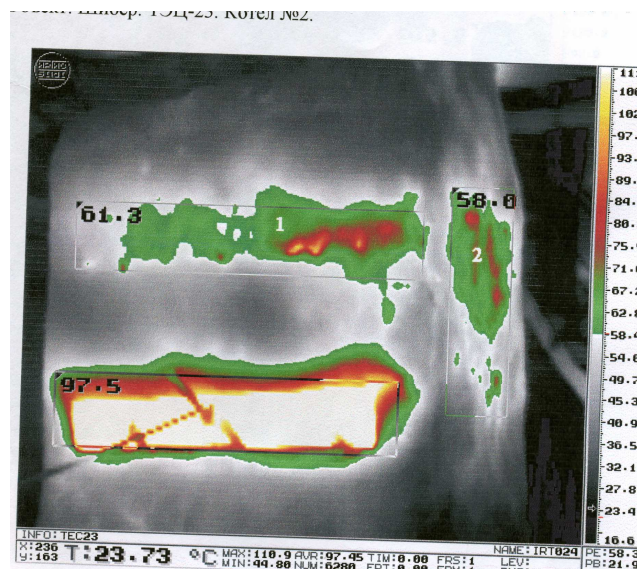


Рис.6.12. На термограмме выделен различный нагрев слоев песка на северной стенке карьера ЗИЛ (разная окраска песка из-за различного содержания оксида железа).



Показатель		
Температура теплоносителя $T_{тн}$	°C	120
Площадь шибера со сверхнормативной температурой (зона №1)	м ²	0,5
Нормы потерь тепла Q_n (при $T_b=25$)	Вт/м ²	63
Температура воздуха T_b	°C	25
Температура теплоизоляции аномального участка $T_{ти}$	°C	61.3
Плотность теплового потока через ТИ, q	Вт/м ²	422
Плотность теплового потока в пересчете на реальную площадь	Вт	211
Превышение нормы	Вт/м ²	359
Превышение нормы	%	568

Рис.6.13. На термограмму снят объект: ТЭЦ-23, котел №2. Расчет теплотерь проведен для аномальной зоны 1.

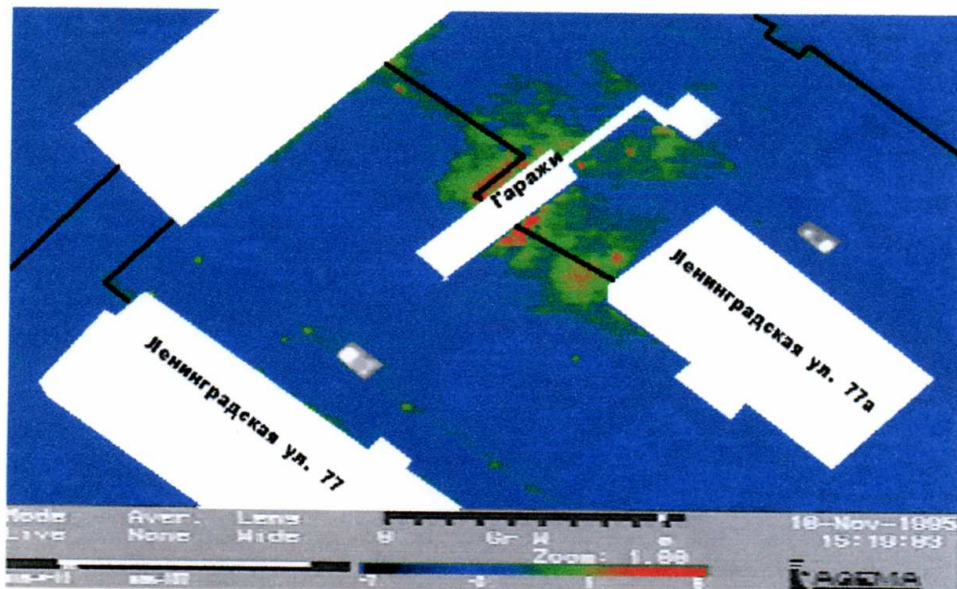


Рис.6.14. ИК-изображение аномального участка ТС. Обнаружение утечек на тепловых сетях. Выделяется зона растекания теплоносителя в грунте вокруг места утечки под гаражом.

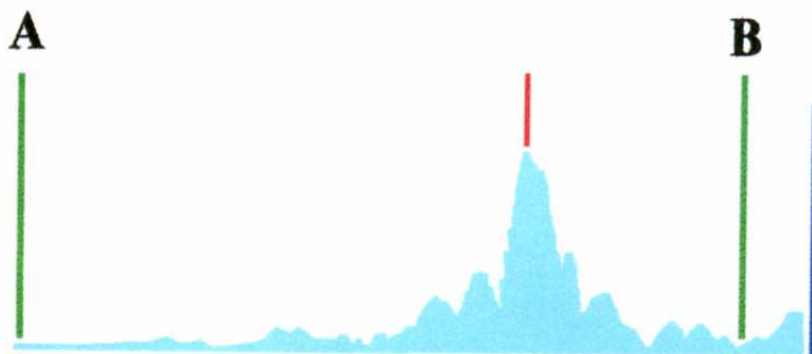


Рис.6.15. На диаграмме выделено с помощью течеискателя LeakLokator 10S красным курсором (максимальный пик) место утечки в трубопроводе.

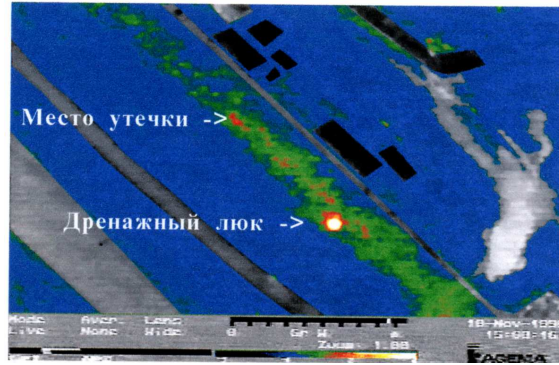
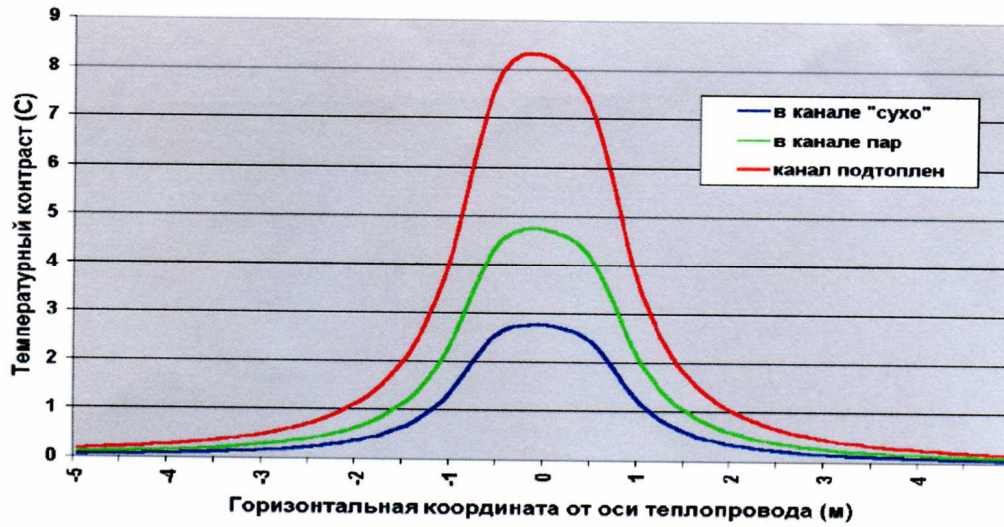
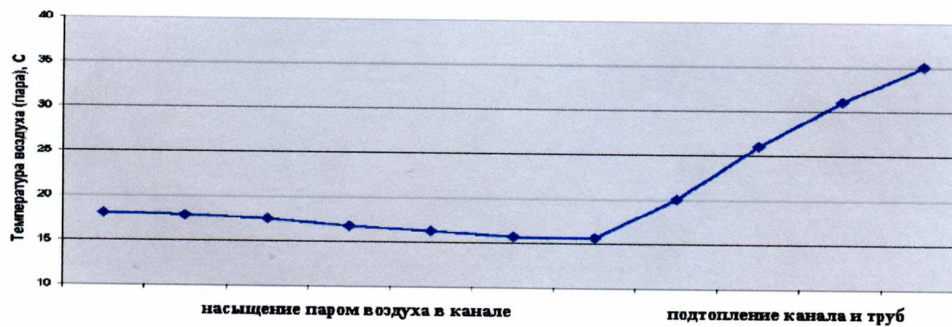


Рис. 6.16. ИК-изображение аномального участка ТС. Обнаружение местоположения утечки на трубопроводе теплотрассы.



а – примеры температурного контраста для трех состояний канала.



б – средняя температура воздуха в канале трубопровода при увеличении влажности и подтоплении канала.



в – возрастание тепловых потерь подземным теплопроводом при увеличении и подтоплении канала.

Рис. 6.17. Расчетные графики температуры поверхности грунта над подземным теплопроводом канальной прокладки (а, б, в).

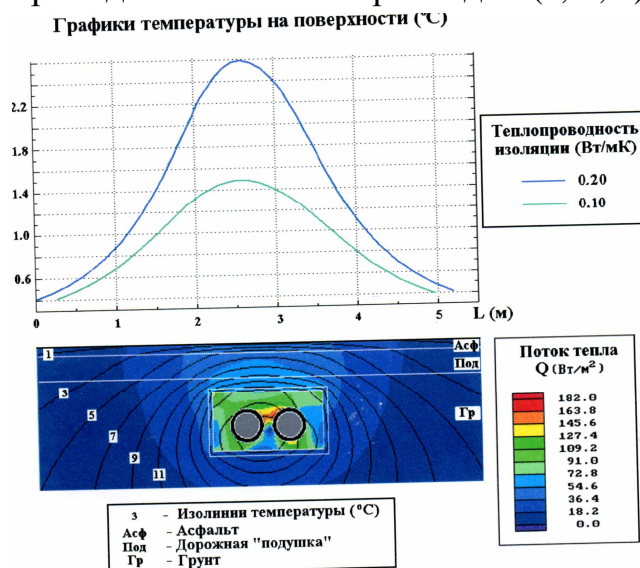


Рис.6.18. Расчеты стационарного теплового поля от подземного двухтрубного теплопровода.

ВЫВОДЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИК-СЪЕМОК:

Решение задачи оперативного определения мест утечек теплоносителя позволяет: - предотвратить появление аварий на тепловых сетях в результате своевременной ликвидации обнаруженных и развивающихся дефектов, - уменьшить потери теплоносителя, - снизить затраты на оплату штрафов от причиненного сторонним организациям материального ущерба, - снизить себестоимость ремонтных работ при ликвидации выявленных во время дефектов, - уменьшить площади нарушения благоустроенных территорий, - уменьшить перерывы в подаче горячей воды и теплоносителей потребителям и т.д.

Глава 7. ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА.

7.0. Введение.

Изучает два вида радиоактивности горных пород – **естественную**. Для этого используются методы радиометрии.

Вызванную радиоактивность. Для этого используются ядерно-геофизические методы.

Использование комплекса радиометрии и ядерно-геофизических методов представляет научное направление - **ядерную геофизику**.

В комплексе решаются как геофизические, так и геохимические задачи.

Все методы отличаются малой глубиной («близкодействием») исследований (до 10-ков см проникновения в горные породы). Это свойство связано с быстрым поглощением ядерных излучений окружающими породами и воздухом.

Частицы радиоактивного распада, мигрируя в горных породах, образуют газовые, водные и механические **ореолы рассеивания**, обнаружение и исследование которых позволяют делать предварительные выводы о радиоактивности коренных горных пород.

Методы радиометрии:

Гамма-методы (ГМ) – изучение интенсивности γ -излучения. Используются для а) поиска и разведки руд урана, тория, радия, и других возможных радиоактивных элементов б) связанных с ними (сопутствующих) нерадиоактивных полезных ископаемых – редкоземельных, металлических, фосфатных и т.д. в) для определения абсолютного возраста горных пород, г) для литологического и тектонического картирования.

Эманационные методы (ЭМ) - изучение естественного α -излучения почвенного воздуха
Используются для определения концентрации радиоактивного газа – радона.

Геокосмический метод используется для регистрации подземных космических мюонов – мю-мезонов.

Ядерно-геофизические методы:

облучение горных пород γ -квантами или нейтронами.

Используются для измерения характеристик искусственно наведенного радиоактивного поля с целью определения γ - и нейтронных (n) -свойств пород, которые определяются при изучении химического состава и физических свойств горных пород). Существует множество способов ядерно-геофизических методов (nn – нейтрон-нейтронные, n- γ методы, γ - γ , γ -n методы, рентгенометрические, спектрометрические методы и т.д..

Съемки ядерной геофизики подразделяются на воздушные, полевые, подземные, лабораторные, и самые распространенные - скважинные (ГИС)- геофизические методы исследования скважин.

Существует множество способов определения химического состава и физических свойств горных пород в ядерной физике (n-n, n- γ методы и другие), либо γ -излучений (γ - γ , γ -нейтронный, рентгенометрический, спектроскопический и т.д.).

7.1. Физико-химические и геологические основы ядерной геофизики.

Радиоактивность: - самопроизвольный распад неустойчивых атомных ядер, спонтанное превращение их в ядра других элементов. При этом испускаются α и β - частицы и γ -кванты. Эти процессы и представляют естественную радиоактивность. На сегодня изучено около 230 радиоактивных изотопов элементов – радионуклидов.

Тяжелые элементы из разряда металлов с порядковым номером в таблице Менделеева больше 82 образуются в результате радиоактивного превращения одних элементов в другие. Конечный этап этих превращений – образование устойчивых нерадиоактивных изотопов.

Основной радиоактивный ряд тяжелых металлов – ряд **урана-238, урана-235, ряд тория–232** – представляют семейство **материнских радионуклидов**, являющихся родоначальниками радиоактивных долгоживущих семейств с длительным: периодом полураспада – ($T_{1/2}$ - время уменьшения числа атомов вдвое). Для примера – период полураспада для урана -238 – $4.5 \cdot 10^9$ лет, для урана-235- $7.3 \cdot 10^8$ лет; для тория -232 - $1.39 \cdot 10^{16}$ лет.

Конечный продукт радиоактивного превращения урана – свинец.

В состав семейства **урана** входят и **дочерние радионуклиды** – радий ($T_{1/2}=1620$ лет) и самый короткоживущий радиоактивный газ – радиоактивный радон ($T_{1/2}=3.82$ суток).

Кроме радиоактивных семейств существуют и одиночные радионуклиды – один акт превращения при радиоактивном распаде для калия-40 ($T_{1/2} = 1.4 \cdot 10^9$ лет).

В земной коре содержатся повышенные концентрации трех радиоактивных элементов: урана ($2.5 \cdot 10^{-4}$ %), тория ($1.3 \cdot 10^{-3}$ %), калия-40 (2.5 %).

В радиометрии изучаем только их. В породах они находятся в рассеянном состоянии в виде изоморфных примесей или в виде самостоятельных минералов.

Параметры радиоактивности:

Радиоактивный распад – переход одних элементов-изотопов в другие – не зависит от внешних условий (обусловлен внутренним состоянием ядер). Этот переход носит характер случайного (вероятностного) процесса и связан с вылетом частицы за пределы ядерного притяжения.

Период полураспада ($T_{1/2}$) у каждого радиоактивного элемента различный. Может изменяться для разных элементов от 10^{-6} до 10^{10} лет. Является для каждого радиоактивного элемента определенной константой, т.е. представляет собой некоторый диагностический признак.

Из школьного курса ядерной физики известно, что:

$$N = N_0 \cdot e^{(-0.693 t / T(1/2))} \quad (7.1.1)$$

Эта зависимость устанавливает связь между начальным числом атомов радиоактивного элемента (N_0) в момент образования породы, и числом атомов N через время t , например, сегодня.

Между долгоживущим материнским нуклидом с числом атомов N_M и периодом полураспада $T_{1/2M}$ и дочерним элементом с (N_d) и ($T_{1/2 d}$) существует радиоактивное равновесие, выражаемое через формулу:

$$(N_m) T_{1/2 d} = N_d T_{1/2 m} \quad (7.1.2)$$

получено из первого уравнения (7.1.1).

Из (7.1.2) можно определить один параметр, если известны три других.

Также из (7.1.1) можно получить скорость распада N ядер:

$$V = - dN/dt = N_0 \cdot 0.693 t / T(1/2) = N_0 \lambda, \quad (7.1.3)$$

где $\lambda = T_{1/2}/0.693$ – константа распада, т.е. $V = N_0 \lambda$ - пропорциональна числу ядер в начале распада и постоянной распада.

Состав естественных излучений: α , β и γ - частицы, нейтроны и т.д.

α -излучение – поток положительно заряженных частиц (ядра атома гелия). Энергия их на пути в 10 см в воздухе и долей мм в породе идет на ионизацию и нагрев среды (мало проникающая способность).

β -излучение – поток электронов (-) и позитронов (+). Энергия их идет на ионизацию и возбуждение атомов окружающей среды. Они в результате рассеиваются (интенсивность их уменьшается) и поглощаются (теряют энергию) на пути в 100 раз больше, чем альфа-излучение.

γ -кванты – поток электромагнитного излучения очень высокой частоты (частота - более 10^{18} Гц.). Также рассеиваются и поглощаются средой (но так как электрически нейтральны, обладают большей проникающей способностью (сотни метров – в воздухе, до 1 м – в горных породах)).

Кроме трех перечисленных излучений радиоактивный распад может сопровождаться захватом некоторыми ядрами электронов из собственных оболочек (K и L-захваты). Возникает мягкое и рентгеновское γ -излучение, спонтанные излучения нейтронов и т.д.

В ядерной геофизике широко используются нейтронное излучение – возникает при ядерных реакциях (пример, смесь полония, берилия и т.д.) или создается искусственно - управляемыми генераторами нейтронов, циклотронами и т.д. У них - наибольшая проникающая способность. В процессе рассеяния нейтроны тоже замедляются и поглощаются средой. Происходит захват ядрами атомов за время от микросекунд до миллисекунд. Захват сопровождается испусканием γ -квантов и других частиц.

Количество, концентрация, доза и мощность дозы γ -излучения.
Количество и концентрация долгоживущих элементов (изотопов) урана, тория, калия (U, Th, K-40) в горной породе определяются их процентным содержанием.

Абсолютная единица радиоактивности в системе СИ: беккерель (1 Бк=1 расп/с). Ниже приводится более подробный классификатор единиц радиоактивности.

Классификатор эколого-экономического ущерба от радиоактивного заражения местности:

Классификатор – инструмент для оценки риска, экологического и экономического ущерба, прогнозирования последствий действия естественных и искусственных источников радиации на экосистему в целом или на ее отдельный элемент.

Активность – мера количества радиоактивного вещества, выраженная числом актов ядерных превращений в единицу времени: $A = N_A (m/M) \lambda$, где N_A – число Авогадро, m – масса радиоактивного изотопа, M – молекулярная масса изотопа, λ – радиоактивная константа (зависит от вещества).

Повторение физики и химии из курса средней школы:

Относительный вес молекулы, выраженный в единицах атомного веса, называется молекулярным весом. Относительные веса атомов называются их атомными весами. За единицу веса принята 1/12 веса изотопа углерода ^{12}C .

$$N_A = 6.023 \cdot 10^{23} \text{ моль}^{-1}.$$

Грамм-атом и грамм-молекула любого вещества содержат одинаковое число атомов или молекул. Это число и есть число Авогадро.

1 Кулон = 1 Кл – единица заряда. Протон и нейтрон – частицы, входящие в состав атомного ядра. Позитрон – двойник электрона (e^- – электрон, e^+ – позитрон). 1 квт.час = $3.6 \cdot 10^6$ Дж.

Экспозиционная доза – абсолютное значение заряда ионов одного знака ΔQ , которые образуются в воздухе при полном торможении протонов и позитронов в элементе воздуха Δm .

$$D_{\text{эксп}} = \Delta Q / \Delta m. \quad (7.1.4).$$

Поглощенная доза – поглощенная телом энергия ионизирующего излучения в пересчете на единицу массы тела:

$$D_{\text{погл}} = \Delta E / \Delta m. \quad (7.1.5).$$

Эквивалентная доза – поглощенная доза, умноженная на коэффициент опасности вида ионизирующего излучения для организма:

$$D_{\text{экв}} = \sum D_i \cdot k \cdot k_i, \quad (7.1.6).$$

где k – коэффициент пропорциональности, k_i – коэффициент опасности.

Единицы радиоактивности и доз радиации.

Беккерель (Бк, Вq) – единица активности нуклида в радиоактивном источнике (в СИ), $1 \text{ Бк} = 1 \text{ расп/с}$.

Кюри (Ки, Сu) – единица активности. $1 \text{ Ки} = 3.7 \cdot 10^{10} \text{ Бк} = 3.7 \cdot 10^{10} \text{ расп/с}$.

Кулон/кг (Кл/кг) – единица экспозиционной дозы (в СИ).

Рентген (Р) – внесистемная единица экспозиционной дозы. $1 \text{ Р} = 2.58 \cdot 10^{-4} \text{ Кл/кг}$.

Грей (Гр, Gy) – единица поглощенной дозы (в СИ). $1 \text{ Гр} = 1 \text{ Дж/кг}$. Иногда используют единицу внесистемную: Г-экв Ra – кол-во вещества, излучение которого эквивалентно излучению 1г радия.

Удельная радиоактивность (СИ): Бк/единица массы или объема.

Мощность дозы, т.е. облучение за единицу времени, в радиометрии выражают в амперах на кг: А/кг и в микрорентгенах в час: мкР/ час.

Рад (рад, rad) – единица поглощенной дозы. $1 \text{ рад} = 0.01 \text{ Гр} = 0.01 \text{ Дж/кг}$.

Зиверт (Зв, Sv) – единица эквивалентной дозы (в СИ). 1 Зв = поглощенной дозе 1 Дж/кг для рентгеновского, γ и β -излучения; для α -излучения – 0.5 Дж/кг.

Бэр (бэр, rem) – единица эквивалентной дозы. 1 Бэр = 0.01 Зв.
Коллективные дозы выражаются в чел.·Зв.

Значения летальных доз для большинства биологических видов лежат в области от 3 до 15 Гр.

Для персонала и лиц, работающих с источниками ионизирующих излучений, или по роду деятельности могущие подвергнуться облучению, установлены три категории предельно-допустимых воздействий (предельно допустимых доз – ПДД): ПДС – предельно допустимая суточная доза для персонала, ПДП – годовое предельно допустимое поступление, СДК – среднегодовая предельно допустимая концентрация в воздухе рабочих помещений. Значения этих трех категорий приведены ниже в таблице:

Таблица 7.1.1

Изотоп	Критический орган	ПДС, Бк пред. доп. сут. доза для персонал	ПДП, Бк/год год.пред. доп.поступление	СДК, Бк/л сред.год. пред. доп. концентр.
$^3\text{H} (^3\text{H}_2\text{O})$	Ткани тела	$4.4 \cdot 10^{10}$	$4.4 \cdot 10^{11}$	$1.8 \cdot 10^2$
$^{14}\text{C} (\text{p})$	Жировая ткань	$5.9 \cdot 10^9$	$3.2 \cdot 10^{11}$	$1.3 \cdot 10^2$
$^{24}\text{Na} (\text{p})$	Жел.-киш тракт	-	$1.1 \cdot 10^{11}$	5.2
$^{32}\text{P} (\text{p})$	Костная ткань	$1.1 \cdot 10^7$	$6.7 \cdot 10^{10}$	2.7
$^{35}\text{S} (\text{p})$	Гонады	$7.4 \cdot 10^6$	$2.5 \cdot 10^{10}$	9.3
$^{59}\text{Fe} (\text{p})$	Селезенка	$1.4 \cdot 10^7$	$1.4 \cdot 10^{10}$	1.9
$^{60}\text{Co} (\text{p})$	Весь организм	$4.8 \cdot 10^8$	$3.2 \cdot 10^{10}$	0.3

^{89}Sr (р)	Костная ткань	$1.4 \cdot 10^8$	$2.6 \cdot 10^9$	1.0
^{90}Sr (р)	То же	$7.4 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^8$	$4.4 \cdot 10^{-2}$
^{95}Nb (р)	Весь организм	$1.4 \cdot 10^9$	$4.4 \cdot 10^{10}$	3.7
^{110}Ag (р)	Жел.-киш тракт	-	$1.8 \cdot 10^8$	0.4
^{131}I (р)	Щитовидна я жел.	$5.6 \cdot 10^6$	$7.8 \cdot 10^8$	0.3
^{137}Cs (р)	Весь орг	$1.2 \cdot 10^9$	$5.9 \cdot 10^9$	0.5
^{203}Hg (р)	Почки	$6.3 \cdot 10^7$	$6.7 \cdot 10^9$	2.7
^{210}Po (р)	То же	$9.3 \cdot 10^6$	$1.1 \cdot 10^6$	$4.4 \cdot 10^{-3}$
^{210}Po (р)	Селезенк	$7.4 \cdot 10^4$	$4.4 \cdot 10^7$	$7.4 \cdot 10^{-3}$
^{226}Ra (р)	Кост. тк.	$3.7 \cdot 10^6$	$2.6 \cdot 10^7$	$3.7 \cdot 10^{-3}$
^{239}Pu (р)	То же	$1.5 \cdot 10^6$	$1.6 \cdot 10^5$	$6.3 \cdot 10^{-5}$
^{239}Pu (нр)	Легкие	$5.9 \cdot 10^5$	$3.5 \cdot 10^9$	$6.3 \cdot 10^{-5}$

Примечание: (р) – изотоп в растворимом состоянии, (нр) – изотоп в нерастворимом состоянии.

Энергия излучений – начальная кинетическая энергия частиц (эВ). Максимальная энергия излучений для α , β , γ –излучений = 10, 4, 3 МэВ (миллионов электроновольт) соответственно.

Нейтроны по энергиям разделяются так: холодные – 0.001 эВ, тепловые – 0.025 эВ, надтепловые – более 0.05 эВ, резонансные – 0.5–100 эВ, медленные (менее 1 кэВ). промежуточные (1 кэВ – 0.5 МэВ), быстрые – более 0.5 МэВ.

7.2. Взаимодействие ионизирующих излучений со средой.

При облучении среды потоками облучений ионами от радиоактивных источников возникают сложные физико-химические ядерные явления и процессы. α - и β - излучения в основном ионизируют окружающую среду – происходит образование

положительных ионов и свободных электронов, вырванных из внешних оболочек атомов.

γ -кванты проходят через вещество разного химического состава – можно наблюдать ядерные процессы:

Фотоэффект (фотоэлектрическое поглощение) – мягкое γ -излучение (энергия – менее 0.5 МэВ) взаимодействует с атомами плотного вещества. Из атомов выбиваются электроны – происходит ионизация среды. Потеряв электрон, атом возбужден. Пополняя количество электронов из внешней оболочки, испускает квант рентгеновского излучения. В целом, поглощение γ -кванта на единице пути пробега определяется коэффициентом поглощения ($\mu_{\text{ф}}$), называемое также макроскопическим сечением фотоэффекта.

Комптоновское взаимодействие γ -квантов (рассеивание) – γ -кванты повышенных энергий (более 0.5 МэВ) взаимодействуют с атомами легкого вещества. Результат – γ -квант передает часть энергии электрону, отклоняется от прямолинейной траектории (неупругое рассеивание) с частичным поглощением его средой. Характеризуется коэффициентом поглощения ($\mu_{\text{к}}$), называемое также макроскопическим сечением комптоновского взаимодействия.

Образование электронно-позитронных пар происходит при взаимодействии γ -квантов высоких энергий (≥ 1 МэВ) с полем ядра атомов. γ -квант при этом отдает энергию и поглощается. Коэффициент поглощения ($\mu_{\text{эп}}$) называется макроскопическим сечением образования пар.

Другие взаимодействия γ -квантов (используются реже) – **фотонейтронный эффект, релеевское рассеяние** на связанных электронах атомов и т.д.

За счет основных эффектов взаимодействия **полный линейный коэффициент поглощения** γ -квантов в породе (содержатся и легкие, и тяжелые элементы) вычисляется по формуле:

$$\mu_{\gamma} = \mu_{\text{ф}} + \mu_{\text{к}} + \mu_{\text{эп}} \quad (7.2.1)$$

Полный линейный коэффициент поглощения μ_{γ} - обобщенный параметр пород. Характеризует их способность поглощать узкий пучок γ -

излучения. Второе его название – полное макроскопическое сечение взаимодействия γ -лучей с веществом.

Нейтронное излучение характеризуется основными реакциями с ядрами элементов окружающей среды:

- **неупругое рассеивание быстрых нейтронов на ядрах тяжелых элементов, возбуждающих нейтроны.** При возвращении ядра в первоначальное состояние излучается γ -квант энергии, происходит упругое рассеяние быстрых нейтронов на ядрах легких элементов. В результате передается энергия нейтронов ядрам и нейтроны замедляются до тепловых тем больше, чем меньше массовые числа среды. Тепловые нейтроны захватываются в свою очередь ядрами, испуская γ -кванты. Появляется вторичная наведенная радиоактивность.

Итак, быстрые нейтроны, рассеиваясь средой, превращаются в тепловые. Количественно происходящие при этом процессы описываются коэффициентом рассеяния и поглощения (μ_n) – **суммарное макроскопическое нейтронное сечение** за счет рассеяния (σ_p) и поглощения (σ_n), т.е. $\mu_n = \sigma_p + \sigma_n$.

Величина, обратная полному сечению, называется средней длиной пробега нейтронов при наличии рассеяния ($1/\sigma_p$) и поглощения ($1/\sigma_n$).

7.3. Радиоактивность горных пород и руд.

Радиоактивность минералов. Чем больше концентрация естественных радиоактивных элементов (урана, тория, калия), тем больше радиоактивность минералов. По радиологическим свойствам породообразующие минералы делятся на 4 группы (радиоактивность соседних групп в этой классификации понижается примерно на порядок:

- минералы урана (первичные – уранит, настуран; вторичные – карбонаты, фосфаты, сульфаты уранила и другие), тория (торианит, торит, монацит и другие), и находящиеся в рассеянном состоянии элементы семейства урана, тория и других – обладают наибольшей радиоактивностью,

- широко распространенные минералы с содержанием калия -40 (полевые шпаты, калийные соли) – обладают высокой радиоактивностью,

- минералы магнетит, лимонит, сульфиды и другие – обладают средней радиоактивностью,

- минералы кварц, кальцит, гипс, каменная соль и другие – обладают низкой радиоактивностью.

Радиоактивность горных пород и руд. Определяется радиоактивностью породообразующих минералов. В зависимости от качественного и количественного состава минералов, от условий образования, возраста и степени метаморфизма радиоактивность изменяется по эквивалентному процентному содержанию урана достаточно в широких пределах:

- породы практически нерадиоактивные ($U'10^{-5}$ %), - породы средней радиоактивности ($U'10^{-4}$ %), - высокордиоактивные руды ($U'10^{-3}$ %), - бедные радиоактивные руды ($U'10^{-2}$ %), - рядовые и богатые радиоактивные руды ($U10^0$ 0.1%).

Практически нерадиоактивные – осадочные породы: ангидрит, гипс, каменная соль, известняк, доломит, кварцевый песок и другие, ультраосновные, основные и средние породы.

Средняя радиоактивность – кислые изверженные породы, осадочные – песчаник, глина, тонкодисперсный морской ил (последний адсорбирует растворенные в воде радиоактивные элементы).

Радиоактивные руды (от убогих до богатых) – на урановых, ураноториевых месторождениях эндогенного и экзогенного происхождения.

Радиоактивность природных вод и газов связана с радиоактивностью горных пород, так как в целом в гидросфере и атмосфере радиоактивных элементов очень мало. Высокая радиоактивность у подземных вод радиоактивных месторождений и вод сульфидно-бариевого хлоридно-кальциевого типов.

Радиоактивность почвенного воздуха зависит от эманаций газообразного радона, торона, актиона. Она выражается коэффициентом эманации пород (C_3) – отношение количества выделившихся в породу долгоживущих эманаций (в основном газа радона с наименьшим периодом полураспада $T_{1/2}$) к общему количеству эманаций. Пример: в массивных породах $C_3 = 5-10\%$, в рыхлых трещиноватых породах $C_3 = 40-50\%$, т.е. увеличивается с ростом коэффициента диффузии.

Вторая важная характеристика радиоактивности сред (после общей концентрации радиоактивных элементов) – энергетический спектр излучения (или интервал распределения энергии). Энергия α , β и γ - излучения каждого радиоактивного элемента либо константа, либо

заключена в определенном спектре. По наиболее жесткому и проникающему γ -излучению каждый радиоактивный элемент характеризуется своим энергетическим спектром. Пример: урано-радиевый ряд – максимальная энергия γ -излучения - ≤ 1.76 МэВ, суммарный же спектр = 0.65 МэВ, для ториевого ряда - максимальная энергия γ -излучения - ≤ 2.62 МэВ, суммарный же спектр = 1 МэВ, энергия γ -излучения калия-40 – константа = 1.46 МэВ.

Итак, по суммарной интенсивности γ -излучения можно оценить наличие и концентрацию радиоактивных элементов. Анализируя спектральную характеристику (энергетический спектр), можно оценить концентрацию урана, тория, калия-40 по отдельности.

В ходе поглощения α , β и γ лучей горные породы нагреваются. Поэтому радиоактивные элементы уран, торий и калий-40 (самые распространенные) с периодом полураспада $T_{1/2}$, близким к возрасту земли – основные источники радиогенного тепла в прошлом, сегодня и в будущем.

7.4. Аппаратура и методы ядерной геофизики.

Аппаратура ядерной геофизики: детекторы или чувствительные элементы служат для определения интенсивности и энергетического спектра ядерных излучений путем преобразования энергии радиоактивного излучения в электрическую энергию.

В аппаратуре для ядерных геофизических исследований в качестве чувствительных элементов используют ионизационные камеры, счетчики Гейгера-Мюллера, полупроводниковые детекторы, сцинтилляционные счетчики, термомюминисцентные кристаллы (рис. 7.1).

7.5. Чувствительные элементы в приборах для ядерной геофизики.

Ионизационная камера: в камере газ и два электрода. Подводится напряжение в несколько сот вольт. Газ ионизируется под действием альфа-, бета лучей или вторичных заряженных частиц, возникающих при поглощении нейтронов, образуя свободные электроны и ионы движутся к электродам. В цепи идет ток. Измеряя ток или разность

потенциалов, определяем интенсивность излучений, вызывающих ионизацию.

