Геофизические методы исследования земной коры.

В.К. Хмелевской (Международный университет природы, общества и человека "Дубна") Содержание

Международный университет природы, общества и человека "Дубна", 1997 г.

- Книга 1. Методы прикладной и скважинной геофизики
  - Введение
  - Глава 1. Гравиразведка
  - Глава 2. Магниторазведка
  - Глава 3. Электроразведка
  - Глава 4. Сейсморазведка
  - Глава 5. Терморазведка
  - Глава 6. Ядерная геофизика
  - Глава 7. Геофизические исследования скважин
  - Список литературы

Введение

- Геофизические методы исследования земной коры (ГМИЗК), называемые по-разному: разведочная и скважинная; прикладная и промысловая; региональная, разведочная и геофизические исследования скважин (или каротаж), - это научно-прикладной раздел геофизики, предназначенный для изучения земной коры мощностью 35 - 70 км на суше и 5 - 10 км под дном акваторий океанов и морей.
- Геофизика, как обобщающая наука, изучающая Землю и околоземное пространство с помощью естественных и искусственных физических полей занимает среди точных и естественных наук (астрономии, физики, математики, географии, геологии, химии) уникальное стыковое положение. Она использует достижения этих фундаментальных наук или родственных им научно-прикладных дисциплин (например, космонавтики, геодинамики, информатики, электроники, автоматики и др.), ставя перед ними немало проблем теоретического и прикладного плана.
- Хотя иногда геофизику отождествляют с Физикой Земли, однако последняя наука изучает лишь Землю, как планету и ее оболочки: каменную - литосферу, мощностью порядка 100 км, астеносферу, простирающуюся до глубин 400 км, мантию - до глубин 2900 км, ядро внешнее (до глубин 5100 км) и внутренне (до центра Земли). Глобальная геофизика как обобщающая фундаментальная наука включает не только Физику Земли, но и геофизику космоса и атмосферы, гидросферы, а также науки, изучающие конкретные физические поля Земли: гравиметрию, магнитометрию, геоэлектрику, сейсмологию, сейсмометрию, термометрию, ядерную геофизику. Из этих фундаментальных геофизических наук выделяются научно-прикладные разделы. Так, геофизика воздушной оболочки включает физику космоса и атмосферы, метеорологию, климатологию и др. Геофизика водной оболочки (гидросферы) состоит из гидрофизики, океанологии, физики моря, лимнологии (изучение озер), гидрологии (изучение рек), подземной гидросферы, гляциологии (изучение ледников) и др. Из геофизики литосферы выделились разведочная или прикладная геофизика с методами, имеющими большое практическое значение при поисках и разведке полезных ископаемых и называемыми гравиразведкой, магниторазведкой, электроразведкой, сейсморазведкой, терморазведкой, ядерно-геофизической и геофизические методы исследования скважин (ГИС).
- Кроме названных выше выделяют и другие оболочки (сферы) Земли: биосферу (сферу жизни), гуманитарную сферу, ноосферу (сферу разума) и др. Учитывая все возрастающую роль природных эндогенных (внутренних) факторов, таких как землетрясения и др. и экзогенных (внешних) факторов, например, выветривание и др., а также антропогенно-техногенных сил (взрывов, загрязнений окружающей среды и др.) целесообразно выделить еще одну оболочку - биотехносферу. Это часть атмосферы, гидросферы, земной коры, являющаяся средой обитания человека и испытывающая антропогенно-техногенную нагрузку вследствие деятельности людей.
- Земля и все ее сферы являются открытыми, активно живущими, динамическими, нелинейными системами, тесно связанными между собой. Они окружены космическим пространством (физическим вакуумом), насыщенным высокоэнергетическими физическими полями импульсно-ритмичной формы. Эволюция Вселенной, Галактики, Солнца, Земли, Биосферы сопровождается цикличным обменом вещества (от корпускулярного излучения космоса до извержения вулканов), энергии (от слабых полей в молекулах до гравитационных полей сверхзвезд), а может быть и обменом информации между биосферой и космосом (например, через многочисленные ритмы Вселенной).

- Непрерывно возрастающая роль антропогенно-техногенной нагрузки, сравнимой с природными факторами, приводит к необходимости выделения из глобальной геофизики, наряду с геофизикой космоса и атмосферы, гидросферы и литосферы, новой фундаментальной науки - геофизики биотехносферы (ее можно назвать геофизической экологией), предназначенной для изучения влияния физических полей на экосистемы Земли.
- Предметом исследований геофизических методов (прикладной геофизики) являются: глубинные структуры земной коры на суше и океанах (платформенные, геосинклинальные, рифтовые области, океанические впадины и др.), кристаллический фундамент, осадочный чехол, полезные ископаемые в них, верхняя часть земной коры, называемая геологической (геофизической) средой или верхней частью разреза.
- Целью прикладной геофизики является восстановление строения, состава, истории развития этих объектов земной коры на основе косвенной информации о физических полях.
- Основными задачами геофизических исследований земной коры являются следующие: изучение состава, строения и состояния пород, слагающих земную кору, а также их динамику, выявление полезных ископаемых и изучения геологической среды как основы для промышленного, сельскохозяйственного, гражданского и военного освоения и сохранения ее экологических функций, как источника жизни на Земле путем косвенного изучения физических полей. Формально они сводятся к обнаружению геологических объектов, оценки их геометрии, а по физическим свойствам определение их геологической природы.
- В соответствии с решаемыми задачами основными прикладными направлениями и методами геофизических исследований земной коры являются: глубинная, региональная, разведочная (нефтегазовая, рудная, нерудная, угольная), инженерная (инженерно-геологическая, гидрогеологическая, почвенно-мелиоративная, мерзлотно-гляциологическая) и экологическая геофизика.
- Остановимся на краткой характеристике физических полей Земли, их параметров, а также физических свойствах среды, обеспечивающих возможность выявления аномальных объектов в ней.
- Каждое физическое поле численно характеризуется своими параметрами. Так, гравитационное поле определяется ускорением свободного падения или силы тяжести (g) и его градиентами (g_x,g_y,g_z) и др.; геомагнитное поле - полным вектором напряженности T и различными его элементами (вертикальным Z, горизонтальным Hи др.); электромагнитное - векторами магнитной ($\mathbf{H}$) и электрической ($\mathbf{E}$) составляющими; упругое - скоростями (V) распространения различных упругих волн; термическое - температурами (T°C); ядерно-физическое - интенсивностями естественного (J_{γ}) и искусственно вызванных ($J_{\gamma\gamma}$, $J_{\text{пп}}$) гамма- и нейтронных излучений.
- Принципиальная возможность проведения геологической разведки на основе различных физических полей Земли определяется тем, что распределение параметров полей в воздушной оболочке, на поверхности акваторий или Земли, в горных выработках и скважинах зависит не только от происхождения естественных или способа создания искусственных полей, но и от литолого-петрографических и геометрических неоднородностей земной коры, создающих аномальные поля. Аномалией в геофизике считается отклонение измеренного параметра поля от нормального, за которое чаще всего принимается поле над однородным полупространством. При этом возникновение аномалий связано с тем, что объект поисков, называемый источником аномалий, или возмущений, или аномалосоздающим объектом, либо сам создает поле в силу естественных причин, например, возбуждается естественное постоянное электрическое поле, либо искажает поле, вследствие различий физических свойств, например, отражение сейсмических или электромагнитных волн от контактов разных толщ. Интенсивность аномалий определяется контрастностью физических свойств, относительной глубиной объекта, а также уровнем помех.
- Если геологические и геохимические методы являются прямыми методами близкого действия, основанными на непосредственном изучении минерального, петрографического или геохимического состава вскрытых выработками горных пород, то геофизические методы являются косвенными, дальнего действия. Они обеспечивают равномерность, объемный, интегральный характер получаемой объективной информации с теоретически неограниченной глубинностью. При этом производительность экспериментальных геофизических работ значительно выше, а стоимость в несколько раз меньше по сравнению с разведкой с помощью неглубоких (до 100 м) и в сотни раз меньше глубоких (свыше 1 км) скважин. Повышая геологическую и экономическую эффективность изучения недр, геофизические методы исследования являются важнейшим направлением ускорения научно-технического прогресса в геологии и горном деле.
- Выявление геофизических аномалий - сложная техническая и математическая проблема, поскольку оно проводится на фоне не всегда однородного и спокойного нормального поля среди разнообразных помех геологического, природного, техногенного характера (неоднородности верхней части геологической среды, неровности рельефа, космические, атмосферные, климатические, промышленные и другие помехи), т.е. всегда наблюдается интерференция полей

разной природы. При этом бывает как простое наложение (суперпозиция) параметров полей, так и их сложные, нелинейные взаимодействия.

- Измеряя те или иные физические параметры по системам обычно параллельных профилей или маршрутов и выявив аномалии, можно судить как о свойствах пород, так и получить сведения о геологическом строении исследуемого массива.
- Аномалии определяются, прежде всего, изменением физических свойств горных пород по площади и по глубине. Так, гравитационное поле зависит от изменения плотности пород (σ); магнитное поле - от магнитной восприимчивости (κ) и остаточной намагниченности (J_r); электрическое и электромагнитное поля - от удельного электрического сопротивления пород (ρ), диэлектрической (ϵ) и магнитной (μ) проницаемостей, электрохимической активности (α) и поляризуемости (η); упругое поле - от скорости распространения (V) и затухания (β) различных типов волн, а последние, в свою очередь, - от плотности упругих констант (модуль Юнга (E) и коэффициент Пуассона (δ) и др.; термическое поле - от тепловых свойств: теплопроводности ($\lambda_т$), теплоемкости (C) и др.; ядерные - от естественной радиоактивности, гамма-лучевых и нейтронных свойств. Физические свойства горных пород меняются иногда в небольших пределах (например, плотность меняется от 1 до 6 г/см^3), а иногда в очень широких пределах (например, удельное электрическое сопротивление изменяется от 0,001 до 10^{15} Ом*м). В зависимости от целого ряда физико-геологических факторов одна и та же порода может характеризоваться разными свойствами, и наоборот - разные породы могут не отличаться по некоторым свойствам.
- Изучение физических свойств горных пород и связи их с минеральным и петрографическим составом, а также водо-, газо-, нефтенасыщенностью является предметом исследований петрофизики.
- По способу проведения работ геофизические исследования подразделяются на следующие технологические комплексы: аэрокосмические (дистанционные), полевые (наземные), акваториальные (или аквальные, океанические, морские, речные), подземные (шахтно-рудничные), геофизические исследования скважин (ГИС). Иногда дистанционные методы изучения Земли с помощью самолетов, вертолетов, искусственных спутников, пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций не считают геофизическими, поскольку при этих работах преобладают съемки в видимом диапазоне спектра электромагнитных волн (фото- и телевизионные съемки). Однако, кроме таких визуальных наблюдений все чаще используются дистанционные методы невидимого диапазона электромагнитных волн: инфракрасные, радиолокационные (радарная и радиотепловая), радиоволновые, ядерные, магнитные и другие съемки, которые являются сугубо геофизическими.
- Особое место в геофизике занимают геофизические исследования скважин (ГИС), отличающиеся от прочих геофизических методов специальной аппаратурой и техникой наблюдений и имеющие большое прикладное значение при документации разрезов скважин. Эти методы называют также буровой, промысловой геофизикой или каротажом.
- Как отмечалось выше, верхние оболочки Земли являются предметом исследования не только геофизических методов, но и других наук: геологии со всеми разделами, геохимии, географии и др. Геофизические методы исследования, базируясь на этих науках, являются, прежде всего, геологическими. Вместе с тем, давая другим наукам о Земле всевозможную информацию, они изменяют сам характер геологоразведочных работ. О большой роли геофизики говорит, например, такой факт: треть ассигнований и четверть специалистов в геологоразведочных организациях связаны с геофизикой.
- Теория геофизических методов исследований - физико-математическая, а сама эта прикладная отрасль геофизики и геологии относится скорее к точным наукам в отличие от описательной, какой все еще является геология. Математическое моделирование, т.е. решение геофизических задач с помощью математики, настолько сложно, что здесь используются передовые ее достижения и самый высокий уровень компьютеризации. На геофизических задачах в немалой степени совершенствуется математический аппарат. Математическое решение прямых задач, т.е. определение параметров физического поля по известным физическим свойствам, размерам и форме геологических объектов, хотя иногда очень сложно, но однозначно. Вместе с тем, одно и то же распределение параметров физического поля может соответствовать различным соотношениям физических свойств и размеров геологических объектов. Иными словами, математическое решение обратной задачи геофизики (как и вообще математической физики), т.е. определение размеров геологических объектов и свойств слагающих их пород по наблюденному полю, не только значительно сложнее, но и, как правило, неоднозначно.
- Аппаратура геофизических методов исследования основана на использовании механики, электроники, автоматики, вычислительной техники, т.е. способы измерений - физико-технические. При этом инструментальный уровень очень высокий, а сама аппаратура через каждые 5 - 10 лет полностью обновляется.

- Методика, т.е. способ проведения работ, сводится к профильным, а чаще площадным геофизическим съемкам. Густота сети наблюдений зависит от поставленных задач, масштабов съемки, размеров и глубины залегания разведываемых объектов.
- В результате геофизических съемок получаются графики и карты наблюденных параметров поля. Их обработка состоит из всевозможных трансформаций наблюденных полей, качественного (визуального) выделения аномалий, их физико-математической интерпретации, выполняемой, как правило, с помощью ЭВМ и геологического истолкования результатов. Физико-математическая интерпретация выполняется на основе физико-геологических моделей (ФГМ), приближенно соответствующих реальным геологическим объектам. Сущность моделирования сводится к аппроксимации разведываемых объектов априорными (до опыта) ФГМ, т.е. телами простой геометрической формы (шар, столб, цилиндр, пласт и др.) или сложной формы с разными контрастностями их физических свойств по сравнению с окружающей средой. Для выбранных ФГМ решаются прямые задачи и теоретические материалы сравниваются с наблюденными. Меняя параметры ФГМ, в ходе математического моделирования добиваются минимальных расхождений расчетных и наблюденных полей. Полученные апостериорные (после опыта) ФГМ и являются наиболее вероятным результатом интерпретации. Чтобы добиться более однозначной интерпретации, нужна дополнительная информация: сведения о физических свойствах пород, например, по ГИС, данные других геолого-геофизических методов. Процессы обработки экспериментальных данных и физико-математической интерпретации разрабатываются в вычислительной геофизике.
- Геологическое истолкование геофизических данных основывается на полнейшем использовании всей качественной и особенно количественной параметрической геологической информации. С ее помощью устанавливаются теоретические, логические или статистические связи между геолого-геофизическими характеристиками Среды, полученные на эталонных и опорных точках, которые переносятся на все рядовые точки наблюдения.
- Эффективность разведочной геофизики в решении той или иной задачи определяется правильным выбором метода (или комплекса методов), рациональной и высококачественной методикой и техникой проведения работ, качеством как геофизической интерпретации, так и геологического истолкования результатов.
- Сложность геофизической интерпретации объясняется как неоднозначностью решения обратной задачи, так иногда и приближенностью самого решения. Поэтому из нескольких возможных вариантов интерпретации необходимо выбрать наиболее достоверный, что можно сделать, если использовать все сведения о физических свойствах пород района исследований, об их литологии, тектоническом строении, гидрогеологических условиях. Иными словами, лишь при хорошем знании геологии района можно дать наиболее достоверное истолкование результатов геофизических методов исследований, что требует совместной работы геофизиков и геологов при интерпретации. Последнее, очевидно, нельзя выполнить, если геофизики не имеют прочных знаний по геологическим дисциплинам и слабо знакомы с изучаемым районом, а геологи не разбираются в сущности и возможностях тех или иных методов геофизической разведки.
- Важнейшим методологическим принципом, понимая под которым теорию рациональной деятельности, для геофизической разведки является комплексирование: межметодное геофизическое (применение хотя бы 2 - 3-х из перечисленных методов геофизики), разноуровневое (аэрокосмические, аквально-полевые, подземно-скважинные наблюдения), междисциплинарное (использование геологической, гидрогеологической, биологической, медицинской и другой информации). Методика комплексных исследований характеризуется стадийностью (переходом от легких методов к тяжелым, от мелких масштабов к крупным), выборам типовых комплексов для определенных условий и решаемых задач, переходом к рациональным экономически обоснованным методам решения конкретных задач. Теория комплексной интерпретации на базе компьютерных технологий разрабатывается вычислительной геофизикой или геофизической информатикой. Цель комплексной интерпретации сводится к достижению однозначности геологических выводов путем выбора, анализа, оптимизации ФГМ.
- Возрастание роли геофизики в связи с увеличением глубин и сложности разведки месторождений ведет не к замене геологических методов геофизическими, а к рациональному их сочетанию, широкому использованию всеми геологами данных геофизики. Единство и взаимодействие геологической и геофизической информации - руководящий методологический принцип комплексирования наук о Земле. Объясняется это тем, что возможности каждого частного метода геологоразведки (геологическая съемка, бурение, проходка выработок, геофизика, геохимическая разведка и др.) ограничены. Однако, в любых условиях геофизика облегчает разведку глубокозалегающих полезных ископаемых, особенно в труднодоступных районах.
- Сближение и совместное использование и геологической, и геофизической информации - единственный разумный и экономически целесообразный путь изучения недр.

- Таким образом, обобщая сказанное выше, следует повторить, что исследования земной коры (прикладная геофизика) - это многогранная научно-прикладная дисциплина со сложной структурой и разными подходами к классификациям по:
- • используемым полям (грави-, магнито-, электро-, сейсмо-, терморазведка и ядерная геофизика),
- • технологиям и месту проведения работ (аэрокосмические, полевые, акваториальные, подземные методы и геофизические исследования скважин),
- • прикладным направлениям и решаемым задачам (глубинная, региональная, разведочная, инженерная и экологическая геофизика),
- • видам деятельности (теоретическая, инструментальная, экспериментальная, вычислительная и интерпретационная геофизика).
- Геофизические методы исследования недр начали развиваться с 20-х годов XX века. Однако, ее физико-математические основы заложены значительно раньше. Так же давно началось использование физических полей Земли для практических целей. Ранее других методов возникла магниторазведка. Первые сведения о применении компаса для разведки магнитных руд в Швеции относятся к 1640 году. Теория гравитационного поля Земли берет свое начало с 1687 года, когда Ньютон сформулировал закон всемирного тяготения. В 1753 году М.В.Ломоносов высказал мысль о связи значений силы тяжести на земной поверхности с внутренним строением Земли и разработал идею газового гравиметра. Его же работы в области сейсмологии, атмосферного электричества можно считать первыми, относящимися к геофизическим исследованиям Земли. Первыми работами по электроразведке можно считать наблюдения Р.Фокса (Англия) в 1830 г. естественной поляризации сульфидных залежей и Е.И.Рогозина (Россия), который в 1903 г. дал первое изложение основ этого метода. В 1913 г. К.Шлюмберже (Франция) разработал метод электроразведки постоянным током, а в 1918 г. К.Зунберг и Н.Лунберг (Швеция) предложили электроразведку переменным током. Со временем установления Кулоном закона взаимодействия магнитных масс (1785 г.) начинается развиваться теория земного магнетизма. Первыми систематическими разведочными работами в России и в мире были съемки Курской магнитной аномалии (КМА), начатые профессором МГУ Э.Е.Лейстом в 1894 г., а также проведенные магнитные съемки на Урале Д.И.Менделеевым и в районе Кривого Рога И.Т.Пассальским в конце прошлого века. В 1919 г. были начаты магнитные съемки на КМА. Именно эти работы можно считать началом развития отечественной разведочной геофизики. Теоретические работы Э.Вихерта (Германия) и Б.Б.Голицына (Россия) в начале этого века в области сейсмологии имели самое непосредственное отношение к созданию сейсморазведки.
- Среди советских ученых, заложивших основы геофизических методов исследования, можно отметить Л.М.Альпина, В.И.Баранова, В.И.Баумана, В.Р.Бурсиана, В.Н.Дахнова, Г.А.Гамбурцева, А.И.Заборовского, А.Н.Краева, П.П.Лазарева, А.А.Логачева, А.А.Михайлова, Л.Я.Нестерова, П.П.Никифорова, А.А.Петровского, М.К.Полшкова, Е.Ф.Саваренского, А.С.Семенова, Л.В.Сорокина, Ю.В.Резниченко, Л.А.Рябинкина, А.Г.Тархова, В.В.Федынского, О.Ю.Шмидта, Б.М.Яновского.
- В настоящее время по уровню теории и практическому использованию отечественная геофизика занимает передовые позиции в мире.

Глава 1. Гравиразведка

- 1. Основы теории гравитационного поля Земли и гравиразведки
  - 1.1. Сила тяжести, ее потенциал и производные потенциала
    - 1.1.1. Сила тяжести
    - 1.1.2. Потенциал силы тяжести
    - 1.1.3. Производные потенциала силы тяжести
  - 1.2. Нормальное значение силы тяжести, редукции, аномалии силы тяжести и плотность горных пород
    - 1.2.1. Нормальное значение силы тяжести
    - 1.2.2. Редукции силы тяжести
    - 1.2.3. Аномалии силы тяжести
    - 1.2.4. Плотность горных пород
  - 1.3. Принципы решения прямых и обратных задач гравиразведки
    - 1.3.1. Аналитические способы решения прямых задач гравиразведки
    - 1.3.2. Прямая и обратная задачи над шаром
    - 1.3.3. Прямая и обратная задачи над горизонтальным бесконечно длинным круговым цилиндром
    - 1.3.4. Прямая и обратная задача над вертикальным уступом (сбросом)

        - 1.3.5. Графическое определение аномалии силы тяжести двухмерных тел с помощью палетки Гамбурцева
        - 1.3.6. Численные методы решения прямых и обратных задач гравиразведки
- 2. Аппаратура, методика и обработка данных гравиразведки
    - 2.1. Принципы измерений силы тяжести и аппаратура для гравиразведки
        - 2.1.1. Измеряемые в гравиразведке параметры
        - 2.1.2. Динамические методы
        - 2.1.3. Статистические гравиметры
        - 2.1.4. Вариометры и градиентометры
    - 2.2. Методика гравиметрических съемок
        - 2.2.1. Общая характеристика методики гравиразведки
        - 2.2.2. Наземная гравиметровая съемка
        - 2.2.3. Обработка данных гравиметровых съемок
    - 2.3. Методики других видов гравиразведки
- 3. Интерпретация и задачи, решаемые гравиразведкой
    - 3.1. Качественная и количественная интерпретация данных гравиразведки
        - 3.1.1. Качественная интерпретация
        - 3.1.2. Количественная интерпретация
        - 3.1.3. Геологическое истолкование гравитационных аномалий
    - 3.2. Геологические задачи, решаемые гравиразведкой
        - 3.2.1. Использование общих гравиметрических съемок
        - 3.2.2. Гравиразведка при региональном тектоническом районировании
        - 3.2.3. Применение гравиразведки для поисков и разведки полезных ископаемых
        - 3.2.4. Роль гравиразведки в изучении геологической среды

Гравиметрическая или гравитационная разведка (сокращенно гравиразведка) - это геофизический метод исследования земной коры и разведки полезных ископаемых, основанный на изучении распределения аномалий поля силы тяжести Земли вблизи земной поверхности, акваториях, в воздухе. Поле силы тяжести обусловлено в основном Ньютоновским притяжением Землей всех тел, обладающих массой. Так как Земля сферически неоднородна, да еще вращается, то поле силы тяжести на земной поверхности непостоянно. Изменения эти малы и требуют высоко-чувствительных приборов для их изучения. Основными измеряемыми параметрами гравитационного поля являются ускорение силы тяжести и градиенты (изменения ускорения по разным направлениям). Величины параметров поля силы тяжести зависят, с одной стороны, от причин, обусловленных притяжением и вращением Земли (нормальное поле), а с другой стороны - от неравномерности изменения плотности пород, слагающих земную кору (аномальное поле). Эти две основные причины изменения силы тяжести на Земле послужили основой двух направлений гравиметрии: геодезической гравиметрии и гравитационной разведки.

От других методов разведочной геофизики гравиразведка отличается сравнительно большой производительностью полевых наблюдений и возможностью изучать горизонтальную (латеральную) неоднородность Земли. Гравиразведка применяется для решения самых различных геологических задач с глубинностью исследований от нескольких метров (например, при разведке окрестностей горных выработок) до 200 километров (например, при изучении мантии).

1. Основы теории гравитационного поля Земли и гравиразведки

1.1. Сила тяжести, ее потенциал и производные потенциала

1.1.1. Сила тяжести.

Силой тяжести (F) называют равнодействующую двух сил - силы ньютоновского притяжения всей массой Земли ($F_н$) и центробежной силы, возникающей вследствие суточного вращения Земли (P). Отнесенные к единице массы, эти силы характеризуются ускорениями силы тяжести $g=F/m$, ньютоновского притяжения $f=F_н/m$ и центробежным $P=P/m$. Ускорение силы тяжести равно геометрической сумме ускорения притяжения и центробежного ускорения (рис. 1.1). Обычно в гравиметрии, когда говорят "сила тяжести", подразумевают именно ускорение силы тяжести.

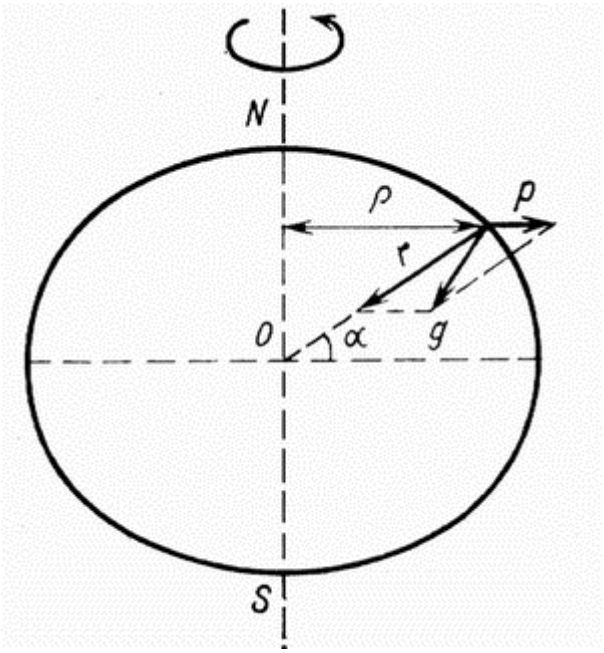


Рис. 1.1 Ускорение силы тяжести и его составляющие

Единицей ускорения в системе СИ является м/с^2. В гравиметрии традиционно используют более мелкую единицу - Гал, равный 1 см/с^2. В среднем на Земле *g*=981 Гал. В практике гравиразведки применяется величина в 1000 раз меньшая, получившая название миллигал (мГал).

Сила притяжения какой-либо массы (m) всей массой Земли (M) определяется законом всемирного тяготения Ньютона:

$$F_{\text{ц}} \approx G\frac{mM}{r^2} \qquad (1.1)$$

где r- расстояние между центрами масс mи M, т.е. радиус Земли; g- гравитационная постоянная, равная *G*=6,67*10^{-11} м^3/кг*с^2. Сила притяжения единичной массы (*m=1*) равна $f \approx GM/r^2$и направлена к центру Земли.

Центробежная сила (P) направлена по радиусу, перпендикулярному оси вращения (R), и определяется формулой

$$P = mR\omega^2, \qquad (1.2)$$

где ω- угловая скорость вращения Земли.

Величина Pизменяется от нуля на полюсе (*R=0*) до максимума на экваторе. Отношение $P/F \leq 1/288$, поэтому сила тяжести почти целиком определяется силой притяжения, а ускорение силы тяжести практически равно ускорению притяжения $g \approx f \approx GM/r^2$.

Земля в первом приближении является эллипсоидом вращения, причем экваториальный радиус $a \approx 6378$км, а полярный $c \approx 6357$км, *a-c*=21 км. Разная величина радиуса Земли на полюсе и экваторе наряду с изменением центробежной силы приводит к увеличению gна полюсе (g_n=983 Гал) по сравнению с gна экваторе ($g_э$= 978 Гал). По известным gи rбыли определены масса Земли *M*=5,98*10^{24} кг и ее средняя плотность $\sigma_э = 5,51 \cdot 10^3$кг/м^3(5, 51г/см^3).

1.1.2. Потенциал силы тяжести.

Потенциал силы тяжести (W) был введен в теорию гравиметрии для облегчения решения теоретических задач. В точке А, расположенной на расстоянии r_A от центра Земли, выражение для потенциала принимается равным: $W_A=GM/r_A$, а в любой точке В, расположенной на продолжении радиуса r, $W_B = GM/(r_A + \Delta r)$. Поэтому разность потенциалов будет равна:

$$\Delta W = W_B - W_A = GM/\left[\frac{-\Delta r}{r_A(r_A+r_B)}\right].$$

В пределе при малом Δrимеем:

$$\Delta W = -GM\Delta r/r^2 = -g\Delta r,$$

отсюда $g=-dW/dr$, т.е. сила тяжести есть производная потенциала силы тяжести по направлению к центру Земли.

С другой стороны, работа, которая может быть произведена при движении притягиваемой точки по отрезку Δr, равна $\Delta A = g\Delta r$. Поэтому $\Delta W = -\Delta A$, или работа силы тяжести по перемещению единичной массы на отрезке Δrравна разности значений потенциала на концах этого отрезка.

При перемещении точки в направлении, перпендикулярном силе тяжести, $dW=0$. Это означает, что W=const. Поэтому гравитационное поле можно представить в виде набора бесконечного числа поверхностей, на которых потенциал остается постоянным, а ускорение силы тяжести направлено перпендикулярно этой поверхности. Такие поверхности называют эквипотенциальными или уровенными. В частности, поверхность жидкости на Земле, например, моря, совпадает с уровенной поверхностью. У Земли есть одна уникальная уровенная поверхность, которая совпадает с невозмущенной волнениями поверхностью океанов. Она называется геоидом.

Таким образом, геоид - это условная уровенная поверхность, которая совпадает со средним уровнем океанов и открытых морей, проходит под сушей и по определению везде горизонтальна, а ускорение силы тяжести к ней перпендикулярно.

1.1.3. Производные потенциала силы тяжести.

Производные потенциала силы тяжести по трем координатным осям $g_x = \partial W/\partial x$, $g_y = \partial W/\partial y$, $g_z = \partial W/\partial z$ однозначно определяют его полный вектор.

В частности, если ось z направить к центру Земли, то $\frac{\partial W}{\partial x} = \frac{\partial W}{\partial y} = 0$, а $g = \frac{\partial W}{\partial z}$.

В гравиметрии кроме первых производных изучаются вторые производные потенциала или их разности:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}, \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}, \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z}, \frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}, \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}. \qquad (1.3)$$

Физический смысл этих выражений легко получить, если иметь в виду, что $g = \partial W/\partial z$. Так, например, вторая производная $\frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = \frac{\partial g}{\partial x}$указывает на скорость изменения силы тяжести по оси x, т.е. является горизонтальным градиентом силы тяжести.

Аналогичный смысл имеют вторые производные $\partial^2 W/\partial x \partial z$и $\partial^2 W/\partial z^2$.

Вторые производные $\partial^2 W/\partial x \partial y$, $\partial^2 W/\partial x^2 - \partial^2 W/\partial y^2$характеризуют форму уровенной поверхности (геоида), изучаемую в геодезической гравиметрии. Практической единицей измерения градиента силы тяжести принимается 1 этвеш (E)=10^{-9}/с^2, что соответствует изменению силы тяжести в 0,1 мГал на 1 км.

1.2. Нормальное значение силы тяжести, редукции, аномалии силы тяжести и плотность горных пород

1.2.1. Нормальное значение силы тяжести.

Нормальным значением силы тяжести (γ_0) называется сила тяжести, обусловленная суточным вращением и притяжением Земли, в предположении, что она состоит из однородных по плотности концентрических слоев.

Принимая Землю за сфероид, Клеро получил следующую приближенную формулу для ее расчета:

$$\gamma_0 = g_э(1 + \beta \sin^2\varphi),$$

где $g_э$- сила тяжести на экваторе; φ- географическая широта пункта наблюдения; β- коэффициент, зависящий от угловой скорости вращения и сжатия сфероида.

Однако Земля - геоид, и нормальные значения силы тяжести для его поверхности рассчитываются по формуле:

$$\gamma_o = g_э(1 + \beta \sin^2\varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2\varphi \cos 2\lambda) \qquad (1.4)$$

где λ- географическая долгота точки наблюдения.

Коэффициенты β, β_1и β_2зависят от формы Земли, ее угловой скорости вращения, распределения масс. По многочисленным измерениям можно определить эти неизвестные коэффициенты. В настоящее время используется формула, в которой коэффициенты равны: $\beta = 0,0053024$, $\beta_1 = 0,0000059$, $\beta_2 = 0$и $g\_э$=978,013 Гал.

Составлены специальные таблицы, по которым легко определить величину γ_0для любой точки земной поверхности. Измерив $g\_н$ в какой-то точке и вычтя γ_0, получим аномалию силы тяжести.

Таким образом, геоид является поверхностью относимости, по отношению к которой рассчитываются аномалии.

1.2.2. Редукции силы тяжести.

В наблюденные значения силы тяжести вводятся поправки (редукции). Введение поправок необходимо потому, что нормальные значения относятся к поверхности геоида, которая совпадает с уровнем океана, а измеренные значения относятся к действительной (реальной) земной поверхности. Для того, чтобы все наблюдения силы тяжести были сопоставимы, их приводят к одной поверхности - уровню геоида, т.е. как бы опускают точку наблюдения на этот уровень. Это осуществляется путем введения поправок за высоту, за притяжение промежуточного слоя и окружающий рельеф. Поправки называются редукциями.

Основными из них являются: поправка за высоту, за притяжение промежуточного слоя, за рельеф.

Для приведения измеренного значения $g_н$к уровню океана вводят поправку за высоту (Δg). Эту поправку называют поправкой за "свободный воздух" или поправкой Фая. Формула для расчета поправки за высоту имеет вид: $\Delta g_1 = 0,3086H$, где Δg_1в миллигалах, а H(высота над уровнем моря) в метрах. Эта поправка должна прибавляться к измеренной силе тяжести, если точка наблюдений находится выше уровня геоида, и вычитаться, если ниже.

При введении поправки за притяжение промежуточного слоя (Δg_2) вычисляется притяжение масс слоем между уровнем океана и данной точкой. Для расчета этой поправки используют формулу притяжения плоскопараллельной пластины, которая имеет вид: $\Delta g_2 = -0,0419\sigma H$ мГал, где H- абсолютная высота точки наблюдения в м, а σ- средняя плотность пород в этом слое в г/см^3. Поправка имеет знак, противоположный знаку поправки за свободный воздух.

Для учета бокового притяжения рельефа местности, окружающего пункт наблюдения, при съемке в горных районах вводятся топографические поправки (Δg_3). Имеется несколько способов учета таких поправок, которые всегда положительны.

При региональных исследованиях суши и океанов иногда используют специально рассчитываемые изостатические редукции, которые характеризуют отклонение от существующего в целом гидростатического равновесия Земли. Считается, что в верхней оболочке, называемой литосферой мощностью 100-200 км, такое равновесие достигается в основном посредством упругого изгиба. Глубже, в так называемой астеносфере с более низкой вязкостью, равновесие достигается горизонтальными течениями. От этих факторов зависит гидростатическое равновесие. В ряде районов с интенсивными изостатическими аномалиями оно нарушено.

1.2.3. Аномалии силы тяжести.

Аномалии силы тяжести рассчитываются по разным формулам. В геодезической гравиметрии под аномалией силы тяжести понимают разность между наблюденным значением ($g_н$\$) и нормальным (γ_0) с учетом поправки Фая, она рассчитывается по формуле $\Delta g_ф \approx g_н - \gamma_0 + \Delta g_1$и называется аномалией Фая. Основной аномалией в гравиразведке является аномалия Буге:

$$\Delta g_Б = g_н - \gamma_o + \Delta g_1 + \Delta g_2 + \Delta g_3 = g_н - g_{теор}, \qquad (1.5)$$

в которую вводятся все поправки. Под $g_{теор}$понимается суммарная поправка в наблюденные значения, которая может быть определена до проведения работ, поскольку в ней имеются лишь топографические координаты точек наблюдения (φ, H). Ее рассчитывают с помощью ЭВМ.

1.2.4. Плотность горных пород.

Для постановки гравиразведки и особенно истолкования результатов необходимо знать плотность горных пород - σ, ибо это единственный физический параметр, на котором базируется гравиразведка.

Плотностью породы (или объемным весом) называется масса (m) единицы объема породы (V) $\sigma = m/V$. Плотность измеряют в г/см^3. Обычно плотность определяется для образцов, взятых из естественных обнажений, скважин и горных выработок. Наиболее простым способом определения плотности образца является взвешивание образца в воздухе (m), и в воде (m') и затем расчет σ. На этом принципе построен наиболее распространенный и простой прибор для измерения плотности - денситометр, позволяющий определять σс точностью до 0,01 г/см^3.

Для достоверности и представительности измерения следует производить на большом количестве образцов (до 50 штук). По многократным измерениям плотности образцов одного и того же литологического комплекса строятся вариационная кривая или график зависимости значений σот количества образцов, обладающих данной плотностью. Максимум этой кривой характеризует наиболее вероятное значение плотности для данной породы. Существуют гравиметрические и другие геофизические способы полевых и скважинных определений плотности.

Плотность горных пород и руд зависит от химико-минералогического состава, т.е. объемной плотности твердых зерен, пористости и состава заполнителя пор (вода, растворы, нефть, газ). Плотность изверженных и метаморфических пород определяется в основном минералогическим составом и увеличивается при переходе от пород кислых к основным и ультраосновным. Для осадочных пород плотность определяется прежде всего пористостью, водонасыщенностью и в меньшей степени составом. Однако она сильно зависит от консолидации осадков, от их возраста и глубины залегания, с увеличением которых она растет. Примеры плотности даны в таблице 1.1.

Т а б л и ц а 1.1

Порода	**Плотность (г/см^3)**

Нефть	0,8 -1,0
Уголь	1,0
Вода	1,1 - 2
Почва	1,13 - 2,0
Песок	1,4 - 2
Глина	2 - 2,2
Песчаник	1,8 - 2,8
Известняк	2,3 - 3,0
Соль	2,1 - 2,4
Гранит	2,4 - 2,9
Гнейсы	2,6 - 2,9
Габбро	2,8 - 3,1
Базальт	2,7 - 3,3
Перидотит	2,8 - 3,4
Медный колчедан	4,1 - 4,3
Магнетит, гематит	4,9 - 5,2
Плотность верхних частей земной коры (средняя)	2,67
Средняя плотность Земли	5,52
Плотность ядра Земли	12

1.3. Принципы решения прямых и обратных задач гравиразведки

В результате гравиразведки рассчитываются аномалии силы тяжести, обусловленные теми или иными плотностными неоднородностями, а влияние притяжения всей Земли и окружающего рельефа исключается вычитанием нормального поля и введением редукций (см. 1.2.3). Поэтому в математической теории гравиразведки рассчитываются аномалии от тел простых форм: шара, горизонтального цилиндра, вертикального уступа, вертикального цилиндра и т.д. без учета притяжения всей Землей.

Нахождение аномалий силы тяжести и вторых производных потенциала от тел известной формы, глубины залегания, размера и плотности носит название прямой задачи гравиразведки. Определение местоположения, формы, глубины залегания, размеров и плотности тел по известным аномалиям Δg или вторых производных потенциала силы тяжести называется обратной задачей гравиразведки.

1.3.1. Аналитические способы решения прямых задач гравиразведки.

Аномалия силы тяжести, вызванная притяжением тел известной формы, размера и плотности, может быть вычислена на основании закона всемирного притяжения (закон Ньютона).

Пусть в координатной системе *xyz* ось *z* направлена вниз к центру Земли. Ставится задача определить в точке наблюдения *A*(*x,y,z*) аномальную силу тяжести (Δg), т.е. вертикальную составляющую силы притяжения Землей единицы массы ( ) элементарной массой *dm*, находящейся в точке *M* (*x′,y′,z′*) (рис. 1.2).

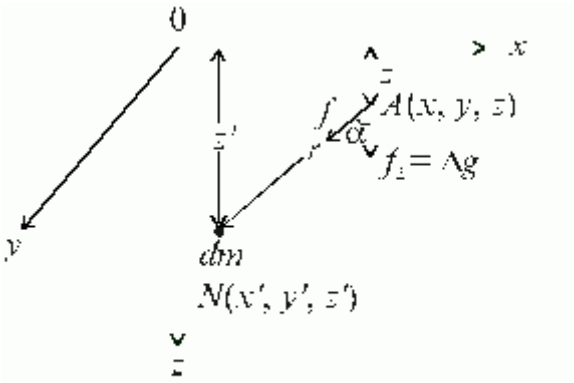


Рис.1.2 К определению аномалий силы тяжести от элементарной массы

По закону Ньютона притяжение единичной массы равно:

$f=Gdm/r^2$,

где G- гравитационная постоянная, r- расстояние между точками (см. 1.4).

Аномалия Δgявляется проекцией вектора *f* на ось *z*:

$$\Delta g = f\cos\alpha = G\frac{dm}{r^2}\cdot\frac{(z'-z)}{r}, \qquad (1.6)$$

где из треугольника *ABM* $\cos\alpha = (z'-z)/r$. Это же выражение можно получить с помощью потенциала *W=Gdm/r*. В самом деле:

$$\Delta g = -\frac{\partial W}{\partial z} = \frac{Gdm(z'-z)}{r^3} \qquad (1.7)$$

Обозначив плотность притягивающей массы через σ, а ее объем через *dV*, можно записать

$$\Delta g = G\frac{dv}{r^3}(z'-z) \qquad (1.8)$$

Такова будет аномалия силы тяжести, обусловленная массой, расположенной в пустоте. В природных условиях аномальные включения расположены во вмещающей среде с некоторой плотностью σ_0, поэтому под массой *dm* надо понимать избыточную массу $dm = (\sigma-\sigma_0)dV$.

Отсюда

$$\Delta g = G(\sigma-\sigma_o)\frac{dv}{r^3}(z'-z), \qquad (1.9)$$

где $(\sigma-\sigma_0)=\Delta\sigma$- избыточная плотность.

При $\sigma > \sigma_0\Delta g$имеет положительный знак, т.е. наблюдается увеличение притяжения и положительные аномалии Δg. При $\sigma < \sigma_0\Delta g$имеет отрицательный знак, т.е. наблюдается уменьшение притяжения и отрицательные аномалии Δg.

В принципе аномалия, созданная любым телом, может быть определена интегралом по объему тела:

$$\Delta g_v = G(\sigma-\sigma_o)\int_V\frac{(z'-z)dV}{r^3} \qquad (1.10)$$

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

Рассмотрим несколько прямых и обратных задач для тел простой геометрической формы.

1.3.2. Прямая и обратная задачи над шаром.

1. *Прямая задача*. Пусть однородный шар радиуса a и плотности σ расположен на глубине h в среде с плотностью σ_0 (для простоты центр находится на оси z, а наблюдения проводятся по оси x в точке P) (рис. 1.3).

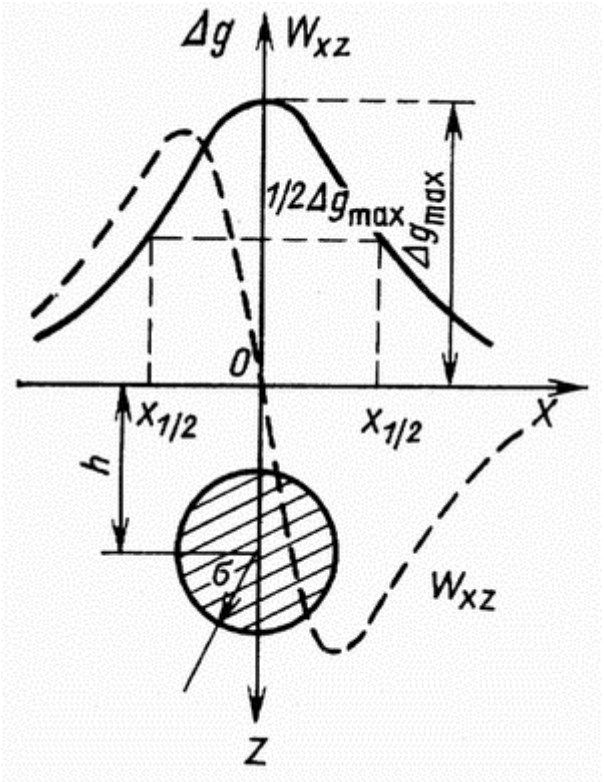


Рис.1.3 Гравитационное поле шара

Формула для вычисления g может быть получена из (1.6) - (1.9) путем замены элемента dm массой шара в силу того, что притяжение однородным шаром происходит так, как если бы вся масса была сосредоточена в центре шара. Учтя, что $x'=y'=0, z'=h, y=z=0$, получим для шара

$$\Delta g = GM\frac{h}{r^3} = G(\sigma-\sigma_o)V\frac{h}{r^3} = G(\sigma-\sigma_o)Vh/(x^2+h^2)^{3/2} \qquad (1.11)$$

График Δg будет иметь максимум над шаром (x=0) и асимптотически стремиться к нулю при удалении от шара. В плане изолинии Δg будут иметь вид концентрических окружностей.

Вторая производная (градиент аномалии по профилю наблюдений) равна:

$$W_{xz} = \frac{\partial(\Delta g)}{\partial x} = GMh\partial(1/r^3)/\partial x = -3GMhx/r^5$$

Вид кривой W_{xz} может быть легко получен путем графического построения из кривой Δg. График W_{xz} имеет перед шаром максимум, за шаром - минимум, над центром шара - ноль.

2. *Обратная задача.* Из (1.11) максимум Δg над центром шара (x=0) равен $\Delta g_{max} = GM/h^2$.

Для точки, удаленной от максимума на расстояние $x_{1/2}$, имеющей $\Delta g_{1/2} = 1/2\Delta g_{max}$, можно записать следующее уравнение:

$$\Delta g_{1/2} = \frac{GM}{2h^2} = \frac{GMh}{(x_{1/2}^2+h^2)^{3/2}} \text{ или } 2h^3 = (x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}.$$

Решив последнее уравнение, получим формулу для определения глубины залегания центра шара $h=1,3x_{1/2}$. Зная h, легко найти избыточную массу (M): $M = \Delta g_{max} h^2/G$.

Так как $M = V(\sigma - \sigma_0) = 4/3\pi a^3(\sigma - \sigma_0)$, то, зная избыточную плотность $(\sigma - \sigma_0)$, можно рассчитать объем (V) и радиус шара (a). Так, радиус равен:

$$a = \sqrt[3]{\frac{3M}{4\pi(\sigma-\sigma_0)}} = 0,01\sqrt[3]{0,38\Delta g_{\max} h^2/(\sigma - \sigma_0)},$$

где Δg_{max}- в миллигалах, h- в метрах, $(\sigma - \sigma_0)$- в тоннах / куб. метр (г/см^3).

1.3.3. Прямая и обратная задачи над горизонтальным бесконечно длинным круговым цилиндром.

1.*Прямая задача*. Рассмотрим бесконечно длинный круговой горизонтальный цилиндр радиуса R, расположенный вдоль оси *y* (рис. 1.4). Ось наблюдений (*x*) направим вкрест простирания цилиндра.

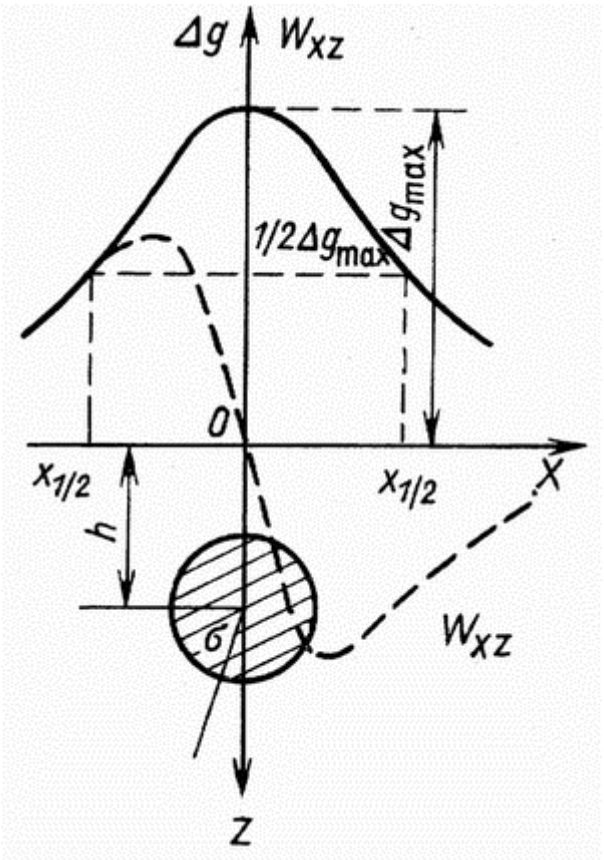


Рис.1.4 Гравитационное поле бесконечно длинного кругового горизонтального цилиндра

Притяжение однородным цилиндром происходит так же, как если бы вся его масса была сосредоточена вдоль вещественной линии, расположенной вдоль оси цилиндра, с массой единицы длины, равной $\lambda = dm/dy = \pi R^2(\sigma - \sigma_0)$. Используя (1.10), можно получить формулы для Δgи W_{xz}:

$$\Delta g = Gh\lambda\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{dy}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}} = \frac{2Gh\pi R^2(\sigma-\sigma_o)}{x^2+h^2}, \qquad (1.12)$$

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

Графики Δgи W_{xz}над цилиндром и шаром внешне похожи (см. рис. 1.3 и 1.4). В плане изолинии Δgнад цилиндром будут вытянутыми параллельными линиями.

2. *Обратная задача*. Из (1.10 и 1.12) можно при *x*=0 получить $\Delta g_{max} = 2G\lambda/h$. Отсюда

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

и $h^2 = x_{1/2}^2$, $h = \pm x_{1/2}$, т.е. глубина залегания цилиндра равна расстоянию от точки максимума Δg_{max}до точки, где $\Delta g = \Delta g_{max}/2$.

Определив hи зная избыточную плотность, можно рассчитать

$$\lambda = \pi R^2(\sigma - \sigma_0) = 0,0075h\Delta g_{max}$$

и радиус цилиндра:

$$R = \sqrt{\frac{0,0075h\Delta g_{max}}{\pi(\sigma-\sigma_o)}}.$$

Зная R, можно получить глубины залегания верхней $h_в$=*h*-*R* и нижней $h_н$=*h*+*R* кромок цилиндра. Нетрудно вычислить выражение и для W_{xz}.

1.3.4. Прямая и обратная задача над вертикальным уступом (сбросом).

1. *Прямая задача*. Пусть вертикальный уступ (сброс) простирается бесконечно вдоль оси *y* (рис. 1.5). Наблюдения производятся вдоль оси (*x*), (*y=z=0*), расположенной вкрест простирания сброса. Если глубина до кровли z_1 и z_2 , а амплитуда уступа h, то, согласно (1.10),

$$\Delta g = G(\sigma-\sigma_0)\int_0^{+\infty}dx\int_{-\infty}^{\infty}dy\int_{z_1}^{z^2}\frac{dz}{[(x-x)^2+\bar{y}^2+z^2]^{3/2}}. \qquad (1.13)$$

В общем случае выражение интеграла имеет громоздкий вид. В частности, полная максимальная аномалия над уступом (разность силы тяжести между поднятым и опущенным крылом) определится следующей формулой:

$$\Delta g_{\max} = 2\pi G(\sigma-\sigma_o)(z_2-z_1). \qquad (1.14)$$

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

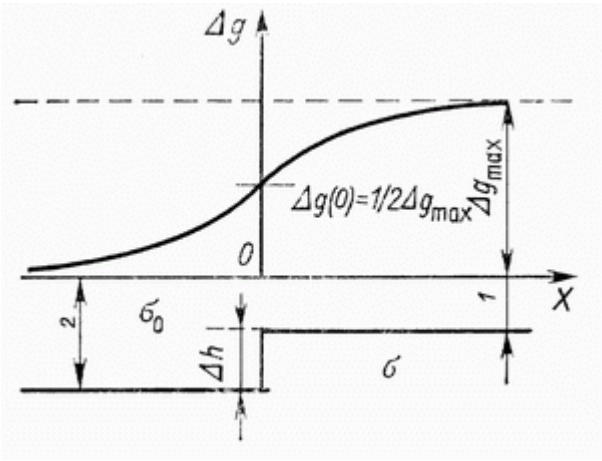


Рис.1.5 Гравитационное поле над уступом (сбросом)

2. *Обратная задача*. Из (1.14) можно определить $h = z_2 - z_1 = \Delta g_{max}/2\pi G(\sigma - \sigma_0)$.

В теории гравиразведки доказано, что примерная глубина расположения середины высоты уступа $(H = (z_2 + z_1)/2)$равна $x_{1/2}$,т.е. абсциссе точки, в которой $\Delta g_{1/2} = \Delta g_0/2 = \Delta g_{max}/4$, где Δg_0- аномалия над уступом, а Δg_{max}- полная аномалия. Практически для определения Hна кривой Δgнаходится местоположение сброса (Δg_0), и в масштабе профиля рассчитывается $x_{1/2}$- расстояние от сброса до точки, в которой $\Delta g = \Delta g_0/2$. Зная Hи h, легко определить глубины до приподнятого $(z_1 = H - h/2)$и опущенного $(z_2 = H + h/2)$крыла.

1.3.5. Графическое определение аномалии силы тяжести двухмерных тел с помощью палетки Гамбурцева.

1. *Прямая задача*. Для тел более сложной формы расчет Δgпредставляет большие трудности и выполняется либо на вычислительных машинах, либо графическим путем с помощью различных палеток. Для вычислений аномалий над телами с сечением любой произвольной формы и вытянутыми вдоль оси (двухмерные тела) применяется палетка Гамбурцева. Палетка имеет вид, показанный на рис. 1.6.

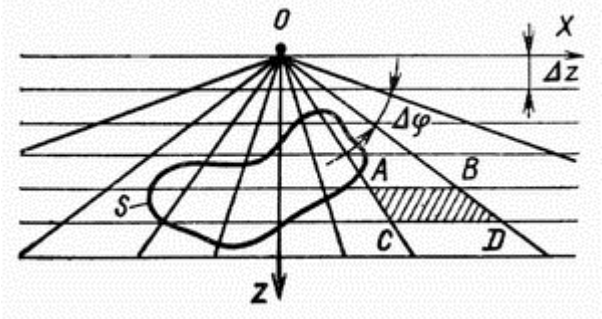


Рис.1.6 Палетка Гамбурцева для вычисления притяжения двухмерных тел

Здесь из точки О через один и тот же угол $\Delta\varphi$проведены радиусы, а через равные расстояния Δz- параллельные линии.

Сила тяжести Δgв точке О за счет притяжения бесконечной горизонтальной призмой сечением в виде трапеции ABCD одинакова для любой из таких призм и равна

$$\Delta g_{\text{п}} = 2G(\sigma - \sigma)\Delta\varphi\Delta z \qquad (1.15)$$

В самом деле, воспользуемся формулой притяжения бесконечно длинным цилиндром (1.12), в которую вместо \lambda подставим массу элементарной призмы сечением *dxdz*:

$$\lambda = \pi R^2(\sigma - \sigma_o)$$

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

$$\Delta g = 2G(\sigma - \sigma_o) \int\int \frac{z}{x^2+z^2} dx dz.$$

Заменив $x = z \operatorname{ctg} \varphi$, получим $dx = z(-1/\sin^2 \varphi) d\varphi$, но $sin^2\varphi = z^2/(x^2+z^2)$, поэтому

$$\Delta g = 2G(\sigma - \sigma_o) \int\int dz d\varphi \approx 2G(\sigma - \sigma_o) \sum \Delta z \Delta \varphi \approx \sum \Delta g_n,$$

где Δg_n- цена одной трапеции (цена палетки), равная $\Delta g_n = 2G\Delta\sigma_n \Delta\varphi \Delta z$.

Подобрав $\Delta\sigma, \Delta\varphi$ и Δz такими, чтобы Δg_n равнялось какому-нибудь постоянному значению (например, 0,1 мГал), легко рассчитать в точке О аномалию от призмы любого сечения, для чего надо подсчитать число трапеций, покрывающих сечение исследуемого тела (n). Аномалия Δg равна n, умноженному на цену палетки и масштабный коэффициент

$$K = \frac{\Delta\sigma_n}{\sigma - \sigma_o} \cdot \frac{M_n}{M_p},$$

где $\Delta\sigma_n$ и M_n- избыточная плотность и масштаб палетки, а $\sigma - \sigma_0$ и M_p- избыточная плотность и масштаб разреза.

Таким образом, аномалия над двухмерным телом любого сечения с помощью палетки Гамбурцева рассчитывается по формуле:

$$\Delta g = n \Delta g_n K. \qquad (1.16)$$

2. *Обратная задача*. Используя (1.16) с помощью палетки Гамбурцева, можно выяснить форму и положение сечения возмущающего двухмерного аномалосоздающего объекта. Для этого 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.

1.3.6. Численные методы решения прямых и обратных задач гравиразведки.

Для более сложных форм аномалосоздающих объектов прямые задачи гравиразведки решаются численными методами с помощью ЭВМ. За основу берется формула для гравитационной аномалии, созданной любым телом с постоянной или переменной избыточной плотностью (1.10). Практически численный метод сводится к разбиению объекта на элементарные массы, ячейки - например, шаровой или кубической формы. Гравитационный эффект таких масс рассчитывается по формуле (1.9), а затем ведется их суммирование по всему объему объекта. Счет можно реализовать с помощью ЭВМ.

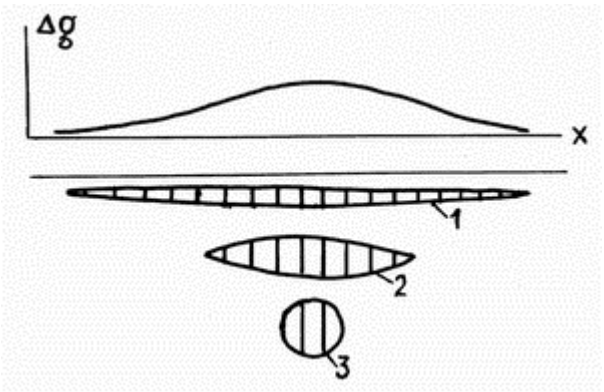


Рис.1.7 К неоднозначности решения обратной задачи гравиразведки

Обратные задачи решаются методом сравнения полевой аномалии с теоретически рассчитанными, у которых геометрические параметры и избыточные плотности постепенно изменяются до получения наименьших расхождений между кривыми. Если прямые задачи, как и всякие прямые задачи математической физики, однозначны, то обратные задачи неоднозначны (см. 3). На рис. 1.7 приведен схематический пример того, как тела разного сечения и глубины залегания даже при постоянной избыточной плотности могут создать одинаковую аномалию силы тяжести.

2. Аппаратура, методика и обработка данных гравиразведки

2.1. Принципы измерений силы тяжести и аппаратура для гравиразведки

2.1.1. Измеряемые в гравиразведке параметры.

Основным измеряемым параметром в гравиразведке является ускорение силы тяжести g, которое определяется либо абсолютно, либо относительно. При абсолютных измерениях получают полное (наблюденное) значение ускорения $g_н$, при относительных - его приращение относительно некоторой исходной точки $\Delta g_н$.

Методы измерения ускорения силы тяжести и его приращения делятся на динамические и статические. Под динамическими понимаются такие методы, в которых наблюдается движение тела под действием силы тяжести (качание маятника, свободное падение тел и др.) В этом случае g определяется через параметры движения тела и параметры установки. В статических методах действие силы тяжести компенси\-руется (например, силой упругости пружины), а g определяется по изменению статического положения равновесия тела.

Реже в гравиразведке измеряются вторые производные гравитаци\-онного потенциала $W_{xy}, W_{xz}, W_{yz}, (W_{yy} - W_{xx})$.

2.1.2. Динамические методы.

а). Наиболее используемый динамический метод - маятниковый. Для абстрактного объекта - математического маятника - период колебаний

$$T = \pi\sqrt{l/g}(1 + \tfrac{1}{4}\sin^2\alpha/2 + \tfrac{9}{64}\sin^4\alpha/2),$$

где l- длина маятника, g- ускорение силы тяжести, α- максимальное значение угла отклонения маятника от вертикали. Эта формула остается справедливой и для реального объекта - физического маятника, если в качестве lвзять так называемую приведенную длину $l = Jma$,где J- момент инерции маятника, m- масса, a- расстояние от центра тяжести до оси вращения. При малых αформула для периода принимает вид $T \approx \pi\sqrt{l/g}$.Точность определения периода возрастает при увеличении времени наблюдения за колебаниями маятника. Для абсолютных измерений ускорения силы тяжести необходимо измерять длину маятника. Зная g_0и $T_o = \pi\sqrt{l/g}$на исходной точке, а также $T_i = \pi\sqrt{l/g_i}$на i-той точке, можно выполнить относительные измерения в двух точках: по формуле $g_i = g_0(T_0 - T_i)^2$,т.е. в относительных измерениях длину определять не надо.

Хотя маятниковые приборы и подвержены воздействию температуры, влажности и других факторов, они характеризуются очень медленным и плавным сползанием нуль-пункта (изменением зависимости показаний в одной и той же точке от времени, вызванным старением системы).

При измерениях маятниковыми приборами в движении, например, при морских съемках, влияние качки можно существенно снизить, если применять несколько маятников, закрепленных на одном основании. В этом случае их колебания обычно сводят к колебаниям одного эмпирического маятника, используя сложный математический аппарат.

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

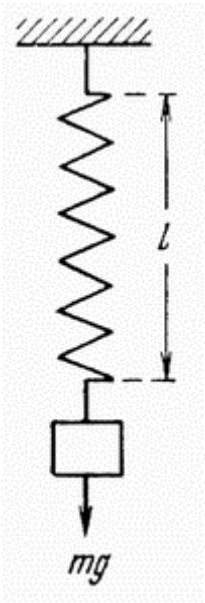
б). Определение абсолютного значения ускорения силы тяжести можно проводить методом свободного падения, когда измеряется время свободного падения тела и расстояние, пройденное телом. Измерения отличаются большой трудоемкостью и выполняются на обсерваториях, где точность в определении gможно довести до 0,01 мГал.

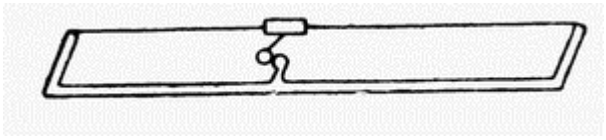
в). В настоящее время известны методы абсолютных и относительных измерений силы тяжести, основанные на изучении колебаний струн. В них измеряется частота колебаний струны, ее длина и масса. В результате можно рассчитать gили Δg.

2.1.3. Статистические гравиметры.

В практике гравиразведки применяются в основном статические гравиметры. Они основаны на компенсации силы тяжести силой упругости пружины или силой кручения нити. Гравиметры служат лишь для относительных измерений ускорения силы тяжести. Абсолютное значение g_iв i-той точке получают, суммируя известное $g_{исх}$на исходной точке и измеренное приращение ускорения силы тяжести Δg_iмежду i-той и исходной точками.

В гравиметрах 1-го рода мерой изменения ускорения силы тяжести служит изменение длины пружины, один конец которой закреплен, а к другому подвешен груз массой m (рис. 1.8, а). Равновесие в этом случае достигается при $mg = \tau l$, где l- длина пружины, τ- коэффициент упругости пружины. Проведя измерения на опорной точке g_0, получим $mg_0 = \tau l_0$.Аналогично в i-той точке будем иметь $mg_i = \tau l_i$. Тогда приращение силы тяжести между этими точками можно рассчитать по формуле $\Delta g \approx \tau \Delta l / m$.





а б

Рис.1.8 Пружинная (а) и крутильная (б) системы гравиметров

Схема чувствительной системы гравиметра 2-го рода представлена на рис. 1.8, б. Здесь рычаг с грузиком крепится к горизонтальной упругой нити и под воздействием силы тяжести наклоняется, закручивая нить. С помощью измерительных пружин с микрометрическим винтом грузик выводится в горизонтальное положение. Переходя на другую точку, под воздействием приращения силы тяжести грузик отклоняется. Для вывода его в горизонтальное положение вновь необходимо использовать измерительную пружину, а на микрометрическом винте по специальной шкале взять отсчет Δn.Отсюда $\Delta g = C\Delta n$,где C- цена деления прибора, зависящая от его конструктивных особенностей.

Для повышения точности гравиметров применяется астазирование, т.е. искусственное увеличение чувствительности. Это достигается за счет того, что упругая система устанавливается в положение, близкое

к неустойчивому, благодаря чему, небольшие изменения ускорения силы тяжести вызывают большие изменения отсчета по шкале прибора.

На практике обычно используются гравиметры второго рода. В зависимости от материала, из которого изготовлена чувствительная система прибора, их делят на кварцевые, металлические и кварцево-металлические. Наибольшее распространение получили кварцевые гравиметры, например, отечественные ГАК-4М, ГАГ-2, ГНУ-КС и др. весом до 5 - 6 кг. Поскольку свойства кварца зависят от температуры, чувствительные системы помещают в термостатированные сосуды. Однако гравиметры обладают существенным недостатком - сползанием нуль-пункта, которое необходимо учитывать.

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 , связанные с качанием подвижного основания, отфильтровываются путем взятия среднего отсчета за интервал времени. Вблизи берега используются опускаемые для измерений на дно донные гравиметры. Используются также цифровые гравиметры, например, СИНТ-РЕКС, выпускаемые в Канаде.

Точность измерений с разными типами гравиметров на суше составляет 0,01 - 0,5 мГал, при измерениях на море и в воздухе точность достигает 1 мГал.

2.1.4. Вариометры и градиентометры.

Для измерения вторых производных потенциала силы тяжести применяют вариометры и градиентометры. Гравитационные вариометры 1-го рода измеряют $(W_{yy} - W_{xx})$и W_{xy},2-го рода - $W_{xz}, W_{yz}, (W_{yy} - W_{xx})$,и W_{xy}. Для измерения вертикального градиента силы тяжести используются наблюдения гравиметрами на двух высотах. Гравитационные горизонтальные градиентометры измеряют W_{xz}и W_{yz}.

Чувствительным элементом данных приборов являются крутильные весы, представляющие собой коромысло с двумя грузиками равной массы на концах, закрепленные на вертикальной нити. Один грузик располагают выше другого, вследствие чего крутильные весы имеют вид, показанный на рис. 1.9.

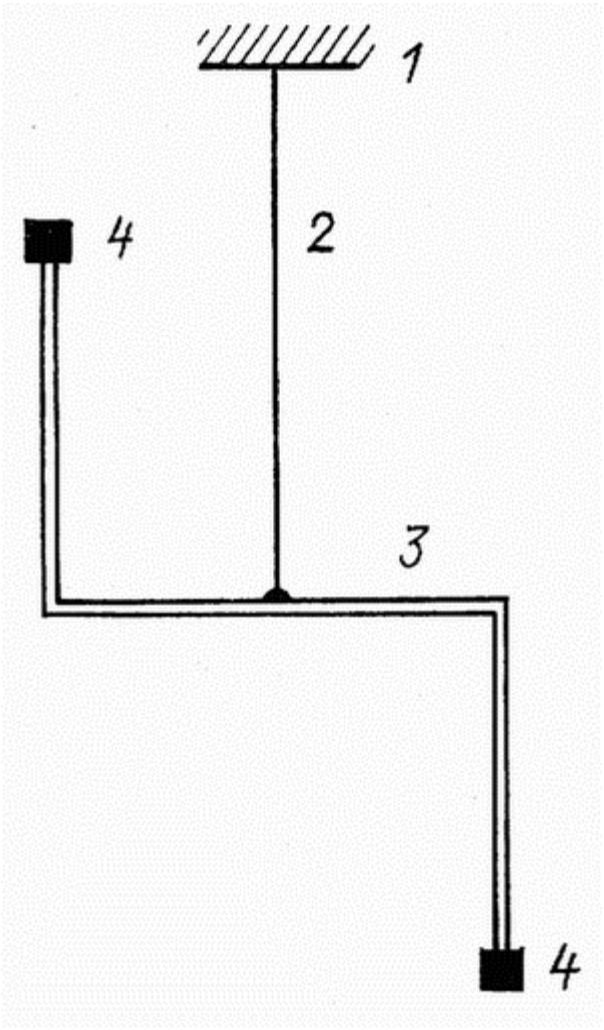


Рис.1.9 Чувствительная система вариометра: 1 - корпус прибора, 2 - упругая нить, 3 - коромысло, 4 - грузики

Неоднородности поля силы тяжести вызывают поворот коромысла на определенный угол, позволяющий судить об их величине. Для определения различных вторых производных гравитационного потенциала чувствительную систему устанавливают по нескольким (трем - пяти) азимутам. В градиентометрах отсчеты берутся визуально, а в вариометрах фиксируются на фотопластинках. Ограниченное применение данных приборов обусловлено громоздкостью установки и низкой производительностью.