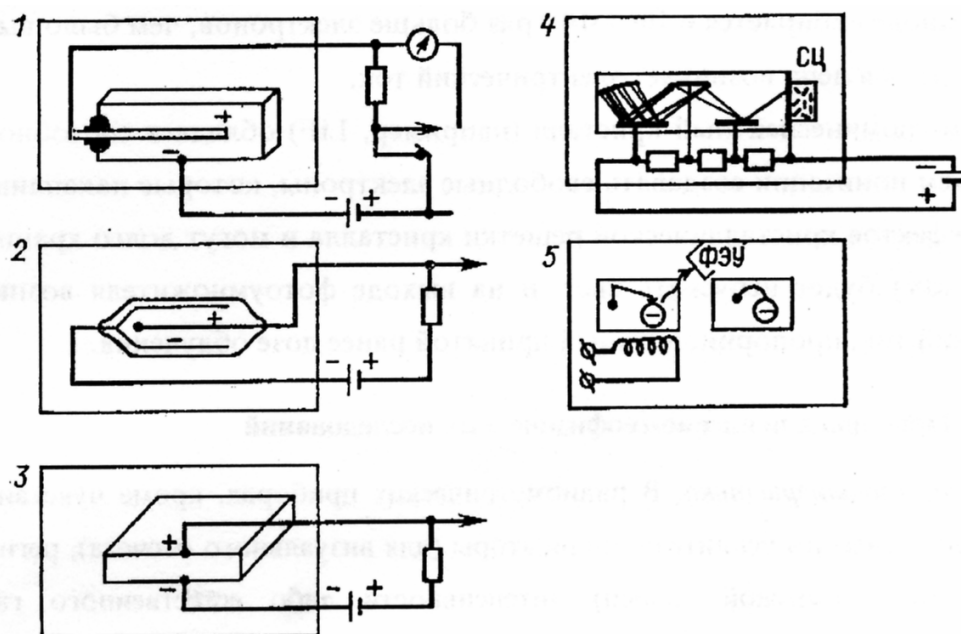


Рис. 7.5.1. Схемы чувствительных элементов (детекторов) для приборов, используемых в ядерно-геофизических исследованиях: 1 – ионизационная камера, 2 – счетчик Гейгера, 3 – полупроводниковый кристалл, 4 – сцинтилляционный счетчик, 5 – термолюминесцентный кристалл, СЦ – сцинтиллятор, ФЭУ – фотоэлектронный умножитель.

Счетчики Гейгера-Мюллера. Газоразрядные счетчики, в них в баллоне под пониженным давлением находится инертный газ (аргон - для измерения гамма-лучей или гелий для определения потока нейтронов) и два электрода под напряжением до 1000 В. При появлении хотя бы пары ионов возникает краткий разряд. При облучении баллона γ -квантами возникают вторичные заряженные частицы (ионы и электроны). В нем наблюдается система разрядов в виде импульсов тока, которые можно зафиксировать.

Полупроводниковый детектор. Твердотельный аналог ионизационной камеры. Ионизирующие частицы, возникающие при облучении детектора, создают в полупроводнике электронно-дырочные

пары, что при воздействии электрического напряжения приводит к возникновению тока.

Сцинтилляционный счетчик. Состоит из сцинтиллятора (неорганические или органические кристаллы, жидкие и газообразные), способные под действием γ -квантов испускать вспышки света. Они (кванты света) попадают на фотокатод фотоумножителя, выбивают из него электроны. За счет вторичной эмиссии и наличия ряда электронов, находящихся под все большим напряжением, в фотоумножителе возникает лавинообразный, увеличивающийся поток электронов. В результате на аноде собирается в 10^5 - 10^{10} раз больше электронов, чем было выбито из фотокатода, в цепи возникает электрический ток.

Термолюминесцентный кристалл. Обладает способностью под действием ионизации создавать свободные электроны, которые накапливаются за счет дефектов кристаллической решетки кристалла и могут долго храниться. Такой кристалл испускает свет, на выходе фотоумножителя возникнет электрический ток, пропорциональный принятой ранее дозе облучения.

7.6. Приборы для ядерно-геофизических исследований.

Радиометрические приборы содержат, кроме чувствительных элементов, усилители, индикаторы (для визуальных отсчетов), регистраторы (для автоматической записи) интенсивности либо естественного γ -излучения I_γ , либо концентрации эманаций радона (C_r), либо искусственно вызванных излучений $I_{\gamma\gamma}$, I_{nn} , $I_{n\gamma}$.

Для определения энергетического спектра излучений в приборах устанавливаются дискриминаторы и амплитудные анализаторы. Они помогают выделять импульсы, соответствующие определенному диапазону энергий ионизирующих излучений. Эти импульсы (сигналы) подаются в нормализаторы для создания импульсов определенной амплитуды и формы для их измерения и регистрации.

Аэро-и авторadiометры. Для воздушной и автомобильной γ -съемок используются различные аэро-авторadiометры, обладают быстроедействием, т.е. малой инерционностью. Состоят из набора сцинтилляционных счетчиков и блоков: усилительного, регистрирующего, питания. Набор сцинтилляционных счетчиков – для

повышения чувствительности при измерении радиоактивности. В усилительных и регистрирующих блоках смонтированы каналы. Состоят из усилителей, дискриминаторов, нормализаторов, регистрирующих устройств.

Предназначены для измерения γ -активности, энергетических спектров излучения, т.е. являются γ -спектрометрами. Питание блоков приборов – от бортовой сети самолета (вертолета) или от аккумуляторов автомобиля.

Полевые радиометры. Для наземной (пешеходной) γ -съемки используют полевые радиометры (СРП-68 – серийный радиометр полевой, СРП-88 и другие) со стрелочным индикатором на выходе. Наушники позволяют осуществлять звуковую индикацию импульсов: выносной зонд, пульт управления, питание от сухих анодных батарей. Радиометры градуируют для определения по шкале измерительного микроамперметра интенсивности γ -излучения I_γ . Для этого используют образцовый излучатель радия, помещаемого в коллиматор для создания узкого пучка гамма-излучения.

Для определения энергетического спектра радиоактивных излучений с целью отдельного определения концентраций U, Th, K-40 используются полевые γ -спектрометры (СП-4 – серийный полевой γ -спектрометр, и другие).

Кроме сцинтилляционных счетчиков, в них имеются дискриминаторы для определения интенсивности γ -излучения разного энергетического уровня.

Эманометр. Для изучения концентраций радона в подпочвенном воздухе используют серийно изготавливаемые эманометры типа «Радон» и другие. Состоят из сцинтилляционной камеры РГА-01 – радиогазоанализатор -01, насоса и набора зондов для отсоса подпочвенного воздуха с глубин до 1 м. Чем больше концентрация радона в нем, тем больше α -частиц фиксирует счетчик. Питание – от сухих анодных батарей.

7.7. Радиометрические методы разведки.

Радиометрия – методы поисков, разведки радиоактивных руд, их радиометрического опробывания, решения других картировочно-

поисковых и геоэкологических задач, основанных на изучении естественной радиоактивности руд и пород.

Возможности радиоактивной разведки связаны с разной радиоактивностью руд и пород, с миграцией радиоактивных элементов и продуктов распада их за счет подвижности подземных вод и подпочвенного воздуха.

Глубинность методов исследований – до 1 м. Объекты поисков – ореолы рассеяния радиоактивных элементов.

Из всех видов радиоактивных излучений наибольшей проникающей способностью обладают γ -кванты, поэтому в геофизике из методов радиометрии нашли наибольшее применение методы γ -съемки. Они предназначены для изучения интенсивности естественного γ -излучения, а чаще и его энергетических характеристик.

Эффективность обнаружения радиоактивных руд с помощью γ -съемки зависит не только от интенсивности гамма-излучения I_γ разведываемых объектов, но и от уровня нормального фона $I_{нф}$. Он обусловлен нормальным фоном радиоактивности окружающих горных пород $I_{нфп}$ и остаточным фоном за счет космического излучения и «загрязненности» прибора $I_{ост}$, т.е. $I_{нф} = I_{нфп} - I_{ост}$. Средний нормальный фон определяют путем съемки на заведомо безаномальных участках, где распространены известняки, кварцевые пески, на поверхности акваторий рек и озер по формуле:

$$I_{нф} = \Sigma(I_{нфи} / N), \quad (7.7.1).$$

где $I_{нфи}$ – интенсивность γ -излучения в любой i -ой точке из всех N точек, принятых для расчета нормального фона. Аномалиями в результате γ -съемки ($\Delta I_{\gamma i} = I_{\Delta i} - I_{нф}$) считаются значения, в 3 раза превышающие среднее квадратичное отклонение от нормального фона и выявленные более чем в трех точках (правило трех сигм и трех точек):

$$\sigma_{нф} = \sqrt{\{[\Sigma(I_{нфи} - I_{нф})^2 / (N - 1)]\}} \quad (7.7.2).$$

При использовании γ -съемки для картирования из наблюдаемых фоновых значений $I_{нф}$ вычитают остаточный фон $I_{ост}$, т.е.

$$\Delta I_{\gamma i} = I_{\gamma i} - I_{\text{ост}} \quad (7.7.3).$$

К методам радиометрии относятся воздушная, автомобильная, пешеходная, глубинная γ -съемки; методы опробования для оценки концентрации радиоактивных элементов в обнажениях и горных выработках. В последних изучают также жесткую компоненту космического излучения.

7.8. Аэро- γ -съемка.

Наиболее быстрый и экономичный метод радиометрии. Применяется обычно в комплексе с магниторазведкой, иногда с электроразведкой.

Используют комплексные аэрогеофизические станции с аэрогамма-спектрометром - для измерения интенсивности излучения разных энергий – обычно по урану, торию, калию-40.

Методика аэрогамма-съемки сводится к непрерывной регистрации естественного γ -излучения $I_{\gamma h}$ разных энергий на высоте h . Работают по отдельным маршрутам, по системе параллельных маршрутов равномерно по разведываемой площади. Длина маршрутов – до 30 км. Расстояние между маршрутами при площадной съемке изменяется от 100 до 250 м для масштабов съемки от 1:10000 до 1:25000. Скорость полета станции – от 100 до 250 км/час, высота полета – от 25 м при ровном рельефе до 75 м при работах в гористой местности.

Чем меньше высота, тем выше чувствительность и возможность выявления аномалий меньшей интенсивности. Но с уменьшением высоты полета уменьшается зона действия приборов, т.е. ширина разведываемой полосы земной поверхности. Обычно она изменяется от $2h$ до $4h$. Кроме непрерывной регистрации $I_{\gamma h}$ ведут автоматическую запись высоты полета станции.

Привязка маршрутов осуществляется штурманом по ориентирам или радионавигационными способами. На перспективных участках проводят аэрофотосъемку. Над аномалиями задаются детализационные маршруты. Для контроля и определения погрешности съемки примерно 5% маршрутов повторяют.

Регистрируемое γ -поле зависит от концентрации, состава радиоактивных элементов, размера рудных тел, мощности наносов и высоты полета. Для автоматического учета высоты полета вводятся поправки за высоту для приведения величин I_γ на уровень земной поверхности за счет специальных поправочных коэффициентов $I_{\gamma h}$.

Вычисляют аномалии интенсивности γ излучения ΔI_γ за счет коренных пород и наносов как разность между I_γ и остаточным фоном $I_{ост}$, т.е. $\Delta I_\gamma = I_\gamma - I_{ост}$. Остаточный фон измеряют при полетах станций над водными бассейнами или на высоте 600-700 м. Фон исключается в станциях автоматически.

В результате аэро- γ -спектрометрической съемки рассчитываются аномалии разных энергий для выделения урановых, ториевых и калиевых составляющих радиоактивного поля: наибольшие значения энергии γ -излучения свойственны для ториевого ряда, меньшими – уранового, наименьшего – калиевого ряда. Приемы обработки – статистические с использованием ЭВМ - для повышения надежности выделения аномалий. Строят карты графиков, иногда – карты ΔI_γ .

Метод аэро- γ -съемки – поисковый, для выявления крупных радиоактивных рудных тел, загрязненных радиоактивных участков.

Выявленные радиоактивные аномалии проверяют наземной γ -съемкой для получения заключения об их геологической природе.

Аэро- γ -съемка – для литологического картирования наносов, при радиоэкологических съемках. Изучают радиоактивность наносов, так как гамма-кванты по разному поглощаются перекрывающимися породами мощностью в несколько метров.

7.9. Авто- γ -съемка.

Скоростная наземная γ -съемка. Приборы – авто- γ -спектрометры (АВГ-3, АВГ-4). Чувствительность съемки выше аэро- γ -съемки за счет приближения станции к объекту исследования. Проводится для детализации аэро- γ -аномалий и для их первичного поиска.

Методика съемки – профильные и площадные наблюдения на участках, доступных для автомашин большой проходимости. Расстояние между профилями зависит от возможности проезда автомобилей, от

масштаба съемки, от размеров предполагаемых объектов. Масштабы площадной съемки – от 1:2000 до 1:10000 при расстоянии между профилями от 20 до 100 м. Скорость съемки – от 3 до 15 км/час. Работы выполняются при разной высоте поднятия кассеты с чувствительным элементом: с большой высотой кассеты увеличивается ширина зоны разведки, с низкой – возрастает интенсивность поля и детальность разведки. Профили привязывают визуально, по ориентирам и карте, с помощью специальных курсоркладчиков.

Результаты представляют в виде лент аналоговой регистрации $\Delta I_\gamma = I_\gamma - I_{\text{ост}}$ с автоматическим учетом остаточного поля для разных энергий гамма-излучения.

Выявленные аномальные участки закрепляют на местности, «привязывают» к ней, проверяют точечными наблюдениями и наземными γ -спектроскопическими методами съемки. После первичной обработки строятся карты графиков и карты I_γ . На картах выявляют аномалии с помощью ЭВМ по правилу трех сигм и трех точек. Сравнивают с геологическими картами, другой информацией, оценивают перспективность на радиоактивные элементы, радиоактивную загрязненность среды.

7.10. Пешеходная (наземная) γ -съемка.

Один из основных поисковых и разведочных методов радиометрических исследований. Используют полевые радиометры и спектрометры со стандартными образцами (эталоны) γ -излучения, регулярно их градуируют для определения цены деления шкал интегральной или спектральной радиоактивности. По градуировке определяют мощность экспозиционной дозы γ -излучения (в мА/кг, мР/час; 1 мР/час = 0.0717 мА/кг).

Самостоятельные радиометрические съемки – при площадных исследованиях масштаба 1:10000 и крупнее с расстояниями между профилями менее 100 м; попутные радиометрические съемки в комплексе с геологическими съемками масштаба 1:25000-1:50000.

При попутных и поисковых работах гильзу выносного зонда полевого радиометра помещают на высоте 10-20 см от поверхности земли, на ходу, не останавливаясь, оператор «прослушивает радиоактивный фон

пород до 3 м в полосе по движению. Через 5-50 м (шаг съемки), при повышении фона гильзу с детектором помещают на землю на 0.5-1 минуту, по индикатору снимается отсчет – среднюю величину радиоактивной интенсивности.

Цель этих съемок – выявление радиоактивных и других рудных полей и месторождений. На аномальных участках ставятся дополнительные детальные γ -съемки в масштабах крупнее 1:10000 (до 1:1000) по сетке от 100*10 м до 10*1 м.

В результате строятся графики, карты графиков, карты интенсивностей ΔI_γ , эквивалентные γ -активности пород $\Delta I_\gamma = I_\gamma - I_{нф}$ (интегральной или спектральной).

Обработка данных спектрометрической γ -съемки сводится к вычислению концентраций урана - q_u , тория - q_{Th} и калия-40 - q_k по скоростям счета I_γ на разных энергиях.

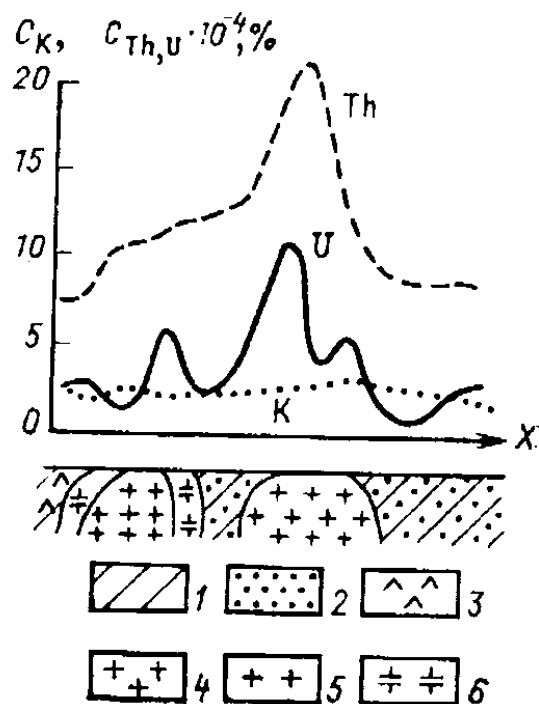


Рис.7.10.1. Восточная Сибирь. Тантало-ниобиевая минерализация. Профили концентраций урана, тория, калия по данным спектрометрии на месторождении тантала: 1 – породы песчано-сланцевой толщи, 2 – ороговикованные породы, 3 – диабазовые порфириты, 4 – двухслюдные мусковитовые граниты, 5 – порфировидные граниты, 6 – амазонит-альбитовые граниты.

Пешеходная γ -съемка – для литологического картирования, при проведении радиологических съемок, для выявления «пятнистого» загрязнения среды радиоактивными продуктами.

Глубинность пешеходной γ -съемки не превышает 1 м, поэтому иногда для повышения глубинности исследований используют глубинную γ -съемку, когда γ -излучение пород определяют в шпурах глубиной до 1 м, или в скважинах глубиной до 25 м.

Измерения проводят пешеходными или скважинными радиометрами.

7.11. Радиометрический анализ проб пород и стенок горных выработок.

Изучают порошкообразные пробы из истолченных образцов пород. β -и γ -активность одинаковых объемов образцов пробы и эталона (урановая слаборадиевая руда) измеряют с помощью любого радиометра. Сравнивая интенсивность излучений по приборам и зная содержание радиоактивного элемента в эталоне, оценивается эквивалентное содержание этих элементов в пробе горных пород. γ -спектрометрический анализ позволяет определять в образцах раздельное содержание урана, тория и калия.

С помощью специальных или полевых радиометров измеряют γ -излучение в стенках выработок, в рудниках, канавах, шурфах. Такой γ -экспресс-анализ (ГЭА) применяют при разведке, разработке радиоактивных руд, изучении концентратов на обогатительных фабриках, конвейерах, в вагонетках и т.д.

7.12. γ -и спектрометрические съемки и решаемые с их помощью задачи.

Используют эти методы для поисков и разведки радиоактивных руд, и вообще радиоактивных полезных ископаемых, парагенетически или пространственно связанных с ними.

Примеры: к месторождениям редкоземельных элементов, боксита, олова, бериллия приурочено повышенное содержание тория; к месторождениям ниобия, тантала, вольфрама, молибдена приурочено

повышенное содержание урана; к некоторым полиметаллическим месторождениям приурочено повышенное содержание калия.

В комплексе с некоторыми другими методами геофизики γ -съемку можно применять для поисков твердых полезных ископаемых (особенно, если акцессорные минералы – радиоактивные), для поисков нефти и газа, для решения задач геологического картирования, выделения однородных литологических комплексов, комплексов разрушенных и заглинизированных пород (по степени миграционных процессов), выявлять тектонические нарушения (по скоплениям радиоактивных элементов в них) и т.д.

7.13. Эманационная съемка.

Изучение содержания газообразных продуктов распада радиоактивных элементов в подпочвенном воздухе, воздухе в скважинах и выработках, в воздухе помещений зданий и т.д.

Радоновая эманационная съемка (т.к. $T_{1/2}$ радона = 3.82суток). Эманирование породы или выделение ими эманаций в окружающий подпочвенный воздух или в подземные воды зависит от количества радиоактивных веществ преимущественно ряда урана, от строения породы: ее плотности, пористости, разрушенности, трещиноватости, влажности, температуры и т.д.

Эманации пород и появление эманаций в среде – от явлений диффузии в сторону пониженных концентраций радона, конвекцией к земной поверхности. Поэтому в верхнем слое наблюдаются резкие изменения концентраций эманаций в связи с меняющимися климатическими и метеорологическими условиями.

Методика полевой эманационной съемки: отбираются пробы подпочвенного воздуха с глубин от 0.5 до 1 м, с помощью эманометра определяется концентрация в них радона: зонд эманометра погружается в подпочвенный слой, насосом закачивают в камеру воздух, измеряют концентрацию радона.

Съемки эманационные – маршрутные, площадные. Масштабы – от 1:2000 до 1:10000. Расстояния между профилями – от 20 до 100 м, шаг съемки по профилям – от 2 до 10 м (при площадных съемках).

Детальная эманационная съемка проводится по площадям по сетке (от 10 до 50)*(от 1 до 5) метров.

Результат представляют в виде графиков и карт равных концентраций радона C_3 , на них выделяют аномалии повышенных содержаний радона (над месторождениями радиоактивных руд аномалии – от сотен до тысяч Бк/дм³). Над участками с повышенным эманированием - за счет раздробленности, трещиноватости пород – аномалии достигают десятков Бк/дм³, фоновые значения – около 30 Бк/дм³.

Съемку применяют для разведки радиоактивных руд, ореолов рассеяния радиоактивных элементов, для выявления участков с повышенной способностью пропускания радона (зоны сбросов, дробления, трещиноватости, закарстованности, участков экранирования (пластов глин, сланцев, мерзлых пород), для изучения загазованности помещений.

В целом, глубинность съемки – 5-10 м. В зонах, хорошо проводящих радон – до нескольких десятков метров.

7.14. Подземные методы изучения естественной радиоактивности.

Кроме γ -методов к подземным методам относится также метод подземной регистрации космических излучений мюонов (ПРКИ) или **геокосмический метод**. Основан на изучении жесткой (мю-мезонной или мюонной) компоненты космического излучения в горных выработках и скважинах.

Мюоны – значительная часть космических лучей с большой проникающей способностью, образующихся при прохождении ядер первичного излучения в атмосфере (на уровне моря – около 70%). Но с увеличением глубины проникновения при наличии даже слабого электромагнитного поглощения в веществе поток мюонов затухает в зависимости от плотности горных пород (в воде мюоны распространяются до глубин около 9 км, в породах – до 3-4 км. Глубину проникновения оценивают в метрах водного эквивалента, т.е. в метрах толщи водного

слоя, поглощение мюонов в котором такое же, как и в толще изучаемых горных пород.

Для измерения потока мюонов в горных выработках используют геокосмические телескопы: наборы кассет (4 штуки), в каждой из которых смонтировано до 10 газоразрядных счетчиков – для получения узкой диаграммы направленности прибора и его высокой чувствительности. Регистрируют поток мюонов в течение нескольких часов. Шаг измерений вдоль выработки немного меньше глубины выработки. Ориентируют телескопы вертикально для лучшего изучения потоков, идущих сверху.

Вводят поправки за рельеф, для каждой точки рассчитывают интенсивность потока мюонов в единицу времени - I_μ . С помощью специальных градуировочных кривых графики I_μ вдоль профилей пересчитывают в глубины водного эквивалента H_v .

При известных истинных глубинах расположения пунктов наблюдения H **определяют среднюю плотность пород** между земной поверхностью и точкой наблюдения: $\sigma = H_v/H$. Изменение средней плотности пород вдоль выработки говорит об изменении литологии, пористости, трещиноватости, закарстованности, обводненности пород, наличии полезных ископаемых над выработкой.

Мюонный метод – единственный метод в геофизике, осуществляющий томографическую технологию изучения плотностного разреза.

7.15. Определение абсолютного возраста пород.

Для этого используют ядерную или изотопную геохронологию. В основе ее – вывод о постоянстве скорости радиоактивного распада во все геологические эпохи. Зная $T_{1/2}$ и определив количество материнских и дочерних (N_m и N_d) элементов тех или иных радиоактивных семейств в породе, определяется ее возраст $t_{абс}$ по формуле, полученной из выражений (7.1 и 7.2):

$$t_{абс} = 1.44 * T_{1/2} * \ln [1 + N_d/N_m] \quad (7.15.1)$$

Точность определения зависит от точности аналитических (обычно, масс-спектрометрических) определений количества изотопов N_d и N_m при

условии, что излучаемые элементы не выносились и не добавлялись. Известно свыше десяти ядерно-геохронологических методов определения абсолютного возраста пород (уран-свинцовый, рубидиево-стронциевый, калий-аргоновый и другие), т.е. используются ряды радиоактивных элементов с большим периодом полураспада.

Для определения возраста молодых горных пород и археологических предметов применяют радиоуглеродный, иониево-протактиниевый и другие методы, т.е. используются ряды радиоактивных элементов с небольшим периодом полураспада.

Возраст вод определяют по космогенному тритию.

По ядерно-геохронологическим измерениям метеоритов и образцов горных пород синтез химических элементов в наблюдаемой части Вселенной завершился около 11 млрд. лет назад, возраст Солнечной системы – около 4.7 млрд. лет, возраст Земли – около 4.55 млрд. лет, возраст самых древних горных пород Земли и Луны – свыше 4 млрд. лет.

Этими же методами измеряют возраст кристаллизации изверженных и образования осадочных пород.

Для определения палеотемператур используют изотопный анализ кислорода в ископаемых раковинах морских организмов.

7.16. Ядерно-геофизические методы, основанные на искусственном радиоактивном облучении пород.

Образцы пород или стенки горных выработок, скважин и обнажений облучаются с помощью ампульных источников облучений радиоактивными элементами или их смесями или генераторами нейтронов.

Источники для получения разных по величине энергий помещают в экраны-замедлители, ослабляющие излучения (свинцовые – для γ -излучений, кадмиевые или парафиновые – для нейтронов).

Наибольшее применение эти методы получили при геофизических исследованиях в скважинах.

Здесь приводятся только некоторые лабораторные методы для изучения образцов или обнажений горных пород.

Нейтронные методы. Изучаемые породы облучаются нейтронами разных энергий, разных удалений источников и разных временах облучения:

- **активационный анализ.** Суть метода – образцы горных пород облучаются быстрыми или медленными нейтронами, изучается наведенная радиоактивность и образовавшиеся в результате радионуклиды определенного периода полураспада. В процессе исследований изменяется время облучения и время изучения наведенной α , β - и γ -активности. Измеряется интенсивность вторичного гамма-излучения для разных времен после окончания облучения. По графику зависимости от $I_{n\gamma}(t)$ можно оценить период полураспада, т.е. наличие того или иного элемента в образце. Метод характеризуется повышенной чувствительностью к элементам с высокой активационной способностью: Al, Cd, Cl, Cu, K, Mn, Na, P, Si и другие.

- **нейтронный анализ.** Суть метода – горные породы облучаются медленными нейтронами, определяется плотность потока тепловых нейтронов I_{nn} или интенсивность вторичного гамма-излучения $I_{n\gamma}$. Графики зависимости I_{nn} и $I_{n\gamma}$ от расстояния до источника характеризуют поглощающие свойства вещества. По графикам выделяют элементы, ядра которых обладают аномально высоким сечением поглощения медленных нейтронов (B, Fe, Cd, Cl, Li, Mn, Hg, редкоземельные элементы и другие). Используют автомобильную и пешеходную борометрические съемки для выявления бора в слое толщиной до 25 см.

По аномалиям высокого сечения замедления нейтронов изучают водородосодержащие породы. А с помощью влагометров определяют влажность горных пород, если их плотность уже определена другими методами (например, плотностным γ - γ -методом).

- **γ -спектральный анализ.** Суть метода - изучают энергетический состав вторичного γ -излучения радиационного захвата $I_{n\gamma}$, так как каждый элемент облучаемой породы, захватывая тепловые нейтроны, дает $I_{n\gamma}$ определенной энергии и спектра. Применяют для анализа руд, содержащих Fe, Cu, Ni, Al, K, Na и другие элементы.

γ -методы. Методы изучения физико-химических свойств пород, облучая их источниками γ -лучей разных энергий:

- **фотонейтронный анализ.** Суть метода - облучаются образцы размельченной породы жесткими гамма-квантами высоких энергий (свыше 1-2 МэВ) и определяется интенсивность вторичных нейтронов $I_{n\gamma}$. Повышение $I_{n\gamma}$ наблюдается в присутствии бериллия и дейтерия, поэтому фотонейтронный анализ обычно применяют при анализе содержания этих

элементов в породах, при изучении водоносных и нефтеносных пород, в которых много дейтерия.

– **плотностной γ - γ -анализ.** Горные породы облучаются γ -квантами с энергией более 0.3 МэВ. При этом в них преобладает комптоновское рассеяние, практически не зависящее от состава пород и руд, а определяется только плотностью. Интенсивность $I_{\gamma\gamma}$ на расстоянии свыше 20 см от источника изменяется по экспоненциальному закону в зависимости от плотности. На этом и основан этот метод анализа (ГГМ-П – γ - γ -метод плотностной), с помощью которого определяют среднюю плотность пород в слое толщиной до 20 см.

– **селективный γ - γ -анализ.** Горные породы облучаются γ -квантами с энергией менее 0.3 МэВ. При этом в них преобладает фотоэлектрическое поглощение. Определяемый по интенсивности $I_{\gamma\gamma}$ коэффициент ослабления лучей зависит от эффективного атомного номера породы ($Z_{эф}$), под которым понимается усредненный атомный номер, определяемый атомными номерами химических элементов в породе Z_i , поглощающих γ -лучи, и их массовыми долями (q_i) в ней, т.е.

$$Z_{эф} = (1/N) * \sqrt{[\sum (Z_i * q_i)^3]} \quad (7.16.1),$$

где N – общее число изученных в породе элементов. На этом явлении основан этот метод анализа (ГГМ-С – γ - γ -метод селективный) для определения содержания в образцах, обнажениях и стенках скважин и горных выработок тяжелых элементов (Fe, Hg, Sb, Pb, W и других).

– **рентгенорадиометрический анализ.** Горные породы облучаются мягким γ -излучением с энергией менее 0.1 МэВ. При этом в них наблюдается характеристическое рентгеновское излучение. На его изучении основан рентгенорадиометрический метод анализа (РРМ) и определения содержания в породах многих элементов (Fe, Pb, Mn, Mo, Sb, Sn, Cr, W, Zn и другие).

Существуют и другие ядерно-физические методы определения физико-химических свойств пород в образцах и в массиве.

Контрольные вопросы по теме главы 7: «Ядерная геофизика»:

1. О какой радиоактивности идет речь при изучении методов ядерной геофизики?
2. Чем отличаются методы ядерной геофизики от других геофизических методов?
3. Назовите методы радиометрии и расскажите об одном из них подробнее.
4. Для каких целей используются методы радиометрии?
5. Каковы физико-химические и геологические основы ядерной геофизики?
6. Что такое материнские и дочерние радионуклиды? Какие элементы таблицы Менделеева к ним относятся?
7. Что такое радиоактивный распад и как выражается аналитически период полураспада?
8. Какая связь между материнским и дочерним радионуклидами?
9. Как выражается скорость распада ядер элементов?
10. Что такое α -излучение, β -излучения, γ -кванты?
Какие еще виды излучений Вы знаете?
11. Расскажите о классификаторе радиоактивности.
12. Что такое радиоактивность, грамм-атом, грамм-молекула и число Авогадро?
13. Как подразделяются нейтроны по величине энергии?
14. Приведите определение фотоэффекта, комптоновского взаимодействия, образования электрон-позитронных пар.
15. Приведите определение полного линейного поглощения γ -квантов в породе?
16. Расскажите кратко о сути нейтронного излучения?
17. Приведите определения экспозиционной, поглощенной и эквивалентной дозы облучения.
18. Дайте определение суммарного макроскопического сечения.
19. Какие единицы радиоактивности Вам известны? Приведите значения летальных доз для биологических видов.
20. Расскажите о радиоактивности горных пород, руд и минералов.
21. Что характеризуют ядерно-физические свойства горных пород?
22. С какими физическими эффектами связаны ядерно-физические свойства пород? Какова физическая суть этих эффектов?
23. Дайте определение макроскопического сечения?

24. Определите γ -лучевые свойства пород.
25. Определите нейтронные свойства горных пород?
26. Что такое тепловая энергия нейтронов?
27. Что характеризует коэффициент диффузии среды?
28. Как Вы понимаете выражение – вторичное γ -излучение?
29. Расскажите об используемой аппаратуре в ядерных геофизических методах.
30. Какие методы радиометрической разведки Вы знаете? Расскажите об одном из них.
31. В чем заключается правило трех сигм в методах геофизики вообще, и в частности, в методах радиометрии?
32. Какие методы анализа горных пород на радиоактивность Вам известны?
33. В чем суть эманационной съемки?
34. Расскажите о подземных методах исследования радиоактивности пород.
35. Что такое мюоны и суть мюонного метода исследования пород и среды?
36. Какие радиоактивные методы используются для исследования пород при искусственном облучении их? Расскажите об одном из них подробнее.
37. Что такое эффективный атомный номер породы?
38. Какие геологические, инженерные и экологические задачи можно решить, используя ядерные геофизические методы разведки?

Практическая работа №7.

Литологическое расчленение разрезов и оценка контрастности физических свойств по данным скважинных и полевых геофизических методов.

Приведены диаграммы изменения ряда геофизических параметров при комплексном использовании методов ГИС по скважине и полевой графике методов геофизики, в том числе и геофизического профилирования над крутослоистой средой, перекрытой сверху наносами.

Необходимо качественно проинтерпретировать диаграммы и графики по комплексу методов, выделить аномалии, положение пластов и определить их литологию.

При выделении слоев с разными свойствами следует пользоваться таблицами, а также следующими рекомендациями.

1. Кровли и подошвы слоев выделяются по изгибам кривых резким градиентом. По аномалиям тех методов, где слои выделяются, надо прочертить усредненные пунктирные линии: горизонтальные – для выделения слоев в разрезе скважин, и вертикальные – для определения местоположения верхних частей над наносами.

2. Найти на диаграмме и графиках каждого метода репера, т.е. слои пород, у которых выдержанные, явно отличающиеся свойства: резкие максимумы, минимумы, средние значения, изрезанные участки, и проследить репера на всех остальных диаграммах;

3. Расчленив и определить сначала магматические породы. Они всегда в нижней трети диаграмм ГИС. Для них типичны либо самые высокие аномалии, либо нулевые (средние).

4. К кровле магматических и на контакте с осадочными часто приурочены рудные полезные ископаемые (сульфиды, иногда самородные металлы). Графики ΔZ_a , ρ_k , ПС (ЕП) резко изрезаны, так как физические параметры у них экстремальные.