В разных странах изготовлялись разные вариометры и градиентометры, в том числе цифровые.

2.2. Методика гравиметрических съемок

2.2.1. Общая характеристика методики гравиразведки.

Методика гравиразведки - это целая совокупность тесно связанных принципов, объясняющих выбор тех или иных решений при проведении работ в зависимости от геологической задачи, имеющихся материальных и людских ресурсов. Эти решения касаются выбора конкретной аппаратуры, проектной точности съемки, густоты сети наблюдений, направления профилей, способа обработки данных и представления результатов исследований.

Прежде всего следует различать виды работ по месту их проведения. Здесь выделяют наземную, морскую, воздушную, подземную и скважинную съемки. Не менее важно разделение по масштабу работ. Съемки, проводимые для выявления региональных аномалий и наиболее общих закономерностей структуры поля в масштабах 1 : 200 000 и мельче, называют региональными. Они дают конкретные сведения лишь о глубинном строении литосферы. Однако по результатам региональных съемок можно выделить отдельные крупные аномальные зоны, где затем производятся так называемые поисковые съемки. Они выполняются в масштабах 1 : 100 000 - 1 : 50 000 и обычно направлены, как и следует из их названия, на поиск

месторождений полезных ископаемых. Если они дают положительный результат, то это и является основанием предполагать перспективность данного региона и проведения разведочных съемок в масштабе крупнее 1 : 10 000.

2.2.2. Наземная гравиметровая съемка.

Наземная съемка с гравиметрами иногда называется гравиметровой. Чаще всего применяется пешеходная съемка, реже для перемещения между пунктами используется автотранспорт. Его применение позволяет сократить промежутки времени между наблюдениями на разных точках, что повышает производительность работ, а также их точность, поскольку позволяет снижать влияние сползания нуль-пункта. Однако использование автотранспорта повышает стоимость работ и часто неосуществимо из-за отсутствия дорог. Эпизодически (как правило, при мелкомасштабных съемках) применяется авиатранспорт.

Обычно используется площадная съемка, при которой некоторый участок покрывается сетью наблюдений. Маршрутная съемка проводится по отдельному профилю и не дает достаточной информации о структуре поля. Она применяется лишь при рекогносцировочных и поисковых работах.

Одним из важнейших этапов методики является выбор масштаба съемки. От него зависит и густота сети, поскольку расстояние между профилями на итоговой карте не должно превышать 1 см в масштабе съемки. Например, при проведении разведочной съемки в масштабе 1 : 10 000 расстояние между профилями должно составлять не более 100 м. Шаг по профилю (т.е. расстояние между точками профиля) либо равен расстоянию между профилями (при квадратной съемке), либо меньше него, но не более чем в 5 раз (при прямоугольной съемке). Профили располагаются вкрест ожидаемого прости\-рания объектов аномальной плотности. Длина профиля должна в 5 - 10 раз превышать ширину искомых тел.

Для привязки точек на местности, внесения редукций необходимо проведение геодезических работ, предшествующих гравиметрическим. Наличие заранее подготовленных топографических карт и карт редукций существенно облегчает работу. Привязка точек производится по аэрофотоснимкам или с помощью теодолитных работ и нивелировки местности. Однако наиболее высокую точность обеспечивает привязка с помощью спутников. Для этого имеется специальная аппаратура, например, *GPS*.

Методическими инструкциями рекомендуется выполнять определенные соотношения между масштабами съемок, погрешностью топопривязок, 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 нуль-пункта и нахождения абсолютных значений ускорения силы тяжести. Она включает до 5 - 10% 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. Это достигается использованием более высокоточных приборов, многократными измерениями на опорных точках, сокращения промежутка времени между измерениями на соседних точках путем использования транспорта. При создании опорной сети от 50 до 100% всех наблюдений должны составлять повторные (контрольные). Существует несколько способов разбивки опорной сети. Широко распространены измерения по центральной системе, когда один из опорных пунктов (центральный) имеет связи со всеми остальными, т.е. соединен с каждым из них одним звеном. Иногда разбивка сети осуществляется по системам, не предусматривающим наличия центральной точки.

В нашей стране существует так называемая государственная сеть, включающая в себя пункты 1, 2 и 3 классов точности, на которых ускорение силы тяжести измерено с высокой точностью. Расстояния между этими пунктами составляют около 10 км, что не позволяет использовать их для выявления аномальных значений поля силы тяжести. Однако, поскольку на них известны абсолютные значения ускорения силы тяжести, к ним осуществляется привязка опорных сетей.

Необходимо определять точность опорной сети, характеризующуюся средней квадратичной ошибкой $\epsilon_{оп}$. Она получается по контрольным наблюдениям и рассчитывается по формуле:

$$\epsilon_{оп} = \pm\sqrt{\sum \delta^2/(m-n)},$$

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 исследование гравиметров, включающее в себя определение сползания нуль-пункта. По этим данным выделяют промежуток времени, в течение которого сползание нуль-пункта можно считать линейно зависящим от времени. При рядовой съемке по истечении данного промежутка (1 - 2 часа) необходимо брать замер на одном из опорных пунктов. Съемка на рядовых пунктах ведется как путем однократных наблюдений, так и с повторениями при обратном ходе, позволяющем более гибко учитывать сползание нуль-пункта. Для контроля точности рядовой съемки используются повторные наблюдения на контрольных точках, составляющих не менее 5 - 10 % от общего числа точек. По ним рассчитывается среднеквадратичная ошибка рядовой сети по формуле:

$$\epsilon_{\text{ряд}} = \pm\sqrt{\sum \delta^2/(2n-1)},$$

где n- число контрольных точек.

2.2.3. Обработка данных гравиметровых съемок.

При первичной обработке гравиметровых съемок для каждой точки наблюдений вычисляются аномалии Фая и Буге (см. 1.2.2). Аномалия Фая вычисляется по формуле: $\Delta g_{\Phi} = g_0 - \gamma_0 + \Delta g_{\text{и}} + \Delta g_1$,где g_0- наблюденное значение ускорения силы тяжести на ближайшем опорном пункте, γ_0- нормальное значение ускорения силы тяжести в рядовой точке, $\Delta g_{\text{и}}$- приращение ускорения силы тяжести по отношению к опорному пункту (при расчете аномалии на опорной точке $\Delta g_{\text{и}} = 0$), Δg_1- редукция за высоту. Аномалия Буге в точке вычисляется по формуле $\Delta g_{\text{Б}} = \Delta g_{\Phi} + \Delta g_2 + \Delta g_3$, где Δg_{Φ}- значение аномалии Фая в этой точке, Δg_2- редукция за промежуточный слой, Δg_3- редукция за топографию. Вычисление аномалий вручную представляет трудоемкую задачу и давно не практикуется. Для этих целей эффективно используются персональные ЭВМ, поскольку за последние годы накопился большой объем соответствующего программного обеспечения. Далее рассчитывается общая погрешность выполненных съемок по формуле

$$\epsilon = \pm\sqrt{\epsilon_{\text{оп}}^2 + \epsilon_{\Phi}^2 + \epsilon_{\text{Б}}^2 + \epsilon_{\gamma}^2 + \epsilon_{T}^2},$$

где $\epsilon_{\text{оп}}$- среднеквадратичная ошибка опорной сети, ϵ_{Φ}- погрешность введения редукции Фая, $\epsilon_{\text{Б}}$- погрешность введения редукции Буге, ϵ_{γ}- погрешность расчета нормального поля, $\epsilon_{\text{Т}}$- погрешность введения редукции за топографию. Работы считаются успешными лишь тогда, когда ϵменьше проектной точности съемки.

В результате гравиметровой съемки строятся графики и карты аномалий Буге. При построении графиков вдоль профиля в масштабе съемки проставляются точки наблюдений, вверх откладываются $+\Delta g_{\text{Б}}$,вниз - $-\Delta g_{\text{Б}}$.При построении карт аномалий Буге на них проставляются точки наблюдения, а около точек записывается $\Delta g_{\text{Б}}$.Далее проводятся изолинии. Сечение изолиний не должно быть меньше 3ϵ.

2.3. Методики других видов гравиразведки

Помимо наземных гравиметровых съемок, существуют также морские, авиационные, подземные, скважинные, а также вариометрические и градиентометрические съемки.

1. Морские гравиметрические работы делят на надводные, подводные и донные. Надводные проводятся на кораблях и отличаются наиболее сложной используемой аппаратурой и обработкой из-за наличия ускорений, силы тяжести, обусловленных качкой. Приборы помещают в карданов подвес или на гироплатформы, обеспечивающие их постоянное вертикальное положение. 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. Так же, как при наземных съемках, используются опорные точки, на которых начинается и заканчивается каждый рейс. Они располагаются в портах и отличаются повышенной точностью проведенных измерений. Для привязки точек используется радиогеодезический способ. Точность определения приращений силы тяжести при надводных съемках достигает 1 мГал. Более высокой точностью отличаются измерения, проводимые на подводных лодках, поскольку в этом случае меньше влияние возмущающих ускорений.

Принципиально отличаются от исследований в движении донные исследования. Гравиметр помещается в контейнер и опускается на дно. С помощью карданова подвеса или гироплатформ он принимает вертикальное положение. Сигнал в виде электрических импульсов поступает на корабль. Работы этим методом проводятся на глубинах до 150 - 200 м, т.е. в области континентального шельфа, неглубоких морей и озер. На мелководье вблизи берега применяются погружаемые на дно гравиметры, по характеристикам близкие к наземным. Точность таких съемок также обычно соответствует точности наземных.

2. Иногда с помощью специальных гравиметров проводятся съемки на самолетах и вертолетах, движущихся на высотах порядка 100 - 150 м со скоростью 100 - 200 км/ч. Эти работы осложняются наличием долгопериодных возмущающих ускорений (десятки секунд), которые трудно устранить фильтрацией, а также высокочастотных ускорений. Аэросъемки, аналогично морским, проводят по субпараллельным профилям, которые пересечены несколькими опорными, что позволяет учесть сползание нуль-пункта.

3. Под подземной гравиразведкой понимаются съемки в горных выработках и шахтах. В удобных местах располагаются опорные точки, привязанные к государственным гравиметрическим пунктам на поверхности. Расстояния между рядовыми точками при подземных съемках обычно значительно меньше, чем при наземных. Подземные работы позволяют исследовать тела с аномальной плотностью сбоку и снизу, но требуют учета воздействия вышележащих толщ.

4. Аналогичными преимуществами и недостатками обладают скважинные гравиметрические измерения. Кроме того, они 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.

5. При съемках с вариометрами и градиентометрами измеряются вторые производные гравитационного потенциала. Они применяются при детальных разведочных работах, причем преимущественно на небольших площадях, где есть аномалии, обусловленные наличием рудных тел и др. Данные работы требуют еще более точной топогеодезической основы, чем съемки с гравиметрами. Они обычно являются площадными, причем расстояния между точками зависят от масштаба съемки и изменяются от 5 до 100 м. Если рельеф в районе работ спокойный и в радиусе 50 - 100 м проведена нивелировка, то можно достигнуть точности в первые этвеши. Результаты вариометрических и градиентометрических съемок изображают в виде карт и графиков вторых производных потенциала, векторов градиента, карт кривых уровенной поверхности. Применяется и подземная вариометрическая и градиентометрическая съемки, направленные на детализацию строения шахтных и рудных полей.

3. Интерпретация и задачи, решаемые гравиразведкой

3.1. Качественная и количественная интерпретация данных гравиразведки

В результате гравиразведки получаются карты и графики аномалий Буге $(\Delta g_{\text{Б}})$, на которых выделяются латеральные плотностные неоднородности горных пород, залегающих на разных глубинах. Положительным аномалиям соответствуют более плотные, а отрицательным - менее плотные породы, но всегда они представляют собой суперпозицию гравитационных полей, обусловленных аномалосоздающими объектами разных по глубине структурных этажей.

Интерпретация данных гравиразведки бывает качественной и количественной и сопровождается геологическим истолкованием результатов. При качественной интерпретации выделение аномалий ведется визуально или статистическими приемами. При количественной, расчетной интерпретации определяются местоположение эпицентров (проекции на земную поверхность) аномалосоздающих объектов, глубины залегания их центров, формы, размеры, избыточные плотности.

3.1.1. Качественная интерпретация.

Первым этапом интерпретации результатов гравиразведки (а в некоторых сложных условиях и при отсутствии сведений о плотности разреза - единственным) является качественная интерпретация. При качественной интерпретации дается визуальное описание характера аномалий силы тяжести по картам и профилям, т.е. отклонений от средних (фоновых) значений $\Delta g_{\text{Б}}$. При этом отмечается форма аномалий, их простирание, примерные размеры, амплитуда. Устанавливается связь гравитационных аномалий с геологическим строением, выделяются региональные аномалии, связанные со строением земной коры, и локальные аномалии, часто представляющие большой разведочный интерес.

Выделение региональных аномалий (плавных изменений аномалий на значительных расстояниях) от локальных называется снятием регионального фона. Оно производится, как правило, графическим путем.В качестве примера на рис. 1.10 показан региональный фон и локальная аномалия.

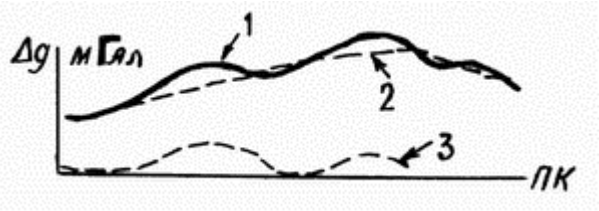


Рис.1.10 Наблюденная (1), региональная (2) и локальная (3) аномалии силы тяжести

Региональные аномалии связаны с глубинными аномалиями плотности, с крупными структурами земной коры, поверхностью кристаллического фундамента и неоднородностями его петрографического состава.

Локальные, или остаточные аномалии, получающиеся при вычитании из наблюденных аномалий региональных, приурочены к антиклинальным, синклинальным и дизъюнктивным структурам в осадочном чехле и фундаменте, залежам полезных ископаемых.

С помощью трансформаций наблюденных полей (сглаживание, усреднение, аналитические продолжения в нижнее и верхнее полупространства, фильтрации, расчет высших производных потенциала и др.), проводимых по специальным формулам с помощью ЭВМ, удается "обострить", сделать визуально более четко видимыми аномалии разных геоструктурных этажей. Так, при пересчете суммарных аномалий в верхнее полупространство уменьшаются амплитуды локальных аномалий, а региональные становятся более отчетливо видимы. Наоборот, пересчет в нижнее полупространство приводит к подчеркиванию локальных аномалий.

По картам аномалий Буге, наблюденным, региональным или локальным, можно сделать качественные заключения об аномалосоздающих геологических объектах. Например, центры аномалий располагаются над центрами аномальных по плотности масс, а направление и форма изоаномал примерно соответствуют их простиранию и форме.

Ширина аномалий в 2 - 6 раз больше глубины залегания верхних кромок аномалосоздающих геообъектов, а интенсивность пропорциональна избыточной массе и глубине залегания. Зоны повышенных градиентов соответствуют контактам пород разной литологии, сбросам.

Для геологического истолкования аномалий, выявленных при качественной интерпретации, необходимо использовать всю возможную геолого-структурную и петрографо-литологическую информацию.

3.1.2. Количественная интерпретация.

1. *Общие положения.* Определение глубины, формы, размеров и точного местоположения геологических тел, создающих наблюденные аномалии, составляет основную цель количественной (расчетной) интерпретации, основанной на методах решения обратной задачи гравиразведки.

Решение обратной задачи неоднозначно, так как одинаковые аномалии силы тяжести могут быть созданы геологическими объектами разной формы, размеров и плотности, поэтому необходимо иметь сведения о плотностном разрезе района и общем геологическом строении (например, вероятной форме разведываемых объектов).

Методы решения обратной задачи гравиразведки принято подразделять на прямые, в которых элементы залегания гравитирующих масс определяются непосредственно по картам и графикам $\Delta g_в$(или вторых производных потенциала), и косвенные, когда наблюденные аномалии сравниваются с набором теоретически рассчитанных аномалий над определенными объектами, и методом последовательных приближений добиваются наилучшего совпадения полей. Это позволяет перенести геометрические и физические параметры моделей на реальные геологические среды.

Прямые методы решения обратной задачи используются для интерпретации простых, изолированных аномалий $\Delta g_{\text{Б}}$,которые можно аппроксимировать как аномалии, созданные телами простой геометрической формы. К ним относят аналитические методы, и в частности самый простой из них - метод характерных точек.

Косвенные методы, применяемые для обработки как простых, так и сложных аномалий, включают методы, основанные на применении ЭВМ, а также палеточные, графические и др.

Рассмотрим приемы интерпретации карт и графиков аномалий силы тяжести в редукции Буге. Интерпретация материалов съемки вторых производных потенциала позволяет лишь уточнить интерпретацию локальных аномалий, поэтому в работе не рассматривается.

2. *Прямые методы характерных точек.* Сущность метода характерных точек для количественной интерпретации отдельных четких аномалий Буге гравиметровых съемок сводится к следующему.

На наблюденной или трансформированной карте выделяется отдельная (региональная или локальная) аномалия. Строго через ее центр перпендикулярно простиранию изолиний строится график $\Delta g_{\text{Б}}$.Иногда вкрест полученных аномалий проводятся более точные и детальные полевые работы для получения интерпретационных графиков.

Если на карте имеются изометрические аномалии (длина и ширина отличаются не более чем в 2 - 3 раза), то, исходя из общего геологического строения района, их аппроксимируют шаром или вертикальным столбом.

Шарообразными геологическими объектами можно считать те, которые имеют форму, близкую к изометричной, например брахиантиклинальные или брахисинклинальные складки, куполовидные структуры, массивные изометрические рудные залежи и т.п.

За вертикальный столб можно принять столбообразно вытянутые объекты с мало отличающимися длиной и шириной и глубоко залегающей нижней кромкой (нижняя кромка располагается на глубинах в 5 - 10 раз больших, чем верхняя). Примером таких геологических структур могут быть диапировые складки, соляные купола, кимберлитовые трубки, штокообразные рудные или кварцевые залежи и т.п.

Если на карте Δgнаблюдаются вытянутые аномалии (длина более чем в 3 - 6 раз превышает ширину), то создающие их геологические объекты могут быть аппроксимированы бесконечно длинным цилиндром или пластом. Это могут быть вытянутые, горизонтально (или полого) расположенные геологические объекты, поперечное сечение которых мало меняется (антиклинальные и синклинальные складки, линзообразные залежи полезных ископаемых, пласты и т.п.).

При наличии на карте зон резких градиентов силы тяжести, т.е. участков, где изолинии почти параллельны, а интенсивность поля монотонно возрастает (или убывает), их можно аппроксимировать уступом (сбросом).

Для перечисленных моделей простой геометрической формы количественная интерпретация методом характерных точек дает следующие результаты. Центр тела, создавшего аномалию, располагается под максимумом Δg_{max},за исключением уступа, который располагается там, где аномалия равна половине максимума. Абсцисса максимума (или $0,5\Delta g_{max}$для уступа) принимается за начало координат, а слева и справа от нее находятся абсциссы $x_{1/2}$точек, для которых Δgравно $0,5\Delta g_{max}$(для уступа $0,25\Delta g_{max}$). Зная величины $x_{1/2}$(см. рис. 1.3 - 1.4), можно определить глубину залегания или центра возмущающего тела (для шара, цилиндра), или верхней кромки (для столба), или середины высоты уступа (для сброса) с помощью таблицы 1.2, полученной из (1.3.1).

Т а б л и ц а 1.2

Аппроксимируемый объект	шар	цилиндр	столб	уступ
Глубина залегания	$1,3x_{1/2}$	$x_{1/2}$	$1,7x_{1/2}$	$x_{1/2}$

Определив h, можно найти избыточную массу $M = V(\sigma - \sigma_0)$. Зная из посторонних источников (например, по данным измерений плотности образцов пород, взятых из керна скважин или обнажений) избыточную плотность, можно по избыточной массе рассчитать поперечные размеры разведываемых тел. Большинство

отдельных аномалий, наблюдаемых на гравиметрических картах, с той или иной степенью приближения может быть отнесено к рассмотренным выше типичным аномалиям.

Результаты количественной интерпретации этим методом будут близки к истинным (с точностью до 10 - 20%), если имеется площадное распределение аномалий (получены карты Δg), возмущающие массы близки по форме к телам перечисленной простой геометрической формы, расстояния между отдельными геологическими неоднородностями превышают их размеры и известна избыточная плотность. Однако если эти условия не выполняются, то методы характерных точек позволяют оценить глубины и полную аномальную массу лишь приближенно (с погрешностью до 30% и больше).

3. *Косвенные методы интерпретации сложных аномалий.* Как отмечалось выше, при интерпретации сложных гравитационных аномалий, с которыми приходится иметь дело в практике гравиразведки, используются косвенные методы подбора. В них наблюденные аномалии сравниваются с теоретическими, полученными сначала для простой модели (например, для тел простой геометрической формы), а затем для все более точных моделей. При полном совпадении наблюденного графика или даже карты с теоретическими можно получить параметры для количественной интерпретации фактических материалов (координаты центров тяжести, избыточные массы и др.). Эти методы основаны на громоздких аналитических расчетах с использованием ЭВМ.

К косвенным методам подбора относятся также графические способы решения обратной задачи с помощью различных палеток. Наиболее простым способом является применение палетки Гамбурцева для интерпретации двухмерных вытянутых аномалий Δg, рассмотренной в 1.3.5.

Существуют различные ускоренные оценочные приемы интерпретации сложных аномалий. Так, оценка мощности и формы подошвы двухслойного разреза с плотностями в верхнем и нижнем слоях $\sigma_в$и $\sigma_н$ проводится по формуле для уступа (см. 1.14).

Наибольшая глубина залегания верхней кромки возмущающих масс может быть получена по формуле:

$$h \leq \frac{a\Delta g_{max}}{|\Delta g'_{max}|},$$

где a- коэффициент, меняющийся от 0,7 для вытянутых до 0,9 для изометрических тел; Δg_{max}и $\Delta g'_{max}$- максимальная аномалия силы тяжести и максимальный горизонтальный градиент $(\Delta g'_{max} = \Delta g_{max}/\Delta x)$, снятые по графику Δg,проходящему вкрест простирания структур.

Избыточная масса Mможет быть определена по формуле $M \approx 24\sum \Delta g \Delta S$,где Δg- аномалия силы тяжести (в мГал) на некоторой площади ΔS(в м^2). Суммирование проводится по всей площади S, на которой выявлено аномальное гравитационное поле.

3.1.3. Геологическое истолкование гравитационных аномалий.

С качественной и количественной интерпретацией неразрывно связано геологическое истолкование гравитационных аномалий. Оно должно проводиться геологами и геофизиками совместно на основе учета всех геологических, и в частности, петроплотностных, свойств пород района. При этом необходимо учитывать следующее.

- Эффективность гравиразведки повышается тем больше, чем сильнее геологический разрез отличается от горизонтально слоистого.
- Строго решить прямую задачу, а значит, и дать способы интерпретации можно лишь для возмущающих масс в виде простых геометрических моделей (шар, цилиндр, уступ и т.д.), а в более сложных случаях задача не имеет аналитического выражения и решается численно с помощью ЭВМ.
- Аппроксимация (замена) реальных геологических объектов рассмотренными выше геометрическими моделями в ряде случаев условна, так как геологические объекты такой идеальной формы встречаются редко. Однако даже оценка глубин играет геологически значимую роль.
- Для интерпретации и геологического истолкования гравитационных аномалий требуется детальное изучение плотностей пород, закономерностей их изменения как по простиранию, так и с глубиной. Избыточная плотность аномалосоздающих объектов должна быть тем больше, чем глубже они залегают.
- Если неизвестны плотность и форма тел, то математическое решение обратной задачи гравиразведки неоднозначно и количественная интерпретация дает несколько ответов (см. рис. 1.7).

- В силу принципа суперпозиции, т.е. наложения полей, эффекты, обусловленные различными геологическими факторами, суммируются. Суммарные аномалии силы тяжести определяются глубинным строением земной коры и ее разной мощностью, рельефом поверхности кристаллического фундамента и его петрографическим составом, неоднородностью строения толщи осадочных пород и наличием в ней тех или иных структур, полезных ископаемых. Связь между аномалиями и перечисленными геологическими факторами может быть то большей, то меньшей.
- Основным приемом геологического истолкования данных гравиразведки является сопоставление гравиметрических карт и графиков, отражающих глубинное строение, с геологическими картами. Между гравиметрическими и известными геологическими аномалиями может наблюдаться корреляционная связь, что свидетельствует чаще всего о тождественности этих геологических образований и выявленного источника гравитирующего поля. Если такой связи нет, то поле обусловлено более глубокими и неизвестными геологическими образованиями.

В зависимости от степени выполнения отмеченных особенностей меняется точность интерпретации. Для повышения надежности интерпретации гравиразведку следует применять в комплексе с другими геофизическими методами, бурением, геологическими изысканиями.

3.2. Геологические задачи, решаемые гравиразведкой

Гравиразведка применяется для решения широкого круга задач,связанных с исследованием глубинного строения Земли, по крайней мере, верхней мантии и земной коры, с региональным тектоническим районированием суши и океанов, поисково-разведочными работами на многие полезные ископаемые, изучением геологической среды.

3.2.1. Использование общих гравиметрических съемок.

Общими мелкомасштабными съемками с гравиметрами и маятниковыми приборами покрыта с той или иной детальностью территория суши и океанов Земли. Наибольший геологический интерес представляют результаты общих гравиметрических съемок с точки зрения изучения земной коры, и в частности определения ее мощности, строения, изостазической уравновешенности, тектонического районирования.

Как известно, в первом приближении Землю можно подразделить на три геосферы с четко отличающимися физическими свойствами: земную кору, мантию и ядро. В результате гравиметрических исследований обширных территорий континентов и океанов устанавливается примерно следующая зависимость между мощностью земной коры (H) и аномалией силы тяжести (Δg)(рис. 1.11).

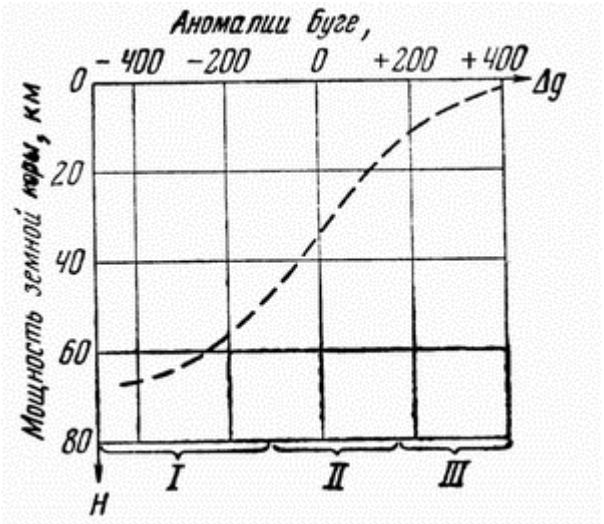


Рис.1.11 Зависимость аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры: I, II, III - геосинклинальный, платформенный и океанический тип земной коры

Установлено, что в геосинклинальных областях отмечаются интенсивные отрицательные аномалии $\Delta g_{\text{Б}}$, платформы характеризуются небольшими аномалиями разного знака, а на океанах - положительные аномалии, причем тем большие, чем меньше мощность земной коры. Объясняется это тем, что подошва земной коры (граница Мохоровичича) отделяет породы разной плотности - 2,7 г/см^3 сверху и 3,2 г/см^3 снизу

и кривая $\Delta g_{\text{в}}$отражает форму границы Мохоровичича. Такая закономерность свидетельствует о том, что Земля находится в состоянии, близком к изостатической компенсации.

3.2.2. Гравиразведка при региональном тектоническом районировании.

Гравиразведка в полном комплексе с другими геофизическими методами широко используется при региональном тектоническом районировании суши и акваторий. Она дает информацию о главных структурных этажах и общем тектоническом строении крупных регионов. С помощью гравиразведки 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, океанические хребты и желоба в океанах и др; положительными аномалиями выделяются антиклинории, поднятия фундамента, грабены и другие структуры.

3.2.3. Применение гравиразведки для поисков и разведки полезных ископаемых.

Гравиразведка применяется для поисков и разведки нефтяных структур, угольных бассейнов, рудных и нерудных полезных ископаемых.

Остановимся на краткой характеристике этих областей применения гравиразведки. Гравиразведка применяется для разведки следующих нефтяных структур: соляных куполов, антиклинальных складок, рифтовых массивов, куполовидных платформенных структур.

Наиболее благоприятны для разведки соляные купола, поскольку соль отличается низкой плотностью $(\sigma = 2,1 \text{г/см}^3)$по сравнению с окружающими породами и резкими крутыми склонами. Соляные купола, находящиеся в Урало-Эмбенском районе, Днепрово-Донецкой впадине и других районах, выделяются изометрическими интенсивными отрицательными аномалиями, по которым можно судить не только об их местоположении и форме, но и о глубине залегания.

Антиклинальные складки выделяются вытянутыми изолиниями аномалий \Delta g_{Б} чаще положительного, реже отрицательного знака в зависимости от плотности пород, залегающих в ядре складок. Интерпретация результатов качественная, изредка количественная.

Многие месторождения нефти и газа приурочены к рифтовым массивам, но разведка последних методом гравиразведки является задачей нелегкой. Для разведки рифтовых известняков среди осадочных терригенных пород используется анализ как региональных, так и локальных аномалий, причем рифтовые известняки выделяются, как правило, положительными аномалиями.

Куполовидные платформенные поднятия, к которым нередко приурочены месторождения нефти и газа, отличаются малой амплитудой и большой глубиной залегания и поэтому трудно разведываемы гравиразведкой. Однако применение высокоточных гравиметров позволяет вести разведку и этих структур, выделяемых слабыми отрицательными аномалиями за счет разуплотнения пород над поднятиями. Высокоточная гравиразведка применяется для изучения режима эксплуатации месторождений нефти и газа, а также подземных газохранилищ. В связи с разведкой угольных месторождений гравиметрия применяется как для определения границ угольного бассейна, так и для непосредственных поисков отдельных месторождений и пластов угля, отличающихся низкой плотностью $(\sigma \leq 2 \text{г/см}^3)$.

Гравиразведка применяется в комплексе с другими геофизическими методами и для разведки рудных и нерудных ископаемых, причем она привлекается как для крупномасштабного картирования и выявления тектонических зон и структур, благоприятных залеганию тех или иных ископаемых, так и для непосредственных поисков и разведки месторождений. Существенное отличие рудной гравиразведки от нефтяной состоит в меньшей глубинности, большей детальности и точности разведки. Классическим примером применения гравиметрии являются поиски и разведка железорудных месторождений (особенно КМА и Кривой Рог), где гравиразведка применяется для изучения структуры бассейна, картирования железорудной толщи и поисков богатых руд. На железорудных месторождениях наблюдаются локальные положительные аномалии за счет высокой плотности железосодержащих руд. Хромитовые, полиметаллические и другие залежи рудных и нерудных ископаемых практически всегда отличаются от вмещающих пород по плотности. Поэтому для их обнаружения гравиразведка с успехом применяется.

3.2.4. Роль гравиразведки в изучении геологической среды.

Непосредственно для изучения геологической среды, т.е. верхней части (100 - 200 м) оболочки Земли, где интенсивно идут экзогенные и техногенные процессы, гравиразведка применяется редко. Однако крупномасштабные гравиметрические карты вместе с картами дешифрирования аэрокосмических снимков являются основой для проектирования и обработки результатов любых геофизических методов, применяемых для инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических и экологических исследований. При этом главное, что дает гравиразведка, - это выявление тектонических нарушений, расчленение рыхлых и скальных пород, определение зон трещиноватости и закарстованности, нахождение погребенных объектов и т.п.