5. Среди осадочных пород реперами являются глины, у которых низкие КС, высокие ЕП, J_γ , и известняки с очень высокими КС (хотя, если они обводнены, то аномалии средние) и низкими ЕП, J_γ , $J_{n\gamma}$.

6. Нейтронные методы ($J_{n\gamma}$, J_{nn}) дают резкие минимумы лишь у водо- и нефтенасыщенных пород, а пониженные значения – у рыхлых пород, даже слабоводонасыщенных.

- чаще используют при методе КС трехэлектродные зонды – три электрода в скважине, четвертый на поверхности (у устья скважины).

Трехэлектродный зонд: один питающий (А) и два приемных (М и N) – называется однополюсным.

Другой тип трехэлектродного зонда: один приемный (М) и два питающих (А и В) – называется двухполюсным.

В обоих случаях расчет КС (ρ_k) идет по формуле метода сопротивления: $\rho_k = (k \cdot \Delta U) / I$, где k – коэффициент, зависящий от расстояния между электродами в зонде, ΔU – разность потенциалов между приемными электродами М и N, I – сила тока в питающей сети АВ.

В трехэлектродном зонде $k = (4\pi \cdot AM \cdot AN) / MN$ или

$k = (4\pi \cdot MB \cdot NB) / MN$, где AM, AN, MN, MB, NB – расстояния в метрах между соответствующими электродами.

Название зонда расшифровывается так: обозначения электродов сверху вниз и расстояний между ними: например, А2М0,05N – сверху –

питающий электрод А, далее в 2-х метрах – приемный электрод М, в пяти сантиметрах от последнего – электрод N.

- есть еще потенциал - и градиент-зонды. В потенциал-зонде расстояние между приемными электродами или питающими электродами (парными) превышает расстояние от непарного электрода А или М до ближайшего парного. Точка записи, к которой относится кажущееся сопротивление, располагается посередине АМ (точка 0). В градиент-зонде расстояние между парными электродами в 5-10 раз меньше расстояния до непарного электрода. Точка записи – посередине MN.

Если парные электроды расположены выше непарного, зонд называется кровельным (обращенным), а если под питающим, то зонд называется подошвенным (последовательным). Расстояние АМ у потенциал зонда и АО (или МО) у градиент-зонда называется размером зонда. Меняются от 0.5 до 3 м.

- иногда используют **5-7 электродные зонды**. Различная комбинация питающих и приемных электродов в этих зондах позволяет создавать направленные фокусированные электрические поля, что в свою очередь помогает точнее отбить границы пластов и определять их сопротивление.

Для выявления тонких пластов используют обычно микрозонды.

Методика и техника метода КС. При исследованиях методом КС регистрируется либо сила тока (токовый каротаж, а в сухих скважинах он называется МСК - метод скользящих контактов), либо разность потенциалов. Строятся токовые диаграммы – изменение силы тока по стволу скважины. Основной вид скважинных электрических наблюдений – измерение КС (ρ_k) по стволу скважины – стандартный зонд с постоянным размером. Аналог электропрофилеирования (ЭП). По кривым КС выделяются слои с разным УЭС. Вид и размеры зонда выбираются опытным путем в зависимости от решаемых задач.

Для получения кривой изменения КС по скважине сила тока на питающих электродах выдерживается постоянной (константа), а измеренная непрерывная кривая разностей потенциалов при постоянном размере зонда есть график изменения ρ_k . Для перевода кривой разности потенциалов (мВ) в кривую ρ_k (ом-м) меняется только масштаб записи с учетом коэффициента установки и силы тока.

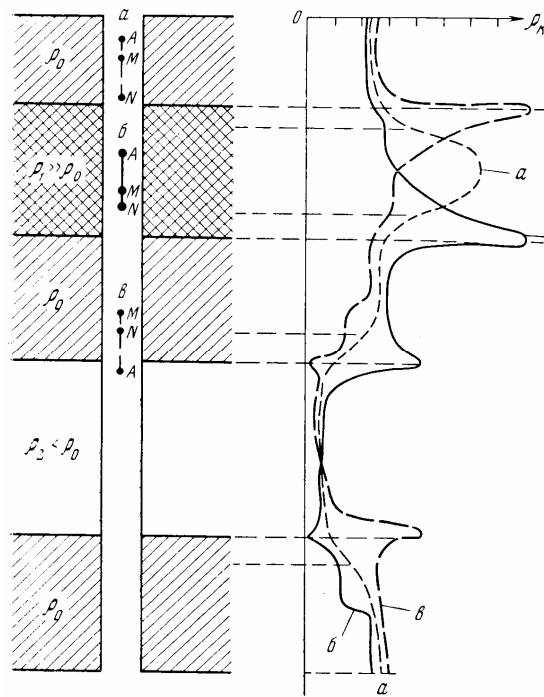


Рис.7.1. Кривые кажущихся сопротивлений (КС) против пластов большой мощности: а – кривая КС потенциал-зонда, б – кривая КС подошвенного градиент-зонда, в – кривая Кс кровельного градиент-зонда, ρ_0 – вмещающая среда, ρ_1 – пласт повышенного сопротивления, ρ_2 – пласт пониженного сопротивления

По диаграммам КС (по вертикали – точки записи, по горизонтали – кажущееся сопротивление) получаем общее представление о сопротивлениях пород и их изменении по стволу скважины. Для расшифровки же диаграмм и интерпретации их лучше определять истинное значение сопротивления пород. Для этого проводят дополнительно боковое каротажное зондирование (БКЗ) или боковой каротаж (БК).

Методика БКЗ – последовательное выполнение работ КС несколькими (5-7) однотипными зондами разных размеров ($AO = 0.2; 0.5; 1; 2; 4$ и 7 метров).

Проводя измерения однотипными зондами разной длины, получаем кажущиеся сопротивления для разных радиусов обследования пород вокруг скважины.

Для каждого пласта, сопротивление которого надо определить, на логарифмических бланках строят кривую БКЗ, т.е. кривую зависимости КС от размера зонда. Кривые БКЗ интерпретируют с помощью теоретических кривых (палеток БКЗ), как и при интерпретации ВЭЗ.

Определяется далее истинное сопротивление пород и оцениваются глубины проникновения бурового раствора в среду.

Интерпретация КС и область применения. Сила тока, стекающая с питающих электродов в скважине, зависит от УЭС окружающих пород. Если питающий электрод расположен около хорошо проводящего пласта, то его сопротивление заземления уменьшается, а сила тока – увеличивается. Вблизи высокоомных пород (больше сопротивление) сила тока – уменьшается ($I = U / R$). На диаграммах хорошо выделяются пласты с резко отличными от вмещающих пород свойствами, например, руды.

Интерпретация КС: визуально выделяем на диаграммах аномалии кажущегося сопротивления, по ним определяем глубину залегания слоев с разными УЭС. Форма и характерные особенности кривых КС определяются не только сопротивлением и мощностью слоев, но и диаметром скважины, минерализацией бурового раствора, радиусом его проникновения в породу (последний зависит от пористости, трещиноватости и разности давлений жидкости в пласте и в стволе скважины, типами и размерам используемого зонда.

Построены типовые графики КС и рассчитаны формулы для слоев различной мощности и сопротивлений для любых зондов (теоретические палетки).

Кривые КС по потенциал-зондам: симметричная форма. Максимумы – центры слоя с повышенным сопротивлением, минимумы – с пониженным сопротивлением.

Подошвенный градиент-зонд – четкие максимумы на кривой КС отбивают подошву пласта (повышенные сопротивления) и кровлю пласта (пониженные сопротивления). А кровельный градиент-зонд – максимум КС – кровля пласта (повышенные сопротивления) и подошву пласта (пониженные сопротивления).

Итак, с помощью градиент-зонда легко выявить кровлю и подошву пласта, трудно – мощность и центр.

По графикам КС двух зондов, кровельного и подошвенного – достаточно точно – и положение, и мощность пласта.

Пласты малой мощности (по сравнению с длиной зонда – для высокого и низкого сопротивления отмечаются трудно расшифровываемыми аномалиями).

По значениям КС стандартного пласта и интерпретации кривых БКЗ – получаем истинное сопротивление пород и радиус проникновения

раствора. Чем больше радиус, тем больше пористость пород и лучше их коллекторские свойства.

Второй этап интерпретации – корреляция похожих аномалий по кривым КС соседних скважин: выделяются четкие, характерные, повсюду наблюдаемые аномалии, приуроченные к какому-то стратиграфическому горизонту большой мощности и выдержанного простирания (реперы). Затем выделяются промежуточные горизонты и строят геолого-геофизические разрезы.

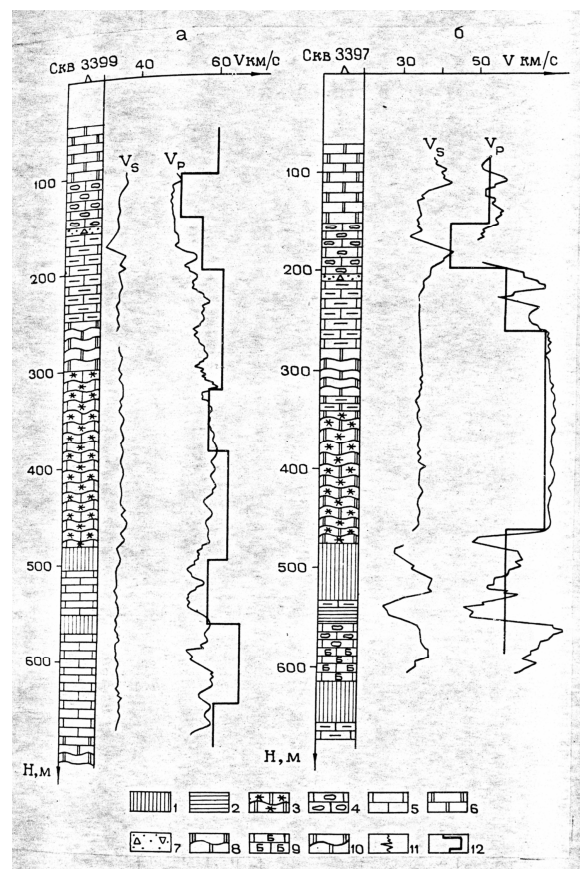


Рис.7.2. Скоростные разрезы по продольным и поперечным волнам для сидементационных железомарганцевых руд (а) и для случая наложения на них барит полиметаллической минерализации (б).

1 – железорудный горизонт; 2 – свинцово-цинковые руды; 3 – красноцветные известняки; 4 – желваковистые известняки; 5 – глинисто-кремнисто-карбонатные породы; 6 – кремнисто-карбонатная порода; 7 – поджелваковистый горизонт; 8 – переслаивание кремнистых известняков и кремнисто-карбонатных пород; 9 – бариты-баритизированные известняки; 10 – кремнистые известняки пиритизированные – баритизированные; 11 – осредненные графики скоростей Р и волн АК; 12 – графики пластовых скоростей по ВСП.

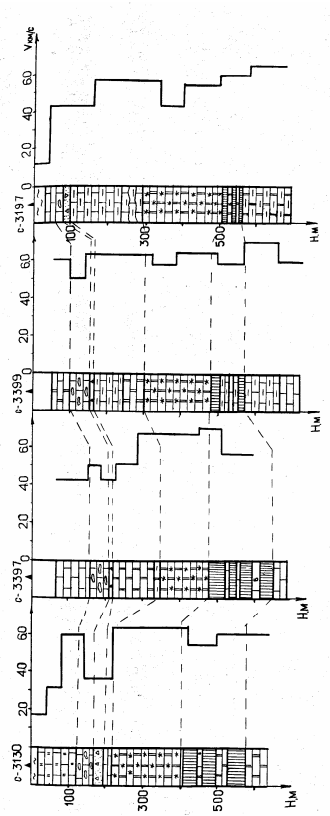
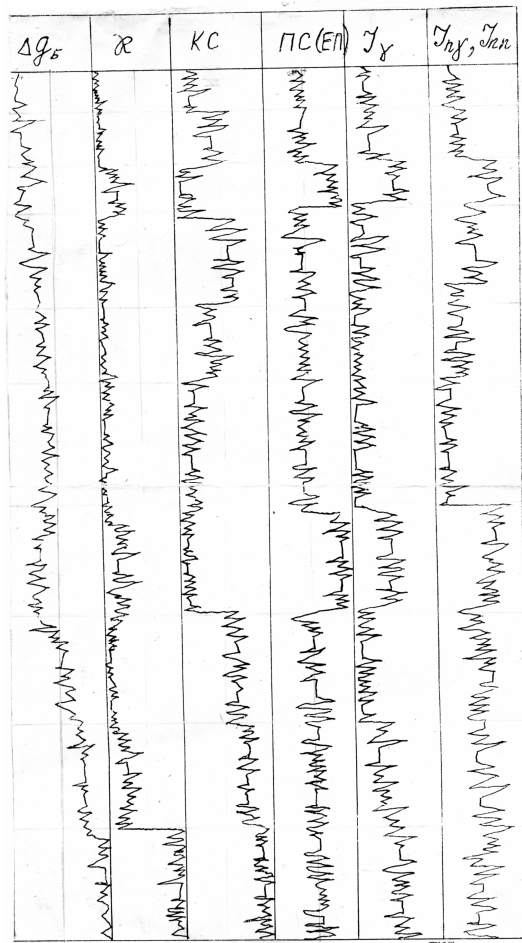


Рис.7.3. К корреляции сейсмических неоднородностей по профилю скважин через месторождение Восточный Жайрем.



2. Определение литологии по комплексным данным ГИС.

Рис. 7.4. Определение литологии по комплексным данным ГИС.

Таблица 7.1

Сопоставление сложившейся и ризической обстановки при складывании и появлении георизической исследованной в присутствии разных типов горных пород

Методы	Среды и условия формирования		Элементарные		Сейсмические		Термические		Вторичные		Условные обозначения
	Анализ	Физ	Дав	Темп	Р	ЭП	ВП	t(x)	T°	Ур	
Стороны	Два	Треть	Р	Р	α	η	Ур(Ур)	1	Ур	УрП	УрТр
Классификация: ультраосновные	очень высокие				н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.
основные	Средние				л.в.	л.в.	л.в.	л.в.	л.в.	л.в.	л.в.
кислые					н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.
эффузивные	кислые				л.в.	л.в.	л.в.	л.в.	л.в.	л.в.	л.в.
метаморфические	очень высокие	разнообразные	очень высокие		экстремальные		средние	высокие	высокие	очень высокие	разные
Слабометаморфические	высокие	неоднородные	низкие				средние	высокие	высокие	очень высокие	разные
Осадочные											
сланцевые	повышенные	крупные	высокие		крупные		высокие	повышенные	повышенные	повышенные	высокие
известняки	сленные	повышенные	кислые		кислые		кислые	повышенные	повышенные	повышенные	кислые
песчанники											
Базальтовые	высокие	крупные	средние		отрицательные		повышенные	повышенные	повышенные	повышенные	высокие
изверженные	повышенные	высокие	повышенные		повышенные		средние	повышенные	повышенные	повышенные	высокие
Сланцевые	повышенные	крупные	повышенные		отрицательные		повышенные	повышенные	повышенные	повышенные	высокие
песчанники	повышенные	крупные	повышенные		отрицательные		повышенные	повышенные	повышенные	повышенные	высокие
Эффузивные	низкие	повышенные	низкие		положительные		повышенные	повышенные	повышенные	повышенные	высокие
Энергия	низкие	повышенные	низкие		положительные		повышенные	повышенные	повышенные	повышенные	высокие
Энергия	низкие	повышенные	низкие		положительные		повышенные	повышенные	повышенные	повышенные	высокие

В левой колонке диаграммы ГИС или над рельефом словами (карандашом) подписать разгаданную литологию.

После обсуждения в бригаде и с преподавателем результатов и утверждения задачи необходимо построить литологическую колонку или разрез.

Рекомендуется использовать следующие обозначения: В левой колонке диаграммы ГИС или над рельефом словами (карандашом) подписать разгаданную литологию.

После обсуждения в бригаде и с преподавателем результатов и утверждения задачи необходимо построить литологическую колонку или разрез.

Рекомендуется использовать следующие обозначения:

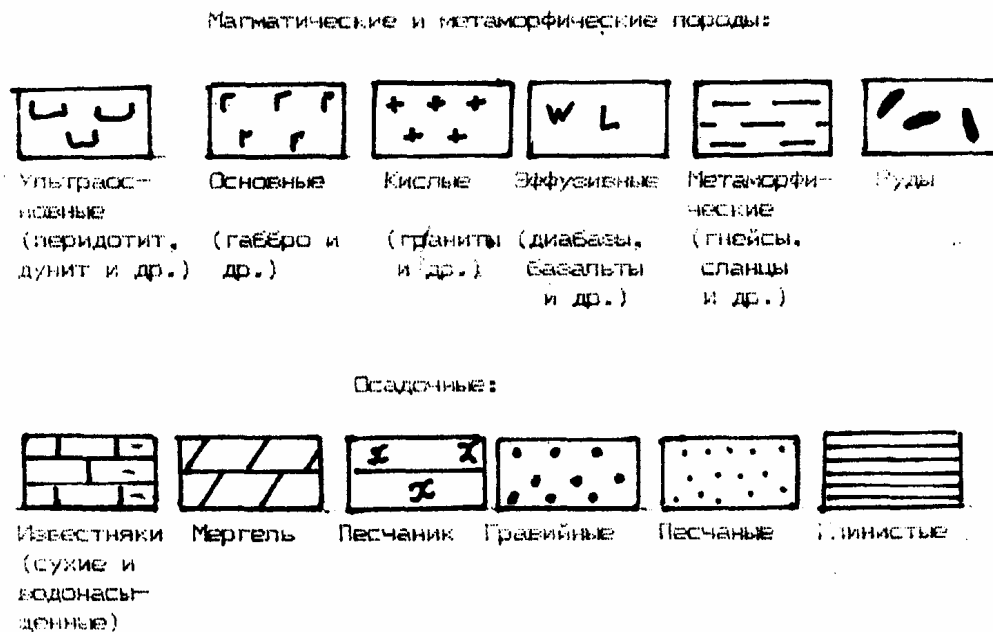


Рис. 7.5. Легенда к отчету.

Отчетом по работе является литологическая колонка или геологический разрез.

Литература.

1. В.М.Добрынин, Б.Ю.Вендельштейн, Д.А.Кожевников. Петрофизика. М., Недра, 1991.
2. Геофизические методы исследования (под редакцией В.К.Хмелевского). М., Недра, 1989.
3. Геофизические исследования скважин. М., Недра, 1983.
4. Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1962.
5. Д.А.Родионов. Статистические решения в геологии. М., Недра, 1981.
6. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. (Петрофизика, под редакцией М.Б.Дортман. Изд.1-е, М., Недра, 1976. Изд.2-е, М., Недра, 1984.

Глава 8. Геофизические исследования скважин (ГИС).

8.0. Общие сведения.

Методы геологической и технической документации проходки скважин, основанные на изучении в них различных геофизических полей. Называется еще каротажем, промысловой, буровой геофизикой. Радиус обследования – до 1-2 м. Более широко – и изучение еще околоскважинных пространств. Изучают поля в скважинах, между ними и земной поверхностью при дальности в 10-ки и 100 метров.

Методы позволяют повысить эффективность разведки и эксплуатации месторождений. Сокращают отбор образцов (при бурении) – керны, дают больше информации о разрезе, сокращают стоимость и время бурения.

Решаемые задачи:

- изучение разреза, в частности, выявление пластов разной литологии, - определение углов и азимутов их падения, - выделение полезных ископаемых, - оценка пористости, проницаемости, коллекторских свойств окружающих пород, - возможность выявления нефтегазовой продуктивности.

Специальная аппаратура: контроль технического состояния скважин (определение диаметра, искривления, наличия цемента за трубами и т.д.

Прострелочно-взрывные работы в скважинах (отбор образцов из стенок, перфорация обсадочных колонн).

Изучение физических свойств горных пород в скважинах: для получения геологической информации, для интерпретации геофизических данных.

Используются при поисках рудных и нерудных ископаемых, при инженерно-геологических исследованиях скважин изучают пористость, обводненность и фильтрационные свойства пород, необходимы для геологической документации разрезов.

Используются все известные поля и методы геофизики, с которыми мы успели познакомиться. Характерна при этом некоторая специфика и отличия от других методов, т.к исследования проводятся в скважинах. Для изучения разрезов скважин применяются электрические, термические, ядерные, сейсмоакустические, магнитные, гравиметрические методы.

Датчики измеряют в скважинах параметры полей, далее они преобразуются в электрические сигналы, по кабелю – в каротажные станции.

При подъеме кабеля – автоматическая регистрация глубинным прибором и датчиком поля, со скоростью от 200 до 5000 м/ч.

Эффективность скважинной геофизики, особенно в нефтяной и газовой, в структурной геологии велика, т.к. бурение всех скважин сопровождается проведением геофизических исследований.

8.1. Основы теории и технологии ГИС.

а) физико-геологические основы ГИС. Скважина – важнейший источник информации о строении недр, местонахождении полезных ископаемых. Единственный технологический способ добычи нефти и газа.

Бурение – механическое, роторное, турбобуровое и т.д. (в зависимости от глубины и назначения скважины).

До создания ГИС обычно производился отбор образцов в скважинах при бурении – непрерывно или через несколько метров, или по интервалам. Возрастала стоимость и время бурения.

Косвенная информация о породах: изучение буровой жидкости – глинистого раствора, воды (под давлением подается и непрерывно с породой извлекается).

Применение ГИС после окончания бурения: возможность проходки скважин сплошным забоем, без подъема бурового инструмента или с подъемом для отбора керна на опорных участках. Время бурения – меньше в сотни раз и стоимость – тоже уменьшается.

Скважины обсаживают стальными трубами (сверху – на десяток метров) или на всю глубину – при бурении на нефть и газ и структурном бурении. Дополнительно укрепляют стенки – цементацией, глинизацией. Из-за этого – помехи в изучении поля.

Обсадные колонны – нельзя проводить электромагнитные исследования в скважинах. Можно – ядерно-физические, сейсмоакустические и технологические работы. ГИС – широко в нефтегазовой геофизике. Корреляционные связи между геологическими и геофизическими параметрами.

Итак, ГИС с очень небольшим (несколько процентов) отбором керна дает наиболее полную информацию о геолого-разведочной скважине.

8.2. Прямые и обратные задачи ГИС.

Принципы те же, что и в методах, т.к. исследуются те же физические поля.

Прямые – определение физических параметров поля по известному геофизическому разрезу.

Обратные задачи – определение геофизического разреза по наблюдаемым физическим параметрам.

Прямые задачи – несколько сложнее (из-за помех: обсадные колонны, цемент, растворы, по разному заполняют поры в зависимости от трещиноватости и пористости пород). По размерности – двух- и трехмерные задачи, источники - поверхностные, потому несколько проще решение.

Обратные задачи ГИС и интерпретация – несколько проще:

а) Интерпретация полуколичественная (глубина залегания, мощность пластов или рудных тел вблизи источников,

б) при геологическом истолковании ГИС используются теоретически установленные или эмпирически полученные корреляционные связи между геофизическими и гидрологическими, механическими, коллекторскими свойствами с оценкой заполнителя пор (вода, глинистый раствор, нефть, газ),

в) интерпретация – легче формализовать и делать на ЭВМ.

Классификация ГИС (физико-геологическая).

Таблица 8.2.1.

Название групп методов	Название методов	Изучаемые физические свойства пород	Измеряемые параметры	Решаемые геологические задачи
	метод естественной поляризации (ПС)	электрохимическая активность	естественные потенциалы	геол. расчл. разрез. в компл. с методами КС, выявл. сульф. руд, углей, граф. сланцев, коллекторов, водоупоров

Электрические	методы токового каротажа, скользящих контактов (МСК)	удельное электрич. сопротивление (УЭС)	изменение тока в питающей сети	выдел. в разрезе хорошо провод. горизонтов (сульфидов, углей, графитов и т.д.)
	метод кажущихся сопротивлений (КС), боковое каротажное зондирование (БКЗ) и др.	то же	кажущееся сопротивление	геол. расчл. разрезов, опред. мощн. слоев и ист. сопротивл. пород, выдел. коллекторов, водоупоров, рудных и неруд. пропластков
	резистивиметрия	УЭС жидкости в стволе скважины	УЭС жидкости в стволе скважины	Опред. сопротивл. воды и глин. раствора в скв.
	метод вызванных потенциалов (ВП)	поляризуемость	вызванные потенциалы (ВП)	геол. расчл. разреза скв., выявл. сульф. руд, угля, графитов, сланцев
	индуктивный метод (ИМ)	электропроводность	Потенциалы	расчленение низкоомных. разрезов
	диэлектрич. метод (ДМ)	диэлектр. проницаемость	Потенциалы	расчленение водоносных разрезов

Ядерные	гамма-метод (ГМ) или гамма-каротаж (ГК)	естеств. радиоактивность	интенсивность естеств. гамма-излучения (I_γ)	обнаружение радиоакт. руд, геол. расчленение разрезов
	гамма-гамма-метод (ГГМ) или гамма-гамма-каротаж (ГГК)	плотность и хим. состав	интенсивность рассеянного гамма-излучения ($I_{\gamma\gamma}$)	изучение плотности горн. пород и их хим. состава
	нейтронный гамма-метод (НГМ) или каротаж (НГК)	поглощение нейтронов с послед. гамма-излучен.	интенсивность вторичного гамма-излучения ($I_{n\gamma}$)	Расчл. разреза по водородосодер., оценка пористости пород
	нейтрон-нейтронный метод (ННМ) или каротаж (ННК)	поглощение быстр. нейтронов и определ. медл. нейтронов	интенсивн. потока теплов. и надтепловых нейтронов	то же, что и в методе ПГК, но более точное опред. кол-ва водорода в породах
Термические	метод естеств. тепл. поля (МЕТП)	теплопроводность	Температура	изуч. геол. разр. скв., определ. наличия газа, нефти, сульфидов и др., опред. техн. состояния скв.
	метод искусс. теплового поля (МИТП)	тепл. сопротивление, температуропроводность	то же	то же

Сейсмоакустические	метод акустич. каротажа	скорость распр. волн, амплитуда сигналов	время и скор. Упругих. волн, их затухание (t, V, b)	геол. расчл. разреза, оценка порист., проницаемости, состава флюида
	сейсмический каротаж	то же	то же	опред. пласт. и средн. Скоростей
Магнитные	метод естественного магнитного поля	магн. восприим. горн. Пород	напряженность магн. поля Земли	геол. расчл. разрезов, выявл. железосодерж. руд
	метод искусст. магн. поля	то же	напряж. поля магнита	то же
Гравитационные	гравиметровые	Плотность	аном. силы тяж.	геол. расчл. разр

8.3. Каротажная станция, скважинные приборы.

а) АКС (автоматическая каротажная станция) или АГИС (аппаратура ГИС), или специальное спускоподъемное оборудование,

б) Специальные скважинные приборы (глубинные или каротажные зонды).

Общее оборудование АКС: батареи аккумуляторов, приборы для регистрации потенциалов и силы тяжести, лебедка (от двигателя авто) – спуск и подъем каротажного кабеля. Для глубоких (более 3 км) – на отдельном автомобиле, блок-баланс (вблизи скважины) – направление кабеля в скважине и синхронность передачи глубины расположения

индикатора поля на лентопротяжный механизм регистратора, одножильный, трехжильный, многожильный кабель (изолированный).

Все оборудование устанавливается на машинах хорошей проходимости.

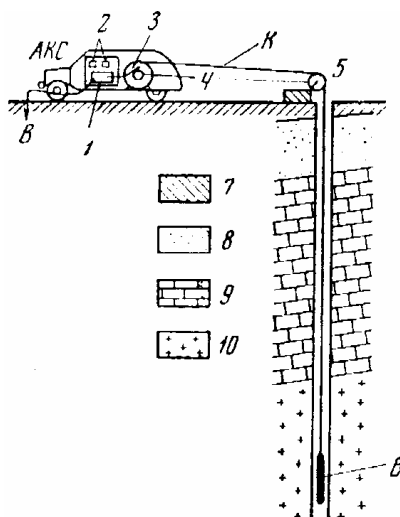


Рис. 8.3.1. Схема выполнения ГИС: АКС – автоматическая каротажная станция, К – каротажный кабель, 1 – источник питания, 2 – приборы для регистрации разности потенциалов и силы тока, 3 – лебедка, 4 – коллектор лебедки, 5 – блок-баланс, 6 – глубинный каротажный зонд, 7 – глины, 8 – пески, 9 – известняки, 10 – изверженные породы.

Зонд электрического каротажа: один, два, три и более свинцовых электродов на кабеле – в скважинах с буровой жидкостью или с водой. В сухую скважину – скользящие электроды: металлическая щетка в обойме из изолятора на пружине металлической. Пружина прижимает электроды к стенкам скважины.

Микрозонды – такое же крепление микроэлементов. Глубинные зонды (ядерные методы) – в них счетчик γ - или нейтронного излучения. Предварительные усилители сигналов на выходе, и еще раз – усилитель, блоки питания. Для искусственных ядерных методов – источники и экраны (для защиты счетчика от облучений). В γ - методах экраны – свинец, в нейтронных – парафиновые. В глубинном зонде сейсмоакустических методов – источник упругих волн и 2 сейсмоприемника. Изолированы резиновым экраном от источника. В глубинном зонде для терморазведки скважины установлен электрический термометр, усилитель и блок питания.

Скважинные магнитные и гравитационные наблюдения – специальные приборы – трансформируют наблюдаемые параметры в электрические сигналы.

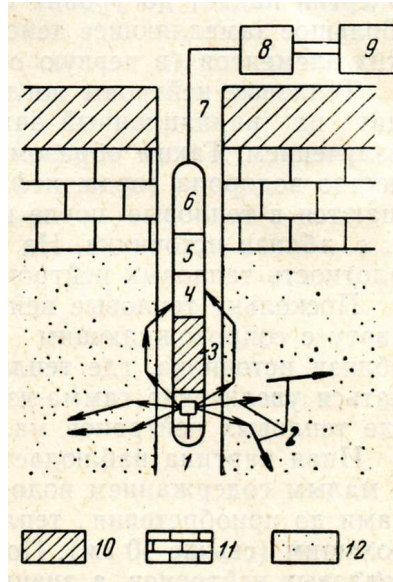


Рис 8.3.2. Устройство глубинного прибора для искусственного ядерного каротажа: 1 – источник гамма-лучей или нейтронов, 2 – возможные пути движения гамма-лучей или нейтронов, 3 – экран, 4 – счетчик, 5 – блок питания, 6 – предварительный усилитель, 7 – кабель, 8 – усилитель, 9 – регистратор, 10 – глина, 11 – известняки, 12 – пески.

Наземная автоматическая каротажная станция – электронные усилители и регистраторы на рулонной (реже – фото) бумаге, магнитной ленте.

Современные АГИС – цифровые (сигнал в двоичном виде на МЛ) – обработка на ЭВМ, компьютерах.

Одноканальные (раньше) и многоканальные телеизмерительные системы – сразу от нескольких датчиков.

АГИС – для изучения нефтегазоносности, рудных, инженерно-геологических, гидрологических скважин.

ГИС (для скважинных неглубоких – до 200 м) – полуавтоматические регистраторы (можно).

Милливольтметр – измеряемый сигнал компенсируется эталонной разностью потенциалов, пропорциональной отклонению карандаша от нулевой линии. Запись – на диаграммной бумаге.

8.4. Технологический контроль состояния скважин – в ходе или после бурения.

Для документации проходки глубинных скважин, обработки и интерпретации ГИС: а) технического состояния скважин (углы наклона, азимуты забоя, диаметр скважин (на разных глубинах), высоты цемента за обсадными трубами, качество цементирования), б) фототелеметрия стенок скважины, в) перфорация скважин – для допуска в нее воды, нефти, газа.

Кавернометрия – измерение диаметра скважин – каверномер – металлическая гильза, рычаги-щупы. Меняется угол щупа, шток на нем связан с реостатом. Сопротивление реостата меняется и ток в цепи – меняется, подается на регистратор. Радиус раскрытия щупа есть функция от тока. И обычное оборудование АКС.

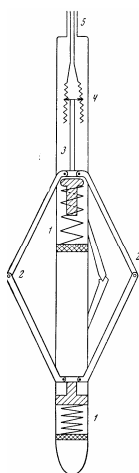


Рис.8.4.1. Схема фонарного каверномера: 1 – пружины, 2 – ромбовидные рычаги, 3 – шток, 4 – реостат, 5 – кабель.

Кавернограмма – кривая изменения диаметра скважины – для уточнения геологического разреза, изучения технического состояния и для интерпретации.

Инклинометрия - определение на разных глубинах угла отклонения скважины от вертикали, азимут искривления по отношению к устью – инклинометр и АКС. В необсаженной скважине – электрические инклинометры: рамка, буссоль и указатель наклона. Ток пропорционален азимуту и углу наклона. Гироскопические

инклинометры – в обсаженной скважине. Гироскоп – сохраняется неизменной в пространстве ось вращения. В инклинометре - два гироскопа: а) мерить азимуты (с точностью до нескольких градусов), б) мерить углы наклона (с точностью до 30 минут).

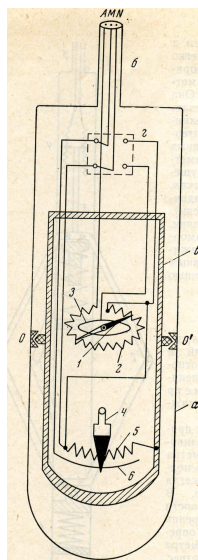


Рис.8.4.2. Схема электрического инклинометра: а – корпус инклинометра, б – кабель, в – рамка, свободно вращающаяся вдоль оси ОО, г – переключатель для измерения либо азимута, либо угла наклона; 1 – магнитная стрелка, 2 – реохорд азимута, 3 – токосъемное кольцо азимута, 4 – маятник-отвес, 5 – реохорд угла наклона, б – токосъемный провод угла наклона.

Особенно нужна инклинометрия – в скважинах наклонного бурения.

Прострелочные работы в скважинах – для извлечения нефти, газа, подземных вод из пластов, обсаженных трубами – пробить отверстия в трубах.

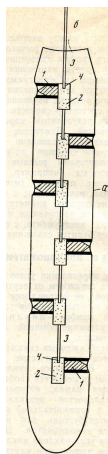


Рис.8.4.3. Принципиальная схема шестиствольного пулевого перфоратора: а – корпус перфоратора, б – кабель; 1 – пули, 2 – взрывные камеры с порохом, 3 – запальный канал, 4 – запальная проволока.