Глава 2. Магниторазведка

- 4. Основы теории геомагнитного поля и магниторазведки
  - 4.1. Магнитное поле Земли и его изменения на земной поверхности и во времени
    - 4.1.1. Главные элементы магнитного поля
    - 4.1.2. Единицы измерений
    - 4.1.3. О происхождении магнитного поля Земли
    - 4.1.4. Нормальное геомагнитное поле
    - 4.1.5. Аномальные геомагнитные поля
    - 4.1.6. Вариации земного магнетизма
  - 4.2. Намагниченность горных пород и их магнитные свойства
    - 4.2.1. Намагниченность горных пород и руд
    - 4.2.2. Магнитная восприимчивость горных пород и руд
    - 4.2.3. Остаточная намагниченность пород и руд
  - 4.3. Принципы решения прямых и обратных задач магниторазведки
    - 4.3.1. Основные положения теории магниторазведки
    - 4.3.2. Поле магнитного диполя
    - 4.3.3. Прямая и обратная задачи над намагниченным вертикальным бесконечно длинным столбом (стержнем)
    - 4.3.4. Прямая и обратная задачи над вертикально намагниченным шаром
    - 4.3.5. Прямая и обратная задачи над вертикально намагниченным тонким пластом бесконечного простирания и глубины
    - 4.3.6. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного горизонтального цилиндра бесконечного простирания
    - 4.3.7. Численные методы решения прямых и обратных задач магниторазведки
- 5. Аппаратура и методика магниторазведки
  - 5.1. Принципы измерений параметров геомагнитного поля и аппаратура для магниторазведки
    - 5.1.1. Измеряемые параметры геомагнитного поля
    - 5.1.2. Оптико-механические магнитометры
    - 5.1.3. Феррозондовые магнитометры
    - 5.1.4. Ядерно-прецессионные (протонные) магнитометры
    - 5.1.5. Квантовые магнитометры
  - 5.2. Наземная магнитная съемка
    - 5.2.1. Общая характеристика методики полевой магнитной съемки
    - 5.2.2. Способы проведения полевой магнитной съемки
    - 5.2.3. Результаты полевой магнитной съемки
  - 5.3. Воздушная и морская магнитные съемки
    - 5.3.1. Аэромагнитная съемка
    - 5.3.2. Гидромагнитная съемка
- 6. Интерпретация и задачи, решаемые магниторазведкой
  - 6.1. Качественная и количественная интерпретация данных магниторазведки
    - 6.1.1. Качественная интерпретация данных магниторазведки
    - 6.1.2. Количественная интерпретация данных магниторазведки
    - 6.1.3. Геологическое истолкование данных магниторазведки
  - 6.2. Общие магнитные съемки Земли и палеомагнитные исследования
    - 6.2.1. Общие магнитные съемки Земли
    - 6.2.2. Палеомагнитные исследования
  - 6.3. Применение магниторазведки для картирования, поисков и разведки полезных ископаемых, изучения геологической среды
    - 6.3.1. Решение задач региональной геологии
    - 6.3.2. Применение магниторазведки при геологическом картировании разных масштабов

- 6.3.3. Применение магниторазведки для поисков полезных ископаемых
- 6.3.4. Поиски месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых
- 6.3.5. Изучение геолого-петрографических особенностей и трещиноватости пород
- 6.3.6. Изучение геологической среды

Магнитометрическая, или магнитная, разведка (сокращенно магниторазведка) - это геофизический метод решения геологических задач, основанный на изучении магнитного поля Земли. Магнитные явления и наличие у Земли магнитного поля были известны человечеству еще в глубокой древности. Так же давно эти явления использовались людьми для практической деятельности (например, применение компаса). Со второй половины XIX в. измерение напряженности магнитного поля проводилось для поисков магнитных руд. Однако до сих пор природа как геомагнитного, так и гравитационного поля не выяснена.

Основными параметрами геомагнитного поля являются полный вектор напряженности и его составляющие по осям координат. Значения параметров магнитного поля Земли зависят, с одной стороны, от намагниченности всей Земли как космического тела (нормальное поле), а с другой стороны, разной интенсивности намагничения геологических формаций, обусловленной различием магнитных свойств пород и напряженности магнитного поля Земли как в настоящее время, так и в прошедшие геологические эпохи (аномальное поле). От других методов разведочной геофизики магниторазведка отличается наибольшей производительностью (особенно аэромагниторазведка).

Магниторазведка является наиболее эффективным методом поисков и разведки железорудных месторождений. Она широко применяется и при геологическом картировании, структурных исследованиях, поисках полезных ископаемых, изучении геологической среды. Магнитные методы применяются не только для разведки, но и для глобальных исследований геомагнетизма и палеомагнетизма. Глубинность магниторазведки не превышает 50 км.

4.Основы теории геомагнитного поля и магниторазведки

4.1. Магнитное поле Земли и его изменения на земной поверхности и во времени

4.1.1. Главные элементы магнитного поля.

В любой точке земной поверхности существует магнитное поле, которое определяется полным вектором напряженности $\mathbf{T}$. Вдоль вектора $\mathbf{T}$устанавливается подвешенная у центра тяжести магнитная стрелка. Проекция этого вектора на горизонтальную поверхность и вертикальное направление, а также углы, составленные этим вектором с координатными осями, носят название главных элементов магнитного поля (рис. 2.1).

Если ось *x* прямоугольной системы координат направить на географический север, ось *y* - на восток, а ось *z* - по отвесу вниз, то проекция полного вектора $\mathbf{T}$на ось *z* называется вертикальной составляющей и обозначается Z. Проекция полного вектора $\mathbf{T}$на горизонтальную плоскость называется горизонтальной составляющей ($\mathbf{H}$). Направление $\mathbf{H}$совпадает с магнитным меридианом. Проекция $\mathbf{H}$на ось *x* называется северной (или южной) составляющей; проекция Hна ось *y* называется восточной (западной) составляющей. Угол между осью *x* и составляющей $\mathbf{H}$называется склонением и обозначается D. Принято считать восточное склонение положительным, западное - отрицательным. Угол между вектором $\mathbf{T}$и горизонтальной плоскостью называется наклонением и обозначается J. При наклоне вниз северного конца стрелки наклонение называется северным (или положительным), при наклоне южного конца стрелки - южным (или отрицательным). Взаимосвязь полученных элементов магнитного поля Земли выражается с помощью формул:

$$H = T\cos J,\ Z = T\sin J,\ Z = H\,\mathrm{tg}\,J, T^2 = H^2 + Z^2. \qquad (2.1)$$

Семь элементов земного магнитного поля можно выразить через любые три составляющие. При магнитной разведке измеряют лишь одну-две составляющие поля (как правило, Z, Hили T).

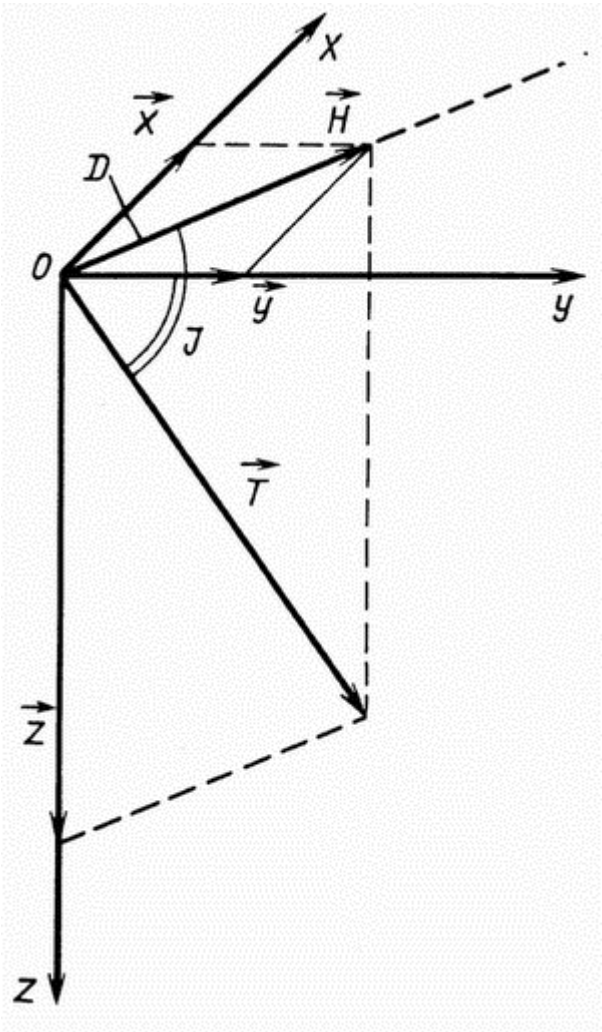


Рис. 2.1. Элементы земного магнитного поля

Распределение значений элементов магнитного поля на земной поверхности обычно изображается в виде карт изолиний, т.е. линий, соединяющих точки с равными значениями того или иного параметра. Изолинии склонения называются изогонами, изолинии наклонения - изоклинами, изолинии H или Z - соответственно изодинамами H или Z. Карты строят на 1 июля и называют их картами эпохи такого-то года. Например, на рис. 2.2 приведена карта эпохи 1980 г.

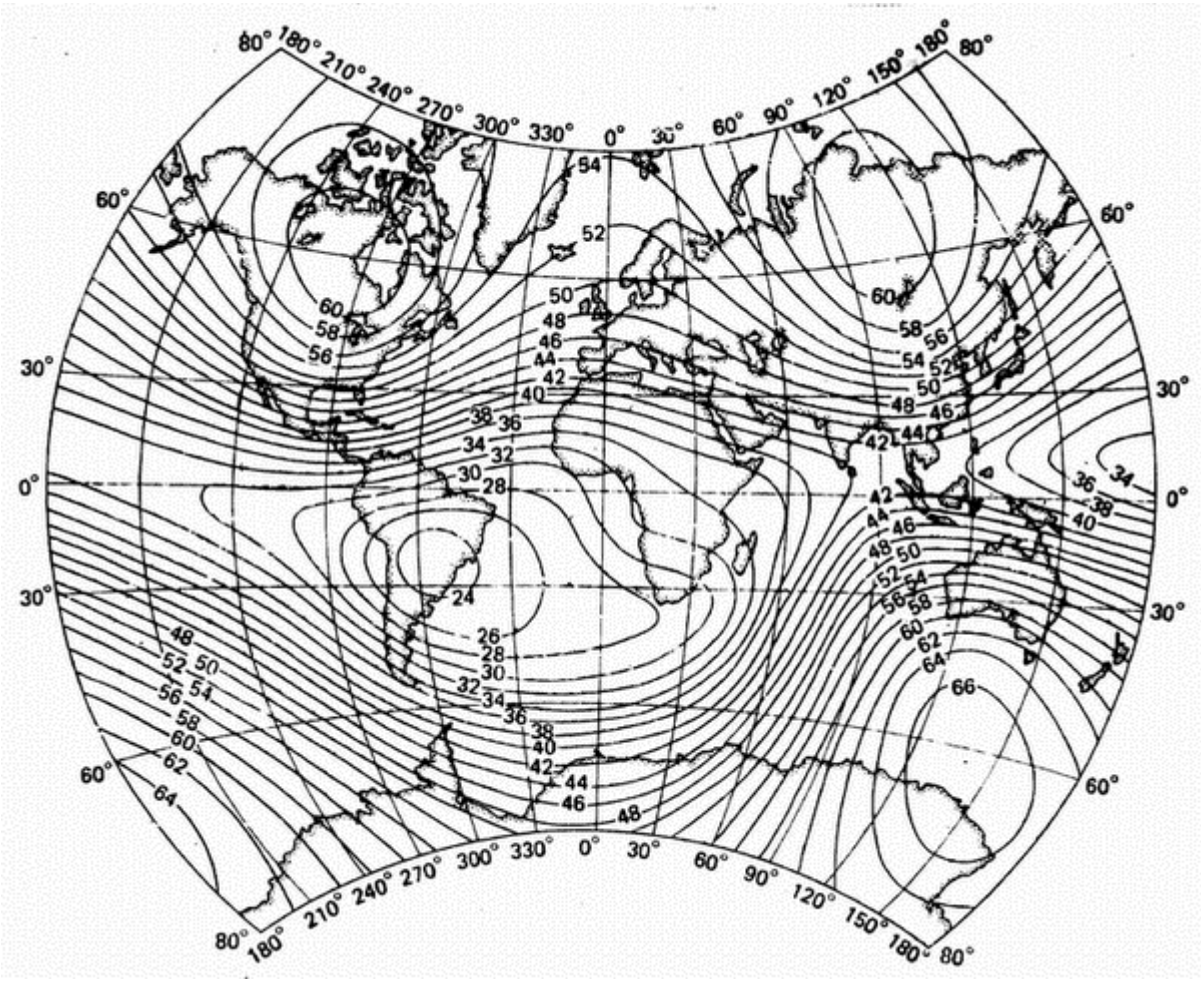


Рис. 2.2. Полная напряженность магнитного поля Земли для эпохи 1980 г. Изолинии Т проведены через 4 мкТл (4000γ)(из книги П.Шарма "Геофизические методы в региональной геологии")

4.1.2. Единицы измерений.

Единицей напряженности геомагнитного поля (T) в системе Си является ампер на метр (А/м). В магниторазведке применялась и другая единица Эрстед (Э) или гамма (γ), равная 10^{-5} Э $(1\mathrm{A/м} = 4\pi - 10^{-3}\mathrm{Э})$. Однако практически измеряемым параметром магнитного поля является магнитная индукция (или плотность магнитного потока) $\mathrm{B} = \mu\mathrm{T}$, где μ- магнитная проницаемость среды. Единицей магнитной индукции в системе Си является тесла (Тл). В магниторазведке используется более мелкая единица нанотесла (нТл), равная 10^{-9} Тл. Так как для большинства сред, в которых изучается магнитное поле (воздух, вода, громадное большинство немагнитных осадочных пород), $\mu_0 = 4\pi - 10^{-7}\mathrm{Гн/м} = \mathrm{const}$, то количественно магнитное поле Земли можно измерять либо в единицах магнитной индукции (в нТл), либо в соответствующей ей напряженности поля - гамма (γ).

4.1.3. О происхождении магнитного поля Земли.

Происхождение магнитного поля Земли пытаются объяснить различными причинами, связанными с внутренним строением Земли. Наиболее достоверной и приемлемой гипотезой, объясняющей магнетизм Земли, является гипотеза вихревых токов в ядре. Эта гипотеза основана на том установленном геофизическом факте, что на глубине 2900 км под мантией (оболочкой) Земли находится "жидкое" ядро с высокой электрической проводимостью. Благодаря так называемому гиромагнитному эффекту и вращению Земли во время ее образования могло возникнуть очень слабое магнитное поле. Наличие свободных электронов в ядре и вращение Земли в таком слабом магнитном поле привело к индуцированию в ядре вихревых токов. Эти токи, в свою очередь, создают (регенерируют) магнитное поле, как это происходит в динамомашинах. Увеличение магнитного поля Земли должно привести к новому увеличению вихревых потоков в ядре, а последнее - к увеличению магнитного поля и т.д. Процесс подобной регенерации длится до

тех пор, пока рассеивание энергии вследствие вязкости ядра и его электрического сопротивления не скомпенсируется добавочной энергией вихревых токов и другими причинами.

4.1.4. Нормальное геомагнитное поле.

В первом приближении магнитное поле Земли может быть уподоблено полю однородно намагниченного шара, или полю диполя (T_0), расположенного в области центра Земли. Ось такого диполя по отношению к оси вращения Земли составляет 11,5°. Места выхода продолжений оси этого диполя на земную поверхность называют геомагнитными полюсами. Принято считать магнитный полюс, близкий к северному географическому полюсу (между ними около 1400 км), южным (отрицательным) геомагнитным. Наоборот, магнитный полюс, находящийся в Антарктиде, - северным (положительным) геомагнитным полюсом. На полюсах вертикальные составляющие магнитной индукции примерно равны $\pm$60 мкТл, а горизонтальные - нулю. На экваторе горизонтальная составляющая приблизительно равна 30 мкТл, а вертикальная - нулю.

Как видно из карты T(рис. 2.2), геомагнитное поле Земли заметно отличается от поля диполя, образуя по крайней мере 4 (две в северном, одну в южном, одну в Африке) мощные геомагнитные аномалии. Их называют материковыми, или континентальными ($T_м$), а происхождение связывают с наличием дополнительных магнитных диполей на верхней (~3000 км) и нижней (~5000 км) границах "жидкого" ядра. На территории России находится положительная часть Восточно-Азиатской аномалии.

Нормальным (или главным) геомагнитным полем ($T_н$) принято считать поле однородно намагниченного шара (T_0) и дополнительных диполей в ядре, обуславливающих материковые аномалии ($T_м$), т.е. $T_н = T_0 + T_м$.Карта эпохи какого-то года является Международным эталонным геомагнитным полем или нормальным магнитным полем.

Карты $T_н$принято строить через 5 лет. Они несколько изменяются за эти годы, что объясняется как вариациями поля во времени, так и появлением новых данных глобальных магнитных съемок (космических, воздушных, наземных, аквальных).

4.1.5. Аномальные геомагнитные поля.

Отклонения наблюденных значений магнитных векторов (T) от нормального поля будут составлять аномалии региональные ($T_р$) или локальные ($T_л$) в зависимости от площади, на которых они получены: $T_а = T - T_н = T_р + T_л$. Аномальная часть постоянного магнитного поля Земли несет в себе информацию о геологическом строении верхних слоев земной коры.

Региональные аномалии - например, Курская - простираются на больших территориях и связаны с наличием крупных структур, сложенных породами и железными рудами с высокими магнитными свойствами. Находясь в магнитном поле Земли, они намагнитились и создали добавочное аномальное поле, превышающее нормальное поле в отдельных местах в 2 - 4 раза.

Локальные аномалии обусловлены разной намагниченностью геологических структур или залежей руд. Региональные и локальные аномалии бывают положительными и отрицательными. За положительные принято считать те, для которых $T_а$и $Z_а$совпадают с соответствующей составляющей нормального поля, а отрицательные - те, для которых они противоположны по направлению. В северном полушарии и на территории России преобладают положительные аномалии.

Таким образом, полное постоянное магнитное поле Земли (T) складывается из нормального и аномального полей:

$$T = T_о + T_м + T_р + T_л = T_н + T_а. \qquad (2.2)$$

4.1.6. Вариации земного магнетизма.

Наблюдения магнитного поля Земли в течение длительного времени и палеомагнитные исследования показывают, что напряженность магнитного поля и его элементы меняются во времени. Эти изменения получили название вариаций. Принято различать четыре вида магнитных вариаций: вековые, годовые, суточные и магнитные возмущения (бури).

Вековые вариации магнитного поля происходят в течение длительных периодов времени в десятки и сотни лет и приводят к значительным изменениям среднегодовых элементов земного магнетизма. Под изменением того или иного элемента магнитного поля (вековой ход) понимают 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. Выявлен ряд периодов изменения поля в 500 - 2000 - 5000 лет и более. Вековые вариации различны в разных регионах. Имеется несколько зон (фокусов), в которых изменения поля максимальны. Эти фокусы перемещаются по земной поверхности. Например, за 1942 г. в Индонезии вариации Z достигли х130 нТл, а на юге Каспийского моря +110 нТл. Возникновения вековых вариаций, видимо, объясняются процессами, протекающими внутри Земли (в ядре и на границе ядра с мантией).

На постоянное поле Земли накладывается переменное магнитное поле или вариации (годовые, суточные, магнитные бури), вызванные внешними процессами, происходящими в ионосфере. Годовые вариации - это изменения среднемесячных значений напряженности магнитного поля. Они характеризуются небольшой амплитудой (десятки нТл).

Суточные вариации связаны с солнечносуточными и лунносуточными изменениями напряженности геомагнитного поля из-за изменения солнечной активности. Максимума вариации достигают днем и при противостоянии Луны. Годовые и суточные вариации являются плавными, периодическими, невозмущенными вариациями. Их интенсивность возрастает от экватора к полюсам, достигая 200 нТл.

Кроме невозмущенных вариаций, существуют возмущенные вариации, к которым относятся непериодические импульсные вариации и магнитные бури. Магнитные бури бывают разной интенсивности - до 1000 нТл и более, чаще в северных и южных широтах. Они возникают спорадически и проходят по всей земной поверхности либо одновременно, либо с запаздыванием на несколько часов. Продолжительность магнитных бурь колеблется от нескольких часов до нескольких суток. Намечается четкая связь между интенсивностью магнитных бурь и солнечной активностью. В годы максимумов солнечной активности,период которых около 11 лет, наблюдается наибольшее число бурь. Магнитные бури зависят от возмущений в ионосфере, которые, в свою очередь, связаны со вспышками на Солнце и приходом на Землю корпускулярных потоков. Магнитным бурям сопутствуют полярные сияния, ухудшение радиосвязи, возникновения магнитотеллурических полей (см. 7.1). При магниторазведке необходимо учитывать и исключать вариации магнитного поля.

Таким образом, в более общем виде полный вектор напряженности переменного поля Земли и аномалии можно представить в виде:

$$T_{\sim} = T_{\text{и}} + T_{\text{р}} + T_{\text{л}} + T_{\text{вар}},\ T_{\text{а}} = T_{\text{р}} + T_{\text{л}} = T_{\sim} - T_{\text{и}} - T_{\text{вар}}. \qquad (2.3)$$

4.2. Намагниченность горных пород и их магнитные свойства

4.2.1. Намагниченность горных пород и руд.

Региональные и локальные магнитные аномалии зависят от интенсивности намагничения пород Jкак современным (индуцированная намагниченность J_i), так и древним (остаточная намагниченность J_r) магнитными полями, т.е. это векторная сумма $J = J_i + J_r$. Индуцированная намагниченность любого образца породы равна $J_i = \kappa T$, где κ(каппа) - его магнитная восприимчивость, а T- полный вектор постоянного геомагнитного поля. Однако этот же образец несет в себе информацию о той намагниченности, которая существовала в момент образования породы и сложным образом менялась до настоящего времени. Ее называют остаточной (J_r). Вместе с отношением $Q = J_r/J_i$остаточная намагниченность количественно характеризует свойство породы сохранять или менять намагниченность за весь свой возраст, может быть, составляющий многие миллионы лет.

Примером материалов и руд, обладающих сильным магнитным полем даже при экранировке от земного магнитного поля, являются искусственные магниты или естественные образцы магнетита, у которых намагниченность устойчива за счет остаточной.

4.2.2. Магнитная восприимчивость горных пород и руд.

Способность материалов и горных пород намагничиваться характеризуется магнитной восприимчивостью (κ) - основным магнитным свойством горных пород.

В системе Си это безразмерная величина. Практически ее измеряют в 10^{-5} ед. Си. У разных горных пород она меняется от 0 до 10 ед. Си. По магнитным свойствам минералы и горные породы делятся на три группы: диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. У диамагнитных пород магнитная восприимчивость очень мала (менее 10^{-5} ед. Си) и отрицательна, их намагничение направлено против намагничивающего поля. К диамагнитным относятся многие минералы и горные породы, например, кварц, каменная соль, мрамор, нефть, лед, графит, золото, серебро, свинец, медь и др.

У парамагнитных пород магнитная восприимчивость положительна и также невелика. К парамагнитным относится большинство минералов, осадочных, метаморфических и изверженных пород.

Особенно большими κ(до нескольких миллионов 10^{-5} ед. Си) обладают ферромагнитные минералы, к которым относятся магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирротин.

Магнитная восприимчивость большинства горных пород определяется прежде всего присутствием и процентным содержанием ферромагнитных минералов.

В таблице 2.1 приведены значения κнекоторых породообразующих минералов и пород. Из таблицы видно, что сильно магнитными являются ферромагнитные минералы. Среди изверженных пород наибольшей магнитной восприимчивостью обладают ультраосновные и основные породы, слабо магнитны и магнитны кислые породы. У метаморфических пород магнитная восприимчивость ниже, чем у изверженных. Осадочные породы, за исключением некоторых песчаников и глин, практически немагнитны.

Т а б л и ц а 2.1

Минерал,горная порода	$\kappa \cdot 10^5$**(ед. Си)**	
	диапазон измерений	**среднее**
Кварц	-	10
Кальцит	7 - 12	-
Гипс	-	12
Уголь	-	25
Сфалерит	-	750
Гематит	500 - 50000	6000
Пирротин	10^3-10^7	150000
Ильменит	$5*10^5$ -$5*10^6$	10^6
Магнетит	10^6-10^7	$5*10^6$
Известняк	25 - 3500	300
Песчаник	0 - 20000	400
Гнейс	100 - 20000	-
Гранит	0 - 40000	2000
Диабаз	1000 - 15000	5000
Габбро	1000 - 100000	60000
Базальт	30 - 150000	60000
Перидотит	90000 - 200000	150000
Осадочные (среднее)	0 - 5000	1000
Метаморфические (среднее)	0 - 75000	50000

Кислые изверженные (среднее)	50 - 80000	8000
Основные изверженные (среднее)	60 - 120000	30000

Магнитная восприимчивость пара- и ферромагнетиков уменьшается с повышением температуры и практически исчезает при температуре Кюри, которая у разных минералов меняется от +400 до +700$_0$С. Максимальная глубинность магниторазведки примерно составляет 25 - 50 км. На больших глубинах температуры недр превышают точку Кюри, и все залегающие здесь породы становятся практически одинаково немагнитными.

Магнитная восприимчивость в горной породе не всегда одинакова по всем направлениям, или изотропна. Она может меняться по разным направлениям, увеличиваясь в плоскости напластования осадочных и сланцеватых метаморфических пород, уменьшаясь в перпендикулярном направлении. Различия могут достигать 20%.

Разведываемые геологические структуры и руды с магнитной восприимчивостью κзалегают среди вмещающих пород с восприимчивостью κ_0. Поэтому, как и в гравиразведке, представляет интерес избыточная, или эффективная, магнитная восприимчивость $\Delta\kappa = \kappa - \kappa_0$. Величины $\Delta\kappa$могут быть и положительными, и отрицательными, разными по величине. Благодаря отличию $\Delta\kappa$от нуля и возникают магнитные аномалии.

Магнитную восприимчивость измеряют как на образцах горных пород, так и в естественном залегании. С помощью так называемых астатических магнитометров (см. 5.1) измеряются магнитные свойства образцов произвольной формы. Число образцов одной породы должно составлять несколько десятков, чтобы результаты были статистически обоснованы. Для изучения κв естественных условиях залегания пород применяются разного рода каппаметры.

4.2.3. Остаточная намагниченность пород и руд.

При остывании расплавленных минералов и горных пород и переходе их температуры через точку Кюри они намагничиваются окружающим магнитным полем, приобретая начальную остаточную намагниченность (J_r). Если напряженность магнитного поля начнет возрастать, то J_rтакже растет до некоторого предела. При уменьшении магнитного поля она уменьшается до некоторой остаточной намагниченности. Чтобы ее уничтожить, нужно приложить поле противоположного знака, называемого коэрцитивной силой. Она является мерой жесткости остаточной намагниченности. В истории Земли были многократные изменения не только интенсивности, но и знака магнитного поля. Поэтому существующая в настоящее время величина J_r отражает сложную магнитную жизнь породы и, может быть, неоднократную ее перенамагниченность.

Значения J_rочень большие ($Q = J_r/J_i$ достигает 100) у быстро охлаждавшихся излившихся изверженных пород типа базальтов. В породах, подвергшихся термальному метаморфизму, Qможет достигать 10. Величина Qостальных пород обычно не превышает 0,1. Основным фактором, увеличивающим J_rпород, является наличие в них хотя бы малых концентраций ферромагнетиков.

У изверженных пород остаточная намагниченность возникает в ходе их охлаждения (перехода через точку Кюри), т.е. имеет кристаллизационную (химическую) природу. У осадочных пород она седиментационная. В ходе осаждения в водоемах твердые частицы намагничивались и сохранили в консолидированных осадочных породах эту относительно стабильную ориентированную остаточную намагниченность.

При интенсивной остаточной намагниченности $J_r > J_i$пород они могут создавать аномалии другого знака, например, отрицательного среди обычно положительных, если знаки древнего и современного поля противоположны.

Остаточную намагниченность измеряют на образцах горных пород кубической или цилиндрической формы с размером 2 - 5 см, строго ориентированных в пространстве. Для этого, выбирая образец, его "привязывают" к горизонту, т.е. ставят на нем метки (x,y) по компасу и (z) - по отвесу. Для измерения J_r используются астатические или так называемые сверхпроводящие СКВИД-магнитометры.

Методика измерений J_rоснована на представлении о том, что каждый образец является магнитным. Поэтому, измеряя три магнитные составляющие поля такого магнита (H_x, H_y, H_z) на нескольких расстояниях rот его центра, можно получить избыточную систему уравнений для расчета $J = \kappa T + J_r$(за T

принимается среднее магнитное поле района расположения лаборатории). С помощью специальных приемов проводится определение первичной намагниченности во время образования породы и исключения вторичных перемагничиваний за время ее жизни. Число образцов должно составлять десятки для каждого стратиграфического комплекса пород для дальнейшей статистической обработки. Далее по ним определяются усредненные значения склонения ($D_{др}$) и наклонения ($J_{др}$) древнего магнитного поля (см. рис. 2.1), позволяющие оценить положение геомагнитного полюса во время образования породы в современной системе географических координат.

Третьим магнитным параметром горных пород является магнитная проницаемость $\mu = 1 + 4\pi\kappa$, которая практически у всех горных пород равна магнитной проницаемости вакуума ($\mu = \mu_0$, так как $\kappa < 10^{-5}$ ед. Си). Лишь у ферромагнитных руд μ может достигать нескольких единиц.

4.3. Принципы решения прямых и обратных задач магниторазведки

4.3.1. Основные положения теории магниторазведки.

При магниторазведке рассчитываются аномалии полного вектора T_a (4.1.1) или его составляющих (Z_a, H_a) путем исключения из наблюденного поля нормального поля и вариаций. Поэтому в теории магниторазведки определяются эти параметры для объектов с разной интенсивностью и направлением намагничения (J). Для простоты решения можно считать $J \approx \kappa T_{ср}$, где κ- магнитная восприимчивость объекта, $T_{ср}$- средняя напряженность геомагнитного поля в месте его расположения, а остаточной намагниченностью (J_r) пренебречь.

Основной закон магнетизма был сформулирован Кулоном, который предполагал, 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 $\mu = 1 + 4\pi\kappa$, действует сила F, которая определяется законом Кулона $F = m_1 m_2 / \mu r^2$, где r- расстояние между центрами магнитных масс.

Последующим развитием физики было доказано, что магнитных масс, как самостоятельных субстанций, в природе не существует, а магнитные свойства тел являются следствием движения электрически заряженных частиц в атомах вещества. Одни вещества способны под действием магнитного поля упорядочивать движения зарядов и намагничиваться, другие нет. Хотя магнитных масс в природе нет, но в теории магнетизма законом Кулона формально продолжают пользоваться. При этом под магнитной массой одного знака понимается произведение интенсивности намагничения (J) на площадь намагниченного тела (S), перпендикулярную этому вектору ($m = JS$).

Любое намагниченное тело можно представить сочетанием двух таких магнитных масс, находящихся на противоположных частях тела - полюсах. Северным (положительным) полюсом намагниченного тела (например, магнитной стрелки) считается тот, который поворачивается в сторону северного географического полюса, если дать возможность телу свободно вращаться вокруг вертикальной оси. Как отмечалось выше, 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 теории магниторазведки, как и в любых других методах геофизики, решаются прямые и обратные задачи. Прямой задачей магниторазведки называется нахождение магнитных аномалий (T_a, Z_a и др.) над объектами известной формы, глубины залегания и намагниченности. Обратной задачей магниторазведки является определение формы, глубины залегания, намагниченности по измеренному площадному распределению аномалий.

4.3.2. Поле магнитного диполя.

Для облегчения решения задач магниторазведки вводится понятие магнитного потенциала точечной магнитной массы

$$U = \frac{m}{\mu r}, \qquad (2.4)$$

где r- расстояние от центра магнитной массы до точки наблюдения.

В теории магнетизма пользуются понятием магнитного диполя, т.е. двух равных, близко расположенных магнитных масс противоположного знака (рис. 2.3). Потенциал диполя dUвыражается формулой

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

где r_1и r_2- расстояния от центра магнитных масс до точки наблюдения.

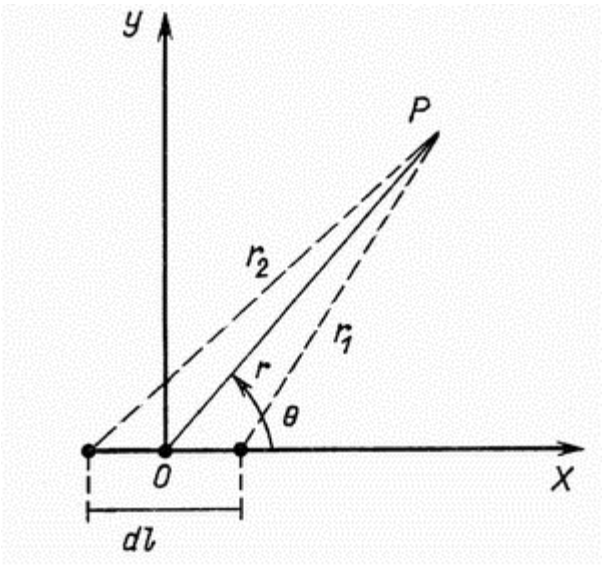


Рис. 2.3. Магнитный диполь

Выразив с помощью теоремы косинусов r_1и r_2через r, dl, и θ, можно записать

$$dU = \frac{m}{\mu}\left[\frac{1}{r^2+\left(\frac{dl}{r}\right)^2 - rdl\cos\theta} - \frac{1}{r^2+\left(\frac{dl}{r}\right)^2 + rdl\cos\theta}\right].$$

Разделив числитель и знаменатель на rи используя формулу бинома Ньютона, получим

$$dU = \frac{m}{\mu r}\left[\left(1 - \frac{dl}{r}\cos\theta\right)^{-1/2} - \left(1 + \frac{dl}{r}\cos\theta\right)^{-1/2}\right] = \frac{m}{\mu r}\left[\left(1 + \frac{dl}{2r}\cos\theta - \ldots\right) - \left(1 - \frac{dl}{2r}\cos\theta + .\right.\right.$$

Поскольку $(dl/r) \ll 1$, то всеми степенями выражения dl/r, большими единицы, можно пренебречь, и формула потенциала диполя упростится:

$$dU = \frac{mdl\cos\theta}{\mu r^2}.$$

Или, заменив $dM = mdl$, получим окончательное выражение для потенциала диполя

$$dU = \frac{dM\cos\theta}{\mu r^2}.$$

Из выражения для потенциала диполя нетрудно получить составляющие поля H_xи H_yи полный (H) вектор напряженности. Заменив $\cos\theta = x/r$,можно записать:

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

$$H_x = -\frac{\partial(dU)}{\partial x} = -dM\frac{(x^2+y^2)^{3/2} - x\frac{3}{2}(x^2+y^2)^{1/2}2x}{\mu(x^2+y^2)^3} = \frac{dM}{\mu}\frac{2x^2-y^2}{(x^2+y^2)^{5/2}}; \qquad (2.5)$$

$$H_y = -\frac{\partial(dU)}{\partial y} = -dM\frac{-x\frac{3}{2}(x^2+y^2)^{1/2}2y}{\mu(x^2+y^2)^3} = \frac{dM}{\mu}\frac{3xy}{(x^2+y^2)^{5/2}};$$

$$H = \sqrt{H_x^2 + H_y^2} = \frac{dM}{\mu r^3}\sqrt{1+3\cos^2\theta}.$$

В частности, на протяжении оси диполя ($\theta = 0$) $H_0 = 2dM/\mu r^3$,на перпендикуляре к оси диполя, в его центре ($\theta = 90°$)$H_{90} = dM/\mu r^3$.

Реальные магнитные тела можно рассматривать как совокупность элементарных магнитных диполей.