Специальные устройства – перфораторы и АКС. Пулевые, беспулевые, кумулятивные, торпедные перфораторы. Пулевой – стальной ствол с несколькими отверстиями по длине, в них – пули (от 9 до 27 г.). за пулями – взрывные камеры с порохом. подрыв пороха – электровоспламенитель. Пуля при взрыве пробивает трубу, цемент – из пласта поступает нефть, газ или вода.

Беспулевые, кумулятивные – перфорация раскаленной металлической струей, возникающей при взрыве (гексаген).

Торпедный – снаряды (диаметр 22-84 мм). Взрывчатое вещество взрывается при входе в породу.

Огнестрельный стреляющий грунтонос – для взятия на участках скважины образцов пород.

8.5. Обработка каротажных диаграмм – графиков зависимости какого-то изменяемого параметра от глубины.

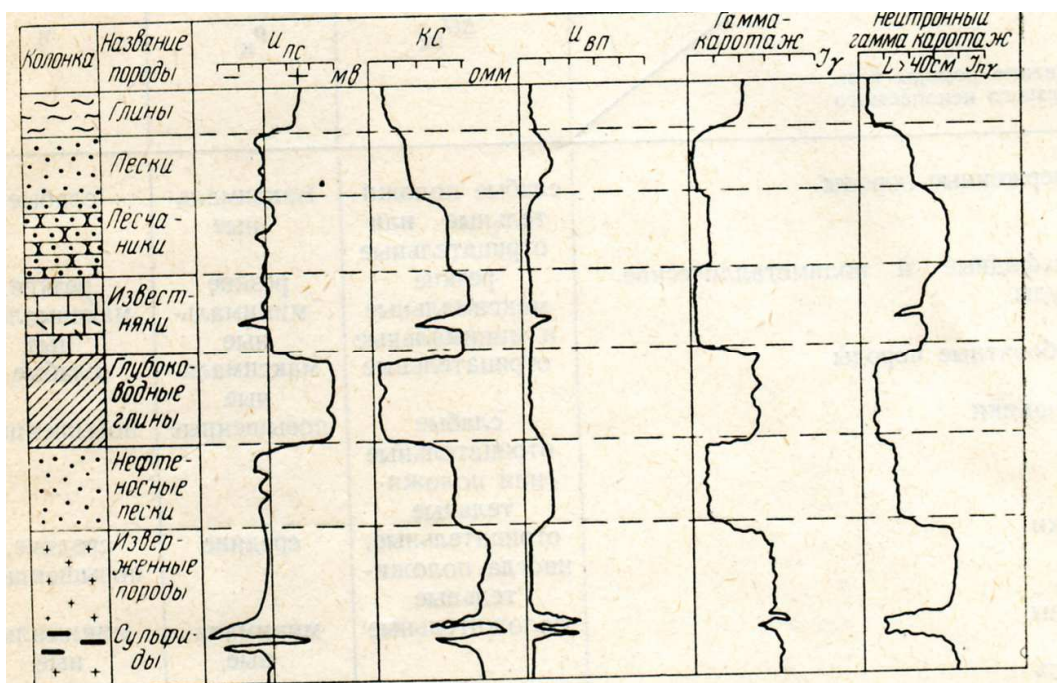


Рис. 8.5.1.. Диаграммы электрического и ядерного методов каротажа (ГИС).

Выделение аномалий: максимальных, минимальных, изрезанных интервалов и других признаков на нормальном фоне. По ним – местоположение пластов, их мощность. Симметричные зонды – по графикам $U_{ПС}$, КС, $U_{ВП}$ (по центру аномалий (пластов) – максимумы, минимумы, края – на участках перегиба).

Несимметричные зонды – экстремумы градиента потенциала и пропорциональные ему параметры – кровля или подошва пласта.

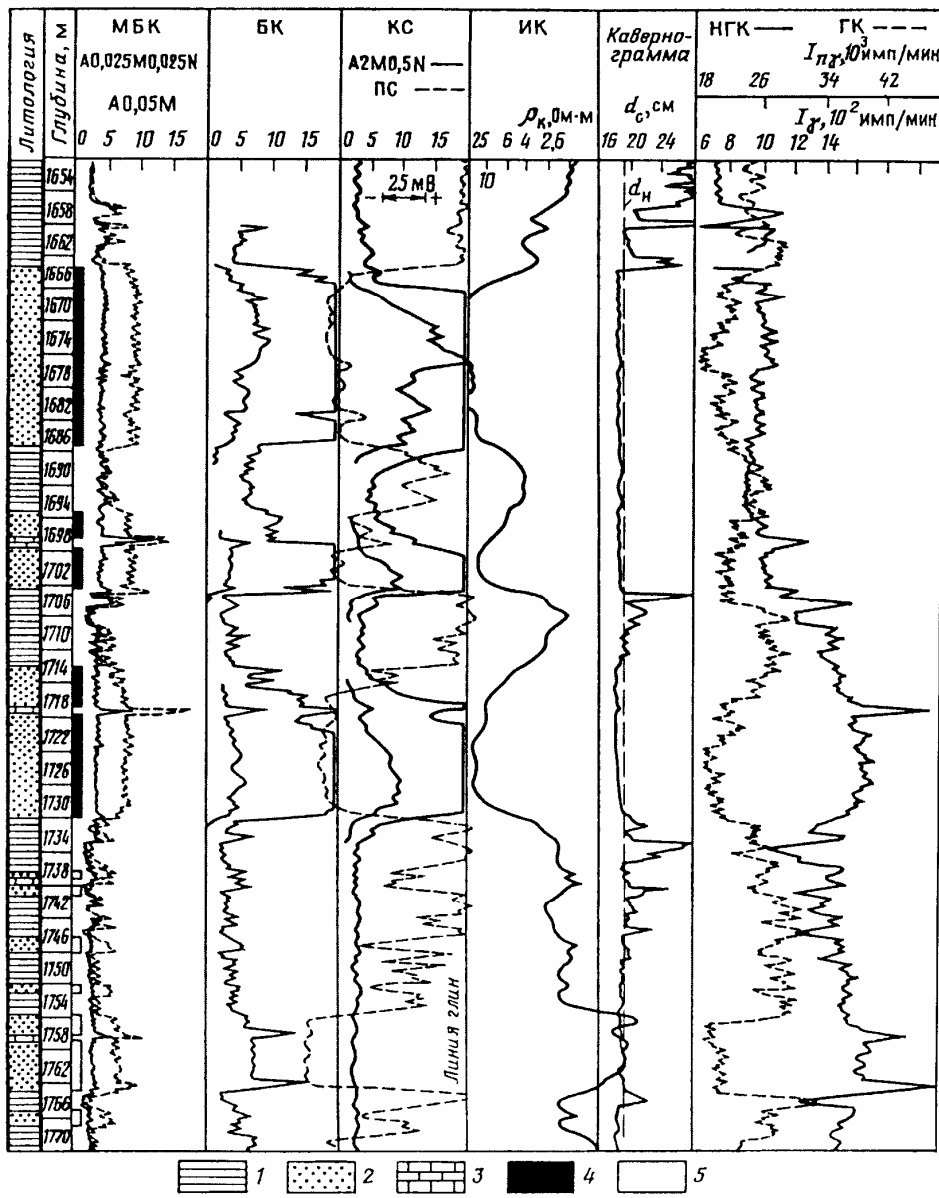


Рис. 8.5.2. Диаграммы каротажа разных методов.

8.6. Качественная и количественная

интерпретация ГИС.

Качественная интерпретация диаграмм ГИС включает подробную обработку каждой диаграммы, как сказано выше, так и межметодную и межскважинную корреляцию. Количественная геолого-геофизическая интерпретация – своя в каждом методе. Лучше – комплекс методов.

Наличие АКС (АГИС) с большим количеством зондов – эффективная интерпретация – быстро и качественно.

8.6. Используемые методы и задачи, решаемые ГИС.

Электрические методы: ЕП (метод естественного поля), ПС-каротаж (метод поля самопроизвольного). Измеряются постоянные естественные потенциалы у пластов с разной электрохимической активностью. Естественные потенциалы (потенциалы собственной поляризации) образуются при окислительно-восстановительных реакциях, диффузионно- адсорбционных и фильтрационных процессах в горных породах. Зонды для измерения собственных потенциалов – свинцовые приемные электроды.

Метод ПС – работа способом потенциала. Установка состоит из одного неподвижного приемного электрода (N), заземленного вблизи устья скважины, второго – подвижного, перемещаемого по скважине (M) – см. схему на рис. 8.7, а.

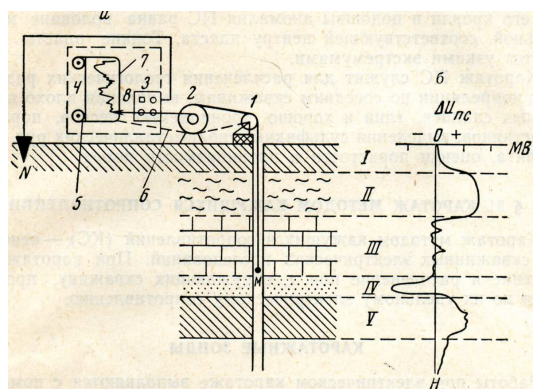


Рис.8.6.1. Схема каротажа ПС способом потенциала с полуавтоматической регистрацией:

а) схема установки: 1 – блок-баланс, 2 – лебедка с коллектором, 3 – милливольтметр, 4 – регистратор, 5 – лентопротяжный механизм, соединенный гибким валиком с роликом блок-баланса, 6 – гибкий валик, 7 – диаграммная бумага, 8 – карандаш;

б) диаграмма естественных потенциалов по стволу скважины: I – почва – пласт со слабой электрохимической активностью, II – суглинки – пласт с положительными аномалиями ПС, III – известняки - пласт со слабой электрохимической активностью, IV – пласт с отрицательной аномалией ПС, характерной для непроницаемых слоев, V - пласт с положительными аномалиями ПС.

Или (при электрических помехах) запись ПС ведется методом градиента потенциала: оба приемных электрода (М и N) передвигаются по скважине при постоянном расстоянии между ними – 1-2 м.

Сульфидные залежи, пласты антрацита, графита выделяются интенсивными аномалиями отрицательного и положительного знака. Слабыми аномалиями (единицы мВ) выделяются массивные, плотные, плохо проницаемые песчаники, известняки, изверженные породы.

В результате работ – графики естественных потенциалов (в милливольтмах - мВ). По аномалиям на диаграммах ПС выделяются пласты с разной электрохимической активностью. Интерпретация литологическая по диаграммам ПС - неоднозначна – т.к. естественное электрическое поле зависит от многих факторов: обычно против глинистых пород – положительные аномалии ПС, около пористых проницаемых пластов – отрицательные аномалии ПС.

Скважинные исследования ПС – для расчленения геологических разрезов, корреляции по соседним скважинам отдельных пластов, выявление плохо проницаемых сланцев, глин, хорошо проницаемых песков, пористых известняков. Выделение сульфидных, полиметаллических руд, угля, графита. Оценка пористости и проницаемости пород.

8.7. Метод кажущихся сопротивлений (каротаж КС).

Основан на расчленении пород, окружающих скважину, по их удельному электрическому сопротивлению (УЭС).

Зонды метода КС:

- простейший зонд для измерения силы тока, проходящем в буровом растворе и окружающих скважину породах – одноэлектродный зонд (токовый каротаж). Один электрод – неподвижно (у устья скважины), второй – на кабеле – в скважине. Перемещая зонд по скважине, регистрируем кривую изменения силы тока.

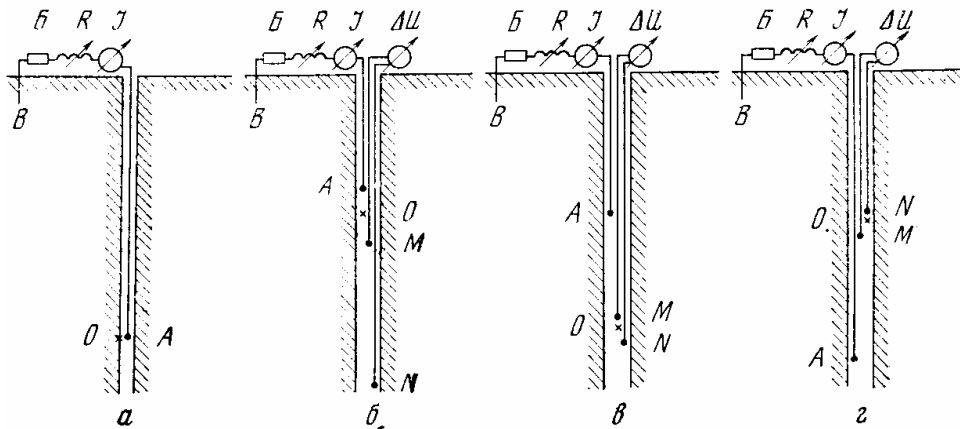


Рис. 8.7.1. Зонды для электрического каротажа скважин: А, В – питающие электроды, Б – источник питания (батарея и т.д.), R – реостат для регулировки силы тока, I – измеритель тока, MN – приемные измерительные электроды, ΔU – измеритель разности потенциалов, O – точка записи – к ней относят результаты замеров; а – одноэлектродный зонд токового каротажа, б – трехэлектродный потенциал-зонд, в – трехэлектродный подошвенный (последовательный градиент-зонд, г – трехэлектродный кровельный (обращенный) градиент-зонд.

Метод КС применяется для решения задач:

- а) геологической документации скважин,
- б) выделение пластов различной литологии,
- в) определение их глубины и мощности,
- г) оценка пористости и коллекторских свойств,
- д) выявление полезных ископаемых и нефтегезоносных и водоносных горизонтов.

8.8. Другие методы электрометрии скважин:

Резистивиметрия. Определение сопротивления бурового раствора или воды в скважине. Резистивиметр – зонд малых размеров в трубке-изоляторе. При перемещении зонда по стволу внутри трубки свободно проходит жидкость из скважины, а влияние окружающих пород исключается стенками трубки. Регистрируется сопротивление так же, как и в методе КС. Коэффициент резистивиметра определяется эталонировкой в жидкости с известным сопротивлением.

Данные о сопротивлении раствора или воды используются для решения задач:

- а) обработки каротажных диаграмм (особенно при БКЗ),
- б) выявления мест подтока подземных вод разной минерализации,
- в) изучения скоростей фильтрации подземных вод.

Метод вызванной поляризации (ВП). Производится наблюдение вызванных потенциалов, т.е. потенциалов, наблюдаемых после прохождения тока в горной породе, обусловленные их различной поляризуемостью.

Каротаж ВП: регистрируются потенциалы ΔU на приемных электродах при протекании тока через питающие электроды (так же, как и при КС).

Кроме этого производится регистрация ΔU на тех же электродах через некоторое время после выключения тока. В результате определяют потенциалы вызванной поляризации $\Delta U_{ВП}$.

Метод ВП применим для выявления зоны сульфидных руденений (и вкрапленные руды), для разведки угля и других руд с электронной проводимостью и т.д.

Индукционный и диэлектрический методы. Все ранее описанные методы скважинных наблюдений основаны на постоянном или импульсном токе низкой частоты и поэтому похожи на методы электроразведки постоянным током.

В этих же методах используют высокие частоты (имеют сходство с высокочастотной электроразведкой). Отличие от других методов исследования в скважинах состоит в том, что измерения могут быть и в сухих скважинах, и в скважинах с нефтью, где гальванический контакт с окружающей средой осуществить трудно.

Суть индукционного каротажа (ИК) – измерение вторичной индукции магнитного поля в горной породе, созданной под действием первичного переменного поля частотой 20 кГц. Чем больше проводимость пород, тем больше вторичное поле.

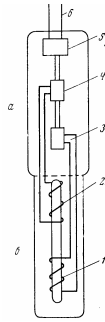


Рис.8.8.1. Принципиальная схема скважинного прибора

для индуктивного каротажа: а – металлический стакан с электронным оборудованием, б – гетинаксовый стакан с задающей (1) и приемной (2) катушками, 3 – генератор высокой частоты, 4 – электронный усилитель, 5 – блок питания, 6 – кабель.

Графики напряжений на измерительной рамке (или кривые индукционного каротажа) позволяют выделять в разрезе проводящие породы и рудные включения.

Выполняемые задачи – те же, что и в каротаже КС, только метод используется для выделения низкоомных разрезов.

Суть диэлектрического каротажа (ДК) – оценка диэлектрических свойств пород (диэлектрической проницаемости и так называемых диэлектрических потерь) в электрическом поле высокой частоты (10 МГц).

Изменение диэлектрической проницаемости окружающих пород меняет емкость конденсатора, и, следовательно, и частоту сигнала генератора. Изменение диэлектрических потерь, пропорциональных электропроводности пород, меняет амплитуду колебаний генератора.

Метод используется для разделения пород на водо-и нефтегазонасыщенные, оценки их влажности, пористости.

8.9. Ядерные методы исследования скважин.

Подразделяются на два типа:

- методы изучения естественной радиоактивности (гамма-методы). Основан на изучении естественной радиоактивности гамма-каротаж или гамма-метод (ГМ) – аналог метода радиометрии.

Работы проводят скважинными радиометрами разных марок. По кабелю в обычную каротажную станцию передаются электрические

сигналы, пропорциональные интенсивности гамма-излучения, где они автоматически регистрируются.

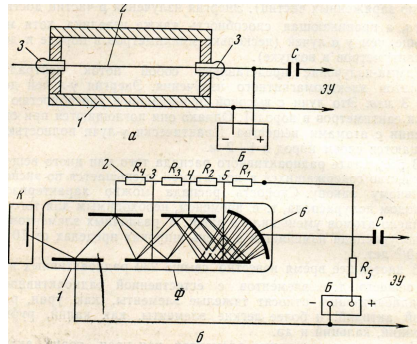


Рис.8.9.1. Схема устройства индикаторов гамма-излучения: а – схема устройства ионизационной камеры и газоразрядного счетчика: 1 – металлический корпус счетчика, 2 – электрод, к которому подводится положительное напряжение, 3 – изоляторы; б – принцип устройства сцинтилляционного счетчика; К – фотокатод, 2-5 – электроды под разным напряжением, б – анод, R1-R5 – сопротивления, Б – батарея, С – конденсатор, ЭУ – электронный усилитель.

При гамма-каротаже происходит запись непрерывной кривой (диаграммы) интенсивности гамма-излучения (I_γ) (импульс/мин или в мкренгтенах/час (в гаммах)).

Распад ядер – процесс случайный, и интенсивность гамма-излучения колеблется около среднего уровня (испытывает статистические флуктуации).

Для учета их – повторные записи с меньшей скоростью наблюдений. Так как гамма-лучи поглощаются почти целиком породами 1-2 м толщиной, а до 30% ядерной энергии не пропускается обсадными трубами, то скважинный радиометр фиксирует гамма-излучения поэтому только в радиусе ≤ 0.5 м от оси скважины. Увеличение диаметра скважины и наличие воды (бурового раствора) в ней еще более уменьшают радиус обследования.

На диаграмме гамма-каротажа выявляются пласты с разной степенью радиоактивности. Максимумами выделяются породы, руды с содержанием урана, радия, тория, калий-40 и другие радиоактивные элементы, а также граниты, глины. Минимумами – песчаные и карбонатные породы.

Спектроскопия естественного гамма-излучения (определение энергии гамма-лучей) – для выделения в разрезе скважин пород, руд с содержанием калия, тория, урана, фосфора и других элементов.

- методы искусственно вызванной радиоактивности (ядерно-физические или ядерно-геофизические методы (гамма-гамма-и нейтронный методы).

Изучаются явления поглощения, замедления, рассеивания гамма-лучей и нейтронов, а также вызванное, вторичное радиоактивное излучение. Эти методы: ядерно-физические.

В скважину опускается глубинный зонд с источником гамма-излучения (или нейтронов). Горные породы облучаются. В этой же скважине за экраном - свинец для гамма-лучей, парафин – для нейтронов, препятствующим прямому облучению, помещается регистратор гамма-лучей (или нейтронов).

При гамма-гамма-каротаже (ГГК), или гамма-гамма-методе (ГГМ) – измеряется рассеянное гамма-излучение – следствие облучения пород источником гамма-лучей (например, радиоактивным кобальтом, сурьмой).

При взаимодействии гамма-квантов с атомами породы – сложные процессы (фотоэлектрическое поглощение гамма-квантов атомами вещества, комтон – эффект и другие).

Чем больше плотность, тем больше поглощение и меньше интенсивность рассеянного излучения.

Для пористых пород с малой плотностью – максимумы наблюдаются на диаграммах гамма-гамма-каротажа.

Область применения: расчленение по плотности. Радиус обследования - 10-15 см от оси скважины. Получаемая по данным ГГК средняя объемная плотность пород служит для расчета пористости и оценки коллекторских свойств.

В нейтронных методах каротажа – изучение ядерных процессов при облучении пород быстрыми нейтронами.

Порода с большим количеством ядер водорода (вода, нефть, газ) – в них быстрые нейтроны переходят в тепловые при небольших расстояниях пробега (до 30 см) или вблизи источника. На больших расстояниях (более 40 см) плотность тепловых нейтронов будет уменьшаться. Тепловые нейтроны подвержены радиационному захвату со вторичным гамма-излучением. С ростом тепловых нейтронов растет вторичное гамма-излучение, а если тепловых нейтронов мало – гамма-излучение слабое.

Итак, на больших расстояниях от источника (40-60 см), т.е. на зондах большой длины, в породах с тяжелыми элементами плотность тепловых

нейтронов и вторичного гамма-излучения – выше, чем в водородосодержащих породах. Радиус обследования нейтронными методами пород – от 20 до 60 см.

При нейтрон-нейтронном каротаже (ННК) или (ННМ) – измеряем плотность тепловых нейтронов или интенсивность их (I_{nn}).

При нейтронном гамма-каротаже (НГК) или (НГМ) – измеряем интенсивность (I_{ng}) вторичного излучения, возникающего при радиационном захвате тепловых нейтронов ядрами элементов горных пород. Зонды в ННК и НГК – большого размера (40-60 см от источника нейтронов).

ННК и НГК – для расчленения геологических разрезов, для выявления водород-и хлорсодержащих пород, для оценки пористости.

Рентгено-радиометрический каротаж (РРК) – на месторождениях твердых ископаемых. Породы облучаются радиоизотопным источником (селен–75, кобальт–57, железо-55 и другие).

При облучении ядра рудных элементов возбуждаются, при этом – характеристическое рентгеновское излучение с различным энергетическим спектром у разных элементов. Изучая спектры излучения или отношения интенсивностей в разных интервалах спектра - выделяем в разрезе скважин руды с определенными элементами.

Рентгено-радиометрический метод можно использовать для выявления вольфрама, молибдена, меди, свинца, олова, ртути, сурьмы и других элементов. Метод позволяет выделять как рудные зоны, так и оценивать процентное содержание в них рудных элементов.

8.10. Сейсмоакустические методы исследования скважин.

Изучение времени пробега упругих волн по породам, окружающим стенки скважин – от ПВ до ПП. По способу возбуждения волн и частоте – сейсмический и акустический методы каротажа.

Сейсмические методы каротажа скважин. Взрыв или электрический дуговой разряд. Частота – 50 – 200 Гц, время прихода колебаний

измеряется в зависимости от глубины погружения датчиков (сейсмоприемников). Определяются пластовые и средние скорости волн, необходимые для интерпретации результатов полевой сейсморазведки. Результаты можно использовать для документации разреза по скважине: по изменению упругих свойств, пористости, плотности пород.

Акустические методы каротажа скважин. Возбуждение упругих колебаний с помощью магнитострикционных или других излучателей. Частоты – 10-20 кГц и 20 кГц - 2 МГц. Упругие колебания измеряют два пьезоэлектрических сейсмоприемника на одной линии на расстоянии 0.5-2 м друг от друга и от излучателя (см. рис.7.6.):

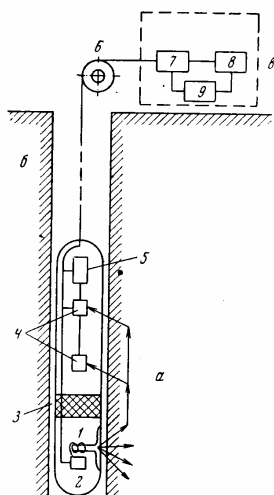


Рис.8.10.1. Аппаратура акустического каротажа: а) скважинный снаряд, б) кабель, в) наземная аппаратура, 1 – излучатель, 2 – генератор импульса, 3 – акустический изолятор, 4 – приемники, 5 – электронный усилитель, 6 – блок-баланс, 7 – усилитель, 8 – регистратор, 9 – блок питания.

Между излучателем и ближним приемником – звукоизолятор(например, из резины). Вместе с усилителем колебаний эти приборы – в скважинном снаряде акустического каротажа. Остальная аппаратура – в АКС. Скважины для каротажа или не обсаживаются (заполняются жидкостью), или обсаживаются колоннами. Радиус обследования – 0.5-1 м.

Самый простой способ акустических исследований – каротаж скорости – регистрируется кривая изменения времени пробега прямой или головной волны между двумя приемниками. Расстояние между ними – константа, кривая является обратным графиком изменения скорости. По затуханию измеряется амплитуда волны и ослабление сигнала между двумя приемниками.

V - скорость распространения упругих волн зависит от упругих модулей пород, литологического состава, плотности, пористости. Величина затухания (b) зависит от характера заполнителя пород, текстуры, структуры породы (рис. 8.13):

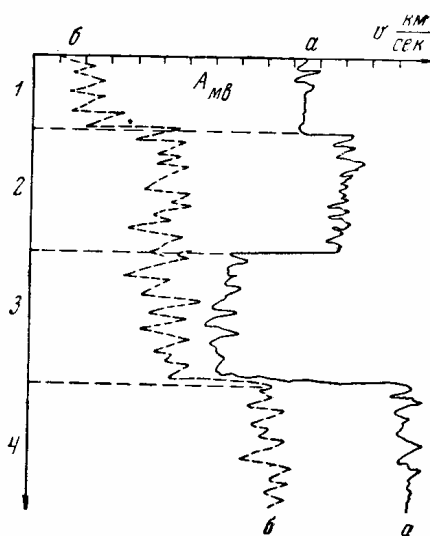


Рис.8.10.2. Диаграмма скорости (а) и амплитуды (б) при акустическом каротаже: 1 – породы средней пористости, 2 – породы средней пористости, влажные, 3 – породы высокой пористости, 4 – породы низкой пористости, плотные.

На диаграммах:

- высокие скорости выделяют плотные породы (магматические, метаморфические, скальные, осадочные).
- рыхлые пески, песчаники (скорость ниже при увеличении пористости). Наибольшее затухание (b), т.е. наименьшая амплитуда сигнала, - в породах, заполненных газом, меньше затухание – в породах нефтенасыщенных, еще меньше затухание в породах водонасыщенных.

Акустические методы применяются для расчленения разреза скважины по плотности, пористости, коллекторским свойствам, для выявления

границ – газ-нефть, нефть-вода, определения состава насыщающего породу флюида. По результатам можно говорить о техническом состоянии скважин, и, в частности, о качестве цементации обсадных колонн.

8.11. Другие методы геофизических исследований скважин.

Геотермический метод (каротаж). Вдоль ствола непрерывно регистрируется температура среды. Используют электрические термометры (или термометры сопротивлений) разных марок, регистратор, устройство АКС.

На температуру в скважине влияют: изменение диаметра скважины, потоки воздуха, буровой жидкости, нагрев породы после бурения и др. Учитывать их или исключать.

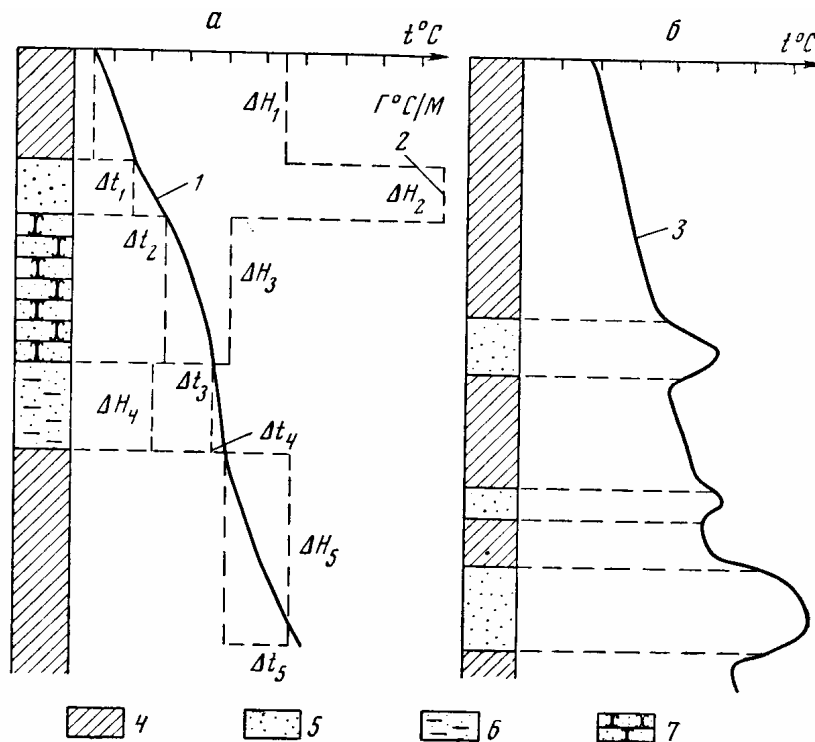


Рис.8.11.1. Общий вид термограмм естественного (а) и искусственного тепловых полей при температуре бурового раствора, меньшей температуры породы (б); 1, 3 – термограммы, 2 – график геотермического градиента, 4 – глины, 5 – пески сухие, 6 – пески влажные, 7 – песчаники.

Термокаротаж разделяется на методы естественного поля (МЕТП) и искусственного тепловых полей (МИТП). Кривая изменения

естественных температур пород в скважине и рассчитанный по ней геотермический градиент каждого i – го пласта $\Gamma_i = \Delta T_i / \Delta H_i = q_i / \lambda_i$ зависит от теплового потока q_i и теплопроводности пород λ_i .

При горизонтальном залегании пород тепловой поток по стволу - практически константа, и по графику геотермического градиента легко выделить пачки пород с разной теплопроводностью.

При изучении искусственных тепловых полей буровая жидкость или вода в скважине подогревается или охлаждается. Периодически меряют температуру по стволу до установления нормальных температур. Результат – выделенные аномалии температур.

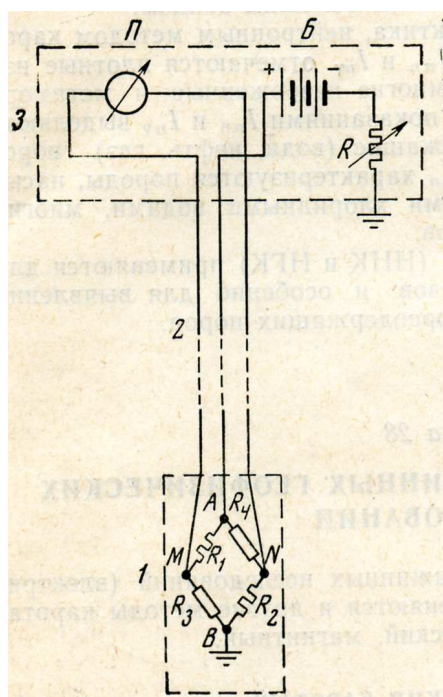


Рис.8.11.2. Схема аппаратуры термического каротажа: 1 – электрический термометр, 2 – кабель, 3 т- панель управления, R_1 , R_2 – термочувствительные и R_3 , R_4 – постоянные сопротивления моста Уистона, Б – батарея, R – реостат, П – измерительный прибор или регистратор.

Термические исследования скважин используют для изучения тепловых потоков в земной коре, изучения границ мерзлых пород, выявления в разрезах скважин газо-, нефте-водонасыщенных пород, углей, руд, определения мест притока газов, нефти, подземных вод, оценки скоростей фильтрации вод, и других задач.

Методы искусственного теплового поля используют для изучения пористости и фильтрационных свойств пород.

Магнитный и гравитационный скважинный каротаж. Магнитный каротаж – меряется магнитная (χ) восприимчивость (χ) пород, окружающих ствол скважины. Либо изменение вертикальной составляющей ΔZ с помощью скважинных магнитометров. По магнитограммам судят о местоположении и мощности слоев с повышенными магнитными свойствами.

Применяется для изучения разрезов скважин, для выявления железных, полиметаллических руд с вкрапленностью ферромагнитных минералов, для выделения пластов песчаников, кварцитов, изверженных пород.

Преимущество метода: возможность выделения высокомагнитных руд, расположенных в стороне (от 1 до 30 метров) от скважины.

Метод ядерного магнитного каротажа (ЯМК) – близок к предыдущему. Изучается свободная прецессия протонов жидкости, окружающих ствол скважины. Также используется для изучения коллекторских свойств пород, водонасыщенности.

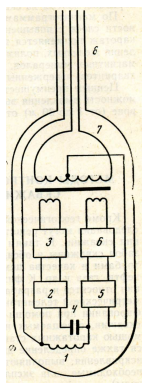


Рис.8.11.3. Принципиальная схема скважинного прибора для комплексного магнитного каротажа: 1 – катушка индуктивности для измерения магнитной восприимчивости пород, 2 – измерительный мост, 3 – генератор переменного тока, 4 – разделительный конденсатор, 5 – феррозонд, 6 – стабилизатор питания феррозонда, 7 – силовой трансформатор для питания узлов прибора, 8 – кабель.

Гравитационный каротаж – вдоль ствола скважины через 50-100 метров специальным скважинным гравиметром измеряется приращение силы тяжести по глубине (Δg). Может проводиться в обсаженных и необсаженных скважинах.

В результате обработки кривых (Δg) вдоль ствола – определение средней плотности пород в естественном залегании на различных глубинах, и в радиусе нескольких метров от оси скважины.

8.12. Комплексные геофизические методы исследования скважин.

Качественная интерпретация ГИС – для геол. документации разрезов скважин при бескерновом бурении. Результат – литология пород, наличие полезных ископаемых, мощности пластов, коллекторские, фильтрационные свойства, пористость и другие. По графикам различных параметров вдоль ствола скважины визуально выделяются: минимумы, максимумы, средние, нулевые значения и др. По ним: место пластов с разными физическими свойствами, геологическое истолкование разреза.

Геологическое расчленение разрезов скважин. В частности, определение литологии, мощности слоев, различных полезных ископаемых – главное для ГИС. Последовательность качественной интерпретации - на диаграммах разных методов выделяются аномалии: максимальные, минимальные, положительные, отрицательные, повышенные, пониженные, средние, нулевые значения различных параметров поля. Производится расчленение разреза на пласты, выясняется их положение, мощность – по ширине аномалий (ПС, КС, I_γ и других). Кровля (или подошва) пластов – по экстремумам КС, измеренным градиент-зондом, $I_{\gamma\gamma}$, акустическому каротажу.

Далее: проводится корреляция одинаковых по виду аномалий по соседним скважинам.

Выделяются опорные горизонты (реперы) – участки диаграмм, связанных с выдержанными по простиранию пластами, выделяющимися по физическим свойствам от окружающих пород (например, в песчано-глинистых отложениях - пласт глин, слои известняков). Затем по диаграммам соседних скважин – корреляция всех слоев с одинаковым типом и формой аномалий.

Следующий этап – геол. истолкование результатов сопоставления полученных по аномалиям разных методов каротажа пластов с различными литологическими комплексами.

Привлекают всю информацию дополнительную: данные бурения картировочного, поинтервального отбора проб, анализа образцов шлама, буровой жидкости.

В итоге составляют по всем данным эталонные геолого-геофизические разрезы.

Изверженные породы (на диаграммах естественного поля - ПС) – выделяются слабыми аномалиями положительного и отрицательного знака. Кажущееся сопротивление (КС) у этих пород – высокое (сотни и тысячи Ом.м), ВП- вызванные потенциалы - небольшие, но на графиках акустического и магнитного каротажа они выделяются максимумами.

Полиметаллические, железные, сульфидные руды отличаются интенсивными максимумами и минимумами ПС (особенно, сульфидные руды), минимумами КС, максимумами ВП, повышенными значениями естественного γ -излучения (естественного), повышенные скорости упругих волн, магнитной восприимчивости (особенно у железных руд), пониженными значениями интенсивности рассеяния γ - излучения.

Карбонатные породы характеризуются отрицательными значениями ПС, высокими сопротивлениями (сотни и даже 1000 Ом) – у плотных, низкие сопротивления (10-ки Ом) – у трещиноватых, обводненных, небольшие аномалии ВП.

На диаграммах γ -каротажа: низкие значения I_γ , на диаграммах нейтронных методов больших зондов – повышенными I_{nn} и $I_{n\gamma}$ - у сухих пород, пониженными у трещиноватых, обводненных. Высокие скорости упругих волн, низкое значение магнитной восприимчивости.

Песчаники и пески – на диаграммах собственной поляризации – отрицательными аномалиями, сопротивление меняется от долей Ом – у песков, насыщенных минерализованной водой, до 100-ни Ом – у цементированных песчаников. ВП – повышенные (при наличии в породе глинистых частиц).

Естественное γ -излучение этих пород по сравнению с глинами – мало, вторичное γ -излучение – большое.

Глины и сланцы – положительные аномалии ПС, низкое сопротивление (1-50 ом), малые ВП. γ -излучение глин выше, чем у других осадочных пород. Нейтронные методы – глины выделяются минимумами (тем больше, чем больше их кавернозность, пористость и влагонасыщенность). Скорости упругих волн у глин – больше, чем у песков, меньше, чем у песчаников.

Угли – резкие положительные ПС, широкий диапазон изменения КС (от единиц (антрациты) до 100-н Ом – у коксующихся и газовых углей,

максимумами ВП. На диаграммах ядерного, акустического и магнитного каротажа – минимумами (пласты угля).

Имея 4-8 параметров по разным методам, легко дать точную литологию разреза.

Окончательный этап качественной интерпретации диаграмм ГИС – на ЭВМ: геологические разрезы, структурные карты, карты мощностей и выводятся результаты других геологических задач.

Количественная интерпретация ГИС. Точное определение мощности пластов, их физико-геологических характеристик. С помощью теоретических кривых, по номограммам и палеткам, таблицам, имеющимся для каждого скважинного метода, проводят количественную, чаще полуколичественную (оценочную) интерпретацию: оценку пористости, проницаемости, коллекторских свойств, нефтегазоносности пород. Конечная цель интерпретации: определение мощности и физических свойств, наличия полезных ископаемых (нефти, газа, воды, руд и т.д.).

Лучшие результаты – при комплексных скважинных исследованиях.

8.13. Оценка пористости, проницаемости, коллекторских свойств, нефтегазоносности пород.

По данным каротажа при разведочном и промышленном (эксплуатационном) бурении на нефть и газ оценивается пористость, проницаемость, коллекторские свойства, промышленная продуктивность пластов, выделяются нефтегазоносные пласты, осуществляется перфорация обсадных колонн (кроме геологической документации скважин).

Первая задача интерпретации: качественное выделение перспективных пластов на нефть и газ, т.е. выделение коллекторов: слоев с большой пористостью, проницаемостью, малой глинистостью.

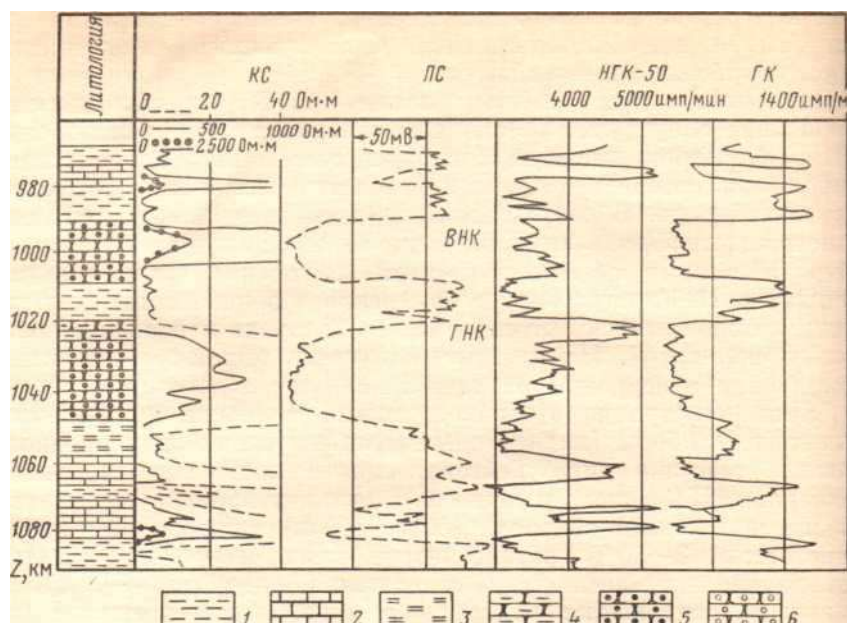


Рис. 8.13.1. Кривые электрического зондирования и радиоактивных методов.

Диаметр скважины 300 мм. 1 — глина; 2—известняки; 3 — алевролиты; 4—6 — песчаник водоносный, нефтеносный, газоносный соответственно

Коллектора характеризуются отрицательными значениями собственных потенциалов, повышенными или пониженными значениями КС в зависимости от заполнения пор нефтью или водой, минимумами естественного и вызванного гамма-излучения.

Осадочные породы с повышенной глинистостью (плохие коллектора) выделяются положительными аномалиями ПС, низкими величинами КС, пониженными значениями ВП, максимумами I_{γ} , I_{nn} , $I_{n\gamma}$ на больших зондах.

Важный этап интерпретации каротажных диаграмм — разделение коллекторов на нефте-газо и водосодержащие.

Водонасыщенные (особенно, минерализованными водами) отмечаются минимумами КС, пониженными I_{nn} , $I_{n\gamma}$ (за счет содержания хлора в воде), повышенными скоростями распространения и малым затуханием упругих волн, по сравнению с теми же породами, но сухими.

Нефтегазонасыщенные коллекторы — высокие (иногда средние) значения КС, пониженные I_{nn} , $I_{n\gamma}$, пониженными скоростями распространения и большим затуханием упругих волн.

Количественная (полуколичественная) интерпретация – конечная цель – определение пористости, проницаемости, нефте-газонасыщенности отдельных пластов.

Пористость пород. Параметр – коэффициент пористости K_p – отношение объема пор и пустот в горной породе к общему объему породы V ($K_p = V_p/V$).

Может быть определена с помощью специальных теоретических и эмпирических формул, графиков, номограмм методами ПС, КС с разной длиной зонда (микрокаротаж, боковое каротажное зондирование также), нейтронным, гамма-гамма, акустическим каротажом. Для этого надо знать также сопротивление бурового раствора – определяется по данным резистивиметрии). После усреднения значения пористости из разных методов сравнивается с лабораторными измерениями на образцах.

Проницаемость – свойство пород пропускать жидкости или газы через систему сообщающихся пор. Параметр – коэффициент проницаемости $K_{пр}$ зависит от K_p , характера, формы пор, размера зерен, поверхности порового пространства. Оценить коэффициент проницаемости можно по данным методов ЕП, МС, ВП с использованием материала анализа керна (определяется литология пластов и размер зерен). Имеются разные для разных пород эмпирические зависимости $K_{пр}$ от геофизических параметров.

Также к количественной интерпретации результатов ГИС относится определение коэффициентов водонасыщения, нефтенасыщения, газонасыщения и других свойств пласта и насыщающей его жидкости. По ним судят о продуктивности пластов и предполагаемой отдаче скважиной воды, нефти и газа.

8.14. Принципы количественной интерпретации ГИС рудных, угольных, инженерно-геологических скважин.

Руды. По интенсивности аномалий ПС, КС, ВП напротив рудных пластов и данным количественного состава руд по анализам кернов устанавливаются многомерные корреляционно-статистические геолого-геофизические связи. Уравнения регрессии служат для оценки процентного состава рудных минералов в породах по данным нескольких методов ГИС.

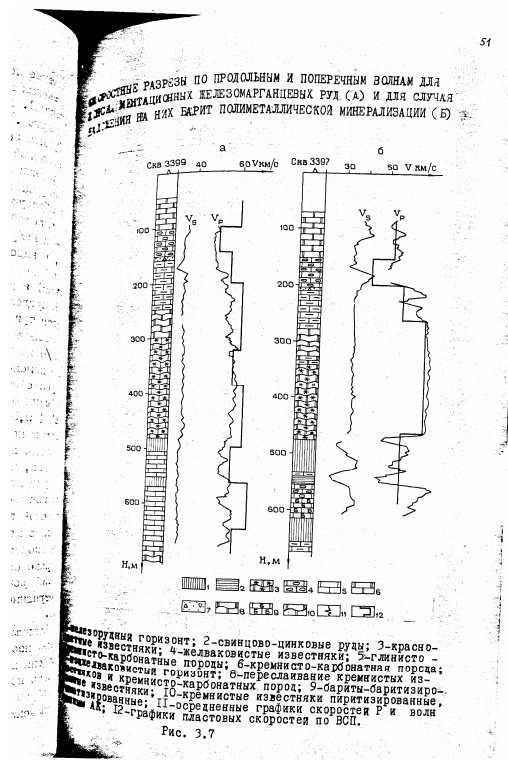


Рис.8.14.1. Скоростные разрезы по продольным и поперечным волнам.

Угли. По набору аномалий методов ГИС (ПС, КС, ВП, ГК) определяется мощность угольных пластов, оценивается их зольность и качество углей.

Инженерно-геологические и гидрологические задачи. Количественные параметры ГИС: оценка крепости, плотности, пористости пород (по сейсмическим и ядерным скважинным методам), их минерализация (по данным резистивиметрии).

Контрольные вопросы по теме главы 8. «ГИС»:

1. Для какой цели используются методы ГИС?
2. Какие задачи можно решить с использованием методов ГИС?
3. Какие физические поля используются и изучаются в методах ГИС?
4. Какая аппаратура используется в методах ГИС?
5. В чем состоят основы теории и используемые технологии в ГИС?
6. Расскажите о решении прямых и обратных задач при использовании методов ГИС?
7. Что можете рассказать об элементах интерпретации при использовании ГИС?

8. Расскажите кратко о физико-геологической классификации методов ГИС.
9. Каково назначение зондов в практике использования методов ГИС и какие виды зондов Вы знаете?
10. В чем состоит технологический контроль скважин в ходе и после бурения?
11. Что такое кавернометрия?
12. Что такое инклинометрия?
13. В чем состоит суть прострелочных работ в скважинах?
14. Какие физические свойства пород надо знать при использовании методов ГИС?
15. Как выглядят диаграммы электрического и ядерного методов каротажа скважин?
16. Расскажите об элементах качественной и количественной интерпретации результатов ГИС.
17. Какие методы исследований используются в ГИС? Расскажите об одном из них более подробно.
18. Расскажите о методике и технике метода КС.
19. Для решения каких геологических задач можно применять метод КС?
20. Что такое резистивиметрия?
21. Расскажите о методе вызванной поляризации, используемом в ГИС.
22. Что такое индукционный и диэлектрический метод в ГИС?
23. Расскажите кратко о ядерных методах исследования скважин.
24. Какие ядерные методы исследования скважин Вы знаете? Расскажите о гамма-гамма-каротаже и области его применения.
25. В чем суть рентгено-радиометрического каротажа?
26. В чем суть акустических методов каротажа скважин?
27. Какие известны Вам методы каротажа скважин? Расскажите о сути гравитационного каротажа.
28. Как выделяются на каротажных диаграммах изверженные породы?
29. Как выделяются на каротажных диаграммах карбонатные породы?
30. Как выделяются на каротажных диаграммах песчаники и пески?
31. Как выделяются на каротажных диаграммах глины и сланцы?
32. Как выделяются на каротажных диаграммах угли?
33. Какие физические свойства оцениваются по данным каротажа скважин?
34. Как выделяются на каротажных диаграммах рудные залежи?

Глава 9. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ.

9.0. Общие положения.

Методов геофизики и модификаций методов – множество. Необходимо выбирать рациональный комплекс для повышения эффективности разведки.

Геофизические методы исследования земной коры включают прикладную, промышленную, региональную, разведочную, скважинную геофизику.

Изучаются естественные и искусственные (управляемые) геофизические поля.

Физика Земли изучается гравиметрией, магнитометрией, геоэлектрикой, сейсмологией, сейсмометрией, термометрией, ядерными методами.

Есть еще геофизика атмосферы, гидросферы, литосферы.

Биотехносфера – части атмосферы, гидросферы, земной коры, испытывающие антропогенно-техногенную нагрузку. Изучает ее геофизическая экология.

Научно-прикладные разделы геофизики:

- физика космоса и атмосферы, метеорология, климатология;
- геофизика гидросферы: гидрогеофизика, океанология, физика моря, лимнология (изучение озер), гидрология (изучение рек, в том числе и подземных), гляциология;
- геофизика литосферы: прикладная и промышленная геофизика, изучающая земную кору до 70 км на суше, и до 10 км – под дном океана.: гравиразведка, магниторазведка, электроразведка, сейсморазведка, терморазведка, ядерная геофизика и ГИС;
- геофизика биотехносферы – экологическая геофизика.

Цель исследований: глубинное строение земной коры, кристаллического фундамента, осадочного чехла, поиск и разведка месторождений, изучение верхней части разреза до первых сотен метров глубин.

Основные выполняемые задачи при геофизическом исследовании земной коры: изучение состава, структуры, состояния горных пород земной коры, поиск полезных ископаемых, изучение геологической среды для промышленного, гражданского и военного строительства и т.д.

Геолого-геохимические методы: используются для выполнения практически тех же задач.

Совмещение геологических и геохимических методов – прямых методов «близкого действия» - для изучения минерального, петрографического, геохимического состава пород в горных выработках.

Геофизические методы – «ближнее действие» - до одного метра, «дальнее действие» - до 1000 км.

Высокая производительность и меньшая стоимость по сравнению с бурением скважин – до 100 метров и выше одного километра.

По решаемым задачам прикладная геофизика разделяется на глубинную; региональную; разведочную: нефтегазовую, рудную, нерудную, угольную; инженерную: инженерно-геологическую, гидрологическую, почвенно-мелиоративную, мерзлотно-гляциологическую, археологическую, техническую, экологическую геофизику.

Классификация методов геофизики:

- по используемым полям: грави-, магнито-, электро-, сейсмо-, терморазведка, ядерные методы,

- по технологии и месту проведения работ: аэрокосмические, полевые, акваториальные, подземные, ГИС,

- по прикладным, целевым направлениям и решаемым задачам: глубинная, региональная, разведочная, инженерная, экологическая геофизика,

- по видам деятельности: теоретическая, инструментальная, экспериментальная, вычислительная, интерпретационная геофизика.

Особое место занимает комплекс ГИС – специальная аппаратура, специальная технология наблюдений, документация скважин и эксплуатация скважин при добыче нефти и газа.

Итак, верхнюю оболочку Земли изучает геофизика, геология, геохимия, география и т.д.

1/3 ассигнований, 1/4 специалистов в геологоразведочных организациях - геофизика.

Межметодное комплексирование (2-3 метода), разноуровневое комплексирование (аэрокосмические методы, аквально-полевые, подземные скважинные и т.д.)э

Методика комплексирования подразумевает стадийность выполнения работ: переход от простых к сложным объектам, то мелких масштабов – к крупным, выбор типовых комплексов, рациональность и обоснованность выбираемого комплекса.

Главная цель комплексирования – получение однозначных геологических выводов и результатов, так как возможности каждого метода в отдельности – ограничены.

Много методов сразу – дорого, мало – слабая эффективность, рациональный комплекс для однозначного решения геологической задачи: минимальные погрешности в определении места, размеров, геометрии источника, достоверность расшифровки их свойств.

Следует помнить: при увеличении глубинности исследований уменьшается отношение сигнала к уровню помех. Сигнал всегда должен превышать уровень помех.

9.1. Физические поля, параметры, физические свойства среды

Наблюдаемые (наблюдаемые, измеряемые, регистрируемые) физические параметры полей:

- гравитационное поле – ускорение свободного падения (сила тяжести) g и ее градиенты по осям (g_x, g_y, g_z), физическое свойство: плотность пород (σ),

- геомагнитное поле – полный вектор напряженности T и его элементы (Z, H, H_x, H_y и т.д.), физические свойства: магнитная восприимчивость (ξ), остаточная намагниченность (J_r),

- электромагнитное поле – вектор магнитной (H), электромагнитной (E) составляющих напряженности, физические свойства: удельное электрическое сопротивление (УЭС или ρ); диэлектрическая (ϵ^{TM}), магнитная (μ) проницаемости, естественная поляризуемость (электрохимическая активность - α), вызванная поляризация (η),

- упругое поле – амплитуда (A), время (t) распространения упругих волн, физические свойства: V – скорость распространения волн, затухание (β) волн, плотность пород (σ), модуль Юнга (E), коэффициент Пуассона (γ),

- термическое поле – температура T ($^{\circ}C$) горных пород, физические тепловые свойства: теплопроводность (λ_T), теплоемкость (C), температуропроводность (a) и другие,

- ядерно-физические поля – интенсивность естественной (J_γ), искусственной и вызванной (J_γ и J_{nn}) гамма-и нейтронных излучений, физические свойства: естественная и наведенная радиоактивность, гамма-лучевые и нейтронные свойства.

Изменение параметров плотности (σ) – от 1 до 6 г/м³, удельное электрическое сопротивление – от 0.001 до 10¹⁵ Ом·м.

Разные породы могут иметь одинаковые свойства, одни и те же породы – разные свойства (в зависимости от физико-геологических факторов).

Геометрические характеристики источников: глубина, размеры, особенности границ раздела (резко или плавно меняются границы).

Обратная задача: геометрические параметры по физическим аномалиям. Обратные задачи многозначны, некорректны (малым погрешностям исходных данных могут соответствовать большие погрешности в результатах). Решается обычно методом последовательных приближений: экспериментальные кривые, графики, карты сравниваются с теоретическими (палетками, номограммами и т.д. Меняя параметры, решая прямые задачи, добиваются совпадения в пределах заданных $\Delta_{i, TM}$.

Прямая задача – аномальные параметры по известным геометрическим и физическим параметрам. Решаются обычно однозначно.

Интерпретация – истолкование результатов. Для повышения точности используют комплексирование геофизических методов.

Распределение параметров полей во всех трех средах: атмосфере, гидросфере, литосфере, - зависит от происхождения естественных и способа создания искусственных физических полей; от распределения в земной коре геометрических и литолого-петрографических неоднородностей.

Как результат – аномалии (полезные сигналы) – отклонение измеренного параметра от нормального поля. Источник аномалий сам создает поле, например, естественное электрическое поле вокруг рудных залежей; или искажает искусственно созданное поле.

Эффективность выделения аномалий определяется методикой работ (съемки). Система наблюдений определяется шагом съемки – профильная, расстоянием между профилями – площадная. Густота сети зависит от решаемых задач, масштаба, простираения структур, размеров, глубины источников.

Помехи бывают геологические, природные, техногенные и т.д.

Одна их главных задач – выявление аномалий:

- по графикам (по оси абсцисс – x - откладываются обычно расстояния между точками измерений (пикеты), по оси ординат (y) – измеряемые (вычисленные) параметры полей,
- по картам графиков,
- по картам аномалий (полученным в результате интерполяции параметров, заданных в узлах сетки,
- по временным разрезам.

Зачем нужен комплекс методов?

– каждый метод в отдельности некорректен – малые ошибки исходных данных могут привести к большим погрешностям в результатах,
- при увеличении глубинности разведки уменьшается отношение полезного сигнала к помехам.

Чем больше методов задействовано в разведке, тем корректнее получаемые результаты, но стоимость работ при этом возрастает. Как найти компромиссное решение? – это одна из самых сложных задач комплексирования методов геофизики. Как ее решать? И что хотим получить?

Хотим получить решение обратной задачи геофизики с минимальными погрешностями: определить место, геометрию искомым объектов, достоверность определения их физических свойств.

Для решения обратной задачи при использовании комплексов методов надо определить рациональную методику полевых съемок и интерпретации:

- работы от общего к частному,
- от мелких масштабов к крупным,
- от изучения больших площадей к детальной разведке перспективных,
- от быстрых (по времени проведения – морских, аэрокосмических) – к детальным полевым и подземно-скважинным методам,
- повтор съемок с более точными приборами, на перспективных участках по более густой сети,
- от интерпретации отдельных методов к комплексной обработке нескольких на ЭВМ, - от качественной интерпретации к количественной с привлечением петрофизики.

Какие комплексы бывают?

- типовые (сочетание максимума методов для решения поставленной задачи),
- рациональный комплекс (ограниченный набор методов – типовых), но экономически обоснованный для решения поставленной задачи,
- технологические комплексы (объединение методов по месту и уровню работ),
 - космические, аэрогеофизические, акваториальные, подземные, скважинные.

9.2. Системный подход к комплексированию геолого-геофизических исследований (по В.Н. Страхову).

- формулировка решаемых задач,
- оценка физико-геологических условий района и связей геолого-геофизических свойств пород,
- рациональная методика и система наблюдений (масштаб, точность совокупная по методам),
- стадии последовательности геофизических исследований и проверки результатов на эталонных (известных) участках,
- построение физико-геологических моделей изучаемого района на основе метода МПП (метода последовательных приближений),
- выдача результатов с оценкой точности, эффективности (экономической, геологической, экологической и т.д.).

9.3. Принципы системности изучения района (по В.Н.Страхову).

- коррелируемость параметров источников аномалий с геологическими неоднородностями земной коры, литологией, петрофизическими свойствами, т.е. установление связей (детерменистских – закономерных; вероятностных). Корреляция – прямая, обратная; устойчивая, неустойчивая; внутренняя, внешняя. Проводится на стадии качественной и количественной интерпретации. *Пример:* по геологии данных нет, по геофизике – есть. Возможно открытие новых объектов,
- суперпозиция (линейное сложение, нелинейное сложение аномалий). Этот принцип используется чаще в однометодной интерпретации. *Пример:* гравиразведка, магниторазведка – разделение полей на региональные и локальные (пересчеты полей в верхнее и нижнее полупространство на разные уровни с целью удаления от объекта или приближения к объекту - источнику аномалии), - физико-геологическое и математическое моделирование. *Цель:* оценка сравнительной эффективности геофизических методов. Для этого проводят расчет аномалий над типовыми моделями, заменяющими конкретную среду – аппроксимация телами простой формы, вычисление аномалий, суммирование, подбор (МПП) – до сравнения с заданной погрешностью вычислений. Суть: один и тот же объект аппроксимируется для разных методов разными телами простой формы.

Вводится параметр – показатель контрастности (γ):

$$\gamma = (A_{\max} - A_{\text{ср}}) / \sigma_{\text{фон}}, \quad (9.3.1).$$

где $A_{\text{ср}} = \Sigma A_i / n$, $\sigma_{\text{фон}} = \sqrt{\Sigma [(A_i - A_{\text{ср}})^2 / n]}$. Здесь соответственно A_i , $A_{\text{ср}}$, A_{\max} – аномалия в любой точке; аномалия, средняя по участку с n точками; максимальная аномалия над центром; $\sigma_{\text{фон}}$ – отклонение от стандарта, характеризует величину отношения сигнал/помеха.

Правило 3σ и 3-х точек: аномалия надежная, если по амплитуде она более **3σ**, а по протяженности прослеживается на 3-х и более точках профиля.

Показатель надежности: γ_m , где (m) – ширина аномалии на уровне $3\sigma_{\text{фон}}$.

Следующая характеристика эффективности истолкования аномалий (более универсальная):

$$\gamma_s = \Sigma[(A_i)^2/\sigma_{\text{фон}}^2] = [(A_{\text{ср}})^2 n/\sigma_{\text{фон}}^2], \quad (9.3.2).$$

что означает величину энергетического отношения сигнал/помеха.

Эффективность любого метода геофизики определяется следующими составляющими:

- природой (или способом) создания поля,
 - контрастностью физических свойств объекта и среды, - соотношением мощности слоя (Δh) и глубины его залегания (h),
 - экранированием (наличие слоя с резко контрастными свойствами по отношению окружающей среды,
 - неоднородностью среды, особенно верхних отложений (наличие помех),
 - интенсивностью помех (природных, антропогенных), -
- точностью съемки.

Основные типы физико-геологических моделей:

Моделирование проводится на любой стадии проведения съемок (проектирование, поисковая, разведочная и т.д.).

Далее проводится решение прямых и обратных задач для построенных моделей:

- одномерных моделей (горизонтально-слоистые среды с углом менее 10^0 – сейсморазведка (МПВ) и электроразведка – электромагнитное зондирование (ЭМЗ, ВЭЗ, ЧЗ (ЗС)),
- двумерных моделей (наклонно-слоистые пласты, вытянутые структуры, тектонические разрывы, линзы твердых полезных ископаемых) – МОВ, МПВ, ЭМЗ в дополнении с гравиразведкой, магниторазведкой, электромагнитным профилированием (ЭМП), терморазведкой, ядерными методами,
- трехмерных моделей (штоки, изометрические тела и т.д.) – гравиразведка, магниторазведка, ЭМП, ядерные методы,

- горизонтально-слоистых толщ (сверху – сухие породы, ниже – обводненные, еще ниже – глинистые, скальные породы – МПВ, ВЭЗ, ВП, ЧЗ, ЗС,

- крутозалегающих слоистых толщ с водами в тектонических нарушениях, зоны трещиноватости скальных, закарстованных, карбонатных пород – ЭМП, ядерные методы, реже используют гравиразведку и магниторазведку.

Модели – априорные, интерпретационные, уточняются, дополняются, изменяются в ходе интерпретации.

9.4. Принципы качественной и количественной и интерпретации комплексных геофизических данных.

а) качественная интерпретация комплексных геофизических данных – визуальное или статистическое на ЭВМ выделение местоположения аномальных объектов, созданных одними и теми же источниками (например, рудными телами) или разными источниками (нерудные и рудные тела), определение их природы. Используется принцип аналогий, когда реальный участок принимается за эталон:

- выделяем максимумы и минимумы, степень изрезанности, нулевые изолинии – по разным методам; определяем коэффициенты корреляции (r_{xy}) по (n) аномалиям. При $0.7 < r_{xy} < 1$ – связи между физическими полями устойчивы, вызваны одним источником. При $r_{xy} < 0.5$ – связи между физическими полями слабые,

- проводим анализ количественных признаков аномалий (определяем коэффициенты контрастности - γ_k и $\gamma_{\text{ЭК}}$ (k – номер метода, k = 1, 2, ..., m).

Надежное выделение аномалий проводится по функции комплексного показателя (ФПК):

$$\text{ФПК} = \sum(C_k \gamma_k), \quad (9.4.1).$$

где γ_k - абсолютное значение коэффициента контрастности, C_k – логико-эвристический весовой коэффициент (для сульфидных залежей $C_{\text{СП}} = 2$, $C_{\text{ВП}}=1.5$, $C_{\text{КС}}=1$ и т.д.). На картах и графиках ФПК максимумами ее выделяют эпицентры наиболее достоверных источников.

Другие виды анализа слабых аномалий:

- распознавание образов при выделении слабых аномалий. Совокупность методов, позволяющих использовать **эталонные** реальные ситуации для сравнения с исследуемыми объектами (образами)

- кластерный анализ. Совокупность методов, позволяющих классифицировать многомерные наблюдения, каждое из которых описывается набором исходных переменных X_1, X_2, \dots, X_m . Цель анализа – образование групп схожих между собой объектов, которые называют кластерами. Слово кластер английского происхождения (cluster), переводится как сгусток, пучок, группа. Родственные понятия – класс, таксон, сгущение. Кластерный анализ – одно из направлений статистического исследования.

- факторный анализ. Совокупность методов, которые на основе реально существующих связей признаков (или объектов) позволяют выявлять латентные обобщающие характеристики организационной структуры и механизма развития изучаемых явлений и процессов и т.д. Латентные – ключевое понятие в определении факторного анализа – означает неявность характеристик, раскрываемых с помощью методов факторного анализа.

Суть всех методов анализа: изучение аномалий на этапе обучения и анализа модели. Изучают математическими приемами оценки признаков аномалий над заведомо известными объектами (промышленными залежами руд, например). Эти признаки используют для изучения и обработки рядовых аномалий, распознавания искомых объектов. Алгоритмы распознавания требуют проведения больших объемов вычислений и анализа большого количества исходных данных и проводятся обязательно с использованием ЭВМ.

б) количественная интерпретация комплексных геофизических данных:

- пометодная и совместная комплексная интерпретация, в результате которой проводится определение геометрии, геолого-геологических и гидрологических характеристик изучаемых объектов по совокупности решения обратных задач для разных методов. Пример, гравитационные, магнитные, естественные электромагнитные поля описываются сходными физическими законами (Ньютона, Кулона и т.д.).

При решении обратных задач методом сравнения полевых аномалий (кривых) с расчетными (или палеточными) кривыми, используя МПП (метод последовательных приближений), добиваются совпадения их в пределах заданных погрешностей вычислений.

Совместное решение обратных задач для нескольких методов предусматривает использование методов многомерной статистики, для чего выводится уравнение многомерной линейной регрессии – классического случая зависимости двух переменных. В регрессионном анализе в качестве исходной рассматривается линейная модель вида:

$$Y_t = b_0 + b_1x_i + U_i, \quad (9.4.2).$$

где $U_i \sim N(0, \sigma^2)$, $i = 1, 2, \dots, n$, а U_i – случайное слагаемое или ошибка модели, вычисляемая из выражения:

$$U_i = Y_i - b_0 - b_1 X_i. \quad (9.4.3).$$

Применительно к комплексной интерпретации геофизических методов эти теоретические положения будут выглядеть следующим образом:

а) с помощью наблюдения параметров по скважинам и петрофизическим исследованиям производится расчет геолого-гидрологических и геометрических параметров, которые в виде числа выразим как (y_i): данные по литологии рыхлых осадков (d_{cp} – диаметр твердых частиц); коэффициенты содержания рудных минералов (K_p), пористости (K_n), водонасыщенности (K_v), фильтрации (K_f), водопродимости ($T_v = K_{cp} * h$, где h – мощность слоя), глубины H опорных горизонтов фундамента и т.д.

б) геофизические параметры для тех же объектов (x_i), например, $\Delta g_{max} * h / \Delta \sigma$; продольная электрическая проводимость слоя, подстилаемого высокоомной толщей ($S_i = h_i / \rho_i$); поперечное электрическое сопротивление постоянному току ($T_i = h_i * \rho_i$) и т.д.

Таким образом, в ходе наблюдений получаем набор некоторых параметров (а), для которых используем формулу многомерной линейной регрессии в следующем виде:

$$y_j = a_0 + \sum a_i x_i, \quad (9.4.4).$$

где i изменяется от 1 до n , $a_0 = y_{jcp} - \sum a_i x_{icp}$, $a_i = b_i (\sigma_{y_i} / \sigma_{x_i})$, y_j – геологический параметр, определенный по (n) геофизическим методам (x_1, x_2, \dots, x_n), a_0 – свободный член, a_i – коэффициент регрессии.

Тогда величины x_{icp} , y_{jcp} , σ_{x_i} , σ_{y_j} определяем по формулам вычисления коэффициентов линейной корреляции:

$$r_{xy} = \{ [\sum (x_i - x_{cp})(y_i - y_{cp})] / n \sigma_x \sigma_y \}, \quad (9.4.5).$$

$$x_{cp} = \sum x_i / n, \quad (9.4.6).$$

$$\sigma_x = \sqrt{[\sum (x_i - x_{cp})^2] / n}. \quad (9.4.7).$$

Для вычисления величин y_{cp} и σ_y расчеты ведем по аналогичным формулам, заменяя в соответствующих выражениях (x) на (y).

Вспомогательные коэффициенты b_i определяем при решении системы линейных уравнений множественной регрессии:

$$r_{nj} = \sqrt{(\sum b_i r_{iy})}, \quad (9.4.8).$$

где r_{nj} – множественный коэффициент корреляции, r_{iy} – коэффициент парной корреляции между y_j и x_i .

Коэффициенты парной корреляции используются для измерения силы линейных связей различных пар признаков из их множества. При этом учитывается, что связь каждой пары признаков находится под воздействием связей других признаков между собой и с признаками из данной пары.

9.5. Автоматизированные системы

комплексной интерпретации – обработки данных на ЭВМ (АСОД).

Появилось новое направление в геологии – геоинформатика.

Разработаны автоматизированные системы обработки данных:

- по методам – АСОД гравиразведки, АСОД магниторазведки, АСОД электроразведки, АСОД сейсморазведки и т.д.;

- по технологиям работ – АСОД космических методов, АСОД аэрогеофизических методов, АСОД полевых методов съемки, АСОД скважинных методов геофизики и т.д.;

- по проблемным задачам – АСОД по нефти и газу, АСОД по разведке руды, АСОД по разведке воды, АСОД по инженерной геологии, АСОД по гидрогеологии, АСОД геоэкологии и т.д.;

- по регионам – АСОД по Русской платформе, АСОД Восточной и Западной Сибири и т.д.

Каждая автоматизированная система обработки данных содержит банк (базу) данных, систему управления данными, библиотеку прикладных программ.