Интенсивность намагничения элементарного объема (J), согласно определению, равна отношению магнитного момента (dM) к его объему (dV). Поэтому выражение для потенциала магнитного диполя перепишется в следующем виде: $dU = \frac{Jcos\theta}{\mu r^2}dV$,где вектор Jнаправлен вдоль оси диполя.

Магнитный потенциал любого тела можно представить в виде интеграла по объему этого тела от потенциалов элементарных диполей, из которых состоит данное тело:

$$U = \int\int\int_V \frac{J\cos\theta dV}{\mu r^2},\ T_a = \int\int\int_V \frac{J\sqrt{1+3\cos^2\theta}}{\mu r^3}, \qquad (2.6)$$

где интегрирование ведут по всему объему тела (V).

Эти уравнения лежат в основе всей теории магниторазведки. Аналитические выражения при решении уравнений (2.6) получаются лишь для тел простой геометрической формы и однородной (постоянной) намагниченности. Для тел более сложной формы, да еще при разной намагниченности, возможны численные решения с помощью ЭВМ. Рассмотрим решение прямых и обратных задач для некоторых простейших тел: вертикального бесконечного столба (стержня), шара, пласта и горизонтального цилиндра бесконечного простирания для случая их вертикальной намагниченности. Допущение вертикальной намагниченности не только упрощает решение задач, но и является вполне обоснованным, поскольку намагниченность горных пород при широте, большей 40 - 45°, близка к вертикальной. Кроме того, при расчетах можно считать, что $\mu = \mu_0$, где $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$- магнитная проницаемость воздуха.

4.3.3. Прямая и обратная задачи над намагниченным вертикальным бесконечно длинным столбом (стержнем).

1. *Прямая задача.* Пусть на глубине hзалегает вершина бесконечно длинного столба (вертикального цилиндра или стержня) сечением s(рис. 2.4). Его можно представить как тело одного полюса (m) с интенсивностью намагничения (J), направленной вдоль оси *z*, и "магнитной массой" $m = Js$. Так как нижний полюс столба расположен очень далеко, то его влиянием можно пренебречь и считать, что вся "масса" сосредоточена на вершине столба.

Необходимо найти напряженность поля вдоль профиля x над телом. Потенциал от верхнего полюса столба в точке P будет равен потенциалу точечной массы (см.2.4):

$$U = \frac{m}{\mu r} = \frac{m}{\mu\sqrt{x^2+h^2}}. \qquad (2.7)$$

Составляющие поля выражаются производными потенциала по соответствующим осям координат:

$$Z_a = -\frac{\partial U}{\partial h} = \frac{Jsh}{\mu(x^2+h^2)^{3/2}},\ H_a = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{Jsx}{\mu(x^2+h^2)^{3/2}}, \qquad (2.8)$$

$$T_a = \sqrt{Z_a^2 + H_a^2} = \frac{Js}{\mu(x^2+h^2)^{5/2}}.$$

Используя полученные формулы, можно построить графики напряженности поля (рис. 2.4). Легко видеть, что над столбом будут максимумы и , а значения их будут одного знака, положительные при вертикальной . Горизонтальная составляющая ( ) слева будет иметь максимум, а справа - минимум. Вдалеке от столба аномалии исчезают. В плане над таким столбом изолинии и будут иметь вид концентрических окружностей одного знака.

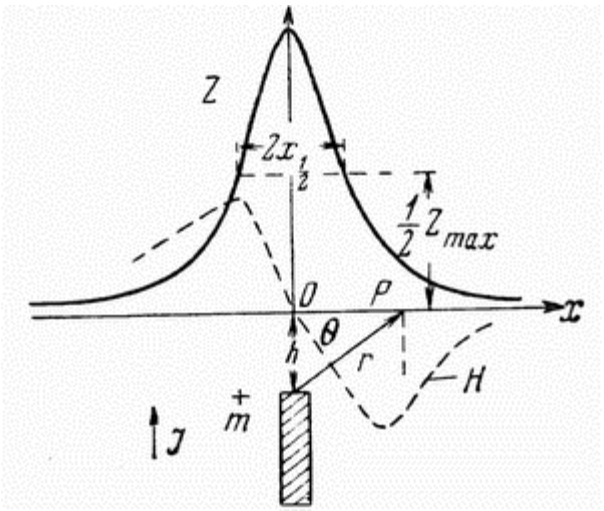


Рис. 2.4. Магнитное поле вертикального бесконечно длинного столба

2. *Обратная задача.* Решение уравнений (2.8) дает возможность по характерным точкам на графиках определить глубину залегания верхней кромки вертикального бесконечно длинного столба (h). Так центр столба находится в точке, где $x = 0$, а $Z_{max} = T_{max} = Js/mh^2$.

Для точек, удаленных на расстояния $x_{Z1/2}$ от начала координат, в которых Z равно половине максимального

$$Z_{1/2} Jsh/2h^2\mu = Jsh/\mu(x^2 + h^2)^{3/2}$$

Решив это уравнение, получим $x_{Z1/2} = 0,7$h. Аналогичным образом находятся связи и между другими характерными точками $x_{T1/2}$, $x_{H\text{э}}$ (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:

$$h = 1,4|X_{H\text{э}}| = 1,3|X_{Z1/2}| = |X_{T1/2}| = |X_{ZH}| \qquad (2.9)$$

Зная h, можно оценить величину магнитной массы:

$$m = Js = Z_{\max} \cdot \mu h^2 = T_{\max}\mu h^2 = 3,67 H_{\max} \cdot \mu h^2.$$

Так как $J \approx T_{\text{ср}}\kappa$, где $T_{\text{ср}}$ - среднее значение полного вектора напряженности поля в изучаемом районе, а κ - магнитная восприимчивость столба, то

$$\kappa s = m/T_{\text{ср}}.$$

Отсюда, если известно \kappa по измерениям на образцах, можно определить площадь поперечного сечения столба (s).

4.3.4. Прямая и обратная задачи над вертикально намагниченным шаром.

1. *Прямая задача.* Пусть вертикально намагниченный шар с центром на глубине H залегает под началом координат (рис. 2.5). Необходимо определить напряженность поля вдоль профиля x. Потенциал шара можно представить как потенциал диполя, помещенного в его центре. Поэтому, согласно (2.7), потенциал шара с магнитным моментом $M = JV$ (или магнитной массой $m = M$), равен:

$$U = \frac{M\cos\theta}{\mu r^2} = \frac{MH}{\mu r^3} = \frac{JvH}{\mu(x^2+H^2)^{3/2}}. \qquad (2.10)$$

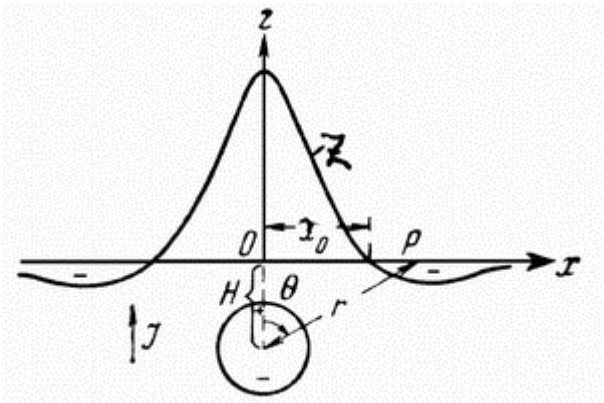


Рис. 2.5. Магнитное поле шара

Отсюда, взяв производные, найдем элементы магнитного поля шара:

$$Z_a = -\frac{\partial U}{\partial H} = \frac{JV(2H^2-x^2)}{\mu(x^2+H^2)^{5/2}}, H_a = -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{3JVHx}{\mu(x^2+H^2)^{5/2}}, T_a = \sqrt{Z^2+H^2} = \frac{JV\sqrt{4H^2+x^3}}{\mu(x^2+H^2)^{5/2}} \qquad (2.11)$$

Анализ этих формул и построенных по ним графиков показывает, что над центром шара ($x = 0$) будут $Z_{max} = T_{max} = 2JV/mH^3$, а $H = 0$. При $x \to \pm\infty$ аномалии исчезают. При $x = \pm\sqrt{2}HZ_a = 0$, при $x < \sqrt{2}HZ_a > 0$, а при $x > \sqrt{2}HZ_a < 0$.

Таким образом, в плане над шаром изолинии Z_a и T_a будут иметь вид концентрических окружностей. При этом изолинии Z_a будут двух знаков, а T_a - одного.

2. *Обратная задача.* Решение уравнений (2.11) теми же приемами, что и для столба, дает возможность по характерным точкам на графиках найти глубину центра вертикально намагниченного шара:

$$H_a = 1{,}8|x_{Z1/2}| = 1{,}8|x_{ZH}| = 1{,}5|x_{T1/2}| = 0{,}7|x_{Z0}| = 0{,}5|x_{Zmin}| = \qquad (2.12)$$

где $x_{Z1/2}$ и $x_{T1/2}$ - абсциссы точек половины Z_a, T_a; x_{Z0} - точки с $Z_a = 0$; x_{Zmin} точки с $Z_a = Z_{min}$.

Зная H, можно оценить магнитную массу шара (m):

$$m = JV = Z_{max}\mu h^{3/2} = T_{max}\mu h^{3/2}$$

Отсюда, так как $J \approx \kappa T_{ср}$, то $\kappa V \approx m/T_{ср}$. Если известны $T_{ср}$ и κ, можно определить объем шара.

4.3.5. Прямая и обратная задачи над вертикально намагниченным тонким пластом бесконечного простирания и глубины.

Пусть на глубине h параллельно оси y расположен бесконечно длинный вертикальный пласт (с толщиной l, меньшей глубины залегания), намагниченный вертикально (рис. 2.6). Определим для простоты лишь Z_a вдоль оси x.

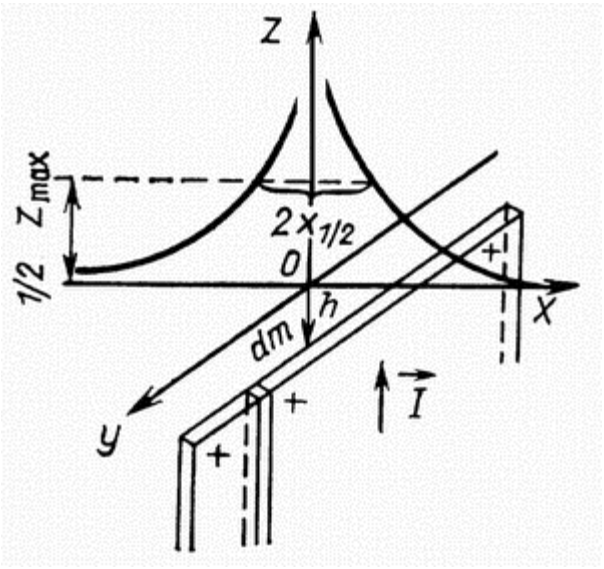


Рис. 2.6. Магнитное поле тонкого пласта бесконечного простирания

Поскольку нижняя часть пласта расположена глубоко, то влияние магнитного полюса глубоких частей пласта будет мало, и можно считать, что магнитные массы сосредоточены вдоль поверхности в виде линейных полюсов. Магнитная масса единицы длины пласта равна $dm/dy = Jl$.

Разобьем пласт на множество тонких "столбов". Тогда 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

$$dU = dm/\mu R = Jldy/\mu\sqrt{x^2+y^2+h^2}$$

,

а вертикальная составляющая $dZ_a = -\partial(dU)/\partial h = Jlhdy/\mu\sqrt{x^2+y^2+h^2}$,

откуда Zравно

$$Z_a = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{Jlhdy}{\mu\{x^2+y^2+h^2\}^{3/2}} = \frac{2Jlh}{\mu(x^2+h^2)}. \qquad (2.13)$$

График Z_aбудет иметь максимум над центром пласта и асимптотически стремиться к нулю при удалении от пласта. В плане над пластом будут вытянутые аномалии Z_aодного знака. Анализируя формулу (2.13), можно найти связи между глубиной залегания пласта (h) и $x_{1/2}$, т.е. абсциссой графика, где $Z_a = Z_{max}/2; h = x_{1/2}$.

Магнитная масса единицы длины равна $m = Jl = Z_{max}\mu h/2$. Заменив $J \approx \kappa T_{ср}$, получим $l\kappa = m/T_{ф}$. Зная $T_{ср}$и κ, можно рассчитать ширину пласта.

4.3.6. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного горизонтального цилиндра бесконечного простирания.

Пусть на глубине Hпараллельно 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 (рис. 2.7). Требуется определить напряженность поля вдоль оси x. Поле такого цилиндра можно считать эквивалентным полю бесконечного числа вертикальных магнитных диполей, центры которых расположены по оси цилиндра.

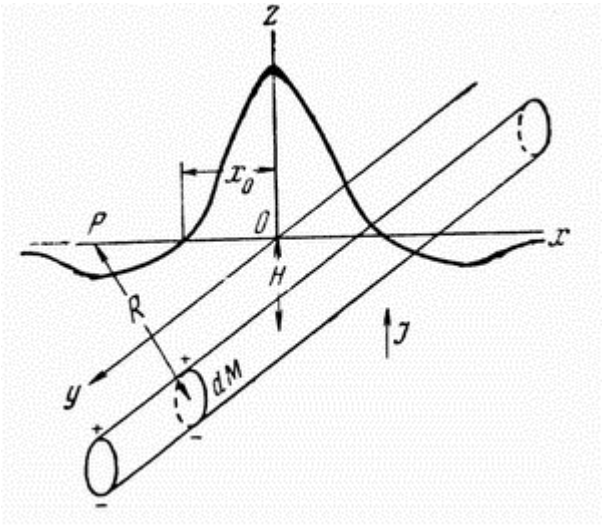


Рис. 2.7. Магнитное поле горизонтального цилиндра бесконечного простирания

Потенциал в точке $\mathbb{P}$от элементарного диполя определяется согласно уравнению (2.5):

$dU = \frac{dM\cos\theta}{\mu R^2} = \frac{J\,Hdv}{\mu R^2} = \frac{J\,Hdsdy}{\mu R^2}$,

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:

$U = \frac{JV}{\mu} \int\int_s \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2+y^2+H^2)^{3/2}}$

Так как $\int\int ds = s$, а $\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2+y^2+H^2)^{3/2}} = \frac{2}{x^2+H^2}$, то $U = \frac{2JsH}{\mu(x^2+H^2)} = \frac{2MH}{\mu(x^2+H^2)}$и

$$Z_a = -\frac{\partial U}{\partial H} = \frac{2M}{\mu}\frac{H^2-x^2}{(x^2+H^2)^2}. \qquad (2.14)$$

Легко видеть, что при $x = 0$будет максимум Z_a,а при $x = \pm H\, Z_a = 0$.При $|x| > 0$значения Z_aбудут отрицательны, при $|x| < H$- положительны.

В плане над горизонтальным цилиндром будут вытянутые аномалии двух знаков.

При решении обратной задачи глубину залегания цилиндра можно определить по формулам: $H = |x_0| = 0,7|x_{min}|$, где x_0и x_{min}- абсциссы точек, в которых $Z_a = 0$и $Z_a = Z_{min}$. Зная H, можно найти погонную массу цилиндра $M = Z_{max} \cdot H^2\mu/2$.Заменив $J \approx \kappa T_{\text{ср}}$, получим $\kappa s = M/T_{\text{ср}}$. Зная $T_{\text{ср}}$и κ,можно рассчитывать площадь сечения цилиндра.

4.3.7. Численные методы решения прямых и обратных задач магниторазведки.

Пользуясь формулой (2.6), можно решать прямые задачи для тел других форм и невертикальной намагниченности. Практически эти расчеты реализуются с помощью ЭВМ. Обратные задачи можно решать методом сравнения наблюденных графиков или карт аномальных магнитных полей с теоретически рассчитанными для меняющихся геометрических параметров и магнитных свойств. Получив наименьшие расхождения между ними, теоретические параметры совпавшей модели переносятся на реальные объекты. Они играют роль одного из эквивалентных решений (см. 6.1).

5. Аппаратура и методика магниторазведки

5.1. Принципы измерений параметров геомагнитного поля и аппаратура для магниторазведки

5.1.1. Измеряемые параметры геомагнитного поля.

Измерения магнитного поля Земли и его вариаций проводят как на стационарных пунктах - магнитных обсерваториях, которых насчитывается на Земле около 150, так и при магниторазведочных работах. Абсолютные определения полного вектора напряженности геомагнитного поля сводятся к измерению, как правило, трех его элементов (например, Z, D, H). Для этого применяют сложные трехкомпонентные магнитные приборы, которые называются магнитными теодолитами и вариационными станциями.

При геологической разведке измеряют абсолютные Z, T и относительные (по отношению к какой-нибудь исходной (опорной) точке $\Delta Z, \Delta T$) элементы.

Приборы для магнитной разведки (магнитометры) характеризуются разнообразием принципов устройства. В основном используются четыре типа магнитометров - оптико-механические, феррозондовые, протонные и квантовые.

5.1.2. Оптико-механические магнитометры.

Чувствительная магнитная система оптико-механических магнитометров состоит из магнита, который может вращаться либо вокруг вертикальной оси (подобно магнитной стрелке в компасе) для измерений приращений горизонтальной составляющей в двух точках (ΔH), либо вокруг горизонтальной оси для измерения приращений вертикальной составляющей (ΔZ). Углы отклонения $\Delta\varphi$, пропорциональные ΔH или ΔZ, определяются с помощью специальной оптической системы. 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 магнитометра. Ее определяют путем градуировки с помощью эталонировочных магнитов. На этом принципе был построен магнитометр, названный весами Шмидта, применявшийся в магниторазведке для измерения ΔZ свыше 50 лет. Среди отечественных магнитометров к этому типу относились полевые приборы М-2, М-18, М-27, а также приборы для измерения магнитных свойств образцов М-14 и астатические магнитометры. Погрешности в определениях ΔZ с помощью таких магнитометров составляют $\pm(2-5)$нТл.

5.1.3. Феррозондовые магнитометры.

Измерителем поля в феррозондовом магнитометре является феррозонд (или магнитомодулярный датчик), представляющий собой катушку с ферромагнитным сердечником. Первичная обмотка сердечника возбуждается от вспомогательного звукового генератора частотой 200 гц. Под его воздействием меняется магнитная проницаемость материала сердечника, а это, вследствие законов индукции, приводит к тому, что во вторичной обмотке катушки возникает электродвижущая сила, пропорциональная вектору напряженности магнитного поля Земли, направленному вдоль оси сердечника.

Для измерения вертикальной составляющей феррозонд ориентируется по вертикали особым маятником, помещенным в карданов подвесе. Последний снабжен демпфирующим устройством для быстрого затухания колебаний. Феррозонд подключается к измерительному блоку. В нем помещен звуковой генератор, переключатель поддиапазонов, переключатель компенсации магнитного поля, измерительный индикаторный прибор. Среди отечественных магнитометров к этому типу относится магнитометр М-17, предназначенный для измерения ΔZ с точностью до 1 $\pm$5 нТл.

На феррозондовом принципе изготовлялись отечественные аэромагнитометры - АЭМ-49, АМ-13, АММ-13, АСТ-46, АМФ-21 и др. В аэромагнитометрах измерительный феррозонд с помощью особых карданных устройств и двух дополнительных взаимно перпендикулярных феррозондов устанавливается вдоль полного вектора напряженности магнитного поля Земли. Он помещается в специальной гондоле и буксируется за самолетом на кабеле длиной 40 - 50 м. Электрический сигнал с этого блока по кабелю попадает на пульт магнитометра, установленный на самолете, где усиливается электронным усилителем, выпрямляется и попадает на автоматическое компенсационное устройство и особый самописец. На ленте, кроме напряженности поля ΔT, записываются высота полета, марки времени, отметки ориентиров или синхронных аэрофотоснимков. Аэромагнитометры устанавливаются на самолетах легкого типа или на вертолетах. Погрешности измерений ΔT-аэромагнитометрами не превышают $\pm$20 нТл.

5.1.4. Ядерно-прецессионные (протонные) магнитометры.

Чувствительным элементом протонного магнитометра является жидкость, богатая протонами (вода, спирт). Сосуд с этой 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" в течение примерно двух секунд, и все протоны, которые можно считать элементарными магнитиками, устанавливаются вдоль намагничивающего поля. Затем намагничивающее поле быстро выключается. Протоны, стремясь установиться вдоль вектора T, колеблются (прецессируют) вокруг него и индуцируют в измерительной катушке очень слабую ЭДС, частота которой пропорциональна величине напряженности поля T. На этом принципе были изготовлены отечественные магнитометры: полевой (МПП-203) с погрешностью измерений Tдо $\pm$2 нТл, а также аэромагнитометр (МСС-214) и гидромагнитометр (ММП-3) с погрешностями порядка $\pm$3 нТл.

5.1.5. Квантовые магнитометры.

В квантовыхмагнитометрах, предназначенных для измерения абсолютных значений модуля индукции магнитного поля ($B = \mu_0 T$), используют так называемый эффект Зеемана. Атомы, обладающие магнитным моментом, при попадании в магнитное поле приобретают дополнительную энергию, частота излучения которой пропорциональна полному вектору магнитной индукции этого поля в точке наблюдения. Чувствительным элементом магнитометра является сосуд, в котором имеются пары цезия, рубидия или гелия. В результате вспышки монохроматического света (метод оптической накачки) электроны паров переводятся с одного энергетического подуровня на другой. Возвращение их на прежний уровень после окончания накачки сопровождается излучением энергии с частотой, пропорциональной величине магнитного поля. Отечественная промышленность выпускала полевые квантовые магнитометры М-33, ММП-303 для измерения Tс погрешностью 0,1 - 1 нТл, а также морской магнитометр КМ-8 и аэромагнитометр КАМ-28.

5.2. Наземная магнитная съемка

5.2.1. Общая характеристика методики полевой магнитной съемки.

Наземная полевая магнитная съемка проводится с помощью пешеходных магнитометров весом 5 - 6 кг (см. 5.1). На каждой точке измеряются или абсолютные значения полного вектора геомагнитного поля (T), точнее магнитной индукции ($B = \mu_0 T$), или относительные значения $\Delta T (\Delta Z)$. Под относительными понимаются приращения той или иной составляющей поля в любой точке наблюдения по отношению одного исходного пункта. При снятии отсчетов записывается время (t). Полевая съемка отличается высокой производительностью: отряд из двух человек отрабатывает от нескольких десятков до двухсот точек в день.

Методика, т.е. способ проведения магниторазведочных работ, сводится к выбору вида съемок, их масштаба, направления профилей, густоты точек наблюдения, точности измерений и способа изображения результатов.

Различают три вида наземных магнитных съемок: 1) картировочно-поисковые, 2) поисково-разведочные, 3) разведочные (или детальные). Остановимся на краткой характеристике этих видов съемок.

Целью картировочно-поисковых магнитных съемок является решение задач крупномасштабного геологического картирования (масштабы 1 : 50 000, 1 : 25 000, 1 : 10 000), а также непосредственные поиски железосодержащих руд. Съемка ведется по системам профилей, маршрутов, расстояния между которыми меняются от 200 до 500 м. Расстояния между точками не менее 50 м.

Целью поисково-разведочных магнитных съемок является детализация аномалий картировочно-поисковых съемок: выявление тектонических нарушений, оценка размеров, формы и положения рудных тел. Поисково-разведочные съемки выполняются в масштабах 1 : 10 000, 1 : 5 000, 1 : 2 000, 1 : 1 000. Съемка осуществляется по системам профилей, удаленных на расстояния 50 - 200 м, с шагом наблюдений от 10 до 50 м.

Целью детальных разведочных магнитных съемок является выяснение размеров, формы и положения включений пород с различными магнитными свойствами, разведка рудных месторождений, детальное геологическое картирование. Масштабы съемок от 1 : 2 000 и крупнее, а расстояния между профилями могут изменяться от 10 до 100 м. Расстояния между точками наблюдений меняются от 5 до 20 м в зависимости от размеров рудных тел, их глубины и интенсивности намагничения.

5.2.2. Способы проведения полевой магнитной съемки.

Полевые магнитные съемки бывают профильными и площадными. Съемки по отдельным профилям используются при рекогносцировочных исследованиях для выявления общих закономерностей аномальных полей. Однако иногда интерпретационные профили задаются вкрест выявленных площадной съемкой аномалий. Основным же видом съемок являются площадные, выполненные по системам параллельных профилей.

Подходы к выбору сети наблюдений такие же, как и в гравиразведке (см. 2.2.2). Однако при магнитной съемке менее жесткие требования к топопривязке, отсутствует опорная сеть, а густота рядовых пунктов наблюдения несколько больше.

Сеть наблюдений разбивается как инструментально, так и визуально с измерением шагами расстояний между пунктами и инструментальной привязкой начала и конца профилей, а также исходной точки. Последняя выбирается на базе экспедиции. Здесь же желательно установить один магнитометр для снятия напряженности геомагнитного поля через 30 - 60 минут или магнитовариационную станцию для ее непрерывной записи. Эти приборы служат для расчета вариаций $T_{\text{вар}}, Z_{\text{вар}}$геомагнитного поля в любое время t. Вариации можно получить и из ближайших обсерваторий, удаленных от десятков до первых сот километров по мере уменьшения требований к точности съемки.

Расстояния между профилями берут в 3 - 5 раз меньше длины, а между точками съемки (шаг наблюдений) - в 3 - 5 раз меньше ширины предполагаемых аномалосоздающих объектов. Для стандартизации методики рекомендуют шаг съемки делать равным 1, 5, 20, 25, 50 или 100 м. Расстояния между профилями, направленными всегда вкрест предполагаемого простирания разведываемых структур или рудных тел, могут быть равны шагу или в 2 - 3 раза превышать его.

Разновидностью наземной магнитной съемки является микромагнитная. Это высокоточная съемка с точностью измерения $T, \Delta T, \Delta Z$ до 1 нТл и шагом квадратной сети 1 - 5 м. Для исключений вариаций через несколько замеров на рядовых точках берется отсчет на опорном пункте.

Качество выдаваемых геомагнитных карт (кондиционность) определяется прежде всего густотой сети (расстояние между профилями должно составлять примерно 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

$$\epsilon = \pm\sqrt{\frac{\mathrm{P}\,\delta_i^{\,2}}{(2n-1)}} \qquad (2.15)$$

где δ_i- разность отсчетов на i-той точке при основном и повторном замерах, а n- число повторных точек. Требования к точности наблюдений при наземной съемке устанавливаются в зависимости от масштаба съемок и напряженности магнитного поля. В слабых полях точность наблюдений должна быть высокой: среднеквадратическая погрешность съемки не больше $\pm$5 нТл при мелкомасштабных съемках и не больше $\pm$2 нТл при крупномасштабных. При наличии интенсивных магнитных аномалий (сотни и тысячи гамм) среднеквадратическая погрешность не должна превышать $\pm$(20 - 30) нТл.

5.2.3. Результаты полевой магнитной съемки.

В результате полевой съемки по наблюденным составляющим ($\mathrm{T}, \Delta\mathrm{T}, \Delta Z$) рассчитываются аномальные магнитные поля (см. 2.3):

$$T_a = T - T_{\text{н}} - T_{\text{вар}}, \Delta T_a = \Delta T - \Delta T_{\text{вар}}, \Delta Z_a = \Delta Z - \Delta Z_{\text{вар}}, \qquad (2.16)$$

где $T_н$- нормальное поле, $T_{вар}, \Delta T_в, \Delta Z_в, Z_{вар}$- вариации поля на время замера T, ΔT, ΔZ. В выражениях для относительных параметров и часто принимается, что и на опорном пункте равны нулю. Это допустимо, если изучаемая площадь не превышает нескольких десятков квадратных километров. Для съемок больших территорий необходимо знать и , т.е. "привязать" опорные пункты к системам сети нормального магнитного поля Земли (см. 4.1.4).

Результаты магнитной съемки изображаются в виде графиков T_a, ΔT_a, ΔZ_a(их называют иногда профилями), карт профилей и карт. На графиках по горизонтальной оси откладываются пикеты, по вертикали - аномалии магнитного поля (положительные значения - вверх, отрицательные - вниз). При построении карт профилей на карте наносятся профили наблюдений, а перпендикулярно им откладываются аномалии. На картах у каждой точки записываются аномальные значения геомагнитного поля и проводятся линии равных значений. Сечение изолиний при построении карт должно быть в 2 - 3 раза больше точности определения аномалий.

5.3. Воздушная и морская магнитные съемки

5.3.1. Аэромагнитная съемка.

Аэромагнитная съемка проводится по системе профилей при непрерывной записи Tили ΔTна каждом профиле (маршруте). Направления профилей выбираются вкрест предполагаемого простирания структур или тектонических нарушений.

Расстояние между профилями зависит от масштаба съемки: при миллионном масштабе расстояния между маршрутами устанавливаются 10 км, при масштабе 1 : 500 000 - 5 км, при масштабе 1 : 100 000 - 1 км, при масштабе 1 : 50 000 - 500 м. Чем крупнее масштаб, тем меньшей должна быть высота полета аэромагнитной станции. Обычно она меняется от 50 до 500 м. Скорость полета 100 - 200 км. Привязка профилей при аэромагнитной съемке осуществляется разными способами: по аэрофотоснимкам, радиогеодезическая и др. и должна быть тем точнее, чем крупнее масштаб съемки.

Для учета вариаций и сползания нуль-пункта прибора перед началом рабочего дня и после его окончания делается специальный залет на опорный (контроль-ный) маршрут длиной до 10 км. Все рабочие маршруты "привязываются" к контрольным маршрутам.

Для оценки погрешности измерений и увязки между собой маршрутов выбирается несколько профилей, перпендикулярных рабочим маршрутам. На этих профилях проводятся повторные залеты. По результатам повторных измерений вычисляется среднеквадратическая погрешность измерений. Точность съемки считается хорошей, если погрешность не превышает $\pm$10 нТл или 20% от амплитуд выявленных аномалий. При обработке магнитограмм аномальные значения рассчитываются путем вычитания из наблюденного значения Tнормального поля T_a. Последнее определяется по картам нормального магнитного поля или с помощью расчета так называемого нормального градиента по данным аэромагнитной съемки. В результате аэромагнитной съемки строятся карты, графики, а также карты графиков T_aили ΔT_a.

5.3.2. Гидромагнитная съемка.

Гидромагнитная съемка в океанах, морях и на озерах ведется как на специальных судах, так и попутно на кораблях любого назначения. Для исключения влияния металлического корпуса судна применяются специальные приемы, а датчик поля буксируется за ним на кабеле длиной свыше 100 м в специальной немагнитной гондоле либо вблизи дна, либо на некоторой глубине. Профили (галсы) привязываются по штурманским картам. Съемки бывают профильными, реже площадными. В результате строятся графики, карты графиков и карты T_aили ΔT_a.

6. Интерпретация и задачи, решаемые магниторазведкой

Интерпретация данных магниторазведки складывается из геофизической интерпретации и геологического истолкования, тесно связанных между собой. Первым этапом является качественная интерпретация, позволяющая судить о местоположении пород с разными магнитными свойствами. Второй этап - количественная интерпретация, или решение обратной задачи магниторазведки, - имеет целью определение количественных параметров разведываемых геологических объектов.

6.1. Качественная и количественная интерпретация данных магниторазведки

6.1.1. Качественная интерпретация данных магниторазведки.

При качественной интерпретации графиков, карт графиков и карт магнитных аномалий ведется их визуальное выделение. При этом обращается внимание на форму изолиний, их простирание, ширину, соотношение положительных и отрицательных аномалий, абсолютные значения максимумов и минимумов. Далее, используя сведения о магнитных свойствах пород, устанавливают связь тех или иных аномалий магнитного поля с определенными геологическими образованиями.

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий имеет много общих черт (см. 3.1). Это объясняется сходством основных законов взаимодействия гравитационных и магнитных масс (законов Ньютона и Кулона), что и привело к установлению математических связей между гравитационным и магнитным потенциалами. Наряду со сходством имеются и различия в природе и морфологии гравитационных и магнитных аномалий.

Аномалосоздающие объекты в гравиразведке однополярны,т.е. они создают либо положительные, либо отрицательные аномалии. Аномалообразующие объекты в магниторазведке двуполярны, так как каждое намагниченное тело может создавать и положительную, и отрицательную аномалии. По этой причине структура аномального магнитного поля сложнее, чем гравитационного. Она дополнительно усложняется за счет разной длины тел по направлению намагничения, разного угла намагничения, наличием индукционной и остаточной намагниченности пород.

Характерно, что почти для всей территории России намагниченность пород близка к вертикальной, поэтому графики и карты T_aи Z_aпрактически совпадают. При прямой вертикальной намагниченности центры магнитных масс выделяются положительными аномалиями. При наклоне вектора намагниченности, меньшем $50°$, максимумы T_aнесколько смещаются к югу от эпицентра аномалии Z_a, а на северных частях профилей наблюдаются слабые отрицательные аномалии. При горизонтальной намагниченности (в экваториальных районах) соотношение положительных и отрицательных аномалий примерно одинаково. Аномалии разделяют на составляющие, обусловленные различными по размерам намагниченными объектами. Основным методом такого разделения является пространственная частотная селекция, при которой магнитные аномалии разделяются по ширине. При этом полагается, что чем больше ширина, тем больше поперечные размеры и глубина залегания аномалосоздающих намагниченных тел.

Основными способами частотной селекции являются усреднение и пересчет в верхнее (для выделения низких частот) и нижнее (для подчеркивания высоких частот) полупространство. Используя эти способы, наблюденные карты и графики трансформируют во вспомогательные карты и графики, как это делается и при обработке гравитационных карт (см. 3.1). На них подчеркиваются (становятся более наглядными) аномалии, обусловленные геологическими объектами разной природы, глубины и особенно разных горизонтальных размеров. Чем больше радиус усреднения и высота пересчета вверх, тем лучше выделяются аномалии большего периода, а значит, 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 расположение контактов различных пород, прослеживаются контуры, положение эпицентров, пространственное положение (падение, простирание) тех или иных структур или включений. Изометрическим аномалиям T_aи Z_a, у которых поперечные размеры на карте примерно одинаковы, соответствуют изометрические в плане геологические объекты; вытянутым изодинамам соответствуют геологические структуры, отдельные слои и рудные тела вытянутой формы.