Далее разрабатываются интегрированные АСОД – очень сложные и многоуровневые, АСОД экспертных оценок по проектированию, по проведению полевых работ, по комплексной интерпретации.

9.6. Петрофизика.

Самое сложное в интерпретации комплексов геофизических методов – петрофизическое, геолого-тектоническое, гидрогеологическое, инженерно-геологическое, экологическое, мерзлотно-гляциологическое истолкование данных.

Для этого и предназначены петрофизические исследования.

Петрофизика – внутриметодная научная дисциплина, обеспечивает переход от петрофизических параметров к геолого-гидрологическим свойствам пород, другими словами, петрофизика - это физика горных пород. Стоит на стыке геологических наук: геофизики, физики Земли, физики вещества. Изучает физические свойства пород, их взаимосвязь и связь с физическими полями Земли.

Разделы петрофизики:

- исследования природы геофизических свойств пород и зависимости свойств пород от естественных и техногенных факторов,
- построение физической модели среды на базе первого исследования и по данным интерпретации по методам, построение окончательной физико-геологической модели среды после комплексной интерпретации.

Горная порода – сложное вещество трехфазного состояния: твердая фаза – минералы, жидкая – вода, нефть и ее продукты, газообразная – воздух, газы.

Твердая порода обычно характеризуется определенными физическими свойствами, такими, как плотность, электрические, магнитные, упругие, тепловые, ядерные и т.д. Эти и другие физические свойства определяются атомным строением химических элементов минералов породы, соотношением трех их фаз и температурой. Свойства зависят от термодинамических условий образования магматических пород, степени метаморфизма, условий накопления осадочных пород, структурно-текстурных особенностей пород.

Физические поля Земли определяются этими геофизическими свойствами пород. Классификации пород по минералогическому и химическому составу отличаются от петрофизических, основанных на фазовых состояниях пород.

Осредненные значения физических свойств горных пород.

Таблица 9.6.1.

Породы	Плотность σ , г/см ³	Пористость n , %	Скорости упругих волн			Магн. восприимчивость ξ 10 ⁻⁵ ед.СИ	Уд. эл. сопротивление
			V_p , км/с		V_s , км/с		
			газо-насыщенные	водо-насыщенные			

							· ρ О М М
МАГМАТИЧЕСКИЕ							
Ультраосновные (пироксенит, перидотит, дунит и др.)	3.2-3.3	0.1-0.5	7.5	8.5	4.5	1000- 25000	10 ⁵ - 10 ⁸
Основные							
Габбро	2.9-3.0	0.01-1	6.0	6.6	3.8	300- 15000	10 ⁴ - 10 ⁷
Диорит	2.7-2.8	0.01-1	5.6	6.3	3.5	1000- 70000	10 ³ - 10 ⁷
Кислые							
гранодиорит	2.7	0.2-5	4.6	6.0	3.3	100- 45000	10 ³ - 10 ⁶
Гранит	2.6	0.1-0.3	3.0	5.5	2.8	50-40000	10 ³ - 10 ⁵
Эффузивные							
Диабаз	2.9	0.1-5	3.5	6.5	3.5	500- 150000	10 ⁵ - 10 ⁶
Базальт	2.5	3-6	3.0	5.5	3.0	100- 150000	10 ³ - 10 ⁷
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ							
Гнейсы	2.7	0.01-1	3.8	5.6	3.2	100- 20000	10 ³ - 10 ⁵
Сланцы	2.6	0.01-1	3.5	4.8	3.0	50-3000	10 ³ - 10 ⁵
ОСАДОЧНЫЕ							
Скальные и полускальные							
Известняк	2.6	2-25	2	6	3	50-2500	10 ² - 10 ⁵
Доломит	2.7	2-17	1	5.5	2.5	50-800	10 ² - 10 ⁴
Мергель	2.4	5-35	1.5	4.5	2	10-1000	10 ¹ - 10 ³

Песчаники	2.5	2-35	1	4.5	1	50-5000	10^2 - 10^4
Песчано-обломочные (рыхлые)							
Гравийно-галечные	3	2-20	0.8	2.5	0.5	50-5000	10^2 - 10^3
Пески	1.3-2	2-40	0.5	2	0.2	50-2500	10^1 - 10^4
Пластичные (глинистые) - глина, аргиллит)	1.2-2.4	2-40	1.5	2.5	0.4	10-3000	10^0 - 10^2

9.7. Геолого-гидрогеологические свойства пород.

Породы различаются по минеральному составу, размерам твердых частиц, соотношению объемов трех фаз состояния: твердой, жидкой, газообразной, структурно-тектоническим особенностям и другим факторам, определяющим их геолого-гидрогеологические свойства. Некоторые из них могут характеризоваться количественными величинами.

Физико-механические свойства (см. таблицу 9.6.1):

- средний диаметр твердых частиц (d_{cp}) в мм – рыхлых (песчано-обломочных) и пластичных осадочных пород;

- литологию пластичных и рыхлых осадочных пород, численно выражаемая в виде арифметического ряда чисел: Л = 1, 2, 3 – тяжелые, средние, легкие глины, Л = 4, 5, 6 – тяжелые, средние, легкие суглинки, Л = 7, 8, 9 - тяжелые, средние, легкие супеси, Л = 10, 11, 12 - тяжелые, средние, легкие пески, Л = 13 – галечники, Л = 14 – валуны. В этих рядах величина Л пропорциональна среднему диаметру твердых частиц (d_{cp}) – основному диагностическому признаку пластичных и рыхлых осадочных пород.

- глинистость (Г) и коэффициент глинистости ($C_{Г}$) песчано-глинистых пород: $G = V_{T(0.01)}/V$ и $C_{Г} = m_{T(0.01)}/m$, где $V_{T(0.01)}$ и $m_{T(0.01)}$ – объем и масса твердых частиц (глинистых минералов) с $d_{cp} < 0.01$ мм = 10мкм, а V и m – общий объем и масса изучаемых пород. Отношения объемов или масс измеряются в долях единицы или в процентах;

- число пластичности ($\Pi_{л}$), которым определяется способность глинистых пород деформироваться при обводнении;

- пустотность (пористость) $n = V_{\text{п}}/V_{\text{тср}}$ и коэффициент пустотности (пористости) $K_{\text{п}} = V_{\text{п}}/V$, где $n = K_{\text{п}}(1 - K_{\text{п}})$, где $V_{\text{п}}$ – объем пустот. Это может быть первичная пористость рыхлых осадочных пород или вторичная трещиноватость скальных магматических, метаморфических и осадочных пород или то и другое вместе, $V_{\text{т}}$ и V – объемы твердой фазы и всего образца изучаемой породы ($V = V_{\text{т}} + V_{\text{п}}$);

- плотность ($\sigma = m/V$) и минеральная плотность ($\delta = m_{\text{т}}/V_{\text{т}}$), где $m_{\text{т}}$ и m – массы твердой фазы и всей изучаемой породы (σ и δ измеряются в $\text{г/см}^3 = 10^3 \text{ кг/м}^3$).

Количественные связи некоторых инженерно-геологических и гидрогеологических параметров пород.

Таблица 9.7.1.

Инженерно-геологические и гидрогеологические параметры пород	Глина			Суглинок			Супесь			Песок			Галечник	Валуны
	Т	С	Л	Т	С	Л	Т	С	Л	МЗ	СЗ	КЗ		
Л	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Дср, мм	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-4}$	10^{-3}	0.0 02- 0.0 05	0.0 05- 0.0 1	0. 01 - 0. 02	0. 02 - 0. 05	0. 05 - 0. 1	0. 1- 0. 2	0.2- 0.5	0. 5- 1	1- 2	3- 10	20- 80
Г, %	/65	/50	/40	/30	/20	/15 5	15 - 20	12 - 15	10 - 12	10	5	0	0	0
П	25	20	17	17- 13	13- 10	10 - 7	7	4	1	0	0	0	0	0
$K_{\text{п}}$, %	60	40	20	55	45	25	50	40	30	50	40	30	30	
$K_{\text{ц}}$, %	5			10			20			30			40	
$K_{\text{ф}}$, м/сут	0.1			0.001 10			100			0.01				

Т, С, Л – тяжелые, средние, легкие породы соответственно; МЗ, СЗ, КЗ – мелко-, средне-, крупнозернистые пески

Деформационно-прочностные упругие свойства пород, подчеркивающие их структурно-текстурные особенности :

- модуль упругости или деформации (модуль Юнга) – $E_{\text{деф}}$ – коэффициент пропорциональности между растягивающими (сжимающими) напряжениями, действующими на упругое тело, и относительно-линейными деформациями того же направления, предел прочности на сжатие ($\sigma_{\text{сж}}$), предел прочности на растяжение ($\sigma_{\text{раст}}$);

- коэффициент Пуассона (ν) – отношение поперечного сжатия к продольному удлинению при одноосном растяжении;

- скорости продольных V_P и поперечных V_S упругих сейсмических волн, связанные с E и σ при малых напряжениях и деформациях пород (при сейсмоакустических исследованиях), следующими эмпирическими выражениями:

$$V_P = \sqrt{\{[E(1-\nu)/\sigma(1+\nu)(1-2\nu)]\}}, \quad (9.7.1).$$

$$V_S = \sqrt{\{E/[2\sigma(1+\nu)]\}}; \quad (9.7.2).$$

- модули общей деформации ($E_{\text{деф}}$) и пределы прочности образцов при сжатии ($\sigma_{\text{сж}}$) – характеризуют прочностные свойства при длительных нагрузках и другие.

Фильтрационно-емкостные свойства пород.

Характеризуют флюидонасыщенность, т.е. способность пород удерживать, отдавать, пропускать жидкости и газы:

- коэффициент общей влажности (водонасыщенности): $K_B = (V_{\text{связ}} + V_{\text{своб}})/V_{\text{п}}$, где $V_{\text{связ}}$ – капиллярно и физически связанная вода, адсорбированная глинистыми частицами, $V_{\text{своб}}$ – свободная вода, отдаваемая породой (например, при откачках из скважин), $V_{\text{п}}$ – объем пор. Для полностью водонасыщенной породы $K_B=1$;

- активная пористость (водоотдача) - $K_{\mu} = V_{\text{своб}}/V_{\text{п}}$ и коэффициент остаточного водонасыщения $K_{\text{во}} = V_{\text{связ}}/V_{\text{п}}$, указывающая на долю воды, извлекаемой и не извлекаемой из породы ($K_B = K_{\mu} + K_{\text{во}}$);

- коэффициент фильтрации ($K_{\text{ф}}$), которым определяется скорость (в м/сут) фильтрации свободных подземных вод, и коэффициент водопроводимости ($T = K_{\text{ф}}h$), где h – мощность водоносного пласта, в м²/сут, которым характеризуется погонная мощность фильтрационного потока.

- коэффициенты нефте-, газо-, водонасыщенности пор ($K_n = V_n/V_{\text{п}}$, $K_g = V_g/V_{\text{п}}$, $K_b = V_b/V_{\text{п}}$, где V_n , V_g , V_b и $V_{\text{п}}$ – объемы соответствующих фаз и общий объем пор;

- коэффициент проницаемости ($K_{пр}$) – один из обобщенных параметров, характеризующий водоупорные и коллекторские свойства пород, т.е. их способность давать промышленные притоки нефти, газа, воды. Зависит сложным образом от коэффициента пустотности, удельной поверхности и строения пор, пропорционален коэффициенту фильтрации, измеряется в $(мкм)^2$.

Корреляционные связи между ними: $K_{нефтнас.} = aV_p + b\rho + c\eta$, где a, b, c – коэффициенты эталонирования на участках с известными $K_{нефтнас.}$, V_p (скорость продольных волн), ρ - удельное электрическое сопротивление, η - поляризуемость нефтеносных пород.

Далее строят петрофизические карты: петроплотностная, петромагнитная, петроэлектрическая, петроскоростная – для картирования площади (по данным лабораторных измерений). Масштаб карт зависит от густоты точек наблюдений. Среднее расстояние между точками – не больше 1 см в масштабе карты. Сечение изолиний на картах зависит от точности съемки, должно быть в 3 раза больше среднеквадратической или арифметической ошибок наблюдений.

Рудные тела характеризуются экстремальными значениями физических свойств: низкими значениями УЭС – значительно менее 1 Ом.м, высокими значениями плотностей ≥ 4 г/см³.

Радиоактивные породы характеризуются высокими концентрациями урана ($eU \geq 0.1$).

Железорудные породы – высокими значениями плотностей - ≥ 4 г/см³, и магнитной восприимчивости - $\xi \geq \text{ед. СИ}$.

Нерудные тела - высокими значениями плотностей - ≥ 4 г/см³, и скоростями продольных волн - $V_p \geq 6$ км/с.

К проницаемым коллекторам относят породы с $K_{пр} > 10^{-2}$ $(мкм)^2$, к полупроницаемым – породы с $K_{пр} = 10^{-4} - 10^{-2}$ $(мкм)^2$. Водоупорные – породы с $K_{пр} < 10^{-4}$ $(мкм)^2$.

Итак, геофизические исследования – это последовательность операций для получения соответствующих параметров, с помощью которых строится информационная модель геофизики. В каждой операции присутствует своя погрешность TM_i :

$$TM_{\Sigma} = TM_{набл} + TM_{процедур\ обр} + TM_{обр.\ задачи} + TM_{геол.\ интерп} \quad (9.7.3).$$

Первые две погрешности – наиболее управляемые и наиболее погашаемые, третья погрешность – трудно устранимая за счет некорректности решения обратной задачи.

Условие повышения точности результатов – комплексирование методов геофизики, получение более точных моделей, использование

мощных компьютеров, применение методов регуляризации для уменьшения неоднозначности решения обратных задач. Обязательное условие – совместная работа геофизиков и геологов.

9.8. Выявление аномальных объектов (по ГИС и полевым геофизическим съемкам)

По графикам измеренных параметров (ИП) съемок: по одной оси откладываются значения ИП (в скважинах – по горизонтали, на графиках полевого профилирования – по вертикали), на другой оси – точки записи (ТЗ): в скважинах- глубины нахождения прибора, на полевых графиках – пикеты.

В качестве ИП могут быть: гравитационные, магнитные, электрические, упругие, термические, ядерные и другого типа аномалии.

Аномальные объекты обычно расположены над экстремумами аномалий.

Разрезы с горизонтальной слоистостью обычно изучаются в вертикальных скважинах, а среды с вертикальной или наклонной слоистостью (или перекрытые наносами) – с помощью наземного профилирования.

Интерпретация ИГ в зависимости от положения ТЗ (точек записи): качественная – визуально выделяются аномалии (максимумы, минимумы, положительные или отрицательные, участки средних, нулевых значений). По резким градиентам определяются контакты толщ, слоев, тел, по экстремумам – положения центров масс пород-источников.

Величины аномалий пропорциональны изменениям геофизических свойств пород. По соотношениям аномалий судят о соотношении свойств, выясняем по комплексу методов литологию, оцениваем гидрологические свойства пород.

При количественной интерпретации по величинам ИП на ЭВМ определяются физические свойства и геометрические параметры объектов.

9.9. Методика измерения физических свойств пород.

- лабораторные методы определения свойств пород на образцах и на опытных площадках;

- косвенные методы по результатам интерпретации скважин, по полевым, акваториальным и воздушным геофизическим наблюдениям;

- статистическая обработка. Выбирается закон распределения, определяются средние значения, вычисляются среднеквадратичные

отклонения (дисперсии). Далее – корреляционные связи по уравнениям регрессии.

Геолого-гидрологические свойства (литология, механический состав, глинистость, пористость, статические деформационные, плотностные, водные свойства пород) – в лабораториях на образцах, взятых из обнажений, горных выработок, скважин.

Физические свойства образцов и в естественном залегании – отличны друг от друга. Отличие объясняется масштабными коэффициентами, т.е. несовпадением объемов объектов, некоторые свойства, например, деформационные – плотностью. Применяют штампы, прессы, магнитную каппа-метрию, упругие свойства – ультразвуковые методы и т.д. Измеряют свойства на опытных площадках, где коренные породы выходят на поверхность и т.д.

Водные свойства – проводят специальные гидрологические исследования: налив воды в шурфы, откачка из скважин и т.д.

ГИС – источник о линейном распределении геофизических свойств в естественном залегании (по вертикали, в цилиндрическом объеме (в радиусе до 1 м вокруг скважины).

Аэро-, наземные, акваториальные геофизические съемки дают информацию о средних физических свойствах пластов, толщ, объектов в естественном залегании.

Количество образцов – не менее 20 штук (для большей объективности оценок).

Статистическая обработка полученных физических свойств позволяет выявлять законы распределения, средние значения, среднеквадратические отклонения (дисперсии). Далее выявляются корреляционные связи между свойствами, для чего определяются коэффициенты корреляции и составляются уравнения регрессии.

9.10. Характеристика геофизических свойств горных пород.

Знание свойств необходимо для петрофизического и геологического истолкования результатов; для косвенного определения геолого-гидрологических свойств пород.

Гравитационные (плотностные) свойства: латеральные (плановые) изменения **плотности горных пород (σ)** – аномалии гравитационные (Δg_a). Плотности изменяются от 1 до 3.5 г/см³ и зависят от плотности минерального скелета (в этом случае плотности изменяются от 2.1 до 3.5 г/см³), от пустотности (пористости, трещиноватости) и водо-, газо-, нефтенасыщенности.

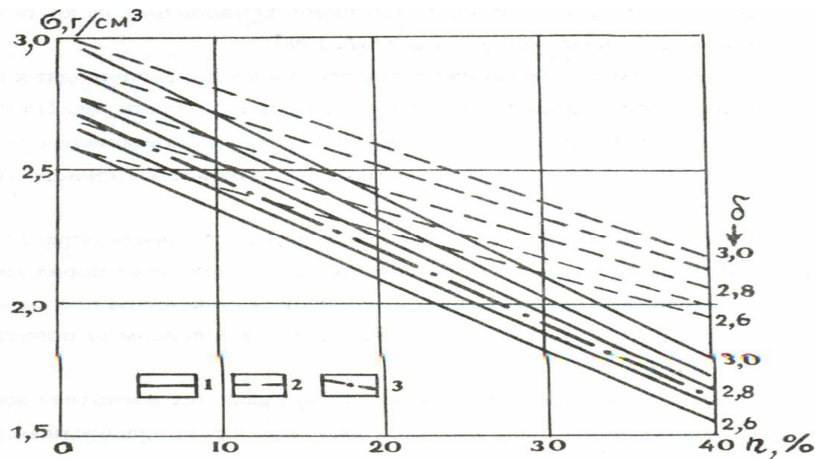


Рис. 9.10.1. Графики зависимости плотности (σ) от пористости (n) газонасыщенных (1) и водонасыщенных (2 и 3) осадочных горных пород при разной минеральной плотности скелета (δ): 1 и 2 – расчетные данные М.Л.Озерской, 3 – экспериментальные данные И.Х. Юдборовского для песчано-глинистых пород.

Латеральные (в плане) изменения плотности вызывают аномалии $\Delta g_{ан}$

У магматических и метаморфических пород плотность зависит от минерального состава, увеличивается от кислых к основным и ультраосновным породам (увеличивается количество плотных железосодержащих минералов).

У осадочных пород плотность зависит от пористости, водонасыщенности.

Магнитные свойства пород - ξ - магнитная восприимчивость – коэффициент пропорциональности между интенсивностью намагничения (J_i) и напряженностью геомагнитного поля (T):

$$(J_i) = \xi T. \quad (9.10.1).$$

Единица измерения $\xi = 10^{-5}$ СИ. Величина T измеряется в эрстедах. Магнитная индукция $B = \mu T$ измеряется в теслах,

$$\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \quad (9.10.2).$$

– магнитная проницаемость воздуха и большинства немагнитных пород.

Большинство пород – парамагнетики (намагниченность направлена по вектору напряженности геомагнитного поля в месте залегания породы (ξ изменяется от 1 до 100000 единиц 10^{-5} СИ).

Ферромагнитные породы – намагниченность зависит от наличия и количества железосодержащих и некоторых других минералов – ферромагнетиков, у которых ξ достигает единицы 10^{-5} СИ.

Магматические породы – высокие и устойчивые значения (ξ) у ультраосновных и основных пород, меньшие значения – у кислых, эффузивных и метаморфических пород.

Осадочные породы – практически немагнитные, только некоторые песчаники и глины, как исключение.

Электрические свойства – УЭС (ρ) – удельное электрическое сопротивление, измеряется в Ом.м или электропроводность $\gamma = 1/\rho$, измеряется в сименсах (См). УЭС определяется по КС (ρ_k) – кажущемуся сопротивлению, являющемуся сложной функцией разреза.

Выделяются породы-проводники I рода с высокой электронной проводимостью электропроводящих минералов (самородные металлы, окислы, сульфиды, графиты) и породы-проводники II рода с ионной проводимостью. В породообразующих минералах (полевых шпатах, алюмосиликатах, слюдах-изоляторах) ток проводят ионы, заполняющие поры флюида. Проводниками II рода являются практически все породы: магматические, метаморфические (УЭС - от 10^3 до 10^7 Ом.м), скальные, осадочные (УЭС – от 10 до 10^5 Ом.м), песчано-обломочные (УЭС - от 10 до 10^4 Ом.м), глинистые (УЭС - от 1 до 10^2 Ом.м).

Электрохимическая активность (α), измеряется в мВ. Ею характеризуются (обусловлены) естественные электрические потенциалы (ЕП); поляризуемость (η), измеряется в %, приводит к появлению вызванных потенциалов (ВП). Электрические потенциалы (ЕП) связаны с существованием естественных зарядов на контактах твердой и жидкой фаз породы, а ВП появляются при прохождении через породу электрического тока.

Сейсмоакустические свойства – упругость пород – выражается через скорости продольных (V_p) и поперечных волн (V_s). Упругие свойства пород связаны с модулем Юнга, коэффициентом Пуассона и плотностью пород. Скорости продольных и поперечных волн (V_p и V_s) определяются измерением времени (t) прихода волн к ПП (к пункту приема – к сейсмоприемникам) при известных значениях расстояний (x) от них до ПВ (пункта взрыва – возбуждения волн).

На скорости продольных и поперечных волн влияют структурные связи в породах (жесткие – в скальных, полускальных, вводно-коллоидных – в глинистых породах) и отсутствие связей – в рыхлых песчано-гравийных.

V_p и V_s магматических пород с увеличением содержания минералов основного состава (при переходе от кислых – граниты) к основным (габбро) и особенно – к ультраосновным (дуниты, перидотиты). V_p меняется от 3 до 8.5 км/с, и V_s – от 2.8 до 4.5 км/с.

V_p увеличивается с уменьшением водонасыщенности, V_s увеличивается с уменьшением пустотности, в жидкостях – не распространяются.

Метаморфические породы - V_p зависит от минерального состава, метаморфизма – чем выше метаморфизм, тем выше скорость, отношение V_s/V_p для скальных, магматических, метаморфических пород – от 0.5 до 0.6, а у полускальных – от 0.2 до 0.5.

Термические свойства - температура (Т)⁰С, градиенты температуры - ΔT , тепловой поток из недр (q), измеряемый в Вт/м².

Теплопроводность:

$$\lambda_T = q/\text{grad } T^0 \text{ (Вт/К*м)} \quad (9.10.3).$$

Теплоемкость:

$$C = Q/m * \text{grad } T^0, \quad (9.10.4).$$

где Q – количество теплоты, подводимой к массе (m) - в Дж/кг*К.

Температуропроводность:

$$\alpha = \lambda_T/C_\sigma, \quad (9.10.5).$$

где

$$\sigma = m/V \text{ (в г/см}^3\text{)}. \quad (9.10.6).$$

Ядерно-физические свойства – естественная и искусственная радиоактивность (гамма-лучевые и нейтронные свойства. Количество урана: U – около $2*10^{-4}$ %, торий (Th) – около $7*10^{-4}$ %, калий-40 – около 1.8 %. Все три изотопа вместе дают примерно 99% радиогенного тепла.

1 eU = 1 грамм U = 10^{-4} % U – единица уранового эквивалента, т.е. концентрация (по массе) естественных радиоактивных элементов, эквивалентная излучению урановой руды с концентрацией урана 10^{-4} %.

Радиоактивные минералы и руды - максимальное значение $\Xi 1000$ еU.

Магматические породы (от кислых к основным и ультраосновным) – от 30 до 0.3 еU.

Метаморфические породы – от 1 до 15 еU.

Калийные соли или горючие сланцы – около 100 еU.

Глины, песчаники, мергели – примерно 10 еU.

Карбонаты, кварцевые пески, гипсы, поваренная соль – минимальные значения – до единиц еU.

Гамма-лучевые и нейтронные свойства пород – это их реакция на облучение гамма-лучами и нейтронами разных энергий и длительности воздействия. Замедление, рассеивание, поглощение нейтронов зависят от химического состава элементов, плотности, пористости, водонасыщенности: μ_γ - коэффициент поглощения гамма-лучей (по вторичному гамма-излучению - J_γ).

Магматические, эффузивные, метаморфические, скальные породы характеризуются высокими значениями μ_γ .

Пористые водо-, нефте-, газонасыщенные породы характеризуются низкими значениями μ_γ .

Основные нейтронные свойства пород характеризуют химический состав, наличие воды, нефти, газа, коллекторские свойства: l_s (см) – длина замедления, время замедления – t (мкс), поглощение (μ_n) нейтронов (по интенсивности тепловых нейтронов (J_{nn}) или вторичному гамма-излучению ($J_{n\gamma}$)).

По аномалиям нейтронных свойств выделяются хлор-, водородосодержащие породы.

9.11. Случайные величины.

(краткие сведения из теории вероятностей – только для любознательных экологов).

Случайной величиной называется величина, которая в результате опыта может принимать то или иное значение, причем, заранее неизвестно, какое именно.

Они могут быть прерывного (дискретного) и непрерывного типа.

Возможные значения прерывных (дискретных) величин не могут быть заранее перечислены. Они непрерывно заполняют некоторый промежуток. Такие процессы характерны для методов измерения физических свойств пород.

Пусть задана прерывная случайная величина X , пробегающая возможные значения x_1, x_2, \dots, x_n . Каждое из этих значений возможно, но

недостовечно, и если величина X примет одно из этих значений, то произойдет одно из группы несовместных событий:

$$\{X = x_1, X = x_2, \dots, X = x_n\} \quad (9.11.1).$$

Вероятности этих событий обозначим буквами P с соответствующими индексами:

$$P(X=x_1) = P_1, P(X=x_2)=P_2, \dots, P(X=x_n)= P_n. \quad (9.11.2)$$

Так как несовместные события образуют полную группу, то сумма их вероятностей при пробегании i от 1 до n будет равна 1, т.е. сумма вероятностей всех возможных значений случайной величины равна единице:

$$\Sigma P = 1 \quad (9.11.3).$$

Эта суммарная вероятность определенным образом распределена между отдельными значениями.

Случайная величина будет полностью описана с вероятностной точки зрения, если зададим это распределение, т.е. укажем, какой вероятностью обладает каждое из событий. Этим устанавливается так называемый закон распределения случайной величины.

Законом распределения случайной величины называется всякое соотношение, устанавливающее связь между возможными значениями случайной величины и соответствующими им вероятностями:

- простейшая форма задания этого закона является таблица с перечислением возможных значений случайной величины и соответствующие им вероятности – ряд распределения случайной величины X :

x_i	x_1	x_2	...	x_n
P_i	P_1	P_2	...	P_n

Для непрерывной случайной величины не существует ряда распределения в том смысле, как он существует для дискретной величины.

Непрерывные случайные величины. Распределение вероятностей для непрерывной величины.

Количественная характеристика этого распределения вероятностей определять лучше не вероятностью события $X=x$, а вероятностью события

$X'x$, где x – некоторая текущая переменная. Вероятность этого события зависит от x . Эта функция называется функцией распределения случайной величины F и обозначается $F_{(x)}$:

$$F(x) = P(X'x). \quad (9.11.4)$$

Такую функцию распределения называют интегральной функцией распределения или интегральным законом распределения.

Общие свойства функции распределения:

- функция распределения $F(x)$ есть неубывающая функция аргумента, т.е. при $X_2 > X_1$ имеем $F(x_2) \geq F(x_1)$;
- при $x = -\infty$ функция распределения = нулю: $F(-\infty) = 0$;
- при $x = +\infty$ функция распределения = единице: $F(+\infty) = 1$;

График функции распределения $F(x)$ в общем случае представляет собой график неубывающей функции, значения которой начинаются от 0 и доходят до 1, в общем случае в отдельных точках функция может иметь разрывы (скачки).

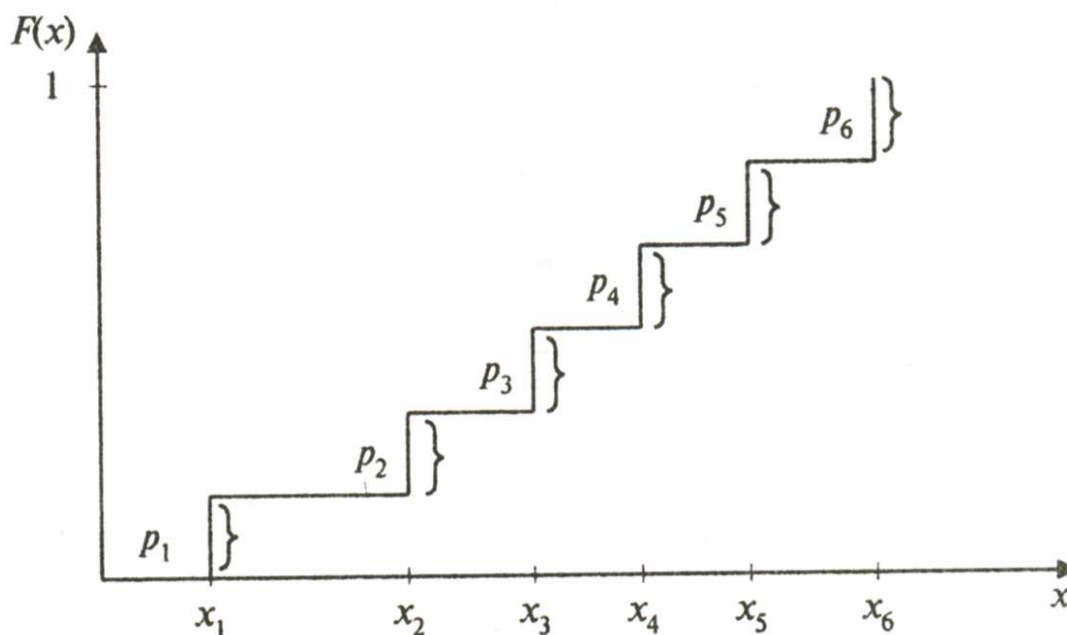


Рис. 9.11.5. График функции распределения непрерывной случайной величины.

Зная ряд распределения непрерывной случайной величины, можно построить функцию распределения этой величины:

$$F(x) = P(X \leq x) = \sum P(X = x_i). \quad (9.11.5)$$

Случайная величина X может характеризоваться не только интегральным законом распределения $F(x)$, но и дифференциальным законом распределения $f(x)$.

Функция $f(x)$ – производная функции распределения $F(x)$, характеризует плотность, с которой распределяются значения случайной величины в данной точке. Эта функция называется плотностью распределения (плотностью вероятности) непрерывной случайной величины X .

Кривая, изображающая плотность распределения случайной величины, называется кривой распределения.

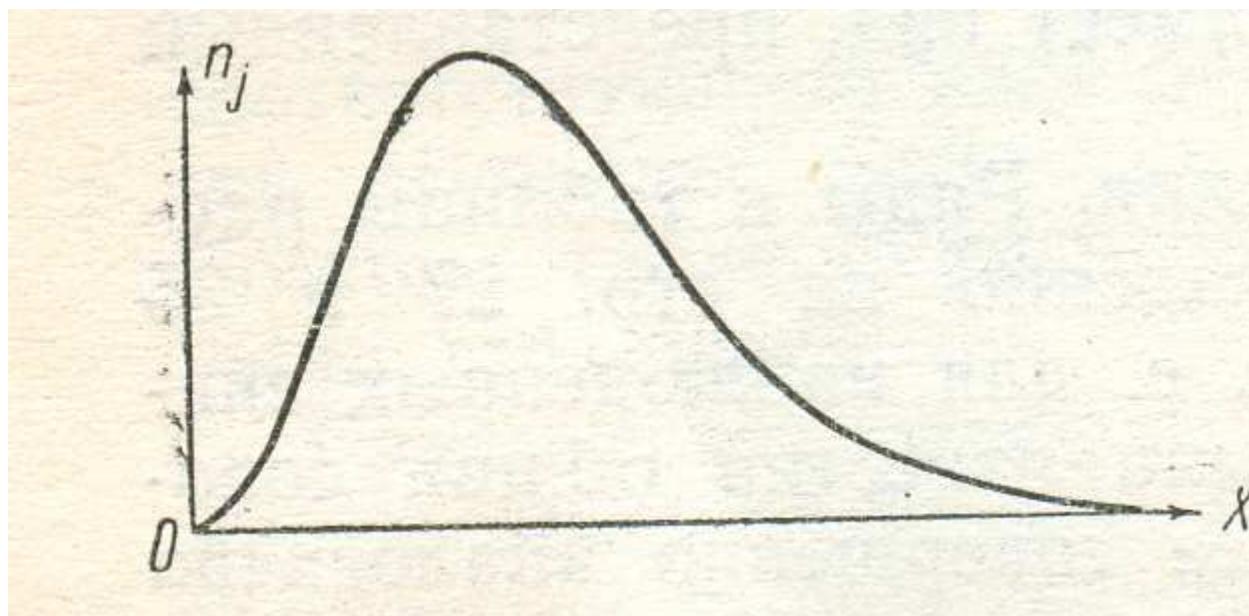


Рис. 9.11.6. Кривая распределения непрерывной случайной величины

Плотность распределения, как и функция распределения – одна из форм закона распределения. Но эта форма, в отличие от функции распределения, не универсальна: она применима только для непрерывных случайных величин. Величина $f(x)dx$ называется элементом вероятности. Выразим вероятность попадания величины X на участок от α до β через плотность распределения:

$$P(\alpha < X < \beta) = \int_{\alpha}^{\beta} f(x)dx. \quad (9.11.6)$$

Геометрическая вероятность попадания величины X на участок от α до β равна площади кривой распределения, опирающейся на этот участок (см. рис.2).

Математическое ожидание случайной дискретной величины – среднее значение случайной величины X:

$$m_x = \sum x_i P_i, \quad (9.11.7).$$

где i меняется от 1 до n .

Для непрерывной случайной величины X математическое ожидание выражается уже не суммой, а интегралом:

$$m_x = \int x dF(x) = \int x f(x) dx, \quad (9.11.8).$$

где $F(x)$ – функция распределения случайной величины X; $f(x)$ – ее плотность вероятности.

Тогда центральный момент порядка (r) случайной величины X можно определить как математическое ожидание (r) степени соответствующей центрированной случайной величины:

$$\mu_r = M[(X)^r] \quad (9.11.9).$$

Центральный момент второго порядка примем как характеристику разброса возможных значений случайной величины – это будет дисперсия случайной величины. Обозначим дисперсию как $D[X]$:

$$D[X] = M[(X)^2] = \int (x - m_x)^2 f(x) dx, \quad (9.11.10).$$

Для вычисления дисперсии применим формулы:

$$D[X] = \sum (x - m_x)^2 P_i \quad (9.11.11).$$

$$D[X] = \int (x - m_x)^2 f(x) dx \quad (9.11.12).$$

соответственно для прерывных и непрерывных случайных величин.

Дисперсия случайной величины имеет размерность квадрата случайной величины. Для практики удобнее иметь меру разброса случайной величины с той же размерностью, что и сама случайная величина. Эта величина носит название среднего квадратического отклонения случайной величины. Определяется как положительное значение квадратного корня из ее дисперсии:

$$\sigma_x = \sqrt{D[X]} \quad (9.11.13).$$

Полученная величина называется средним квадратическим отклонением (стандартом) случайной величины X .

Математическое ожидание m_x и дисперсия $D[X]$ или стандарт σ_x – наиболее часто применяемые характеристики случайной величины. Они характеризуют самые важные черты распределения случайной величины: положение распределения и степень разбросанности распределения случайной величины.

Законы распределения случайных величин:

- нормальный закон распределения случайных величин (распределение Гаусса) – $X \sim N(\mu, \sigma^2)$.

Он является предельным законом, к которому приближаются другие законы распределения. Характеризуется случайной величиной с плотностью распределения вида:

$$f: \mathbb{R} \rightarrow \mathbb{R}, f(x) := (1/\sqrt{2\pi\sigma^2}) * e^{-(x-\mu)^2/2\sigma^2}, \quad (9.11.14).$$

которую называют нормально распределенной с параметрами $\mu \in \mathbb{R}, \sigma^2 > 0$ или функцией вида:

$$f(x) = (1/\sigma\sqrt{2\pi})[e^{-(x-a)^2/2\sigma^2}] \quad (9.11.15).$$

Отметим особенности графического изображения плотности вероятностей нормальной случайной величины:

1. Значения функции f распределяются симметрично, влево и вправо от экстремальной параметрической оценки μ , т.е. $f'(\mu) = 0$.
2. Функция f является строго монотонно возрастающей на интервале $(-\infty, \mu)$ и строго убывающей на интервале $(\mu, +\infty)$.
3. Функция f имеет две точки перегиба в $(\mu \pm \sigma)$.

Кривая распределения по нормальному закону имеет в общем виде симметричный холмообразный вид, напоминающий колокол (рис.9.4):

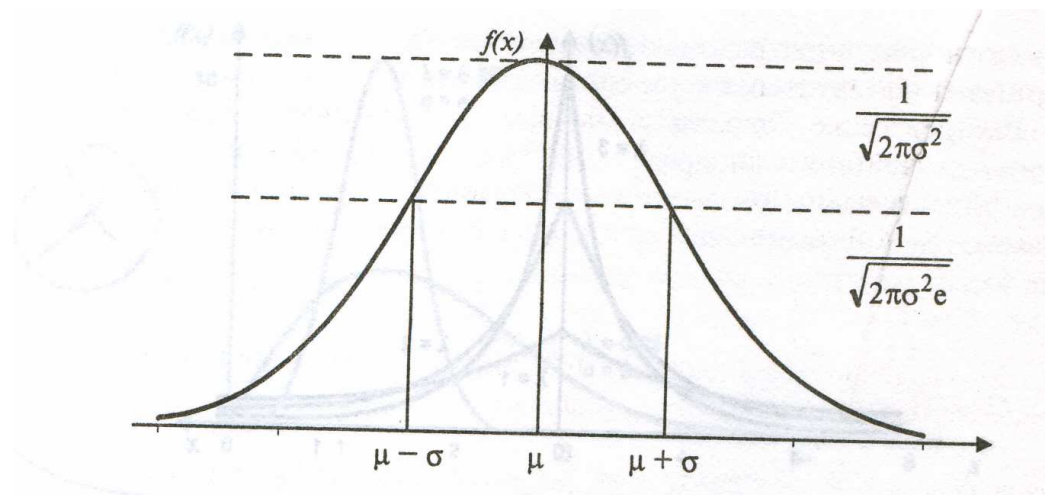


Рис.9.11.7. Функция плотности нормального распределения.

Максимальная ордината кривой, равная $(1/\sigma\sqrt{2\pi})$, соответствует точке $(x) = a$. По мере удаления от точки (a) плотность распределения уменьшается и при $x \rightarrow \pm\infty$ кривая асимптотически приближается к оси абсцисс. Эта кривая симметрична относительно точки $x = a$. Поэтому параметр (a) называется центром распределения или центром рассеивания случайной величины X .

Основные числовые характеристики нормально распределенной непрерывной случайной величины:

- математическое ожидание выражается формулой:

$$m_x = (1/\sigma\sqrt{2\pi}) \int x * [e^{-(x-a)^2/2\sigma^2}] dx, \quad (9.11.16).$$

- дисперсия случайной величины X :

$$D[x] = (1/\sigma\sqrt{2\pi}) \int (x - a)^2 * [e^{-(x-a)^2/2\sigma^2}] dx, \quad (9.11.17).$$

или, произведя замену переменной $[(x-a)/\sigma\sqrt{2\pi}] = t$, получим:

$$D[x] = [2\sigma^2/\sqrt{2\pi}] \int t^2 * e^{-t^2} dt, \quad (9.11.18).$$

Вероятность попадания значения нормально распределенной случайной величины X в данный интервал (α, β) равна:

$$P(\alpha < x < \beta) = (1/\sigma\sqrt{2\pi}) \int [e^{-(x-\mu)^2/2\sigma^2}] dx, \quad (9.11.19).$$

Этот интеграл не выражается через элементарные функции. Для его вычисления вводят новую функцию, называемую функцией Лапласа или интегралом вероятности, для которой составлены таблицы, подобные таблицам логарифмов и тригонометрических функций:

$$\Phi(x) = (1/\sqrt{2\pi}) \int [e^{-z^2/2}] dz \quad (9.11.20).$$

Пользуясь функцией Лапласа, записываем выражение:

$$(1/\sqrt{2\pi}) \int [e^{-z^2/2}] dz - (1/\sqrt{2\pi}) \int [e^{-z^2/2}] dz \\ = \Phi[(\beta - m_x)/\sigma_x] - \Phi[(\alpha - m_x)/\sigma_x] \quad (9.11.21)$$

с учетом которого (9.29) запишется так:

$$P(\alpha < x < \beta) = \Phi[(\beta - m_x)/\sigma_x] - \Phi[(\alpha - m_x)/\sigma_x]. \quad (9.11.22).$$

- равномерное распределение: $\{f(x) = 1/(b-a), \text{ если } a < x < b; \text{ в остальных случаях } 0\}$.

Характеристики распределения:

- математическое ожидание:

$$m = (b+a)/2, \quad (9.11.23).$$

- дисперсия:

$$\sigma^2 = (b-a)^2/12. \quad (9.11.24).$$

- логарифмически-нормальное распределение:

$$\{f(x) = (1/x\sigma\sqrt{2\pi}) \exp[-(\ln x - \ln m)^2/2\sigma^2]\}, \quad (9.11.25)$$

если $x \in 0, \sigma \in 0; 0$, если $x \in 0$.

Характеристики распределения:

- математическое ожидание:

$$m = \exp [m + \sigma^2/2], \quad (9.11.26).$$

- дисперсия:

$$\sigma^2 = \exp(2m + \sigma^2) * \exp(\sigma^2) - 1. \quad (9.11.27).$$

-гамма-распределение:

$$f(x) = [1/\alpha! \beta^{\alpha+1}] X^\alpha e^{-(x/\beta)}, \quad (9.11.28).$$

если $x \in [0; \infty)$; 0, если $x < 0$.

Характеристики распределения:

- математическое ожидание:

$$m = \beta(\alpha+1), \quad (9.11.29).$$

- дисперсия:

$$\sigma^2 = \beta^2(\alpha+1). \quad (9.11.30).$$

- экспоненциальное распределение $X \sim P(1, \lambda)$:

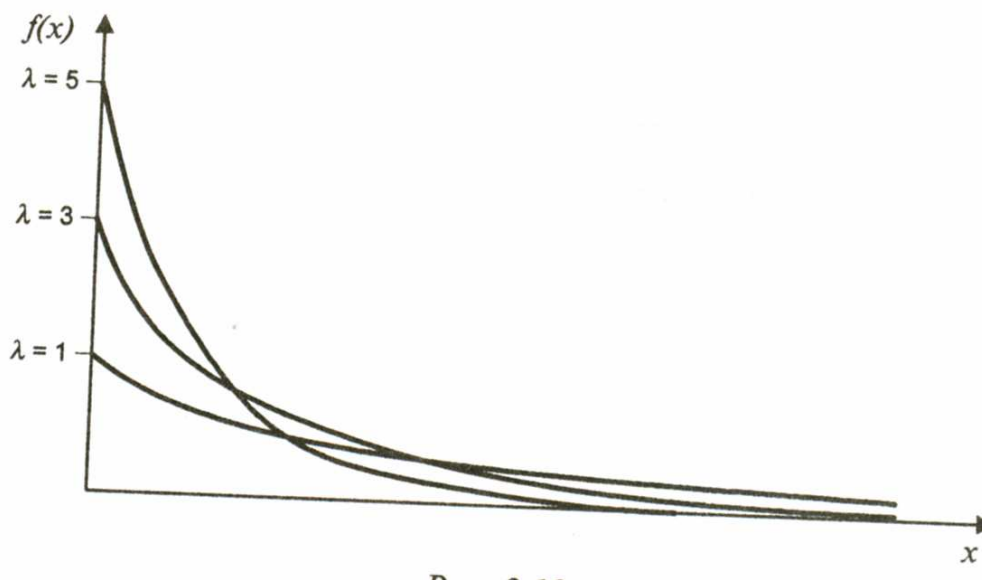


Рис.9.11.8. Экспоненциальное распределение.

Пусть имеется $a, b \in \mathbb{R}$. Тогда случайная величина X с плотностью распределения

$$f(x) = \begin{cases} 0 & \text{для } x \leq 0 \\ \lambda * e^{-\lambda x} & \text{для } x > 0 \end{cases} \quad (9.11.31)$$

и функцией распределения

$$0 \quad \text{для } x \leq 0$$

$$F(x) := \begin{cases} 1 - e^{-\lambda x} & \text{для } x > 0 \end{cases} \quad (9.11.32)$$

называется экспоненциально распределенной с параметром λ , где параметр λ выполняет условие:

$$0 < \lambda = r(x) = f(x)/(1 - F(x)) = \text{const.}$$

График плотностей экспоненциального распределения случайной величины с заданными параметрами $\lambda = 1$, $\lambda = 3$ и $\lambda = 5$ имеет вид, показанный на рис. -0,

или экспоненциальное распределение выражается так:

$$\{f(x) = [(1/\nu) * e^{-(x/\beta)}], \quad (9.11.33).$$

если $x \geq 0$; и = 0, если $x < 0$ }.

Характеристики распределения:

- математическое ожидание:

$$m = \nu, \quad (9.11.34).$$

- дисперсия:

$$\sigma^2 = \nu^2. \quad (9.11.35).$$

- распределение Эрланга $X \sim P(n, \lambda)$:

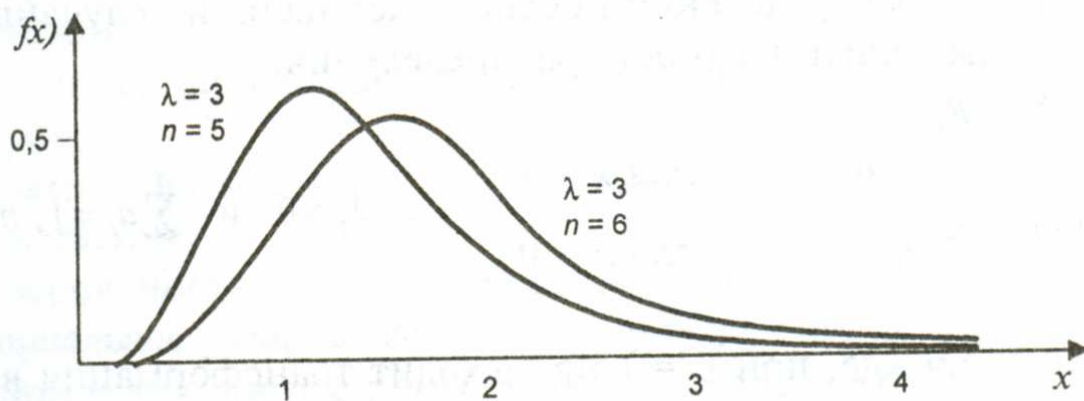


Рис.9.11.9. Двупараметрическое унимодальное распределение Эрланга.

Это распределение является обобщением экспоненциального распределения. Случайная величина называется распределенной по Эрлангу с параметрами λ и n , если она имеет плотность распределения:

$$f: \mathbf{R} \rightarrow \mathbf{R},$$

$$f(x) = \begin{cases} 0 & \text{для } x \leq 0 \\ x^{n-1} \lambda^n * [(e^{-\lambda x})]/(n-1)! & \text{для } x > 0 \end{cases} \quad (9.11.36)$$

при $n \in \mathbf{N}$ и $\lambda > 0$.

Значение $n = 1$ трансформирует распределение Эрланга вновь в экспоненциальное распределение. Параметрические значения $\lambda = 3$ и $n = 6$ определяют форму распределения Эрланга, как это показано на рис.0.

- распределение Вейбулла:

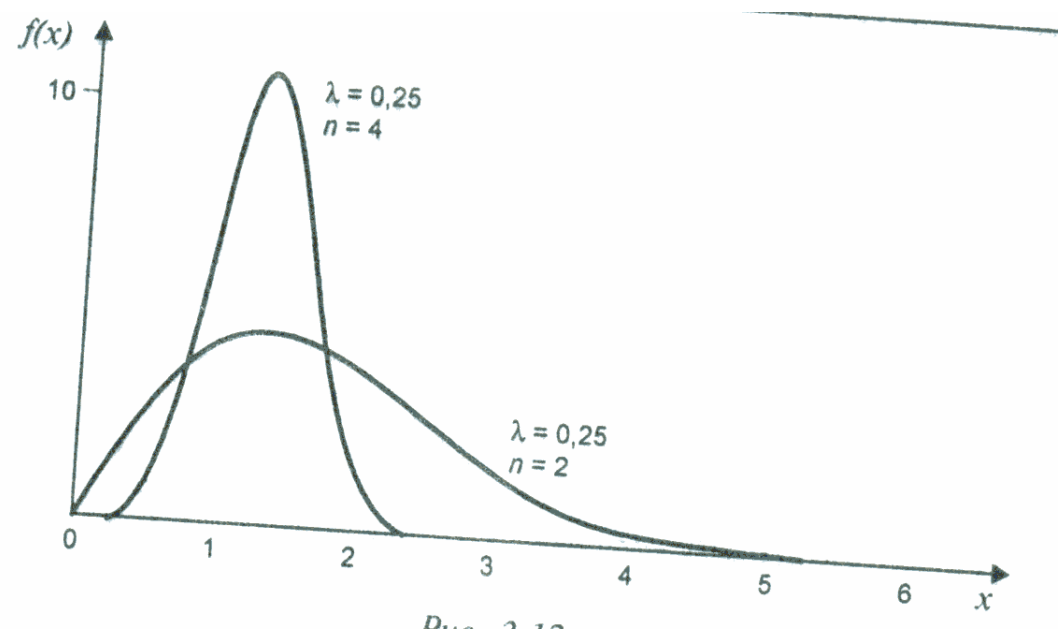


Рис.9.11.10. Двупараметрическое унимодальное распределение Вейбулла.

Это распределение является обобщением экспоненциального распределения.

Случайная величина имеет распределение Вейбулла с параметрами λ и n , если ее плотность описывает функция вида а):

$$f: \mathbf{R} \rightarrow \mathbf{R},$$

$$f(x) = \begin{cases} 0 & \text{для } x \leq 0 \\ n x^{n-1} \lambda e^{-\lambda x^n} & \text{для } x > 0 \end{cases}$$

при $n \in \mathbb{N}$ и $\lambda > 0$

или функция вида б):

$$\{f(x)=[(\beta/\alpha)*x^{\beta-1}*e^{-(x^\beta/\alpha)}, \quad (9.11.37).$$

если $x \in [0, \alpha^{1/\beta}]$, $\beta \in \mathbb{N}$;

$$= 0,$$

в остальных случаях }.

Распределение Вейбулла, как и распределение Эрланга (см. рис. 9.6)

при $n = 1$ обращается в экспоненциальное, а при заданных параметрах $\lambda = 0.25$ и $n = 2$ принимает вид, показанный на рис. 1.

Характеристики распределения:

- математическое ожидание:

$$m = \alpha^{(1/\beta)} * \Gamma[1+(1/\beta)], \quad (9.11.38).$$

- дисперсия:

$$\sigma^2 = \alpha^{(2/\beta)} \{[\Gamma(1+2/\beta)] - [\Gamma(1+1/\beta)]^2\}. \quad (9.11.39).$$

- распределение экстремальных значений:

$$\{f(x) = a * a * a * e^{-a(e^{yx}-1)}\}. \quad (9.11.40).$$

- распределение, аппроксимируемое рядом Грамма-Шарлье типа A:

$$\{f(x) = \omega(x) + (C_3/3!) * \omega^{(3)}(x) + (C_4/4!) * \omega^{(4)}(x) + (C_5/5!) * \omega^{(5)}(x) + \dots\}, \quad (9.11.41).$$

где

$$\omega(x) = (1/\sqrt{2\pi}) * e^{-(x^2/2)} \quad (9.11.42).$$

– нормальная функция плотности,

$$\omega^{(v)}(x) = d^{(v)}\omega(x)/dx^{(v)} = (-1)^v H_{(v)}(x) \omega(x), \quad \text{где } H_{(v)}(x) \quad (9.11.43).$$

– полином Эрмита степени (v) .

- распределение, аппроксимируемое рядом Эджворта:

$$\{f(x)=\omega(x)+(1\mu_3/3!\sigma^3)*\omega^{(3)}(x)+\{(1/4!)[(\mu_4/\sigma^4)-3]*\omega^{(4)}(x)+\{(1/5!)[(\mu_5/\sigma^5)-10(\mu_3/\sigma^3)*\omega^{(5)}(x)+\dots,\}\}. \quad (9.11.44).$$

Вводя коэффициенты асимметрии и эксцесса γ_1 и γ_2 , можно записать выражение для $f(x)$ до членов порядка n^{-1} .

- двойное экспоненциальное распределение:

$$\{F(x) = \exp(-ce^{-ax}), \quad (9.11.45).$$

где $c, a \neq 0$ определяют функции распределения}.

- закон Пуассона.

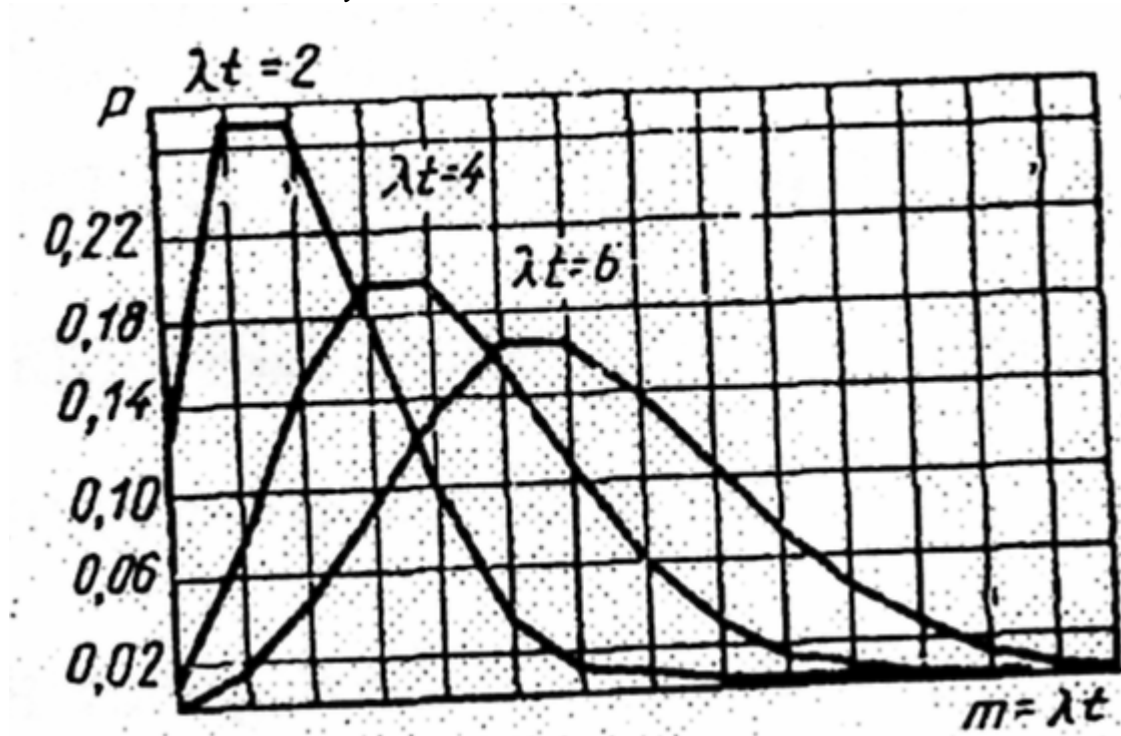


Рис.9.11.11. Закон распределения Пуассона.

Вероятность того, что случайная величина примет определенное значение m , выражается формулой $P_m = (a^m/m!)*e^{-a}$, где $m = 0, 1, \dots$, a – некоторая положительная величина, называемая параметром Пуассона.

Все эти распределения практически обеспечивают удовлетворительное описание любых статистических совокупностей, могущих встретиться в расчетах и при обработке статистических данных в

методах геофизики и во многих других научных направлениях (отраслях), где используются большие объемы статистической информации.

Контрольные вопросы по теме глава 9: «Комплексирование геофизических методов».

1. Какие Вы знаете научно-прикладные разделы геофизики?
2. Приведите пример классификации методов геофизики, можно в виде таблицы.
3. Какие физические поля использует и изучает геофизика?
4. Какова главная задача при использовании методов геофизики?
5. Приведите понятие «обратная задача геофизики».
6. Зачем нужен комплекс методов геофизики, геологии, геохимии и т.д.?
7. Определите понятие «рациональная методика съемки».
8. Какие рациональные комплексы методов Вам известны? Приведите один конкретный пример.
9. Какова суть системного подхода к комплексированию геофизических методов (по В.Н.Страхову)?
10. Сформулируйте правило трех сигм и трех точек.
11. Приведите аналитическое выражение характеристики эффективности истолкования аномалий или использования любого метода геофизики?
12. Назовите основные типы физико-геологических моделей. Приведите конкретный пример одной из них.
13. Сформулируйте основные принципы качественной и количественной комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.
14. Назовите виды и типы анализа слабых аномалий. Расскажите о сути кластерного анализа.
15. Что Вы знаете об АСОД – автоматизированных системах обработки данных? Расскажите об одной из них подробнее.
16. Чем занимается раздел геологической науки, называемый петрофизикой?
17. Какие известны Вам геолого-гидрологические свойства пород? На какие виды и типы они подразделяются?
18. Расскажите кратко о методике измерения физических свойств горных пород.
19. Какие примеры Вы можете привести о геолого-геофизических свойствах пород?

Контрольные вопросы – для любознательных экологов:

20. Что называется случайной величиной?
21. Как Вы понимаете закон распределения случайной величины?
22. Что такое кривая распределения?
23. Дайте определение математического ожидания и дисперсии.
24. Какие законы распределения случайных величин Вам известны?
Приведите выражение математического ожидания и дисперсии для одного из них.

Литература.

1. Автоматизированная система обработки и интерпретации результатов гравиметрических измерений. – М. Недра, 1973. Авторы: Литвиненко О.К., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д., Сафонова З.Л. Объем – 22.25 п/л.
2. Бахтеев М.К. Геоэкология. - Дубна, 1997.
3. Болдырев В.А., Кантер Н.Д., Чернов А.А. Автоматизированный комплекс обработки гравиметрических измерений. М. Недра, 1976.
4. Бондаренко В.М., Демура Г.В., Ларионов А.М. Общий курс геофизических методов разведки.- М., Недра, 1986.
5. Вахромеев Г.С. Экологическая геофизика.- Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 1995.
6. Вахромеев Г.С., Ерофеев Л.Я., Канайкин В.С., Намоконова Г.Г. Петрофизика. - Томск, Изд-во ТУ, 1997.
7. Геофизические исследования скважин. М., Недра, 1983.
8. Геофизические методы исследования скважин. Справочник геофизика. М., Недра, 1983
9. Геофизические методы исследований /Под Редакцией Хмелевского В.К.- М, Недра, 1988.
10. Горбачев Ю.И. Геофизические исследования скважин. – М, недра, 1990.
11. Гравиразведка. Справочник геофизика.- М, Недра, 1990.
12. Добрынин В.М., Б.Ю. Вендельштейн, А.Д. Кожевников. Петрофизика. М., Недра, 1991
13. Комплексование методов разведочной геофизики. Справочник геофизика.- М., Недра, 1984.
14. Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений.- Москва, недра, 1990.
15. Литвиненко О.К., Мелихов В.Р., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д. Применение электронных цифровых вычислительных машин в гравиразведке. Вып.(1). Трансформации потенциальных полей в верхнее полупространство.- М, 1967, 62 с.Серия: региональная, разведочная и промысловая геофизика. Информационное сообщение.
16. Литвиненко О.К., Мелихов В.Р., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д. Применение электронных цифровых вычислительных машин в гравиразведке. Вып.(2). Численные методы решения прямой задачи в гравиразведке.- М, 1969, 62 с. Серия: региональная, разведочная и промысловая геофизика. Информационное сообщение.
17. Литвиненко О.К., Мелихов В.Р., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д. Применение электронных цифровых вычислительных машин в гравиразведке. Вып.(40). Построение геофизических карт с помощью

- ЭЦВМ. - М, 1969. ОНТИ-ВИЭМС. Серия: региональная, разведочная и промысловая геофизика. Информационное сообщение.
18. Литвиненко О.К., Мелихов В.Р., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д. Применение электронных цифровых вычислительных машин в гравиразвелке. Вып.(40). (4). Метод устойчивого продолжения аномальных потенциальных полей в нижнее полупространство. - М, ВИЭМС, 1970. Серия: региональная, разведочная и промысловая геофизика. Экспресс-информация.
 19. Литвиненко О.К., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д., Сафонова З.Л. Методы и алгоритмы решения геофизических задач. М. /Академия тринитаризиа, М., Эл № 77-6567, публ.23450, 05.06.2017 (переиздание дополненное и исправленное).
 20. Литвиненко О.К., Русьянов Ю.Г., Рукин М.Д., Сафонова З.Л. Методы и алгоритмы решения геофизических задач. СВИДЕТЕЛЬСТВО регистрации электронного образовательного ресурса, № 0090, Дата регистрации 11.12.2017 . (стереотипное переиздание) Хранится в Государственном депозитарии – база данных зарегистрирована в Роспатенте.
 21. Ломтадзе В.В.. Программное информационное обеспечение геофизических исследований.- Москва, Недра, 1993
 22. Ляховицкий Ф.М., Хмелевской В.К.. Яценко З.Г. Инженерная геофизика. М., Недра, 1989. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых.
 23. Магниторазведка. Справочник геофизика.- М, Недра, 1999.
Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Петрофизика, под редакцией М.Б. Дортман. Изд.1-е, М., Недра, 1976. Изд-е 2-е.М., Недра, 1984.
 24. Полевые методы гидрологических, инженерно-геологических, мерзлотных и инженерно-геофизических исследований. Изд-во МГУ, 1982.
 25. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. Под редакцией Н.Н.Горяинова. – М., Недра, 1992.фВ.И.
 26. Реунов И.В., Ульянов И.М. (бывшие студенты филиала Дубны Непрерывного Центра образования Угреша. Съёмка с тепловизорами. Угреша , 2003
 27. Савич А.И., Яценко З.Г. Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами.- М. Недра, 1979.
 28. Сейсморазведка. Справочник геофизика.- М, Недра, 1999.

29. Старостенко, Р.Г. Бас, Г.С Бутаков, В.А. Дядюра. Автоматизированная система оперативной обработки данных гравиметрии и магнитометрии. – Киев, Наукова думка, 1972.
30. Страхов В.Н. О развитии геофизики в современных условиях. – Физика Земли, 1995, №10.
31. Тархов А.Г., Бондаренко В.Н., Никитин А.А.. Комплексирование геофизических методов.- М., Недра, 1982.
32. Хмелевской В.К. Краткий курс разведочной геофизики.- М. Изд-во МГУ, 1967, 1969.
33. Хмелевской В.К., Геофизические методы исследований земной коры. Книга.1. Методы прикладной и скважинной геофизики. - Дубна, 1997. - 276 с.
34. Хмелевской В.К., Геофизические методы исследований земной коры. Книга.2. Региональная, разведочная, инженерная геофизика. - Дубна, 1999. – 184 с.
35. Череменин Г.А. Геотермия.М., Недра,1972.
36. Шарпа П. Геофизические методы в региональной геологии.- М, Мир, 1989.
37. Электроразведка. Справочник геофизика в 2-х книгах.- М, Недра, 1989

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1.

Министерство образования и науки Российской Федерации

Государственное образовательное учреждение высшего
профессионального образования Московской области

**МЕЖДУНАРОДНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ПРИРОДЫ, ОБЩЕСТВА И
ЧЕЛОВЕКА “ДУБНА”**

У Т В Е Р Ж Д А Ю
Проректор

“ _____ ” _____ 2018
г.

ПРОГРАММА ДИСЦИПЛИНЫ

ГЕОФИЗИКА

на службе экологов, геологов и не только...
(наименование дисциплины)

по направлению, специальности

020800 - экология и природопользование

(№, наименование направления, специальности)

Дзержинск, 2018

Программа разработана: д.т.н., проф. Рукиным М.Д., д.т.н., проф. Балояном Б.М.

1. Требования к уровню освоения содержания дисциплины.

Преподавание курса “Геофизика” необходимо для экологов, т.к. этот курс является одним из специальных курсов, включающим понятия и термины, относящиеся к проблемам решения задач инженерной экологии и экологической геофизики основными геофизическими методами.

Курс дает студентам основные сведения по использованию методов гравиразведки, магниторазведки, электроразведки, сейсморазведки, терморазведки, ядерной геофизики и геофизических методов исследования скважин (ГИС) в практической работе инженера-эколога.

Курс знакомит студентов с основами математической и физической теории, с принципами решения прямых и обратных задач геофизики, аппаратурой, методиками проведения полевых съемок, интерпретацией данных по каждому из методов геофизики применительно к решению задач инженерной экологии: поискам подземных вод, нефтегазоносных проявлений, выбору площадок под будущие строительные объекты инженерно-технического назначения и т.д.

Курс научит студентов использовать комплексирование геофизических методов для повышения эффективности решаемых инженерно-экологических задач, снижения затрат на проведение исследований и обеспечение качественной и количественной интерпретации геолого-геофизических данных.

В результате изучения дисциплины студенты должны

ЗНАТЬ:

- математические и физические основы всех методов геофизики, - принципы решения прямых и обратных задач геофизики, - методики проведения съемок, - принципы устройства геофизической аппаратуры, - возможности каждого геофизического метода при решении инженерно-экологических задач, - принципы комплексирования геофизических методов для повышения эффективности решения инженерно-экологических задач, - возможности использования методов геофизики при региональных исследованиях.

УМЕТЬ:

- самостоятельно приобретать новые знания в области геофизики на базе полученных знаний при прослушивании дисциплины, - использовать полученные знания при изучении последующих специальных курсов по инженерной экологии, - самостоятельно использовать полученные знания в практической работе после окончания вуза.

БЫТЬ ОЗНАКОМЛЕННЫ:

- с правилами обращения с геофизической аппаратурой, - с элементами интерпретации и геологического истолкования геофизических материалов, - с основными направлениями и

возможностями использования геофизических данных при решении практических задач инженерной экологии.

2. Объем дисциплины и виды учебной работы (час).

Вид занятий	Всего часов	Семестр
Общая трудоемкость	104	5
Аудиторные занятия:	64	
Лекции	40	
Практические занятия	20	
Лабораторные занятия	-	
Семинары (С)	4	
Самостоятельная работа:	40	
Курсовой проект (работа)		
Расчетно-графические работы		
Реферат		
Вид итогового контроля (зачет, экзамен)		Экзамен

3. Содержание дисциплины

3.1. Разделы дисциплины и виды занятий

№ п/п	Наименование разделов	лекции и	практические занятия
1	2	3	4
1	Место экологической геофизики среди других дисциплин при изучении верхней части земной коры.	2	2
2	Основы теории гравитационного поля Земли и гравиразведки.	4	2
3	Основы теории геомагнитного поля земли и магниторазведки.	4	2
4	Основы теории электромагнитного поля Земли и электроразведки.	6	5
5	Основы теории сейсмического поля Земли и сейсморазведки.	6	5
6	Основы теории теплового поля Земли и терморазведки.	2	2
7	Основы теории радиационного поля Земли и ядерной геофизики.	2	2

8	Основы теории исследования горных пород в скважинах (ГИС).	2	2
9	Основы теории региональной разведочной и промысловой геофизики.	12	2

3.2. Содержание разделов дисциплины:

Раздел 1. Место геофизики среди других дисциплин при изучении верхней части земной коры.

- 1.1. Введение. Соотношение геофизики среди других научных дисциплин о Земле.
- 1.2. Классификация методов разведочной и поисковой геофизики.
- 1.3. Основные понятия, предмет и методы геолого-геофизических исследований в экологии.
- 1.4. Эколого-геофизические исследования и мониторинг геодинамических природных и техногенных систем.
- 1.5. Эколого-геофизические исследования и мониторинг вещественного (геохимического) загрязнения окружающей среды.
- 1.6. Изучение техногенного физического загрязнения геофизическими методами.

Раздел 2. Основы теории гравитационного поля Земли и гравиразведки.