Если для вертикально намагниченных тел поле аномалий Z_aимеет один знак, то это свидетельствует о большой глубине расположения другого полюса намагниченных пород, т.е. подошва тела залегает на глубине, в 5 - 6 раз большей, чем кровля. Если же глубина залегания нижней части тела мало отличается от глубины залегания верхней части, то вокруг интенсивной аномалии Z, обязанной верхнему полюсу, будет наблюдаться слабое поле другого знака, обусловленное нижним полюсом намагниченных пород. Направление наклона пород - в ту сторону, где площадь распространения слабых аномалий больше. Экстремумы аномалий пропорциональны магнитному моменту (J_s, J_V, J_l), т.е. возрастают с интенсивностью намагничения ($J = \kappa T$), а значит с ростом полного вектора напряженности геомагнитного толя (T) и

магнитной восприимчивости (κ) аномалосоздающих 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.

6.1.2. Количественная интерпретация данных магниторазведки.

1 . *Общая характеристика количественной интерпретации.* Аппроксимация аномалосоздающих объектов телами простой геометрической формы, определение их глубины, размеров, точного местоположения, интенсивности намагничения - основная цель количественной (расчетной) интерпретации, или решения обратной задачи магниторазведки. Математически решение обратной задачи магниторазведки неоднозначно, так как похожие аномалии могут быть созданы геологическими телами разной формы, размеров и интенсивности намагничения. Для более однозначной интерпретации магнитных аномалий, и, в частности, оценки размеров тел, необходимо знать интенсивность намагничивания тел J, определяемую по измерениям магнитной восприимчивости образцов ($J \approx \kappa T$), значениям напряженности поля Земли T, а также дополнительные геологические сведения о наиболее вероятной форме объектов.

Как и в гравиразведке, для количественной интерпретации данных магниторазведки применяются прямые и косвенные методы. Среди прямых методов, используемых для обработки отдельных простых магнитных аномалий (локальных или региональных), наибольшее применение находят аналитические (или методы характерных точек) и палеточные (или методы сравнения). К косвенным относится ряд методов обработки сложных аномалий, в которых путем последовательного решения прямых задач методом подбора формы и глубины возмущающих масс добиваются совпадения наблюденной аномалии с теоретически рассчитанными. Эти методы базируются на использовании ЭВМ.

Начинается количественная интерпретация с определения местоположения, протяженности аномалосоздающих тел, их формы, глубины залегания. Далее аномалосоздающие объекты аппроксимируются телами простой геометрической формы. Для этого используются форма, знак аномалий и вся априорная информация о форме ожидаемых намагниченных объектов изучаемого района.

Если на карте изодинам Z_aимеются изометрические аномалии, отличающиеся по поперечным размерам не более чем в 2 - 3 раза, то они могут создаваться либо телами столбообразной формы (при аномалиях одного, как правило, положительного знака), либо телами шарообразной формы (при наличии в центре аномалий одного знака, чаще положительного, а вокруг - кольцеобразных аномалий другого знака).

Примером столбообразных геологических объектов с глубоко залегающими нижними кромками могут быть столбообразные залежи железосодержащих руд, кимберлитовые трубки, штокообразные интрузии, куполовидные структуры и т.п.

Примером шарообразных геологических тел с неглубоко залегающими нижними кромками могут служить такие изометрические объекты, как брахиантиклинальные и брахисинклинальные структуры, ядра которых сложены породами с повышенными магнитными свойствами; некоторые интрузии и лакколиты; массивные или чечевицеобразные залежи таких полезных ископаемых, как железные руды, бокситы, марганцевые руды и др.

Если на карте изодинам Z_aимеются аномалии вытянутой формы с изолиниями в виде эллипсов, большая ось которых более чем в 3 - 4 раза превосходит малую, то они могут создаваться пластообразными (при аномалиях одного знака) или цилиндрическими телами (при наличии в центре аномалий одного знака, а вокруг - другого).

Аномалии одного знака создаются круто залегающими пластами, пластообразными интрузиями, зонами нарушений, пластами метаморфических и осадочных пород, пластообразными залежами полезных ископаемых и др.

Вытянутые аномалии одного знака, окруженные полем другого знака, образуются над такими цилиндрообразными геологическими объектами "бесконеч-ного" простирания, но ограниченными по

глубине, как синклинальные и антиклинальные структуры, линзообразные и веретенообразные рудные тела и т.п.

На картах изодинам Z_aмогут наблюдаться вытянутые аномалии с одной стороны одного, а с другой - другого знака (зоны резких градиентов). Они связаны с крутыми контактами двух толщ или сбросами (уступами).

Практика магниторазведки показывает, что все одиночные магнитные аномалии с той или иной степенью приближения могут быть отнесены к рассмотренным пяти видам. Методы количественной интерпретации получены в результате анализа решений прямых задач над разными моделями (см. 4.3). Рассмотрим некоторые из них.

2. *Метод характерных точек.* Сущность метода характерных точек при решении обратной задачи магниторазведки сводится к определению глубины залегания, оценке намагниченности и размеров тел по характерным точкам на графиках Z_aи T_a, которые при больших углах наклонения практически совпадают.

Методы характерных точек подробно рассмотрены на примере интерпретации гравитационных аномалий (см. 3.1). В магниторазведке их применение несколько проще, так как кроме формы аномалий на картах можно использовать и знак. Интерпретацию рассмотрим на примере Z_a, так как при обработке данных Z_a наиболее полно используется знак аномалий для подбора моделей.

Первый этап интерпретации методом характерных точек сводится к выделению на картах Z_aодиночных аномалий и сопоставлению создавших их тел с телами простой геометрической формы: вертикальный столб, шар, вертикальный пласт, горизонтальный цилиндр и другие, для которых решена прямая задача (см. 4.3.3 и 6.1.2.1).

Для количественной интерпретации через середины выделенных аномалий, вкрест простирания аномалий, строится интерпретационный график Z_a. Ниже приведены примеры количественной интерпретации таких графиков на основе приведенных в 4.3.3 способов решения обратных задач. Центр тела залегает под центром главного (большего) экстремума (как правило, максимума Z_{amax}), и лишь уступ располагается между Z_{amin}и Z_{amax}. 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 $Z_a = 1/2 Z_{amax}$; 2) x_0для аномалий двух знаков, в которой $Z_a = 0$(можно взять и другие характерные точки графика, на которых Z_aравна какой-нибудь доле от Z_{amax}).

Зная $x_{1/2}$и x_0, с помощью табл. 2.2 можно определить глубину залегания верхней кромки hдля тел, глубоко уходящих вниз, или глубину залегания центра Hтел ограниченного распространения по глубине. Зная интенсивность намагничения ($J \approx \kappa T$), можно рассчитать размеры намагниченных объектов. Средняя относительная погрешность определения глубин методом характерных точек составляет 10 - 30%.

Т а б л и ц а 2.2

Интерпретационная таблица для расчета параметров вертикально намагниченных тел простой геометрической формы методом характерных точек (Z в нТл, κв 10^{-5}ед. СИ, линейные размеры в метрах)

Форма и знак аномалий		Геометрическая модель	Формула расчета, Z_a	Глубина залегания, h или H	Размеры
Изометрические	один знак	вертикальный столб	\frac{Jsh}{\mu ({x}^{2} + {h}^{2})^{3/2}}	$1,3x_{1/2}$	$s = \frac{Z_{amax} h^2}{2J}$
	два знака	шар	$\frac{JV(2H^2 - x^2)}{\mu(x^2+H^2)^{5/2}}$	$0,7x_0$	$V = \frac{2Z_{amax} H^3}{2J}$
Вытянутые	один знак	вертикальный тонкий пласт	$\frac{2Jlh}{\mu(x^2+h^2)}$	$x_{1/2}$	$l = \frac{Z_{amax} h}{2J}$

	два знака	горизонтальный цилиндр	$\frac{2Js(H^2-x^2)}{\mu(x^2+H^2)^2}$	x_0	$s=\frac{Z_{a\,max}H^2}{2J}$

Из-за сложности выражений для Z_aнад уступом простых аналитических зависимостей между глубинами его залегания и абсциссами характерных точек не существует.

Нижние кромки намагниченных тел $h_н$}, ограниченных по глубине ($h_н < 10h$) и ширине ($l < 10h$), можно оценить по формуле для вертикальных пластов: $h_н = 2x_{min} - 0,9l - 1,8h$, где x_{min}- абсциссы точек с минимальными Z_a; l- ширина пласта; h- глубина залегания верхней кромки, H- глубина центра тел.

3. *Метод касательных и другие оценочные методы.* На основе аналитических методов решения прямых 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. Сущность метода заключается в следующем. На графиках Z_aпроводятся касательные, параллельные оси x, через максимум, минимум (если они есть), а также касательные вдоль боковых сторон аномалий через точки перегиба (рис. 2.8). Далее находятся точки пересечения всех касательных и определяются абсциссы точек пересечения x_1, x'_1, x_2, x'_2. Если на кривой Z_a минимумов нет (аномалии одного знака), то за точки x_1и x'_1берутся точки пересечения наклонных касательных с осью *x*. Приближенная глубина залегания верхней кромки тела, создавшего данную аномалию, рассчитывается по формулам: $h=\frac{x_1-x_2}{2}$и $h'=\frac{x'_1-x'_2}{2}$. Среднее из полученных двух значений hи служит для оценки глубины залегания верхней кромки тела.

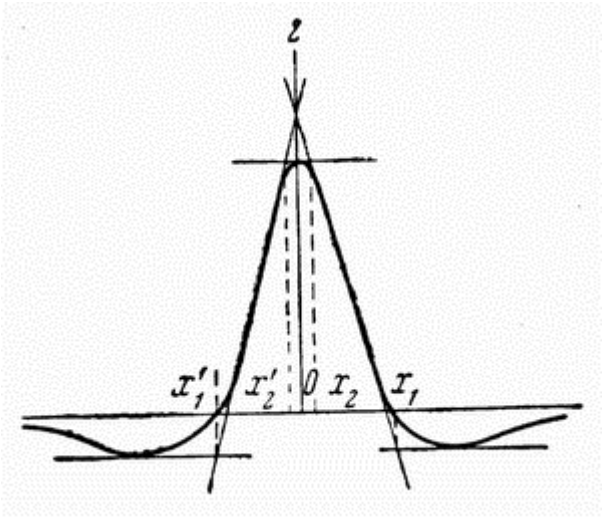


Рис. 2.8. Интерпретация аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля методом касательных

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 ряд оценочных методов интерпретации. Так, максимальная глубина залегания верхней кромки вертикально намагниченных тел любой формы может быть оценена по формулам:

$h < Z_{amax}/\left(\frac{dZ_a}{dh}\right)_{max}, h < 2.6J/\left(\frac{dZ_a}{dx}\right)_{max}.$

4. *Методы интерпретации с использованием ЭВМ.* Существуют различные алгоритмы и программы обработки, интерпретации данных магниторазведки с помощью ЭВМ. Так, разработаны методики автоматического построения карт магнитных аномалий, построения интерпретационных графиков через центры аномалий, пересчетов наблюденных полей в верхнее и нижнее полупространство, специального

анализа полей. Однако самым важным применением ЭВМ является косвенная интерпретация путем последовательного сравнения наблюденных аномалий с теоретическими для разных моделей с меняющимися геометрическими и магнитными параметрами. Однако при любых методах интерпретации без достаточного количества геологической и другой независимой информации добиться единственности решения обратной задачи практически невозможно.

6.1.3. Геологическое истолкование данных магниторазведки.

1. *Особенности геологического истолкования данных магниторазведки.* Геологическое истолкование результатов магниторазведки - один из ответственных этапов интерпретации. Оно сводится к решению тех или иных геологических задач с помощью качественной и количественной интерпретации результатов магнитной съемки с использованием всего имеющегося материала о геологическом строении изучаемой площади. При этом необходимо установить связи между магнитными аномалиями и литологией, тектоникой, полезными ископаемыми.

Сложность проблемы геологического истолкования данных магниторазведки объясняется неоднозначностью и приближенностью решений обратных задач, поскольку прямые задачи решены для намагниченных тел правильной формы (столб, шар, пласт, цилиндр и многие др.), в то время как реальные тела могут существенно отличаться от них. Вторым затруднением при интерпретации является необходимость определения интенсивности намагничения пород по образцам, что не всегда можно сделать даже приближенно. Наконец, неоднородность и разный угол намагничения пород, влияние остаточного намагничения древних эпох и ряд других причин также снижают точность интерпретации. Все это приводит к тому, что часто ограничиваются лишь качественной интерпретацией, а на полученные количественные параметры смотрят как на приближенные, дающие возможность лишь оценить глубину и размеры намагниченных тел.

Рациональный комплекс магниторазведки с гравиразведкой и другими геофизическими методами (в зависимости от геолого-геофизических особенностей района исследований) позволяет провести геологическое истолкование результатов более точно и достоверно.

2. *Благоприятные условия для проведения магниторазведки.* Благоприятными условиями для применения магниторазведки являются следующие.

- Наличие горизонтальных магнитных неоднородностей, т.е. изменение намагниченности горных пород в горизонтальном направлении, происходящее на вертикальных или 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 уровня аппаратурно-мето-дических погрешностей.
- Наличие дополнительной геолого-геофизической и петрофизической (магнитной) информации о структурах для проведения более однозначной интерпретации.

6.2. Общие магнитные съемки Земли и палеомагнитные исследования

6.2.1. Общие магнитные съемки Земли.

Общие магнитные съемки Земли, как и палеомагнитные исследования, имеют важное значение и в магнитометрии для решения глобальных проблем магнетизма Земли и истории его изменения, и в магниторазведке, давая дополнительную информацию для исторической геологии, геотектоники и других дисциплин, например, археологии.

Поверхность суши и океанов покрывается общими, как правило, аэромагнитными и гидромагнитными съемками разных масштабов. По данным этих съемок строятся карты нормального и аномального магнитных полей крупных регионов и всей Земли.

Для выделения магнитных аномалий, связанных с неоднородностью строения кристаллической оболочки Земли, из измеренных значений аномалий T вычитается нормальное геомагнитное поле, которое представляет собой сумму поля однородного намагниченного шара и поля континентальных аномалий (см. 4.1).

Основное назначение общих магнитных съемок - проведение тектонического районирования, позволяющее определить контуры крупных структурных элементов земной коры: платформ, геосинклинальных областей, отдельных блоков, глубинных разломов, тектонически активных областей. Решение перечисленных задач проводится в комплексе с гравиразведкой и уточняется сейсморазведкой.

Таким образом, общие магнитные съемки позволяют решать задачи, связанные со строением земной коры, а также служат для решения таких общетеоретических задач, как происхождение и развитие Земли и ее структурных элементов, изучение характера магнитного поля на поверхности и ряда других задач.

6.2.2. Палеомагнитные исследования.

Палеомагнитные исследования предназначены для определения магнитного поля Земли в отдаленные геологические эпохи путем изучения остаточного намагничения образцов горных пород (см. 4.2.3). Как отмечалось выше, 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, где они залегают.

Изучая остаточную намагниченность образцов горной породы (J_r), можно оценить положение геомагнитного полюса во время ее образования, если удалось доказать, что J_rне изменилась вследствие последующей перемагниченности или изменения положения породы в пространстве, например, вследствие тектонических нарушений.

При обработке достоверных данных о J_rпредполагается, что вектор J_rпропорционален и параллелен полному вектору напряженности древнего (в момент образования породы) магнитного поля ($T_{др.}$). Кроме того, полагается, 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 в настоящее время. Этот факт подтверждается палеоклиматическими данными.
- Магнитные полюса в течение геологической истории Земли перемещаются по ее поверхности, что можно объяснить изменением положения оси вращения Земли, что также подтверждается палеоклиматическими исследованиями. Например, 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 горных пород в зависимости от их возраста иногда отличается на 180°, что связано с периодическим изменением знака магнетизма или инверсий полюса на 180°. Установлено, что 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 тысяч до 1 млн. лет, а в более древние времена - до нескольких десятков млн. лет. Достаточных обоснований инверсии магнитных полей нет.
- Местоположения полюсов Земли, определенные по образцам одного возраста, но взятых с разных континентов (Европа, Америка, Австралия) отличаются тем больше, чем больше возраст пород. Это объясняют 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-океанических хребтов (рифтов). Это, наряду с палеомагнитными исследованиями, является прямым доказательством раздвижения (спрединта) морского дна от этих хребтов.

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 др.

6.3. Применение магниторазведки для картирования, поисков и разведки полезных ископаемых, изучения геологической среды

Магниторазведка применяется для решения задач региональной структурной геологии, геологического картирования разных масштабов, поисков и разведки железорудных месторождений, поисков месторождений рудных и нерудных ископаемых, оценки геолого-петрологических особенностей и трещиноватости пород, изучения геологической среды.

6.3.1. Решение задач региональной геологии.

В комплексе с другими геофизическими методами магниторазведку применяют для решения задач региональной геологии и структурно-тектонического районирования, т.е. выделения таких региональных структур, как краевые межгорные прогибы, антиклинории и синклинории, зоны разломов, контактов пород разного состава, своды и впадины кристаллического фундамента. Магниторазведка особенно эффективна для картирования интрузивов и эффузивов, выделяющихся высокими значениями индуцированной ($J_i \approx \kappa T$) и остаточной (J_r) намагниченностей. В пределах континентов аномальные магнитные поля в значительной степени определяются составом кристаллического фундамента докембрийского возраста и зависят от J_i. В районах с мощным чехлом осадочных отложений, как правило, немагнитных, "прозрачных" для магниторазведки, этим методом картируются аномально намагниченные породы фундамента. Аномальные поля океанов обязаны преимущественно J_r, создающей полосовые магнитные аномалии разного знака, параллельные рифтовым зонам.

Характерна тесная качественная связь магнитных и гравитационных аномалий: местоположение, простирание и общая форма этих аномалий чаще всего совпадают. Однако, в отличие от гравитационных, магнитные аномалии в большей степени зависят от магнитных свойств и состава пород, чем от глубины залегания и формы структур. По этой же причине гравитационные и магнитные аномалии одного района иногда не совпадают друг с другом.

6.3.2. Применение магниторазведки при геологическом картировании разных масштабов.

При мелкомасштабном геологическом картировании в настоящее время применяется аэромагниторазведка. Аэромагнитные съемки являются картировочно-поисковыми. С помощью наземных магнитных наблюдений ведутся как картировочно-поисковые, так и поисково-разведочные и разведочные съемки. Карты T_a и Z_a, указывают на форму и местоположение пород с повышенными магнитными свойствами, дают магнитные характеристики различных групп слабо магнитных пород. Особенно четко выявляются контакты осадочных и магматических пород (под наносами), глубинные разломы, с которыми часто связано внедрение магнитных пород, местоположения интрузий и эффузивных комплексов, железорудные месторождения. Материалы магнитных съемок используются в качестве основы для рациональной постановки геолого-съемочных и поисковых работ.

6.3.3. Применение магниторазведки для поисков полезных ископаемых.

Поиски и разведка железорудных месторождений - задача, лучше всего решаемая магниторазведкой. Исследования начинаются с проведения аэромагнитных съемок масштаба 1 : 100 000. Железорудные месторождения выделяются очень интенсивными (сотни и тысячи гамм) аномалиями $Z(T)$. Детализация аномалий проводится наземной съемкой. При этом ведется не только качественная, но и количественная интерпретация, т.е. оценивается глубина залегания магнитных масс, простирания, падения, размеры железосодержащих пластов, а иногда по интенсивности намагничения даже качество руды.

Наиболее благоприятны для разведки магнетитовые руды, менее интенсивными аномалиями выделяются гематитовые месторождения.

6.3.4. Поиски месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

Магниторазведка применяется при поисках таких полезных ископаемых, как полиметаллические, сульфидные, медно-никелевые, марганцевые руды, бокситы, россыпные месторождения золота, платины, вольфрама, молибдена и др. Это оказывается возможным благодаря тому, что в рудах в качестве примесей часто содержатся ферромагнитные минералы или же они сами обладают повышенной магнитной

восприимчивостью. Кроме того, по данным магнитной съемки выявляются зоны, благоприятные рудообразованию (сбросы, контакты и т.п.). Отличные результаты получаются при разведке кимберлитовых трубок, к которым приурочены месторождения алмаза.

6.3.5. Изучение геолого-петрографических особенностей и трещиноватости пород.

Изучение геолого-петрографических особенностей и трещиноватости пород может выполняться микромагнитной съемкой с густой сетью (1 х 1, 3 х 3 и 5 х 5 м) наблюдений и высокой точностью (до 1 нТл). Этот метод применяется для геолого-петрографических исследований пород, залегающих на глубине до 10 - 20 м. В результате строятся карты Z_a, а изодинамы проводятся через 2, 3, 5 нТл. Далее проводится статистическая обработка карт изодинам. Каждую изолинию разбивают на отрезки длиной 5 - 10 мм. Далее определяется азимут каждого из них, затем по числу отрезков одинакового азимута (n_i) строят розы направления изодинам (по странам света откладываются отрезки длиной, пропорциональной n, а концы отрезков соединяются). Максимумами на них выявляются зоны преобладающей трещиноватости.

6.3.6. Изучение геологической среды.

При изучении геологической среды для решения инженерно-геологических, гидрогеологических, мерзлотно-гляцио-логических и экологических задач магниторазведка используется прежде всего на этапах как общего, так и специализированных видов картирования. Высокая точность современных полевых магнитометров (ошибки в определении аномалий поля около 1 нТл) обеспечивает возможность разделения по литологии пород по степени их немагнитности. Детальные, в том числе микромагнитные, съемки можно использовать для изучения участков под ответственное строительство с целью литолого-петрографического расчленения пород и выявления их трещиноватости, разрушенности, закарстованности. Эти же методики можно применять для выявления трещинно-карстовых подземных вод в скальных породах. Периодически повторяемые детальные съемки оползней, в которые заглублены металлические стержни, обеспечивают возможность определения направления и скорости их движения. Имеются положительные примеры картирования залежей подземных льдов (крупных ледяных внутригрунтовых тел и повторно-жильных льдов). С успехом используются археомагнитные исследования для решения некоторых археологических задач. Детальная магнитная съемка и каппаметрия (полевые определения магнитной восприимчивости) несут информацию о концентрации гумуса и солей в почвах, загрязненности грунтов тяжелыми металлами, отходами промышленных производств, нефтехимическими продуктами.

Глава 3. Электроразведка

- 7. Основы теории электроразведки
  - 7.1. Электромагнитные поля, используемые в электроразведке
    - 7.1.1. Естественные переменные электромагнитные поля
    - 7.1.2. Естественные постоянные электрические поля
    - 7.1.3. Искусственные постоянные электрические поля
    - 7.1.4. Искусственные переменные гармонические электромагнитные поля
    - 7.1.5. Искусственные импульсные (неустановившиеся) электромагнитные поля
    - 7.1.6. Сверхвысокочастотные поля
    - 7.1.7. Биогеофизические поля
  - 7.2. Электромагнитные свойства горных пород
    - 7.2.1. Удельное электрическое сопротивление
    - 7.2.2. Электрохимическая активность и поляризуемость горных пород
    - 7.2.3. Диэлектрическая и магнитная проницаемости
  - 7.3. Принципы решения прямых и обратных задач электроразведки
    - 7.3.1. Общие подходы к решению прямых задач электроразведки
    - 7.3.2. О нормальных полях в электроразведке
    - 7.3.3. Электрическое поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой
    - 7.3.4. Принципы решения обратных задач электроразведки

- 8. Аппаратура, методика и сущность разных методов электроразведки
  - 8.1. Принципы устройства и назначение аппаратуры для электроразведки
    - 8.1.1. Общая характеристика и назначение аппаратуры и оборудования для электроразведки
    - 8.1.2. Переносная аппаратура

        - 8.1.3. Электроразведочные станции
        - 8.1.4. Аэроэлектроразведочные станции
    - 8.2. Электромагнитные зондирования
        - 8.2.1. Общая характеристика электромагнитных зондирований
        - 8.2.2. Электрическое зондирование
        - 8.2.3. Зондирование методом вызванной поляризации
        - 8.2.4. Магнитотеллурические методы
        - 8.2.5. Зондирование методом становления поля
        - 8.2.6. Частотное электромагнитное зондирование
        - 8.2.7. Высокочастотные зондирования
    - 8.3. Электромагнитные профилирования
        - 8.3.1. Общая характеристика электромагнитных профилирований
        - 8.3.2. Метод естественного электрического поля
        - 8.3.3. Электропрофилирование методом сопротивлений
        - 8.3.4. Электропрофилирование методом вызванной поляризации
        - 8.3.5. Метод переменного естественного электромагнитного поля
        - 8.3.6. Низкочастотное гармоническое профилирование
        - 8.3.7. Методы переходных процессов
        - 8.3.8. Аэроэлектроразведка
        - 8.3.9. Радиоволновое профилирование
        - 8.3.10. Сверхвысокочастотные методы профилирования
    - 8.4. Подземно-скважинные методы электроразведки
        - 8.4.1. Общая характеристика подземно-скважинных или объемных методов электроразведки
        - 8.4.2. Поляризационные объемные методы
        - 8.4.3. Метод заряженного тела
        - 8.4.4. Индукционное просвечивание
        - 8.4.5. Метод радиоволнового просвечивания

- 9. Интерпретация и области применения электроразведки
    - 9.1. Интерпретация электромагнитных зондирований и особенности их геологического применения
        - 9.1.1. Качественная интерпретация электромагнитных зондирований
        - 9.1.2. Физико-математическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований
        - 9.1.3. Геолого-геофизическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований
        - 9.1.4. Особенности геологического применения электромагнитных зондирований
    - 9.2. Интерпретация и области применения электромагнитных профилирований и объемных методов электроразведки
        - 9.2.1. Интерпретация данных электромагнитных профилирований
        - 9.2.2. Интерпретация данных объемной электроразведки
        - 9.2.3. Особенности геологического применения электромагнитных профилирований и объемных методов

Электроразведка (точнее электромагнитная разведка) объединяет физические методы исследования геосфер Земли, поисков и разведки полезных ископаемых, основанные на изучении электрических и электромагнитных полей, существующих в Земле либо в силу естественных космических, атмосферных, физико-химических процессов, либо созданных искусственно. Используемые поля могут быть: установившимися, т.е. существующими свыше секунды (постоянными и переменными, гармоническими или квазигармоническими с частотой от миллигерц (1 мГц = 10^{-3} Гц) до петагерц (1 ПГц = 10^{15} Гц)) и неустановившимися, импульсными с длительностью импульсов от микросекунд до секунд. С помощью разнообразной аппаратуры измеряют амплитудные и фазовые составляющие напряженности электрических ($\mathbf{E}$) и магнитных ($\mathbf{H}$) полей. Если напряженность и структура естественных полей определяется их природой, интенсивностью, а также электромагнитными свойствами горных пород, то для искусственных полей она зависит и от мощности источника, частоты или длительности, а также способов возбуждения поля.

Основными электромагнитными свойствами горных пород являются удельное электрическое сопротивление (УЭС, или ρ), электрохимическая активность (α), поляризуемость (η), диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости. Электромагнитные свойства геологических сред, вмещающей среды, пластов, объектов, а также геометрические параметры последних служат основой для построения геоэлектрических разрезов.

Геоэлектрический разрез над однородным по тому или иному электромагнитному свойству полупространством принято называть нормальным, а над неоднородным - аномальным. На выделении аномалий и основана электроразведка.

Изменение глубинности электроразведки достигается изменением мощности источников, частоты и длительности возбуждения, а также зависит от способов создания поля. Последние могут быть гальваническими (ток вводится в Землю с помощью заземлений) или индукционными (ток пропускается в незаземленную петлю, рамку). Глубинностью можно управлять также геометрическим (дистан-ционным) и частотным приемами. Сущность дистанционного (геометрического) приема сводится к увеличению расстояния между источником поля и точками, где оно измеряется, что ведет к росту объема среды, вовлекаемого в исследование. Частотный принцип увеличения глубинности основан на скин-эффекте, т.е. прижимании поля к поверхности Земли, тем большем, чем выше частота гармонического поля (f) или меньше время (t) после создания импульсного поля. Наоборот, чем меньше частота, больше $T = 1/f$(период колебаний) или t(его называют временем диффузии, становления поля, или переходного процесса), тем больше глубинность разведки. В целом она может меняться от сотен и десятков километров на постоянном токе и инфранизких частотах до сантиметров и миллиметров на частотах свыше гигагерц (Ггц = 10^9 Гц).

Вследствие многообразия используемых полей, их частотно-временных спектров, электромагнитных свойств горных пород электроразведка отличается от других геофизических методов большим количеством методов (свыше 50). По физической природе их можно сгруппировать в методы естественного переменного электромагнитного поля, поляризационные (геоэлектрохимические), сопротивлений, индукционные низкочастотные, высокочастотные, сверхвысокочастотные, биогеофизические.

По геометрии и строению изучаемых геологических разрезов методы электроразведки условно делятся на: 1) зондирования, которые служат для расчленения горизонтально (или полого) слоистых разрезов в вертикальном направлении; 2) профилирования, предназначенные для изучения крутослоистых разрезов или выявления объектов в горизонтальном направлении; 3) подземно-скважинные (объемные), объединяющие методы выявления неоднородностей между скважинами, горными выработками и земной поверхностью.

Электроразведка с той или иной эффективностью применяется для решения практически всех задач, при которых используются геофизические методы. В частности, с помощью естественных переменных полей солнечно-космического происхождения разведываются земные недра на глубинах до 500 км и ведется изучение таких геосфер, как осадочная толща, кристаллические породы, земная кора, верхняя мантия. Электромагнитные зондирования используются при глубинных и структурных исследованиях, поисках нефти и газа. Электромагнитные профилирования применяются при картировочно-поисковых съемках, поисках рудных и нерудных полезных ископаемых. Объемные методы применяются при разведке месторождений. Малоглубинные электромагнитные зондирования и профилирования используются при инженерных и экологических исследованиях.

По технологии и месту проведения работ различают аэрокосмические, полевые (наземные), акваториальные (или аквальные, водные, морские, речные), подземные (шахтно-рудничные) и скважинные (межскважинные) методы электроразведки.

7. Основы теории электроразведки

Теория электроразведки базируется на теории электромагнитного поля. Поэтому в этом разделе даются, в основном, физико-геологические основы теории с иллюстрацией несколькими простыми физико-математическими задачами.

7.1. Электромагнитные поля, используемые в электроразведке

7.1.1. Естественные переменные электромагнитные поля.

К естественным переменным электромагнитным полям относятся квазигармонические низкочастотные поля космической (их называют магнитотеллурическими) и атмосферной (грозовой) природы ("теллурики" и "атмосферики").

1. Происхождение магнитотеллурических полей объясняется воздействием на ионосферу Земли потока заряженных частиц, посылаемых космосом (в основном, корпускулярным излучением Солнца). Вызываемые разной активностью Солнца и солнечным ветром периодические (11-летние), годовые,

суточные вариации магнитного поля Земли и магнитные бури создают возмущения в магнитосфере и ионосфере. Вследствие индукции в Земле и возникают магнитотеллурические поля. В целом эти поля инфранизкой частоты (от 10^{-5} до 10 Гц). В теории показано, что на таких частотах скин-эффект проявляется слабо, поэтому магнитотеллурические поля проникают в Землю до глубин в десятки и первые сотни километров. Наиболее устойчивыми, постоянно и повсеместно существующими в утренние и дневные часы, особенно летом и в годы повышенной солнечной активности являются короткопериодичные колебания (КПК) с периодом от единиц до ста секунд. Поля иных периодов наблюдаются реже.

Измеряемыми параметрами являются электрические (E_x, E_y) и магнитные (H_x, H_y, H_z) составляющие напряженности магнитотеллурического поля. Их амплитуды и фазы зависят, с одной стороны, от интенсивности вариации теллурического и геомагнитного полей, а с другой, от удельного электрического сопротивления пород, слагающих геоэлектрический разрез.

По измеренным взаимно перпендикулярным электрическим и магнитным составляющим можно рассчитать \rho однородного полупространства (нормальное поле) с помощью следующей формулы, полученной в теории электроразведки:

$$\rho = aT \cdot (E_x/H_y)^2,$$

где T- период колебания, a- коэффициент размерности. Он равен 0,2, если Tизмерено в с, E_xв мВ/км, Hв нанотеслах (нТл), ρв Ом*м. Над неоднородной средой полученное по этой формуле УЭС называется кажущимся (КС или $\rho_к$).

2. Происхождение естественных переменных полей атмосферной природы связано с грозовой активностью. При каждом ударе молнии в Землю (по всей поверхности Земли в среднем ежесекундно число молний равно примерно 100) возбуждается электромагнитный импульс, распространяющийся на большие расстояния. В целом под воздействием гроз в верхних частях Земли повсеместно и всегда существует слабое грозовое поле, которое называют шумовым. Оно состоит из периодически повторяемых импульсов (цугов), носящих квазисинусоидальный характер с преобладающими частотами от 10 Гц до 10 кГц и напряженностью по электрической составляющей в доли мВ/м.

Средний уровень поля "атмосфериков" подвержен заметным суточным и сезонным вариациям, т.е. вектора напряженности электрической (E) и магнитной (H) составляющих не остаются постоянными по амплитуде и направлению. Однако средний уровень напряженности ($E_{ср}$, $H_{ср}$) за время в течение десятка секунд зависит от удельного электрического сопротивления слоев геоэлектрического разреза, над которым ведутся наблюдения. Таким образом, измеряемыми параметрами "атмосфериков" являются различные составляющие $E_{ср}$и $H_{ф}$.

7.1.2. Естественные постоянные электрические поля.

К естественным постоянным электрическим полям (ЕП) относятся локальные поля электрохимической и электрокинетической природы.

1. Электрохимическими являются ЕП, которые обусловлены либо окислительно-восстановительными реакциями, протекающими на границах проводников: электронного (рудные минералы - например, сульфиды, окислы) и ионного (окру-жающие породы подземные воды), либо разностью окислительно-восстано-вительного потенциала подземных вод вдоль проводящего слоя (например, графита, антрацита). Интенсивность потенциалов ЕП определяется распределением кислорода по глубине и изменением водородного показателя кислотности подземных вод (pH). В верхних частях залежей, где больше атмосферного кислорода, идут окислительные реакции, которые сопровождаются освобождением электронов. В нижних частях залежей, где преобладают застойные воды, идут восстановительные реакции с присоединением электронов. Во вмещающей среде и подземной воде наблюдается обратное распределение ионов, а в целом образуются гальванические элементы с катодом вверху и анодом внизу. Разность потенциалов на концах получающегося естественного электрического диполя достигает 1-1,2 В. Длительность существования подобных гальванических элементов, а значит, электрических полей (в том числе на земной поверхности) очень велика, вплоть до полного окисления рудной залежи. Интенсивность полей ЕП неустойчива и может меняться с изменением влажности, температуры и других природно-техногенных факторов. 2. Электрокинетические постоянные естественные поля (ЕП) обусловлены диффузионно-адсорбционными и фильтрационными процессами в горных породах, насыщенных подземными водами. Благодаря различной подвижности катионов и анионов происходит неравномерное

распределение зарядов в подземных водах разной концентрации, что и ведет к созданию естественного электрического поля диффузионной природы. Величина и знак диффузионных потенциалов зависят от адсорбционных свойств минералов, т.е. способности мелкодисперсных и коллоидных частиц удерживать на своей поверхности ионы того или иного знака. Поэтому разности потенциалов, возникающие при диффузии в породах подземных вод разной концентрации получили название диффузионно-адсорбционных.

Естественные потенциалы наблюдаются также при движении (фильтрации) подземных вод через пористые породы. Границы и поры в горной породе можно рассматривать как капилляры, стенки которых способны адсорбировать ионы одного знака (чаще всего отрицательные). В жидкой среде накапливаются заряды противоположного знака. Чем больше скорость движения подземных вод (или давление на концах капилляров), тем больше будет разность потенциалов ЕП. Знак ЕП зависит от направления течения подземных вод: положительный потенциал возрастает в направлении движения воды. Места оттоков подземных вод выделяются отрицательными потенциалами, а притоков - положительными. Суммарные электрокинетические потенциалы зависят от диффузионно-адсорбцион-ных, фильтрационных процессов и в меньшей степени от сезона года, времени суток, влажности и температуры. Измеряемыми параметрами полей являются их потенциалы (U) и градиенты потенциала (ΔU).

7.1.3. Искусственные постоянные электрические поля.

Искусственные постоянные электрические поля создаются с помощью батарей, аккумуляторов или генераторов постоянного тока, подключаемых с помощью изолированных проводов к стержневым электродам - заземлителям.

В теории заземлений доказывается, что электрод стержневой формы можно рассматривать как точечный, если поле изучается от него на расстояниях, в пять и более раз превышающих длину заземленной части электрода. Поэтому приводимые ниже формулы расчета поля для точечного источника справедливы для практической электроразведки. Теория электроразведки включает решение прямых и обратных задач. Прямой задачей называется определение параметров электромагнитного поля над заданным геоэлектрическим разрезом. Простейшей прямой задачей электроразведки постоянными искусственными полями (их называют методами сопротивлений) является расчет разности потенциалов (ΔU) в двух точках (M и N) над однородным изотропным полупространством с постоянным УЭС (ρ), в которое через точечный источник (A) вводится ток силой J(см. рис. 3.1).

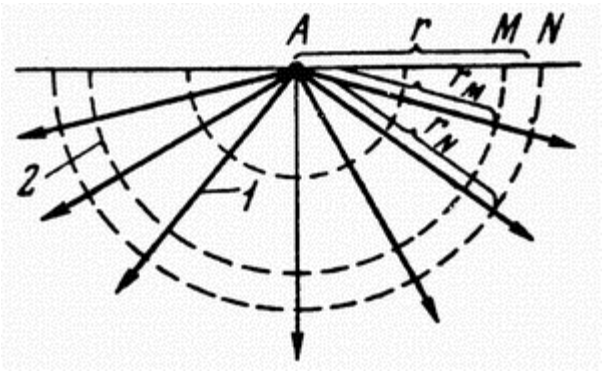


Рис. 3.1. Поле точечного источника постоянного тока (A) над однородным изотропным полупространством: 1 - токовые линии, 2 - эквипотенциальные линии

Вследствие шаровой симметрии решаемой задачи токовые линии радиально направлены от точечного источника (A), а эквипотенциальные поверхности имеют вид полусфер. Используя закон Ома $\Delta U = RJ$, где $R = \rho l/s$- сопротивление проводника между двумя полусферами со средним радиусом rи площадью $s = 2\pi r^2$, удаленными на расстояние $l = MN$, можно записать $\Delta U \approx J\rho MN/2\pi r^2$. Для градиент-установок, когда $MN \ll r$, в последней формуле можно заменить $r^2 \approx AM \cdot AN$, поэтому выражение для расчета УЭС однородного полупространства с помощью трехэлектродной установки AMN получит вид:

$$\rho = \frac{2\pi AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{J} = K \cdot \frac{\Delta U}{J}. \qquad (3.1)$$

Под установкой в электроразведке понимают комбинацию питающих и приемных электродов. Коэффициент K, зависящий от расстояний между ними, называется коэффициентом установки. Над неоднородной средой

рассчитанное по этой формуле УЭС называется кажущимся (КС или $\rho_к = K\Delta U/J$). Каков же физический смысл $\rho_к$?

Из теории поля известно, что напряженность электрического поля $E = j_{MN}\rho_{MN} = \Delta U/MN$, где j_{MN}- плотность тока, ρ_{MN}- удельное сопротивление вблизи приемных электродов. Обозначив $j_0 = J/2\pi r^2$и учитывая, что на постоянных разносах и при однородном верхнем слое $\rho_{MN}/j_0 = const$, получим

$$\rho_k = \frac{2\pi r^2}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{J} = j_{MN} \cdot \frac{\rho_{MN}}{j_o} \sim j_{MN}. \qquad (3.2)$$

Таким образом, кажущееся сопротивление над неоднородным полупространством пропорционально плотности тока у приемных электродов. Над однородным полупространством $j_{MN} = j_0$и $\rho_к = \rho$. Физический смысл аномалий в методах сопротивлений в том, что токовые линии изгибаются в среде с разными ρ (втягиваются в проводящие, огибают непроводящие включения). В результате на земной поверхности меняется j_{MN}, а значит $\rho_к$. Поэтому $\rho_к$- это сложная функция геоэлектрического разреза и типа установки. Ее рассчитывают в теории электроразведки. Численно $\rho_к$равно истинному сопротивлению (ρ) такого полупространства, в котором для одинаковой установки ($K = const$) отношение $\Delta U/J$остается одинаковым.

7.1.4. Искусственные переменные гармонические электромагнитные поля.

Искусственные переменные гармонические электромагнитные поля создаются с помощью разного рода генераторов синусоидального напряжения звуковой и радиоволновой частоты, подключаемых к гальваническим (заземленные линии) или индуктивным (незаземленные контуры) датчикам (источникам) поля. С помощью других заземленных (приемных) линий или незаземленных контуров измеряются соответственно электрические ($\mathbf{E}$) или магнитные ($\mathbf{H}$) составляющие напряженности поля. Они определяются прежде всего удельным электрическим сопротивлением вмещающей среды. Чем выше сопротивление, тем меньше скин-эффект и больше глубина проникновения поля. С другой стороны, чем ниже сопротивление, тем больше интенсивность вторичных вихревых электромагнитных полей, индуцированных в среде.

Вывод аналитических формул для связи между измеряемыми параметрами ($\mathbf{E}, \mathbf{H}$), силой тока в датчике поля (J), расстоянием между генераторными и измерительными линиями (r), их размерами и электромагнитными свойствами однородного полупространства очень сложен.

На низких частотах ($f < 10$кГц) расчет сопротивления однородного полупространства ведется по формуле, похожей на полученную в 3.1, $\rho = K_\omega \Delta U(\omega)/J$, где K_ω- коэффициент установки, разный для различных способов создания и измерения поля, расстояний между источником и приемником, круговых частот ($\omega = 2\pi f$); $\Delta U(\omega)$- разность потенциалов, пропорциональная составляющим $\mathbf{E}$или $\mathbf{H}$. Над неоднородной средой по этой же формуле рассчитывается кажущееся сопротивление (ρ_ω).

На высоких частотах ($f > 10$кГц) формулы для параметров нормального поля более громоздки, так как они зависят от трех электромагнитных свойств среды: ρ, ϵ, μ.

7.1.5. Искусственные импульсные (неустановившиеся) электромагнитные поля.

Искусственные импульсные (неустановившиеся) электромагнитные поля создаются с помощью генераторов, дающих на выходе напряжение в виде прямоугольных импульсов разной длительности и подключаемых к заземленным или незаземленным линиям. С помощью других заземленных приемных линий или незаземленных контуров изучается процесс установления и спада разностей потенциалов $\Delta U_E(t)$ или $\Delta U_H(t)$на разных временах (t) после окончания питающего импульса.

При зондировании геологической среды такими импульсами в ней происходят разнообразные физические процессы. В зависимости от способа создания и измерения поля и времени, на котором проводятся измерения, а также электромагнитных свойств горных пород различают неустановившиеся поля двоякой природы: вызванной поляризации и переходных процессов или становления поля.

1 . *Поля вызванной поляризации.* Поля вызванной поляризации, или вызванные потенциалы (ВП), создаются путем гальванического возбуждения постоянного тока с помощью линии АВ и измерения разности потенциалов ВП на приемных электродах MN ($\Delta U_{\text{ВП}}$) через 0,5-1 с после отключения тока, т.е. измеряется

спад напряженности электрического поля, обусловленный разной вызванной поляризуемостью горных пород (η).

Над однородным полупространством $\eta = \Delta U_{\text{ВП}} \cdot 100\%/\Delta U$, где ΔU - разность потенциалов на тех же приемных электродах во время пропускания тока. Над неоднородным полупространством рассчитанная по этой формуле величина называется кажущейся поляризуемостью ($\eta_{\text{к}}$).

Интенсивные поля ВП создаются над средами, содержащими рудные (электронопроводящие) минералы. При пропускании тока через такую среду в ней происходят электрохимические процессы, сходные с теми, которые наблюдаются при зарядке аккумулятора. Во время пропускания тока на поверхности рудных минералов, окруженных подземной водой, осуществляется ряд физических превращений и химических реакций, приводящих к вынужденной поляризации среды. После отключения тока в среде начинает устанавливаться равновесие, проявляющееся в медленном спаде электрического поля и наличии на приемных электродах потенциалов $\Delta U_{\text{ВП}}$в течение нескольких секунд.

В средах, где породообразующие минералы не проводят электрический ток, (ионопроводящие) образование полей ВП связано с перераспределением зарядов на контакте жидкой и твердой фаз, диффузией ионов через пористые среды, адсорбцией их на глинистых частицах и другими процессами.

2 . *Поля переходных процессов или становления поля.* При импульсном или ступенчатом изменении тока в питающей линии (АВ) или незаземленном контуре (петля, рамка) в момент включения или выключения тока в проводящей геологической среде индуцируются вихревые вторичные электромагнитные поля. Из теории спектров и импульсной техники известно, что при резком изменении тока в среде возникает сигнал, который можно разложить в набор гармонических колебаний широкого спектра частот. Чем острее импульс или крутизна спада сигнала, тем более высокочастотные колебания содержатся в нем. С увеличением частоты растет скин-эффект (а значит, уменьшается глубина проникновения поля) и увеличиваются вторичные вихревые индукционные поля. Поэтому в зависимости от формы питающего импульса и сопротивления среды сигналы в ней по-разному искажаются. Изучая с помощью приемной линии (M N) или незаземленного контура (петли, рамки) разности потенциалов $\Delta U_E(t)$и $\Delta U_H(t)$на разных временах (t) после окончания питающего сигнала, можно получить форму искаженного средой сигнала, т.е. изучить переходные процессы или становление (установление) поля в среде.

Вывод аналитических формул для связи разностей потенциалов ($\Delta U_E(t), \Delta U_H(t)$) от силы тока в питающей цепи (J), сопротивления однородного полупространства (ρ), расстояния (r) между центрами питающего и приемного устройств и их размеров сложен. Лишь для дальней ($r > 5\text{H}$) или ближней ($r < \text{H}$) зон от источника, где H- проектируемые глубины разведки, формулы для расчета имеют несложный вид:

$$\rho = K_{\text{Д}}\Delta U(t)/J \text{или } \rho = K_{\text{Б}}[J/\Delta U(t)]^{2/3} \cdot t^{-5/3}, \quad (3.3)$$

где $K_{\text{Д}}$и $K_{\text{Б}}$- коэффициенты установок, разные для дальней и ближней зон от источника, зависящие от типа питающей и приемной линий, их размеров и разноса (r). Для неоднородной среды сопротивления, рассчитанные по этим формулам, называются кажущимися ($\rho_{\text{тД}}, \rho_{\text{тБ}}$).

7.1.6. Сверхвысокочастотные поля.

Сверхвысокочастотные электромагнитные поля с длиной волны от микрометров до метров используются для пассивной и активной радиолокации земной поверхности. Методы, основанные на их измерении, находятся на стыке электроразведки и терморазведки. При пассивной радиолокации изучаются естественно-техногенные радиотепловые (РТ) или инфракрасные (ИК) излучения земной поверхности. В разных диапазонах микрометровых длин электромагнитных волн существуют "окна прозрачности", позволяющие получать РТ или ИК - изображения земных ландшафтов при любой погоде и облачности. Интенсивность излучений зависит от солнечного и внутриземного нагрева верхних частей поверхности Земли, а также от искусственных источников тепла (города, промышленные предприятия и т.п.).

При активной радиолокации (аэрокосмической или полевой) земная поверхность облучается искусственными короткими радиолокационными импульсами, изучаются времена прихода и форма отраженных как от земной поверхности, так и от границ слоев с разными электромагнитными свойствами (в основном ϵи ρ).

7.1.7. Биогеофизические поля.

К биогеофизическим полям относим поля, создающие так называемый биолокационный эффект (БЛЭ), т.е. вращение или отклонение рамок тех или иных конструкций в руках операторов над природными или техногенными объектами. Имеется ряд гипотез, свидетельствующих об электромагнитной природе информации о неоднородности вещественного и энергетического строения среды, поэтому мы отнесли их к электроразведке. Способность некоторых людей ("лозоходцев") выявлять те или иные объекты - например, такие геологические, как рудные скопления, тектонические нарушения, контакты пород, водонасыщенные или карстовые зоны, известны человечеству более 4000 лет. Основанный на БЛЭ биолокационный метод (БЛМ) используется и сейчас для выявления перечисленных выше объектов, а также и геопатогенных зон (участков земной поверхности или помещений, где у людей наблюдаются повышенная заболеваемость или функциональные расстройства), и искусственных объектов (трубопроводы, кабели, подземные выработки, археологические захоронения и др.). Если наличие БЛЭ и способность некоторых людей практически использовать БЛМ не вызывает сомнений, то теоретического объяснения этого феномена нет. БЛЭ является малопонятным энергоинформационным взаимодействием живой и неживой природы. Подсознательное восприятие оператором сигналов, раздражителей, приносимых информацией о нарушениях однородности среды, проявляется моторномышечной реакцией организма, которая и приводит к отклонению или вращению рамки-индикатора.

Способности быть такими операторами у людей редки. Однако их можно воспитать, т.е. можно обучиться "лозоходству".

7.2. Электромагнитные свойства горных пород

Как отмечалось выше, к основным электромагнитным свойствам горных пород относятся: удельное электрическое сопротивление (ρ), электрохимическая активность (α), поляризуемость (η), диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости. Параметрами ρ, ϵ, μ, а также частотой поля определяется коэффициент поглощения поля средой.

7.2.1. Удельное электрическое сопротивление

горных пород. }Удельное электрическое сопротивление (УЭС), измеряемое в омметрах (Омм), характеризует способность пород оказывать электрическое сопротивление прохождению тока и является наиболее универсальным электромагнитным свойством. Оно меняется в горных породах и рудах в очень широких пределах: от 10^{-3} до 10^{15} Омм. Величина обратная $\gamma = 1/\rho$называется электропроводностью и измеряется в сименсах на метр (См / м). Для наиболее распространенных осадочных, изверженных и метаморфических горных пород УЭС зависит от минерального состава, физико-механических и водных свойств горных пород, концентрации солей в подземных водах и в меньшей мере от их химического состава, а также от некоторых других факторов (температуры, глубины залегания, степени метаморфизма и др.).

1. Удельное электрическое сопротивление минералов зависит от их внутрикристаллических связей. Для минералов-диэлектриков (кварц, слюды, полевые шпаты и др.) с преимущественно ковалентными связями характерны очень высокие сопротивления (10^{12} - 10^{15} Омм). Минералы-полупроводники (карбонаты, сульфаты, галоиды и др.) имеют ионные связи и отличаются высокими сопротивлениями (10^{4} - 10^{8} Омм). Глинистые минералы (гидрослюды, монтмориллонит, каолинит и др.) обладают ионно-ковалентными связями и выделяются достаточно низкими сопротивлениями ($\rho < 10^4$Омм). Рудные минералы (самородные, некоторые окислы) отличаются электронной проводимостью и очень хорошо проводят ток ($\rho < 1$Омм). Первые две группы минералов составляют "жесткий" скелет большинства горных пород. Глинистые минералы создают "пластичный" скелет, способный адсорбировать связанную воду, а породы с "жесткими" минералами могут насыщаться лишь растворами и свободной водой, т.е. той, которая может быть выкачана из породы.

2. Удельное электрическое сопротивление свободных подземных вод (грави-тационных и капиллярных) меняется от долей Омм при высокой общей минерализации ($M > 10$г / л) до 1000 Омм при низкой минерализации ($M < 0,01$г / л) и может быть оценено по формуле $\rho_в \approx 8,4/м$. Химический состав растворенных в воде солей не играет существенной роли, поэтому по данным электроразведки можно судить лишь об общей минерализации подземных вод. Удельное электрическое сопротивление связанных вод, адсорбированных твердыми частицами породы, низкое и мало меняется (от 1 до 100 Омм). Это объясняется достаточно постоянной их минерализацией (3-1 г / л). Средняя минерализация вод мирового океана равна 36 г / л.

3. Так как поровая вода (свободная и связанная) отличается значительно более низким удельным электрическим сопротивлением, чем минеральный скелет большинства минералов, то сопротивление горных пород практически не зависит от его минерального состава, а определяется такими параметрами пород, как пористость, трещиноватость, водонасыщенность. С их увеличением сопротивление пород уменьшается за счет увеличения ионов в подземной воде. Поэтому электропроводность большинства пород является ионной (электролитической).

4. С ростом температуры на 40◦ сопротивление уменьшается примерно в 2 раза, что объясняется увеличением подвижности ионов. При замерзании сопротивление горных пород возрастает скачком, так как свободная вода становится практически изолятором, а электропроводность определяется лишь связанной водой, которая замерзает при очень низких температурах (ниже -50◦ С). Возрастание сопротивлений при замерзании разных пород различно: в несколько раз оно увеличивается у глин, до 10 раз - у скальных пород, до 100 раз - у суглинков и супесей и до 1000 и более раз - у песков и грубообломочных пород.

5. Глубина залегания, степень метаморфизма, структура и текстура породы также влияют на ее сопротивление, изменяя коэффициент микроанизотропии, за который принято брать $\lambda = \sqrt{\rho_n/\rho_l}$, где ρ_nи ρ_l- сопротивления породы вкрест и вдоль слоистости. Чаще всего \lambda меняется от 1 до 1,5, достигая 2-3 у сильно рассланцованных пород. Величина \lambda может достигать нескольких единиц для мерзлых пород разной криогенной структуры и льдовыделения.

6. Несмотря на зависимость ρот множества факторов и широкий диапазон изменения у разных пород, основные закономерности УЭС установлены достаточно четко. Изверженные и метаморфические породы характеризуются высокими сопротивлениями (от 500 до 10000 Омм). Среди осадочных пород высокие сопротивления (100 - 1000 Омм) у каменной соли, гипсов, известняков, песчаников и некоторых других. Обломочные осадочные породы, как правило, имеют тем большее сопротивление, чем больше размер зерен, составляющих породу, т.е. зависят прежде всего от глинистости. При переходе от глин к суглинкам, супесям и пескам удельное сопротивление изменяется от долей и первых единиц омметров к первым десяткам и сотням омметров.

7.2.2. Электрохимическая активность и поляризуемость горных пород.

1. Под электрохимической активностью понимается свойство пород создавать естественные постоянные электрические поля (см. 7.1.2.). За электрохимическую активность (α) условно принимается коэффициент пропорциональности между потенциалом (U) или напряженностью естественного электрического поля ($\mathrm{E} = \Delta U/\mathrm{M}N$, где ΔU- разность потенциалов в двух точках измерения M и N) и основными потенциал-образующими факторами, которыми они обусловлены. Такими факторами являются (см. 7.1.2): концентрация кислорода, водородный показатель кислотности подземных вод, отношение концентрации подземных вод, давление и др. Коэффициент αизмеряется в милливольтах и меняется от -(10-15) мВ у чистых песков, близко к нулю у скальных пород, возрастает до +(20-40 мВ) у глин и до сотен милливольт для руд с электронопроводящими минералами (сульфиды, графит, антрацит). В целом αзависит от многих природных факторов (минерального состава, глинистости, пористости, проницаемости, влажности, минерализации подземных вод и др.).

2. Способность пород поляризоваться, т.е. накапливать заряд при пропускании тока, а затем разряжаться после отключения этого тока оценивается коэффициентом поляризуемости η("эта"). Величина ηвычисляется в процентах как отношение напряжения, которое остается в измерительной линии MN по истечении определенного времени (обычно 0,5-1 с) после размывания токовой цепи ($\Delta U_{\text{ВП}}$) к напряжению в той же линии при пропускании тока (ΔU), т.е.

$$\eta = \Delta U_{\text{ВП}} \cdot 100\%/\Delta U. \qquad (3.4)$$

Поляризация - это сложный электрохимический процесс, протекающий при пропускании через породу постоянного или низкочастотного переменного (до 10 Гц) тока. Наибольшей поляризуемостью ($\eta = 10 - 40\%$) отличаются руды с электронной проводимостью (сульфиды, сульфосоли, некоторые самородные металлы, отдельные окислы, графит, антрацит). Природа этих потенциалов ВП связана с так называемой концентрационной и электродной поляризацией рудных минералов. Коэффициенты поляризуемости до 2-6% наблюдаются над обводненными рыхлыми осадочными породами, в которых имеются глинистые частицы. Поляризуемость их обусловлена деформациями внешних обкладок двойных электрических слоев, возникающих на контакте твердой и жидкой фазы. Большинство изверженных, метаморфических и осадочных пород, насыщенных минеральной водой, слабо поляризуются ($\eta < 2\%$).

7.2.3. Диэлектрическая и магнитная проницаемости.

Диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости играют значительную роль лишь при электроразведке на высоких частотах. Относительная диэлектрическая проницаемость $\epsilon = \epsilon_п/\epsilon_0$(где $\epsilon_п$и ϵ_0} - диэлектрические проницаемости породы и воздуха) показывает, во сколько раз увеличивается емкость конденсатора, если вместо воздуха в него поместить данную породу. Величина ϵменяется от нескольких единиц (у сухих осадочных пород) до 80 (у воды) и зависит, в основном, от процентного содержания воды и от минералогического состава породы. У изверженных пород \epsilon меняется от 5 до 12 единиц, у осадочных - от 2-3 (у сухой) до 16-40 (у полностью насыщенной водой породы).

Как отмечалось выше, магнитная проницаемость громадного большинства пород равна магнитной проницаемости воздуха. Лишь у ферромагнетиков относительная магнитная проницаемость может возрастать до 10 единиц (см. 4.2).

7.3. Принципы решения прямых и обратных задач электроразведки

7.3.1. Общие подходы к решению прямых задач электроразведки.

В основе теории электроразведки лежат уравнения Максвелла, являющиеся постулатами макроскопической электродинамики. Они включают в себя все основные законы электромагнетизма (законы Ома, Ампера, Кирхгофа и др.) и описывают поля в разных средах. Из уравнений Максвелла получается дифференциальное уравнение, названное телеграфным. Решая его, можно получить электрическую ($\mathbf{E}$) компоненту поля в средах вдали от источника с электромагнитными параметрами ρ, ϵ, μ:

$$\Delta E = \frac{\mu}{\rho}\frac{\partial E}{\partial t} + \epsilon\mu\frac{\partial^2 E}{\partial t^2}, \text{ где } \Delta E = \frac{\partial^2 E}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial z^2}. \quad (3.5)$$

Дифференцирование ведется по декартовым координатам (x, y, z) и времени (t). Уравнение для магнитной ($\mathbf{H}$) компоненты поля аналогично.

Если геоэлектрический разрез известен, то с помощью уравнения (3.5) и физических условий задачи, называемых условиями сопряжения, решаются прямые задачи электроразведки, т.е. получаются аналитические или численные значения $\mathbf{E}$и $\mathbf{H}$, которые соответствуют заданному геоэлектрическому разрезу. В теории электроразведки прямые задачи решаются для разных физико-геологических моделей (ФГМ) сред. Под ФГМ понимаются абстрактные геоэлектрические разрезы простой геометрической формы, которыми аппроксимируются реальные геолого-геофизические разрезы. Сложность решения прямых задач заключается в выборе моделей, близких к реальным, но таких, чтобы для избранного типа первичного поля удалось получить хотя бы приближенное решение для $\mathbf{E}$или $\mathbf{H}$. Для этого применяется математическое моделирование с использованием современных ЭВМ. В недалеком прошлом основным способом решения прямых задач для сложных ФГМ и разных по структуре типов полей являлось физическое моделирование на объемных или плоскостных моделях сред.

Наиболее простыми моделями сред являются:

- однородное изотропное пространство или полупространство с одинаковыми электромагнитными свойствами (решения над ними называются соответственно первичным или нормальным полем источника);
- анизотропное пространство или полупространство с электромагнитными свойствами, отличающимися в направлении и вкрест слоистости пород;
- одномерные неоднородные среды, в которых свойства меняются в одном направлении. Такими ФГМ могут быть, например, вертикальные контакты двух сред, ряд вертикальных пластов или горизонтально слоистая среда с разными ρ;
- двухмерные неоднородные среды, в которых электромагнитные свойства меняются в двух направлениях. Примером могут быть наклонные пласты или цилиндры, простирающиеся вдоль одного направления и отличающиеся по ρот вмещающих горных пород;
- трехмерные неоднородные среды, в которых свойства меняются по трем направлениям. Самой простой из подобных моделей является шар с разными ρ, αили ηв однородном полупространстве.

В порядке увеличения сложности структуры первичных полей, а значит возрастания сложности решения прямых задач, используемые для электроразведки поля можно расположить в следующей

последовательности: точечных и дипольных источников постоянного тока, плоских гармонических электромагнитных волн, сферических волн дипольных гармонических или импульсных источников, цилиндрических волн длинного кабеля и т.п.

Существуют различные подходы к решению прямых задач с помощью уравнения (3.5). Любое правильное решение, удовлетворяющее всем физическим требованиям, единственно и корректно. Под корректностью понимается такое решение, в котором малым изменениям исходных данных соответствуют малые приращения расчетных параметров.

7.3.2. О нормальных полях в электроразведке.

Как отмечалось выше, под нормальным полем понимается электромагнитное поле того или иного источника над однородным изотропным полупространством с неизменными электромагнитными свойствами.

Из простейшей прямой задачи о поле точечного источника постоянного тока на земной поверхности (см. 7.1.3) можно получить нормальные поля постоянных электрических токов для разных установок или разных комбинаций питающих (AB) и приемных (MN) электродов (см. рис. 3.2).

В практике электроразведки часто применяются четырехэлектродные установки AMNB (см. рис. 3.2).

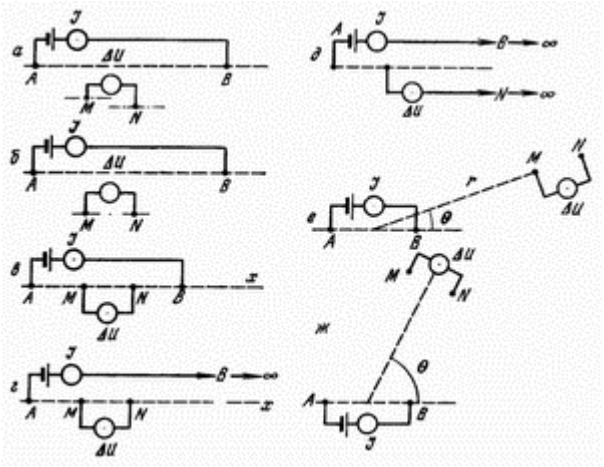


Рис. 3.2. План расположения питающих (A и B) и приемных (M и N) электродов в разных установках метода сопротивлений: а - четырехэлектродной, б - срединного градиента, в - симметричной четырехэлектродной, г - трехэлектродной, д - двухэлектродной, е - дипольной радиальной, ж - дипольной азимутальной

К одному питающему электроду (например, A) подключается положительный полюс источника тока, к другому (B) - отрицательный. Разность потенциалов на приемных электродах (MN) от электрода A, определенная по полученной выше формуле (3.1), равна:

$$\Delta U_A = \frac{J\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN}\right).$$

Аналогичным образом можно получить разность потенциалов от отрицательного полюса B, но величину тока следует принять равной $(-J)$.

Разность потенциалов от обоих электродов AB равна суперпозиции ΔU_A и ΔU_B:

$$\Delta U = \frac{J\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right). \qquad (3.6)$$

Если MN установить в центре AB так, чтобы AM = BN, AN = BM, то получим формулу для расчета ρ симметричной четырехэлектродной установки (см. рис. 3.2):

$$\rho = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{J}. \qquad (3.7)$$

Потенциал двухэлектродной установки AM (A и N удалены в бесконечность) можно получить из (3.6), приняв $AN = BM = BN = \infty$, т.е. $U = Jr/2\pi AM$.

В методах сопротивлений применяется и ряд других установок. Так, например, для глубинных исследований используются различные дипольные установки (рис. 3.2). Если приемный диполь (MN) перпендикулярен радиусу (r) между его центром и центром питающего диполя (AB), а угол между радиусом и питающей линией AB (θ) находится в пределах $70° < \theta < 110°$, то такая установка называется азимутальной. Частным случаем азимутальной является экваториальная установка ($\theta = 90°$). Если приемный диполь (MN) направлен вдоль r, а $-30° < \theta < +30°$, то такая установка называется радиальной. Частным случаем радиальной установки является осевая ($\theta = 0°$).

Для каждой установки можно получить формулы, по которым рассчитывается коэффициент установки. Так, для азимутальной установки $K = 2\pi r^3/AB \cdot MN \cdot q$, для радиальной $K = \pi r^3/AB \cdot MN \cdot p$, где pи q- коэффициенты, мало отличающиеся от единицы и определяемые по специальным номограммам.

Таким образом, при работах любой установкой ρрассчитывается по формуле для нормального поля

$$\rho = K\frac{\Delta U}{J}, \qquad (3.8)$$

где ΔU- разность потенциалов на MN, J- ток в AB, а K- коэффициент установки, зависящий лишь от расстояний между электродами.

Как отмечалось выше, по этим же формулам можно рассчитать некоторое \rho над реальным, неизвестным и практически всегда неоднородным полупространством. Тогда оно называется кажущимся (КС или $\rho_к$).

Расчет нормальных полей для других источников (гармонических, импульсных) очень сложен, но в любом случае принято получать КС (см. 7.1.3 - 7.1.5).

7.3.3. Электрическое поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой.

Простейшей, но очень важной для практики электроразведки методом сопротивлений, одномерной прямой задачей является задача об электрическом поле и кажущемся сопротивлении на поверхности полупространства, верхнее из которых воздух, а нижнее - двухслойная горизонтально слоистая среда с мощностью верхнего слоя h_1, нижнего $h_2 = \infty$, УЭС слоев ρ_1, ρ_2и $\rho_3 = \infty$(воздух) (см. рис. 3.3).

Поставленная задача могла бы быть решена с помощью уравнения (3.2), которое при $f = 0$превращается в уравнение Лапласа $\Delta U = 0$, где U- потенциал в любой точке M с напряженностью электрического поля $E = x\partial U/\partial r$.

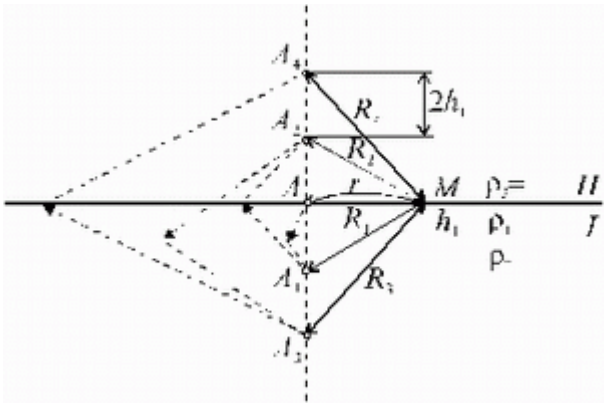


Рис.. 3.3. Решение прямой задачи о поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой методом зеркальных отражений

Однако ее можно быстро решить методом зеркальных отражений. Согласно правилам метода зеркальных отражений, урав-нение Лапласа и физические требования, в том числе граничные условия, выполняются, если потенциал в одномерной среде, где расположен точечный источник. принять равным сумме $A, A_1, A_2, A_3, \ldots$ потенциалов этого источника ( ) и всех его многократных отражений от границ раздела ( ) с коэффициентами отражений, равными $K_{12} = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$ на границе *I* $K_{13} = (\rho_3 - \rho_1)/(\rho_3 + \rho_1) = 1$, $\rho_3 = \infty$, а на границе *II* (т.к.).

На рис. 3.3 показано, как эти источники расположены. При этом обозначено

$$\mathrm{AM} = r, R_1 = R_2 = \sqrt{r^2 + (2h_1)^2}, R_3 = R_4 = \sqrt{r^2 + (4h_1)^2}, \ldots R_n = R_{n+1} = \sqrt{r^2 + (2nh_1)^2},$$

где $n = 1, 2, 3, \ldots, \infty$.