- 2.1. Сила тяжести, ее потенциал и производные потенциала.
- 2.2. Нормальное значение силы тяжести, редукции, аномалии и плотности горных пород.
- 2.3. Принципы решения прямых и обратных задач гравиразведки.
 - 2.3.1. Аналитические способы решения прямых задач гравиразведки.
 - 2.3.2. Прямая и обратная задачи над шаром.
 - 2.3.3. Прямая и обратная задачи над горизонтальным бесконечно-длинным круговым цилиндром.
 - 2.3.4. Прямая и обратная задачи над вертикальным уступом (сбросом).
 - 2.3.5. Графическое определение аномалии силы тяжести двумерных тел с помощью палетки Гамбурцева.
 - 2.3.6. Численные методы решения прямых и обратных задач гравиразведки.
- 2.4. Аппаратура, методики и обработка данных гравиразведки – качественная и количественная интерпретация результатов, инженерно-геологические и экологические задачи, решаемые гравиразведкой.
 - 2.4.1. Измеряемые параметры в гравиразведке.
 - 2.4.2. Динамические методы
 - 2.4.3. Статистические гравиметры.
 - 2.4.4. Вариометры и градиентометры.
 - 2.4.5. Методика наземных гравиметрических съемок.
 - 2.4.6. Обработка данных гравиметровых съемок.
 - 2.4.7. Методики других видов гравиразведки.
 - 2.4.8. Интерпретация и задачи, решаемые гравиразведкой.

- 2.4.9. Качественная и количественная интерпретация данных гравиразведки.

Раздел 3. Основы теории геомагнитного поля земли и магниторазведки

- 3.1. Магнитное поле Земли и его вариации на земной поверхности и во времени.
- 3.2. Главные элементы магнитного поля Земли.
- 3.3. Единицы измерений и магнитные свойства горных пород.
- 3.4. Нормальное геомагнитное поле.
- 3.5. Аномальные геомагнитные поля.
- 3.6. Принципы решения прямых и обратных задач магниторазведки.
- 3.6.1. Поле магнитного диполя.
- 3.6.2. Прямая и обратная задача над намагниченным вертикальным бесконечно-длинным столбом (стержнем).
- 3.6.3. Прямая и обратная задачи над вертикально намагниченным тонким пластом бесконечного простирания и глубины.
- 3.6.4. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного горизонтального цилиндра бесконечного простирания.
- 3.6.5. Численные методы решения прямых и обратных задач магниторазведки.
- 3.4. Аппаратура, методики и обработка данных магниторазведки – качественная и количественная интерпретация результатов, инженерно-геологические и экологические задачи, решаемые магниторазведкой.
- 3.4.1. Измеряемые параметры геомагнитного поля.
- 3.4.2. Оптико-механические, феррозондовые, квантовые и ядерно-прецессионные (протонные) магнитометры.
- 3.4.3. Наземная магнитная съемка. Способы проведения ее.
- 3.4.4. Воздушная и морская магнитная съемка.
- 3.4.5. Качественная и количественная интерпретация и задачи, решаемые магниторазведкой.
- 3.4.6. Общие магнитные съемки Земли и палеомагнитные исследования.

Раздел 4. Основы теории электромагнитного поля Земли и электроразведки.

- 4.1. Электромагнитные поля в электроразведке.
- 4.1.1. Естественные переменные электромагнитные поля.
- 4.1.2. Искусственные постоянные электрические поля.
- 4.1.3. Искусственные переменные гармонические электромагнитные поля.
- 4.1.4. Искусственные импульсные (неустановившиеся) электромагнитные поля.
- 4.1.5. Сверхвысокочастотные поля.
- 4.2. Электромагнитные свойства горных пород.
- 4.3. Принципы решения прямых и обратных задач электроразведки.
- 4.3.1. Нормальные поля в электроразведке.
- 4.3.2. Электрическое поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой.
- 4.4. Аппаратура, методики и обработка данных электроразведки – качественная и количественная интерпретация результатов,

инженерно-геологические и экологические задачи, решаемые электроразведкой.

4.4.1. Принципы устройства и назначение аппаратуры для электроразведки.

4.4.2. Электромагнитные зондирования: электрическое зондирование, зондирование методом вызванной поляризации.

4.4.3. Магнитотеллурические методы.

4.4.4. Зондирование методом становления поля.

4.4.5. Частотное электромагнитное зондирование.

4.4.6. Высокочастотные зондирования.

4.4.7. Электромагнитные профилирования: метод естественного электрического поля, электропрофилирование методом вызванной поляризации, метод переменного электромагнитного поля, низкочастотное гармоническое профилирование, методы переходных процессов, радиоволновое профилирование, сверхвысокочастотные методы профилирования.

4.4.8. Подземно-скважинные методы электроразведки.: поляризационные объемные методы, метод заряженного тела, индукционное просвечивание, метод радиоволнового просвечивания.

4.4.9. Интерпретация и области применения электроразведки.

Раздел 5. Основы теории сейсмического поля Земли и сейсморазведки.

5.1. Физико-геологические и теоретические основы сейсморазведки.

5.1.1. Основы теории распространения упругих волн в геологических средах.

5.1.2. Основы геометрической сейсмологии.

5.1.3. Типы сейсмических волн.

5.1.4. Сейсмические среды и границы.

5.3.5. Упругие и пьезоэлектрические свойства горных пород и сред.

5.3.6. Типы скоростей в слоистых средах.

5.3.7. Сейсмoeлектрические свойства горных пород.

5.4. Принципы решения прямых и обратных задач сейсморазведки.

5.4.1. Прямая и обратная задача отраженной волны для двухслойной среды с наклонной границей раздела.

- 5.4.2. Определение эффективных скоростей в перекрывающей толще по годографам отраженных волн способами постоянной разности и встречных годографов.
- 5.4.3. Способы построения отражающих границ.
- 5.4.4. Прямая и обратная задача головной преломленной волны для двухслойной среды с плоской границей раздела.
- 5.4.5. Определение граничной скорости по разностному годографу.
- 5.4.6. Определение скорости волн в перекрывающем слое.
- 5.4.7. Построение преломляющей границы способом нулевого времени.
- 5.4.8. Основы теории сейсмoeлектрического метода.
- 5.5. Аппаратура, методики и обработка данных сейсморазведки – качественная и количественная интерпретация результатов, инженерно-геологические и экологические задачи, решаемые сейсморазведкой.
 - 5.5.1. Общая характеристика аппаратуры для сейсморазведки.
 - 5.5.2. Источники упругих волн.
 - 5.5.3. Каналы записи и воспроизведения.
 - 5.5.4. Методика и система наблюдений в полевой сейсморазведке (в МОВ и МПВ).
 - 5.5.5. Сравнительная характеристика МОВ и МПВ.
 - 5.5.6. Методика морских и других видов сейсморазведки.
 - 5.5.7. Сущность и конечные результаты обработки данных сейсморазведки.
 - 5.5.8. Обработка сейсмограмм и магнитограмм.
 - 5.5.9. Сущность и конечные результаты количественной интерпретации.
 - 5.5.10. Области применения сейсморазведки: глубинная, структурная, нефтегазовая сейсморазведка.
 - 5.5.11. Инженерно-гидрогеологическая сейсморазведка.

Раздел 6. Основы теории теплового поля Земли и терморазведки.

- 6.1. Физико-геологические основы терморазведки.
- 6.2. Тепловое поле Земли и его параметры.
 - 6.2.1. Общая характеристика теплового поля Земли.
 - 6.2.2. Региональный тепловой поток в земной коре.
 - 6.2.3. Локальный тепловой поток.
- 6.3. Тепловые и оптические свойства горных пород и методы их изучения.
- 6.4. Принципы решения прямых и обратных задач терморазведки.
- 6.5. Аппаратура, методики и обработка данных терморазведки – качественная и количественная интерпретация результатов, инженерно-геологические и экологические задачи, решаемые терморазведкой.
 - 6.5.1. Тепловизоры, термометры.
 - 6.5.2. Радиотепловые и инфракрасные съемки.
 - 6.5.3. Региональные термические исследования.
 - 6.5.4. Локальные методы терморазведки.

Раздел 7. Основы теории радиационного поля Земли и ядерной геофизики.

- 7.1. Физико-геологические и химические основы ядерной геофизики.

- 7.2. Радиоактивность горных пород и руд, ядерно-физические свойства горных пород.
- 7.2.1. Естественная радиоактивность и параметры радиоактивности.
- 7.2.2. Взаимодействие ионизирующих излучений с окружающей средой.
- 7.2.3. Нагрев за счет радиоактивности.
- 7.3. Принципы решения прямых и обратных задач ядерной геофизики.
- 7.4. Аппаратура, методики и обработка данных ядерной геофизики – качественная и количественная интерпретация результатов, инженерно-геологические и экологические задачи, решаемые методами ядерной геофизики.
- 7.4.1. Чувствительные элементы для измерения радиоактивности: камеры, счетчики, детекторы, кристаллы термолюминисцентные.
- 7.4.2. Приборы для ядерно-геофизических методов: аэро-и авторадометры, полевые радиометры, эманометры.
- 7.4.3. Радиометрические методы разведки: аэрогамма-съемка, автогамма-съемка, пешеходная (наземная) гамма-съемка, эманационная съемка.
- 7.4.4. Подземные методы изучения естественной радиоактивности.
- 7.4.5. Определение абсолютного возраста пород.
- 7.4.6. Ядерно-физические методы: нейтронные, гамма-методы, рентгенорадиометрический метод.

Раздел 8. Основы теории исследования горных пород в скважинах (ГИС).

- 8.1. Теоретические и физико-геологические основы геофизических исследований в скважинах.
- 8.2. Физические свойства горных пород, изучаемых в скважинах: гравитационные, магнитные, электромагнитные, сейсмические, ядерные и т.д.
- 8.2.1. Физико-геологическая классификация геофизического исследования скважин.
- 8.3. Принципы решения прямых и обратных задач методами ГИС.
- 8.4. Аппаратура, методики и обработка данных скважинной геофизики – качественная и количественная интерпретация результатов, инженерно-геологические и экологические задачи, решаемые методами скважинной геофизики.
- 8.4.1. Каротажные станции и скважинные приборы.
- 8.4.2. Технология проведения работ и обработки данных ГИС: кавернометрия, инклинометрия, прострелочные работы в скважинах.
- 8.4.3. Обработка каротажных диаграмм.
- 8.4.4. Электрические методы исследования скважин: метод естественного поля, метод кажущихся сопротивлений, другие методы электрометрии скважин.
- 8.4.5. Ядерные методы исследования скважин с искусственным облучением горных пород.
- 8.4.6. Сейсмоакустические методы исследования скважин.
- 8.4.7. Другие методы исследования скважин: термический, магнитный и гравитационный каротаж.
- 8.4.8. Комплексные геофизические исследования скважин.
- 8.4.9. Принципы качественной и количественной интерпретации ГИС.

Раздел 9. Основы теории региональной разведочной и промышленной геофизики.

- 9.1. Принципы комплексирования геофизических методов, региональные и поисковые инженерно-геологические задачи, решаемые комплексом геофизических методов.
- 9.2. Основы петрофизики.
- 9.3. Принципы качественной и количественной интерпретации комплексных геофизических и геологических материалов.
- 9.4. Глубинные исследования земной коры комплексом геофизических методов.
 - 9.4.1. Методы глубинной геофизики и строение Земли по геофизическим данным.
 - 9.4.2. Строение недр под океанами.
 - 9.4.3. Тектоника литосферных плит, дрейф континентов, строение океанского дна по геофизическим данным.
- 9.5. Поиск и разведка полезных ископаемых геофизическими методами: рудных, нерудных, нефтегазовых, подземных вод, подводных месторождений и т.д.
- 9.6. Инженерная экологическая геофизика – на службе экологов, гидрологов, почвоведов-мелиораторов, мерзлотоведов-гляциологов, археологов, техническая геофизика.
- 9.7. Геофизический мониторинг геодинамических процессов, поиск антропогенных загрязнений среды (физического, геохимического, техногенного и т.д.).
- 9.8. Общая характеристика региональных геофизических исследований.
 - 9.8.1 Методы региональной геофизики.
 - 9.8.2. Региональные глубинные геофизические исследования.
 - 9.8.3. Региональные структурные среднemasштабные геофизические исследования.
 - 9.8.4. Картировочно-поисковые крупномасштабные геофизические исследования.

3.3. Практикум по геофизическим методам разведки.

№№ п/п	Номера разделов дисциплины	Название практической работы
1	2, 3	Решение обратных задач грави-и магниторазведки методом касательных для определения геометрической формы и глубины залегания гравии- и магнитовозмущающих тел.
		Интерпретация полевых кривых, полученных при исследованиях по методу

2	4	ВЭЗ (вертикальных электрических зондирований) с помощью палеточнограмм В.К. Хмелевского для решения инженерно-экологических задач – поиска площадки под строительство производственного объекта, определения в плане места протекания подземных вод и площадок с нефтегазопроявлениями.
3	5	Решение обратных задач сейсморазведки по результатам КМПВ (метода преломленных волн) методом встречных годографов для построения разностного годографа, графика t_0 и отражающей границы раздела двух сред методом засечек.
4	6, 7, 8, 9	Качественная комплексная интерпретация скважинных диаграмм по результатам применения нескольких геофизических методов исследования промысловых геофизических скважин для корреляции и выделения границ раздела сред с различными физическими и петрологическими свойствами.

4. Учебно-методическое обеспечение дисциплины

4.1. Рекомендуемая литература.

1. В.К.Хмелевской. Геофизические методы исследования земной коры. Кн.1. Методы прикладной и скважинной геофизики. Дубна, 1997, часть 1, с.276.
2. В.К.Хмелевской. Геофизические методы исследования земной коры. Кн.2. Региональная, разведочная, инженерная и экологическая геофизика. Дубна, 1999, с.182.
3. Рукин М.Д., Балоян Б.М., [Хмелевской В.К.]. Геофизика - на службе экологов, геологов и не только... М., Дзержинский (Угреша), 2018, с.

4.2. Дополнительная литература.

1. Бондаренко В.М., Демура Г.В., Ларионов Л.М. Общий курс геофизических методов разведки. М., Недра, 1986.

2. Рукин М.Д., Славинский А.З., Ясаманов Н.А. Живой пульс Земли. Землетрясения, вулканы, цунами. Москва, ООО “Хлебплодинформ”, 2003.
3. Гравиразведка. Справочник геофизика. М., Недра, 1990.
4. Магниторазведка. Справочник геофизика. М., Недра, 1990.
5. Сейсморазведка. Справочник геофизика в 2-х томах. М., Недра, 1990.
6. Электроразведка. Справочник геофизика в 2-х томах. М., Недра, 1989.

4.3. Средства обеспечения освоения дисциплины.

- 4.3.1. Слайды (цветные, черно-белые) на прозрачных пленках.
- 4.3.2. Учебные фильмы на видеокассетах (практика студентов по геодезии, гравиразведке и магниторазведке, вулканы, цунами, землетрясения).
- 4.3.3. Выносные плакаты-чертежи, схемы, карты.
- 4.3.4. Тексты лекций по всем методам геофизики в машинописном и электронном виде.
- 4.3.5. Тексты практических работ (№№1-5) по всем методам геофизики в машинописном и электронном виде.
- 4.3.6. Приложения к практическим работам (графики, номограммы, схемы, таблицы, полевые материалы).

5. Необходимое материально-техническое обеспечение дисциплины.

5. Прибор “Оверхед”, телевизор с видеоприставкой и пультом управления, специализированные классы-аудитории.

Программа составлена в соответствии с государственными требованиями к обязательному минимуму содержания основной образовательной программы по направлению (специальности) – 020800 “Экология и природопользование”, подготовки бакалавра (дипломированного специалиста).

Программу составили

профессор, д.т.н., М.Д. Рукин, профессор, д.т.н.
Б.М.Балоян

Рецензент

зав.кафедрой ОТУС МИИТ,
профессор, д.т.н., Э.С.Спиридонов

10.08.2018 г.

Приложение 2.

Рецензия

на программу по курсу

«Геофизика на службе у экологов, геологов и не только»,

авторы - М.Д. Рукин М.Д., Б.М. Балоян, [В.К. Хмелевской].

Предлагаемая программа курса «Геофизика на службе у экологов, геологов и не только», и учебное пособие к ней необходимы для студентов–экологов, т.к. этот курс призван преподать студентам основы этой дисциплины, научить их пользоваться ее методами и знаниями. Курс содержит понятия и термины, относящиеся к проблемам решения задач инженерной экологии и экологической геофизики. В Программе приведены краткие сведения по каждому методу геофизики: гравиразведки, магниторазведки, электроразведки, сейсморазведки, терморазведки, ядерных методов и промысловой геофизики (ГИС), каждый из которых включает: физико-геологические основы методов, используемый математический аппарат, методику полевых работ и методику обработки результатов, элементы количественной и качественной интерпретации данных, в том числе, решение прямых и обратных задач геофизики, вид исходных, промежуточных и результативных данных, краткое описание используемой аппаратуры, описание методов оценки погрешностей, применение методов в инженерно-экологических исследованиях, решаемые методами эколого-инженерные задачи.

Программа предусматривает обучение студентов практическим и лабораторным навыкам при решении конкретных задач по каждому методу: по поискам подземных вод, по обнаружению нефтегазоносных проявлений, по выбору площадок под будущие строительные объекты инженерно-технического назначения. Эти навыки позволят студентам проявлять элементы самостоятельности, как индивидуальной, так и групповой, особенно при выполнении практических работ бригадами, составленными из нескольких человек.

Курс учит студентов использовать рациональное комплексирование геофизических методов для повышения эффективности решаемых инженерно-экологических задач, снижения затрат на проводимые исследования, обеспечивает получение добротных знаний в области количественной и качественной интерпретации геолого-геофизических данных.

Полагаю, что учебная программа, предложенная профессором М.Д. Рукиным, доктором технических наук, известным специалистом в области использования ЭВМ при решении задач геофизики, профессором, доктором технических наук Б.М. Балояном, директором Непрерывного Центра высшего образования и Колледжа в подмосковном г. Дзержинске (филиале Государственного университета Природы, Общества и Человека «Дубна»), профессором, доктором геолого-минералогических наук МГУ имени М.В. Ломоносова В.К. Хмелевским, в полной мере решает поставленные авторами задачи. Программа дает студентам достаточно полное представление о возможностях использования в экологии различных методов геофизики, их рационального комплексирования для решения конкретных производственных задач.

Рецензируемый документ без сомнения и вполне отвечает требованиям к программам по дисциплине «Геофизика» для студентов по направлению – «Экология и природопользование», заслуживает одобрения и высокой оценки.

Заведующий кафедрой ОТУС МИИТ, а,
профессор, доктор технических наук

Э.С.Спиридонов

Сентябрь, 2018 г.

Приложение 3.

Вопросы к экзаменационным билетам.

1. Классификация методов общей, прикладной и экологической геофизики.
2. Аппаратура для гравиразведки.
3. Методика съемки с гравиметрами.
4. Потенциал, ускорение, редукции, аномалии силы тяжести.
5. Принципы решения прямых и обратных задач гравиразведки.
6. Качественная, количественная интерпретация, области применения гравиразведки.
7. Аппаратура для магниторазведки.
8. Методика воздушной и наземной магниторазведки.
9. Элементы магнитного поля, вариации, аномальные и нормальные магнитные поля.
10. Принципы решения прямых и обратных задач магниторазведки.
11. Качественная, количественная интерпретация, области применения магниторазведки.
12. Электромагнитные поля, используемые в электроразведке, их влияние на здоровье людей.
13. Электромагнитные свойства горных пород.
14. Электромагнитные зондирования (ВЭЗ, ДЗ, ЧЗ, ЗС, МТЗ).
15. Электромагнитные профилирования (ЭП, ВП, НЧМ, МПП).
16. Тепловое поле Земли, его происхождение, вариации.
17. Общая характеристика методов терморазведки, их применение для решения геологических и экологических задач.
18. Ядерно-физические свойства горных пород.
19. Методы радиометрии и их применение для изучения радиационной загрязненности и радиомониторинга.
20. Общая характеристика ядерно-физических методов и их применение в экологии.
21. Типы сейсмических волн и скоростей.
22. Методы решения прямых и обратных задач МОВ.
23. Методы решения прямых и обратных задач МПВ.
24. Аппаратура и методика сейсморазведки.
25. Область применения сейсморазведки, ее роль в изучении геодинамических процессов.
26. Методы геофизических исследований скважин.
27. Комплексование геофизических методов.
28. Глубинная геофизика и ее роль в геоэкологии.

Авторы учебного пособия: Рукин М.Д, Балоян Б.М., [Хмелевской В.К.]

Информация об авторах:

Рукин Михаил Дмитриевич

МГУ имени М.В. Ломоносова, Научно-учебный музей землеведения, ведущий научный сотрудник с 1 января 1980, доктор технических наук с 1997 года, кандидат геолого-минералогических наук с 1975 года, профессор по специальности № 05.02.22 - организация производства с 7 марта 2012 г.



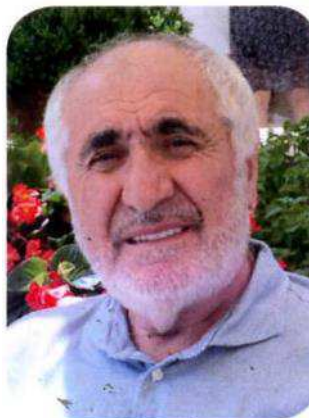
Ст.н.с./доцент по специальности № 130102.1-65 - Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых с 12 февраля 1993 г.

Научная деятельность

221 статья, 72 книги, 74 доклада на конференциях, 35 тезисов докладов, 29 НИР, 26 патентов, 38 свидетельств о регистрации прав на ПО, 24 научных отчёта, 34 награды, 15 членств в научных обществах, 19 стажировок, 3 членства в редколлегиях журналов, 2 членства в редколлегиях сборников, 1 членство в программном комитете, 7 диссертаций, 59 дипломных работ, 11 учебных курсов, 13 выступлений в СМИ, Академик 7 общественных Академий. Член Союза журналистов Москвы, «Заслуженный научный сотрудник МГУ имени М.В. Ломоносова», «Почетный член науки и техники Российской Федерации».

Балоян Бабкен Мушегович

Директор ГАПОУ МО «Колледж «Угреша», заведующий кафедрой «Новые материалы и технологии филиала «Угреша» государственного



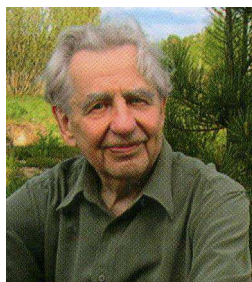
университета «Дубна», профессор,
наук.

доктор технических

Научная деятельность

Академик РАЕН, член Союза журналистов России, «Заслуженный деятель науки и техники Московской области». Автор более 100 научных трудов и 6 монографий. Имеет обширный опыт разработки и внедрения организационно- управленческих инноваций в образовательной сфере. Автор и руководитель учебного курса «Управление персоналом».

[Хмелевской Виктор Казимирович]



кандидат геолого-минералогических наук с 1956 года, доктор геолого-минералогических наук с 1983 года, доцент по кафедре с 18 мая 1966 г., профессор по кафедре с 18 ноября 1988 г., заведующий Отделением геофизики Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Научная деятельность

Автор более 250 научных публикаций, 25 учебных пособий, 33 докладов на конференциях, 33 тезисов докладов, 6 НИР, 1 научного отчёта, 11 наград, 1 членство в научном обществе, 1 членство в редколлегии журнала, 1 членство в диссертационном совете, 19 диссертаций, 31 учебного курса.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
0.0. Введение	3 -13
0.1. Краткая характеристика физических полей Земли и природных законов, используемых при их изучении.....	5 - 9
0.2. Место экологии в геофизике.....	9-10
0.3. Об истории развития и использования геофизики в геологии.....	10-11
0.4. Краткая историческая справка по развитию автоматизированных систем в гравиразведке и магниторазвндке.....	11-12
Контрольные вопросы по теме 0.0. «Введение».....	12-13
Глава 1. Физические свойства горных пород.....	14-41
1.1. Плотность горных пород.....	14-17
1.2. Магнитные свойства горных пород.....	17-21
1.3. Электромагнитные свойства горных пород.....	21-25
1.4. Упругие и пьезоэлектрические свойства горных пород.....	25-31
1.5. Тепловые и оптические свойства пород.....	31-33
1.6. Ядерно-физические свойства горных пород	33-38
Контрольные вопросы по теме главы 1 «Физические свойства горных пород»	38-41
Глава 2. Гравиметрическая разведка.....	42-105
2.0. Общие сведения.....	42
2.1. Краткая теория гравитационного поля Земли.....	43-47
2.2. Потенциал силы тяжести.....	47-49
2.3. Нормальное значение силы тяжести.....	49-50
2.4. Поправки, вводимые в наблюдаемые значения силы тяжести.....	50-53
2.5. Аномалии силы тяжести.....	53-54
2.6. Составление карт и графиков аномалий силы тяжести.....	54-55
2.7. Решение прямых и обратных задач	

гравirazведки.....	55
2.8. Аналитические способы решения прямых задач гравirazведки.....	55-57
2.9. Прямая и обратная задача над шаром.....	57-60.
2.10. Прямая и обратная задача над горизонтальным бесконечным круговым цилиндром.....	60-61
2.11. Прямая и обратная задачи над вертикальным уступом (сбросом).....	61-63
2.12. Графическое определение аномалии силы тяжести двухмерных тел с помощью палетки Гамбурцева.....	63-65
2.13. Численные методы решения прямых и обратных задач гравirazведки.....	66-68
2.14. Динамические методы.....	68-70
2.15. Статистические методы.....	70-75
2.16. Вариометры и градиентометры.....	75-76
2.17. Общая характеристика методики съемки.....	76-77
2.18. Наземная гравиметровая съемка.....	77-81
2.19. Методики других видов гравirazведки.....	81-82
2.20. Качественная и количественная интерпретация данных гравirazведки.....	82-83
2.21. Обработка данных гравиметровых съемок....	84-97
2.22. Геологическое истолкование гравитационных аномалий.....	97-98
2.23. Геологические задачи, решаемые гравirazведкой.....	98
2.24. Использование общих гравиметрических съемок.....	98
2.25. Гравirazведка при региональном тектоническом районировании.....	99-100

2.26.	Применение гравirazведки для поисков и разведки полезных ископаемых.....	100-101
2.27.	Роль гравirazведки в изучении геологической среды.....	101-102
	Контрольные вопросы по теме главы 2: «Гравirazведка».....	103-105
Глава 3.	Магниторазведка.....	106-177
3.0.	Введение.....	106
3.1.	Основы теории геомагнитного поля и магниторазведки. Магнитное поле и его изменения на поверхности Земли во времени и пространстве. Главные элементы магнитного поля. Единицы измерения.....	106-109
3.2.	О происхождении геомагнитного поля.....	109
3.3.	Нормальное геомагнитное поле.	110
3.4.	Аномальные геомагнитные поля.....	110-111
3.5.	Вариации земного магнетизма.	111-112
3.6.	Основные положения теории магниторазведки. Принципы решения прямых и обратных задач	112-117
3.7.	Прямые и обратные задачи для простейших тел.....	117-125
3.8.	Численные методы решения прямых и обратных задач магниторазведки.....	125-126
3.9.	Аппаратура и методика магниторазведки. Измеряемые параметры геомагнитного поля.	126-132
3.10.	Общая характеристика методики наземной полевой магнитной съемки.....	132-135
3.11.	Способы проведения полевой магнитной съемки.....	135-136
3.12.	Результаты полевой магнитной съемки.....	136-137
3.13.	Воздушная и морская магнитная съемки.....	137-139

3.14. Качественная и количественная интерпретация данных магниторазведки...	139-146
3.15. Геологическое истолкование данных магниторазведки.....	146-148
3.16. Общие магнитные съемки Земли и палеомагнитные исследования.....	149-151
3.17. Применение магниторазведки для картирования, поисков и разведки полезных ископаемых, изучения геологической среды.....	151-154
Контрольные вопросы по теме главы 3 «Магниторазведка».....	154-156
Приложение 1 : практическая работа №1-2.....	156-177
Глава 4. Электроразведка.....	178-278
4.0. Общие положения.....	178-191
4.1. Математические основы теории электроразведки.....	191-200
4.2. Аппаратура, используемая в электроразведке.....	200-203
4.3. Электромагнитные зондирования (ЭМЗ) ...	203-214
4.4. Электромагнитные профилирования (ЭМП).....	214-225
4.5. Методы переходных процессов.....	225-228
4.6. Подземно-скважинные (объемные) методы электроразведки.....	229-232
4.7. Интерпретация и области применения электроразведки.....	232-250
Контрольные вопросы по теме главы 4: «Электроразведка».....	250-252
Приложение 1: Практические задания по электроразведке.....	252-278.
Глава 5. Сейсморазведка.....	279-344
5.1. Общие сведения.....	279-280

5.2. Упругие волны.....	281-282
5.3. Геометрическая сейсмика (геометрическая оптика) – геометрия волн (принципы Гюйгенса-Ферма)...	282-285
5.4. Типы сейсмических волн.....	285-286.
5.5. Сейсмические среды и границы.	286-287
5.6. Типы скоростей (V_p и V_s) в слоистых средах.....	287-288
5.7. Решение прямых задач сейсморазведки.....	288-289
5.8. Прямая и обратная задачи отраженной волны для двухслойной среды с наклонной границей раздела.....	289-301
5.9. Аппаратура и методика.....	301-309
5.10. Методика морских и других видов сейсморазведки.....	309-314
5.11. Обработка данных сейсморазведки.....	315-318
5-12. Геологическое истолкование данных сейсморазведки.....	318-328
Контрольные вопросы по теме главы 5: «Сейсморазведка».....	328-330
Практическая работа по сейсморазведке. 5.1....	331- 344.
Глава 6. Терморазведка.....	345-378
6.0. Введение.....	345-347
6.1. Тепловое поле земной коры.....	347-348
6.2. Энергия глубинных источников.....	348-351
6.3. Плотность теплового потока, геотермический градиент.....	351-353
6.4. Методы терморазведки.	353
6.5. Физико-геологические основы терморазведки.....	353-354
6.6. Общая характеристика теплового поля.....	354-355
6.7. Региональный тепловой поток в земной коре.....	355-356
6.8. Локальный тепловой поток.....	356
6.9. Принципы теории терморазведки.....	356-358

6.10. Прямая задача терморазведки.....	358
6.11. Тепловые и оптические свойства пород. ...	358-361
6.12. Аппаратура.....	361-362
6.13. Методы терморазведки.....	362-363
6.14. Региональные термические исследования..	363-365
6.15. Локальные термические исследования....	366-367
Контрольные вопросы по теме главы 6: «Терморазведка».....	367-368
Практические данные по тепловой инфракрасной съемке.....	369-378
Глава 7. Ядерная геофизика.....	379-416
7.0. Введение.....	379
7.1. Физико-химические и геологические основы ядерной геофизики.....	380-386
7.2. Взаимодействие ионизирующих излучений со средой.....	386-388
7.3. Радиоактивность горных пород и руд.....	388-390
7.4. Аппаратура и методы ядерной геофизики.....	390
7.5. Чувствительные элементы в приборах для ядерной геофизики.....	390-392
7.6. Приборы для ядерно-геофизических исследований.....	392-393
7.7. Радиометрические методы разведки.....	393-395
7.8. Аэро-гамма-съемка.....	395-396
7.9. Авто-гамма-съемка.....	396-397
7.10. Пешеходная (наземная) гамма- съемка.....	397-399
7.11. Радиометрический анализ проб пород и стенок горных выработок.....	399
7.12 Гамма и спектральные съемки и решаемые с их помощью задачи.....	399-400
7.13. Эманационная съемка.....	400-401
7.14. Подземные методы изучения естественной радиоактивности.....	401-402
7.15. Определение абсолютного возраста пород.	402-403
7.16. Ядерно-геофизические методы, основанные на искусственном радиоактивном облучении пород.	403-405

Контрольные вопросы по теме главы 7: «Ядерная геофизика».....	405-407
Практическая работа №7.....	407-416
Глава 8. Геофизические исследования скважин (ГИС).....	417-448
8.0. Общие сведения.....	417-418
8.1. Основы теории и технологии ГИС.....	418
8.2. Прямые и обратные задачи ГИС.....	418-422
8.3. Каротажная станция, скважинные приборы.....	422-424
8.4. Технологический контроль состояния скважин – в ходе или после бурения.....	425-427.
8.5. обработка каротажных диаграмм-графиков зависимости какого-то изменяемого параметра от глубины.....	427-429
8.6. Используемые методы и задачи, решаемые ГИС.....	429-430
8.7. Метод кажущихся сопротивлений (каротаж КС).....	430-431
8.8. Другие методы электрометрии скважин.....	431-433
8.9. Ядерные методы исследования скважин.....	433-436
8.10. Сейсмоакустические методы исследования скважин.....	436-439
8.11. Другие методы геофизических исследований скважин.	439-442
8.12. Комплексные геофизические методы исследования скважин.....	442-444
8.13. Оценка пористости, проницаемости, коллекторских свойств, нефтегазоносности пород.....	444-446
8.14. Принципы количественной интерпретации ГИС рудных, угольных, инженерно-геологических скважин.....	446-447
Контрольные вопросы по теме главы 8: «ГИС»...	447-448
Глава 9. Комплексирование геофизических методов.....	449-485

9.0. Общие положения.....	449-451
9.1. Физические поля, параметры, физические свойства среды.....	451-453
9.2. Системный подход к комплексированию геолого-геофизических исследований (по В.Н.Страхову). 453-454	
9.3. Принципы системности изучения района (по В.Н.Сърахову).....	454-456
9.4. Принципы качественной и количественной интерпретации комплексных геофизических данных.....	456-459
9.5. Автоматизированные системы комплексной интерпретации – обработки данных на ЭВМ (АСОД).....	459
9.6. Петрофизика.....	459-462
9.7. Геолого-гидрогеологические свойства пород	462-466
9.8. Выявление аномальных объектов (по ГИС и полевым геофизическим съемкам).....	466
9.9. Методика измерения физических свойств пород.....	466-467
9.10. Характеристика геофизических свойств горных пород.....	467-471
9.11. Случайные величины.....	471-484
Контрольные вопросы по теме главы 9 «Комплексирование геофизических методов».....	484-485
Литература.....	486-488
Приложение 1 Программа дисциплины «Геофизика».....	489-500
Приложение 2. Рецензия на программу по курсу «Геофизика на службе у экологов, геологов и не только...».....	501-502
Приложение 3. Вопросы к экзаменационным билетам.....	503-504
Информация об авторах	505- 507