Таким образом, искомое выражение для потенциала получает вид:

$$U = \frac{J\rho_1}{2\pi}\left[\frac{1}{r} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{K_{12}^n}{\sqrt{r^2+(2nh_1)^2}}\right]. \qquad (3.9)$$

Выражение для КС (3.1) можно записать в виде: $\rho_К = \frac{2\pi r^2}{J} \cdot \frac{\Delta U}{MN}$, где $\Delta U/MN = \mathrm{E}$- напряженность электрического поля. Но $\mathrm{E} = \mathrm{x}\partial U/\partial r$, поэтому $\rho_К = \frac{2\pi r^2}{J} \cdot \left(\frac{\partial U}{\partial r}\right)$. Подставив в эту формулу производную $\partial U/\partial r$ из (3.9), получим

$$\rho_К = \frac{2\pi r^2}{J}\left(\frac{J\rho_1}{2\pi}\right) \cdot \left\{\frac{1}{r^2} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{K_{12}^n r}{[r^2+(2nh_1)^2]^{3/2}}\right\}.$$

Откуда

$$\rho_К = \rho_1\left\{1 + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{K_{12}^n r^3}{[r^2+(2nh_1)^2]^{3/2}}\right\}. \qquad (3.10)$$

Анализируя эту формулу, можно найти асимптотические выражения $\rho_к$, равные ρ_1и ρ_2. В самом деле, при $r \to 0 \rho_к = \rho_1$, при $r \to \infty$

$$\rho_K = \rho_1\left\{1 + 2\sum_{n=1}^{\infty}K_{12}^n\right\} = \rho_1\left\{1 + 2\frac{K_{12}}{1-K_{12}}\right\} = \rho_2$$

(т.к. $K_{12} = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$, а $\sum K_{12}^n$равна $K_{12}/(1 - K_{12})$как сумма членов геометрической прогрессии).

С помощью формулы (3.10), справедливой для трехэлектродной и симметричной четырехэлектродной градиент-установок, принято строить теоретические двухслойные кривые - графики зависимости $\lg(\rho_K/\rho_1)$ от $\lg(r/h_1)$. Они называются двухслойными теоретическими кривыми ВЭЗ (вертикальное электрическое зондирование) (см. 8.2), или двухслойной палеткой ВЭЗ (см. рис. 3.4).

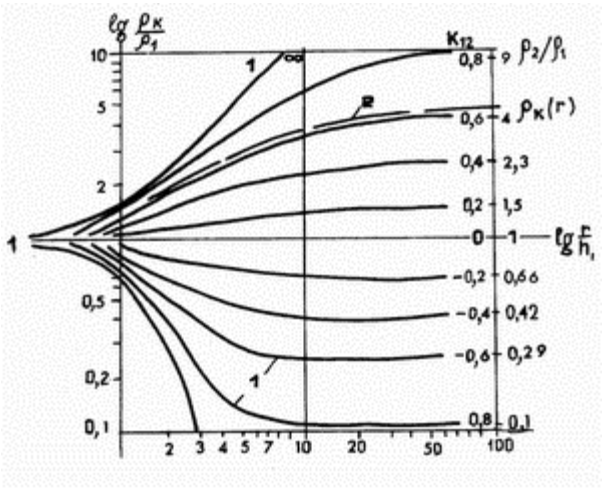


Рис. 3.4. Двухслойная палетка ВЭЗ: 1 и 2 - теоретические и полевая кривые

Более громоздкое решение получается в задаче о поле точечного источника над многослойной горизонтально слоистой средой, а еще сложнее решение для такой же среды, но при возбуждении поля дипольными гармоническими или импульсными источниками.

Одномерные прямые задачи электроразведки для многослойных горизонтально слоистых сред для любых первичных полей все-таки сводятся к аналитическим формулам для расчета КС. В результате принято строить кривые КС, аналогичные приведенным на рис. 3.4.

Двухмерные и трехмерные прямые задачи электроразведки сводятся к аналитическим формулам лишь для тел простой формы (шар, пласт, цилиндр) в однородной среде. В более общих случаях получаются лишь приближенные численные решения, получаемые с помощью ЭВМ.

7.3.4. Принципы решения обратных задач электроразведки.

Накопленный материал по физическому и математическому моделированию прямых задач электроразведки привел к созданию методов решения обратных задач, т.е. определению тех или иных параметров геоэлектрического разреза по наблюденным графикам $\mathbf{E}$, $\mathbf{H}$или, например, кривым КС. Решение обратных задач неоднозначно в силу его некорректности, как и всех обратных задач математической физики. Некорректность проявляется в том, что малым изменениям наблюденных параметров поля могут соответствовать большие изменения параметров разреза. Этот физический факт получил название принципа эквивалентности. Принципом эквивалентности объясняется, например, невозможность точного определения мощностей (h_i) и удельных электрических сопротивлений (ρ_i) тонких слоев, горизонтально слоистого разреза, хотя такие параметры, как продольные проводимости ($S_i = h_i/\rho_i$) либо поперечные сопротивления ($T_i = h_i \cdot \rho_i$), в определенных разрезах рассчитываются однозначно (см. 9.1).

Методы решения обратных задач электроразведки являются основой количественной интерпретации данных электроразведки (см. 9). Сущность их сводится к подбору и сравнению полевых графиков и кривых с теоретическими, полученными в результате решения прямых задач. Для этого созданы альбомы типичных теоретических кривых (палетки) или программы для их теоретического расчета с помощью ЭВМ (см. 9.1).

8. Аппаратура, методика и сущность разных методов электроразведки

8.1. Принципы устройства и назначение аппаратуры для электроразведки

Из-за наличия множества методов электроразведки используются или создаются специально разнообразные комплекты аппаратуры и оборудования. Создаваемые и выпускаемые малосерийные приборы быстро устаревают и непрерывно совершенствуются в направлении увеличения числа одновременно регистрирующих каналов, компьютеризации измерений и обработки информации. Поэтому остановимся лишь на принципах устройства и назначения основных групп приборов. Для изучения небольших глубин (до 500 м) используются переносные приборы и оборудование. Разведка больших глубин (свыше 0,5 км) осуществляется с помощью электроразведочных станций (ЭРС). Ускоренное геологическое картирование и

поиск полезных ископаемых на глубинах до 200 м выполняется с помощью аэроэлектроразведочных станций.

8.1.1. Общая характеристика и назначение аппаратуры и оборудования для электроразведки

В комплект аппаратуры и оборудования обычно входят следующие блоки.

- Машинные генераторы, батареи, аккумуляторы постоянного тока, которые предназначены либо для непосредственного питания заземлений, либо являются источником энергии для получения напряжений разной частоты и формы, питающие заземления или незаземленные контуры. Машинные генераторы работают от двигателя автомобиля или бензоэлектрических агрегатов. Для работ могут использоваться наборы анодных батарей напряжением до 100 В или аккумуляторов.
- Измерители или регистраторы тока в питающих линиях, сила которого (J) может меняться от 0,01 до 100 А.
- Измерители или регистраторы разностей потенциалов (ΔU), предназначенные для определения амплитуд, а на переменном токе и фаз сигналов в приемных линиях. Это могут быть микро- или милливольтметры, осциллографы или магнитные регистраторы. Они бывают аналоговыми, когда сигналы получаются в видимой форме на стрелочных приборах, фото- или рулонной бумаге. Сейчас чаще применяются цифровые приборы, в которых сигналы кодируются в двоичном цифровом коде, а затем их цифровые значения высвечиваются на шкале прибора или записываются на магнитофон. Измерительные и регистрирующие приборы для электроразведки должны отличаться следующими техническими характеристиками: определенным частотным или временным диапазоном; широким динамическим диапазоном: пределы измерений разностей потенциалов меняются от 0,01 до 1000 мВ; пороговой чувствительностью порядка 10 мкВ и точностью в пределах $\pm 1 - \pm 5\%$; входным сопротивлением свыше 1 Мом; высокой помехозащищенностью, особенно от помех промышленной частоты 50 Гц; иногда возможностью ручной или автоматической установки нуля прибора для компенсации электродных разностей потенциалов; отсутствием или наличием микропроцессоров, обеспечивающих измерение, контроль и обработку информации; способами и источниками питания электронных схем; способностью работать в сложных полевых условиях и т.п.
- Электроды-заземлители для гальванического создания поля в Земле и измерения разностей потенциалов, пропорциональных напряженности электрического поля. В качестве электродов для питающих линий AB используются стальные, а для приемных линий MN - медные или латунные электроды длиной 0,3 - 1 м и диаметром 1 - 3 см. В поляризационных методах применяются неполяризующиеся электроды, которые состоят из заземляемого пористого (керамического или брезентового) сосуда с раствором медного купороса и медного стержня в нем.
- Незаземленные контуры: петли диаметром до 4 км и рамки диаметром до 1 м, предназначенные для индуктивного возбуждения поля или измерения напряженности магнитного поля.
- Вспомогательное оборудование, включающее провода невысокого сопротивления, большой механической прочности и с хорошей изоляцией, катушки, кувалды и др.

8.1.2. Переносная аппаратура.

Для электроразведки небольших глубин с поверхности Земли и в горных выработках используются различного рода переносная аппаратура и оборудование, состоящие из ряда блоков, общей массой 20 - 100 кг.

Переносная генераторно-измерительная аппаратура обычно приспособлена для работ одним-двумя методами. Она чаще всего имеет один-два канала измерения разностей потенциалов.

Для работ на постоянном токе и низкой частоте (до 20 Гц) применяются комплекты, состоящие из генератора с аккумуляторным или батарейным питанием и микровольтметра. Примером могут служить отечественные измерители кажущихся сопротивлений (ИКС), автокомпенсатор электроразведочный (АЭ), аппаратура низкой частоты (АНЧ) и др.

Для низкочастотной (10 Гц - 10 кГц) индукционной разведки в разные годы изготовлялись:

- микровольметры электроразведочные (МКВЭ) для измерения амплитуд магнитных составляющих гармонического поля;
- аппаратура для измерения осей эллипса поляризации (ЭПП), предназначенная для создания гармонического поля, а также для определения большой, связанной с первичным полем, и малой,

обусловленной вторичным (аномальным) полем, осей эллипса поляризации, которыми определяется суммарный вектор напряженности магнитного поля;
- амплитудно-фазовые измерители (АФИ) для создания гармонического поля и измерения отношения амплитуд и разностей фаз магнитных составляющих поля в двух точках;
- аппаратура метода переходных процессов (МПП), которая служит для коммутации постоянного тока батарей в прямоугольные импульсы длительностью 20 - 50 мс, подачи их в незаземленный контур и измерения в том же или другом контуре разностей потенциалов на временах от 1 до 50 мс после окончания импульса.

В высокочастотной электроразведке (10 кГц - 10 мГц) могут применяться:

- радиоприемники-компараторы для проведения радиокомпарационного профилирования, т.е. изучения полей существующих сверхдлинноволновых специальных или длинноволновых широковещательных радиостанций;
- генераторы и измерители высокочастотных полей для дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМП);
- передатчики и приемники со специальными антеннами для радиоволновых просвечиваний между скважинами и горными выработками, радиолокации и т.д.

8.1.3. Электроразведочные станции.

При электромагнитных зондированиях больших глубин (до 10 км), когда необходимы мощные источники тока, а также при магнитотеллурических исследованиях применяются различные электроразведочные станции (ЭРС). Они смонтированы на одной или двух грузовых или легковых автомашинах. На одной автомашине, называемой генераторной группой, расположены один или два генератора постоянного тока напряжением до 1000 В при токе до 25 А, работающие от двигателя автомобиля. С помощью тиристорного коммутатора в питающую линию могут передаваться напряжения разных частот от 10^{-3} до 10^{3} Гц. В генераторной группе установлены приборы для контроля, регулировки, измерения силы тока в питающих линиях. На второй автомашине, называемой измерительной или полевой лабораторией, расположена аппаратура, предназначенная для автоматической регистрации разностей потенциалов в аналоговой или цифровой форме (иногда она переносная). Обычно станции имеют 5 каналов, но иногда больше. В цифровых измерительных станциях имеются приборы для кодирования сигналов в цифровую форму, что обеспечивает возможность обработки информации с помощью персональных компьютеров. В комплект станции входят радиоприемники, радиопередатчики и другое оборудование.

Аналогичным образом устроена электроразведочная станция для морских электромагнитных зондирований.

8.1.4. Аэроэлектроразведочные станции.

Аэроэлектроразведочные станции - это сложные электронные установки, предназначенные для трех видов аэроэлектроразведки.

- С наземной генераторной группой, питающей длинный кабель (до 30 км) током силою в несколько ампер, в интервале частот от 0,1 до 1 кГц, и расположенной на самолете или вертолете измерительной лаборатории, которая регистрирует напряженность магнитного поля этого кабеля. Аппаратура предназначена для работ методом длинного кабеля (ДК-А).
- Односамолетный вариант с генераторной и измерительной установками, смонтированными на одном самолете или вертолете. С помощью петлевой генераторной антенны создается переменное поле, которое измеряется специальным магнитометром, установленным либо на том же летательном аппарате, либо в выносной гондоле. Аппаратура предназначена для работ методами дипольного профилирования (ДИП-А) или переходных процессов (МПП-А).
- Двухсамолетный вариант, когда на одном самолете располагается генераторная группа с петлевой антенной, а на другом - измерительная лаборатория тоже с петлевой антенной. Такая станция предназначена для работ методами ДИП-А и МПП-А.

8.2. Электромагнитные зондирования

8.2.1. Общая характеристика электромагнитных зондирований.

К электромагнитным зондированиям (ЭМЗ) относится наиболее информативная и трудоемкая группа методов электроразведки. В ЭМЗ используемые поля, аппаратура, методика, включающая способы проведения работ, выбор установок и систем наблюдений, направленных на то, чтобы получить информацию об изменении электромагнитных свойств (чаще это УЭС) с глубиной. С этой целью на каждой точке ЭМЗ, точнее, на изучаемом участке за счет геометрии установок или скин-эффекта добиваются постепенного увеличения глубинности разведки (см. 7.1). В дистанционных (геометрических) зондированиях, проводимых на постоянном или на переменном токе фиксированной частоты или постоянном времени становления поля, постепенно увеличивается расстояние между питающими и приемными линиями (разнос - r). Скин-эффект используется в методах с фиксированным разносом, а увеличение глубинности достигается возрастанием периода гармонических колебаний (T) или времени изучения становления поля (переходного процесса) в среде (t). Используются и оба способа изменения глубинности. Для зондирований применяются одноканальные и многоканальные приборы или электроразведочные станции (см. 8.1). Определяемые в результате зондирований амплитуды и фазы электрических (E) или магнитных (H) компонент поля или кажущиеся сопротивления (КС) для разных параметров глубинности (ПГ) характеризуют изменение геоэлектрического разреза с глубиной. За параметры глубинности принимаются r, $\sqrt{T}$, $\sqrt{2\pi t}$. В результате ЭМЗ строятся кривые зондирований, т.е. графики зависимостей кажущихся сопротивлений от параметров глубинности.

Теория и практика электромагнитных зондирований хорошо разработаны для одномерных горизонтально слоистых моделей сред (см. 7.3). Поэтому зондирования чаще всего проводятся при изучении горизонтально и полого залегающих (углы падения меньше 10° - 15°) разрезов. В результате количественной интерпретации кривых ЭМЗ получаются послойные или обобщенные геометрические и электрические свойства слоев или толщ. По совокупности профильных или площадных зондирований строятся геоэлектрические разрезы (по вертикали откладываются мощности слоев или пачек слоев, а в их центрах проставляются электрические свойства слоев) или карты тех или иных параметров этих разрезов.

Электромагнитные зондирования используются для решения широкого круга задач, связанных с расчленением по электромагнитным свойствам пологослоистых геологических разрезов. Они применяются для глубинных, структурных исследований, поисков и разведки полезных ископаемых, детальных инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических, почвенно-мелиоративных и экологических исследований.

8.2.2. Электрическое зондирование.

Электрическое зондирование - это такая модификация метода сопротивлений на постоянном или низкочастотном (до 20 Гц) токе, при котором в процессе работы расстояние между питающими электродами или между питающими и приемными линиями (разнос) постепенно увеличивается. В результате строятся графики зависимости кажущегося сопротивления ($\rho_к$) от разноса (r), или кривая зондирований, которая характеризует изменение удельных электрических сопротивлений (УЭС) с глубиной.

Различают две модификации зондирований: вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), применяемые для разведки небольших глубин(до 500 м), и дипольные электрические зондирования (ДЗ), применяемые для разведки глубин 0,5 - 10 км.

1 . *Методика вертикальных электрических зондирований.* Вертикальное электрическое зондирование выполняется симметричной четырехэлектродной или трехэлектродной градиент-установками (см. 7.1). Работы симметричной установкой проводятся в такой последовательности (см. рис. 3.5).

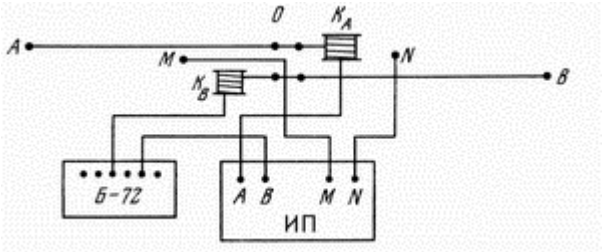


Рис. 3.5. Схема установки ВЭЗ: K_A, K_B- катушки с изолированными проводами, Б - батарея, ИП - измерительный прибор

В выбранной точке зондирования (центр зондирования, называемый точкой записи) устанавливаются батарея с измерительным прибором, две катушки с проводом для разноса питающих электродов. На небольшом расстоянии (обычно 1 м) заземляются приемные электроды M и N, а на расстоянии 3 м - питающие A и B. Производится измерение и и рассчитывается , где коэффициент установки (см. 7.3). Далее питающие электроды постепенно разносятся в разные стороны, а могут выбираться, например, такими: 1,5; 2,2; 3; 5; 10; 15; 22; 30; 50; 100; ... м. При больших AB приходится переходить на увеличенную длину MN, чтобы превышали уровень помех. На каждом разносе определяется . Для удобства работ провода предварительно промеряются и на них краской или изолентой ставятся метки, например, одна. две. три, вновь одна, две, три и т.д. При работах с аналоговыми приборами в ходе зондирования на бланке с логарифмическим масштабом по осям координат (бланк ВЭЗ) с модулем 6,25 см при точности измерений или 10 см при точности строится кривая ВЭЗ: по вертикали откладывается , а по горизонтали - величина полуразноса ( ). При работах с цифровой аппаратурой данные вносятся в компьютер, и кривая ВЭЗ строится автоматически на экране дисплея.

После окончания зондирования и построения кривой ВЭЗ аппаратуру и оборудование переносят на новую точку. Обычно точки зондирований располагаются вдоль профилей. Расстояния между соседними точками ВЭЗ (шаг съемки) меняются от первых десятков до нескольких сот метров. Они должны быть сравнимыми с проектируемыми глубинами разведки. Максимальный разнос AB / 2 выбирается в 3 - 10 раз большим этих глубин.

Разносы должны быть направлены, по-возможности, вдоль дорог, просек, а при так называемых круговых ВЭЗ - по двум или четырем азимутам. Изучаемая площадь покрывается сетью профилей на расстояниях, сравнимых или в 2 - 5 раз больших шага съемки. Для уменьшения искажающего влияния рельефа разносы направляют вдоль его простирания. Изучение почв и грунтов проводится ВЭЗ с малыми разносами (от долей до первого десятка метров). Их называют микрозондированиями (МКВЭЗ).

При выполнении трехэлектродных ВЭЗ один питающий электрод (A) постепенно удаляется от центра (O) зондирования, а второй (B) относится в "бесконечность", т.е. в 3 - 5 раз дальше максимального AO по перпендикуляру к линии разноса и остается постоянно заземленным (установка AMN, B в ∞).

2. *Методика дипольных электрических зондирований.* Если надо изучить большие глубины (свыше 1 км), то при выполнении ВЭЗ разносы AB приходится увеличивать до 10 км, что делать сложно и неудобно. В этом случае используются дипольные установки (азимутальные, радиальные и др.) (см. 7.3.4). При дипольных электрических зондированиях (ДЗ) измеряется кажущееся сопротивление при разных расстояниях или разносах r между центрами питающего и приемного диполей (рис. 3.6).

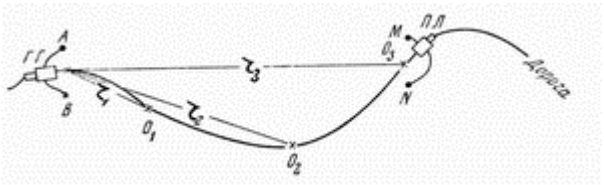


Рис. 3.6. Схема проведения дипольного азимутального зондирования: ГГ - генераторная группа, ПЛ - полевая лаборатория

Разнос осуществляется либо в одну сторону от неподвижного питающего диполя (одностороннее ДЗ), либо вначале в одну, а затем в противоположную сторону (двухстороннее ДЗ).

Дипольное зондирование выполняется с помощью электроразведочных станций. Сначала проводится топографическая подготовка работ. ДЗ могут выполняться по криволинейным маршрутам, приуроченным к дорогам, рекам и участкам, к которым может быть доставлена полевая лаборатория. Величина разноса должна увеличиваться примерно в геометрической прогрессии, например, r= 0,5; 1; 1,5; 2,5; 4; 6; 10; 15; 20; 30 км.

Измерив силу тока в AB (J_1) и разность потенциалов на первой M_1 N_1 (ΔU_1) точке O_1, можно получить $\rho_к = K_1 \Delta U_1 / J_1$, где K_1- коэффициент дипольной установки (см. 7.3.2). После этого полевая лаборатория переезжает на новую точку O_2 (см. рис. 3.6). По радио устанавливается связь между станциями, снова проводятся замеры $\Delta U, J$ и рассчитывается $\rho_к$ и т.д. В результате на бланках с двойным логарифмическим масштабом строится кривая ДЗ: по горизонтали откладывается r (в азимутальном (ДАЗ) и экваториальном (ДЭЗ) зондировании) или $r/2$ (в радиальном (ДРЗ) или осевом (ДОЗ) зондировании), а по вертикали - $\rho_к$. Из

теории известно, что кривые ДАЗ и ДЭЗ точно совпадают с кривыми ВЭЗ, а ДРЗ и ДОЗ несколько отличаются.

3. *Методика морских электрических зондирований.* При морских электрических зондированиях используются дипольные осевые установки, т.е. радиальные установки, у которых питающая (АВ) и приемная (MN) линии располагаются вдоль одной прямой, а сами зондирования проводятся непрерывно (НДОЗ). В процессе выполнения НДОЗ приемная линия и регистрирующая аппаратура, установленные на приемном судне, остаются неподвижными. Питающая линия непрерывно перемещается на генераторном судне сначала в одну, а затем в другую сторону от приемной линии. После обработки автоматических записей токов и разностей потенциалов рассчитываются кажущиеся сопротивления для разных расстояний между центрами питающей и приемной линий и строятся кривые НДОЗ.

Морские зондирования служат для изучения строения донных осадков и структур, благоприятных для нефтегазонакопления.

При выполнении любых электрических зондирований до 5 % точек являются контрольными. По ним рассчитываются средние относительные погрешности в расчетах КС, которые не должны превышать $\pm 5\%$.

Электрические зондирования широко используются для расчленения геологических разрезов, особенно осадочных, поисков пластовых полезных ископаемых, изучения с разными целями геологической среды.

8.2.3. Зондирование методом вызванной поляризации.

Вертикальное электрическое зондирование методом вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП) по методике работ мало чем отличается от рассмотренных выше ВЭЗ и предназначено для расчленения разрезов по глубине не только по изменению УЭС, но и поляризуемости (η) слоев (см. 7.2). С помощью одноканальной или многоканальной аппаратуры измеряются ΔU и J, что делается и в методе ВЭЗ, а также и $U_{\text{вп}}$на MN через 0,5 с после отключения тока в АВ. В результате наряду с $\rho_к = K\Delta U/J$рассчитывается кажущаяся поляризуемость $\eta_к = \Delta U_{\text{вп}} \cdot 100\%/\Delta U$. Далее на бланках с логарифмическим масштабом по осям координат (бланках ВЭЗ) наряду с кривыми ВЭЗ строятся кривые ВЭЗ-ВП: по горизонтали откладываются АВ / 2, по вертикали - $\eta_к$.

Пример кривых ВЭЗ и ВЭЗ-ВП, поставленных для выделения водоносного пласта (II), приведен на рис. 3.7.

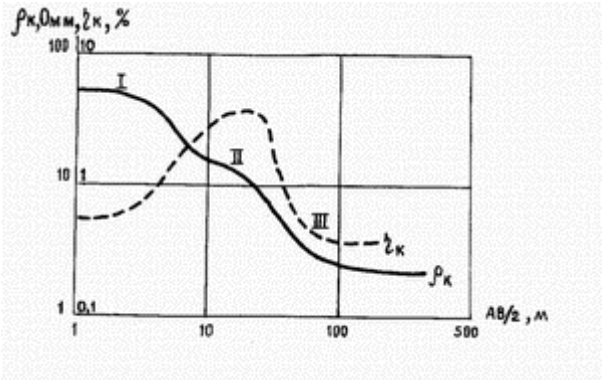


Рис. 3.7. Кривые ВЭЗ и ВЭЗ-ВП с ветвями, обусловленными сухими (I) и водонасыщенными (II) супесями, подстилаемыми глинами (III)

Существуют варианты ВЭЗ-ВП на переменном токе, когда измеряются КС на пониженной ($\leq$ 5 Гц) и повышенной ($\geq$ 20 Гц) частотах. По их разности можно судить о поляризуемости среды.

Обладая глубинностью до 500 м, метод ВЭЗ-ВП используется для детальной разведки рудных месторождений, поисков подземных вод, расчленения осадочных пород.

8.2.4. Магнитотеллурические методы.

К магнитотеллурическим методам относится ряд методов электроразведки, основанных на изучении естественных (магнито-теллурических) полей космического происхождения (см.7.1). Основным из них является магнитотеллурическое зондирование (МТЗ). По решаемым задачам к нему близки магнитовариационное зондирование (МВЗ) и профилирование (МВП), метод теллурических токов (МТТ), магнитотеллурическое профилирование (МТП) и др.

1. *Магнитотеллурическое зондирование.* Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и его глубинный вариант (ГМТЗ) основаны на изучении магнитотеллурических полей с меняющимися на два и более порядка периодами колебаний. Как отмечалось в 7.3, вследствие скин-эффекта глубина проникновения электромагнитного поля в землю тем больше, чем меньше частота (f) или больше период колебаний ($\mathrm{T} = 1/f$). Поэтому методика МТЗ сводится к длительным (иногда сутки) регистрациям с помощью измерительной лаборатории ЭРС взаимно перпендикулярных компонент поля ($\mathrm{E}_x, \mathrm{E}_y, \mathrm{H}_x, \mathrm{H}_y$) различных периодов. При обработке получаемых магнитотеллурограмм выделяются сигналы с периодами, отличающимися менее, чем в два раза, чаще всего в интервале от 1 до 100 с. Далее рассчитываются амплитуды сигналов, а по ним - кажущиеся сопротивления (см.7.3):

$$\rho_{T_{xy}} = 0.2T|E_x/Y_y|^2, \rho_{T_{yx}} = 0.2T|E_y/H_x|^2. \qquad (3.11)$$

В результате на бланке с логарифмическим масштабом по осям координат (модуль 10 см) строятся амплитудные кривые МТЗ. По горизонтальной оси откладывается $\sqrt{T}$ - величина, пропорциональная глубинности исследований, а по вертикальной оси - кажущиеся сопротивления $\rho_{T_{xy}}, \rho_{T_{yx}}$и среднее из них $\rho_T = \sqrt{\rho_{T_{xy}} \cdot \rho_{T_{yx}}}$(рис. 3.8).

Над горизонтально слоистой средой $\rho_{T_{xy}} = \rho_{T_{yx}}$, а над неоднородной по УЭС в горизонтальном направлении они могут резко отличаться. Поэтому для интерпретации используется средняя кривая ρ_T, дающая усредненную характеристику изменения УЭС с глубиной. Кроме амплитудных кривых можно строить фазовые кривые, т.е. изменение разностей фаз между составляющими E_xи H_y, E_yи H_x, от $\sqrt{T}$.

При наземных и морских работах точки МТЗ располагаются либо по системам профилей, либо равномерно по площади. Расстояния между ними меняются от 1 до 10 км.

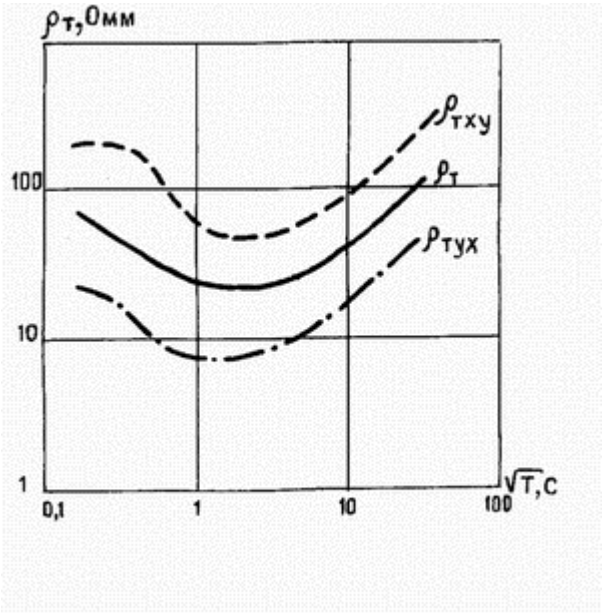


Рис. 3.8. Кривые МТЗ над неоднородной средой

Менее информативны по сравнению с МТЗ магнитовариационные зондирования (МВЗ), в которых измеряются разнопериодные вариации лишь магнитных составляющих геомагнитного поля Земли в широком диапазоне периодов.

2. *Методы теллурических токов, магнитотеллурического и магнито-вариацион-ного профилирований.* В методе теллурических токов (МТТ) одновременно регистрируются синхронные вариации электрических составляющих поля (E_xи E_y) на одном базисном (опорном) и на всех рядовых пунктах изучаемой площади.

Для синхронизации работ двух или нескольких станций, расположенных на расстояниях до 50 - 100 км от базисного пункта, используются радиостанции.

В результате обработки записей поля теллурических токов рассчитываются разные теллуропараметры. Чаще всего определяется теллуропараметр $\mu = \delta(E_i)/\delta(E_Б)$, где $\delta(E_i)$и $\delta(E_Б)$- синхронные вариации поля на любой рядовой и базисной точках. Он характеризует относительные значения плотностей естественных токов и кажущихся сопротивлений в этих точках. В отличие от МТТ в магнитовариационном профилировании (МВП) на полевых и базисных пунктах регистрируются вариации магнитного поля.

При магнитотеллурическом профилировании (МТП) на полевых пунктах одновременно регистрируются и электрические (E_x, E_y), и магнитные (H_x, H_y, H_z) составляющие поля. Если при обработке магнитотеллурограмм выделять на всех пунктах вариации примерно одного небольшого интервала периодов колебаний, то получаемые или расчетные параметры поля будут характеризовать разрез примерно на одной глубине.

Система наблюдений при работах МТТ, МТП, МВЗ сводится к площадным съемкам с расстояниями между точками порядка 1 км.

Глубинность и задачи, решаемые магнитотеллурическими методами, различны. При периодах естественных полей, меньших 1 с, расчленяются осадочные породы, меньших 100 с - определяются глубина залегания фундамента и УЭС земной коры, а при Т $\geq$1000 с - изучается глубинная электропроводность земной коры и мантии.

8.2.5. Зондирование методом становления поля.

Зондирование методом становления поля (ЗСП или ЗС) основано на изучении становления (установления) электрической (ЗСЕ) и магнитной (ЗСМ) составляющих электромагнитного поля в массиве горных пород при подаче прямоугольных импульсов постоянного тока в заземленную линию или незаземленную петлю. Длительность и характер становления поля связаны с распределением удельного сопротивления пород на разных глубинах. Изменение глубинности разведки в методе ЗС объясняется скин-эффектом (см. 7.1). При включении импульса тока в питающую линию или петлю электромагнитное поле распространяется сначала в приповерхностных частях разреза, а в дальнейшем проникает все глубже и глубже. В среде происходят сложные переходные процессы и импульс приходит к приемной установке в искаженном виде. Малым временам становления поля (t) соответствует малая глубина разведки, большим временам - большая.

Зондирование становлением поля выполняется с помощью электроразведочных станций. Используются различные дипольные установки при постоянном расстоянии (r) между питающими и измерительными диполями (см. 8.2.2). Регистрируются разности потенциалов, пропорциональные электрической составляющей, измеряемой на MN ($\Delta U_E(t)$), и магнитной, измеряемой в петле ($\Delta U_H(t)$), а также сила тока (J) в питающем диполе.

Различают два варианта зондирования становлением поля: зондирование в дальней зоне от питающего диполя (ЗСД) и зондирование в ближней зоне (ЗСБ), называемое также точечным (ЗСТ). В ЗСД rвыбирается постоянным, в 3 - 6 раз большим планируемых глубин разведки. В ЗСБ разнос (r) также постоянен, но меньше проектируемых глубин разведки. В результате обработки записей ЗС по измеренным параметрам и рассчитанным коэффициентам получаются кажущиеся сопротивления (см. 7.1.5), и строятся кривые ЗС ($\rho_\tau(\sqrt{2\pi t})$).

Зондирования становлением поля выполняются по отдельным профилям или равномерно по площади. Расстояния между точками меняются от 0,5 до 2 км.

Глубинность ЗС не превышает 5 - 10 км. ЗС используются при геоструктурных исследованиях, поисках нефти и газа.

8.2.6. Частотное электромагнитное зондирование.

Метод частотного электромагнитного зондирования (ЧЗ) основан на изучении электрической или магнитной составляющих электромагнитного поля, созданного в Земле электрическим диполем АВ или петлей, питаемыми переменным током с постепенно меняющейся частотой. Метод ЧЗ напоминает, с одной стороны,

методы ДЗ и ЗС, а с другой, - МТЗ и предназначен для решения тех же задач: изучения горизонтально или полого слоистых сред.

Работы выполняются с помощью электроразведочных станций дипольными установками. Расстояние r между центрами питающих и приемных диполей может оставаться постоянным, в 5 - 10 раз большим проектируемых глубин исследования, т.е. работы ведутся в дальней зоне источника. Принцип ЧЗ (как и МТЗ) основан на скин-эффекте (см. 7.1.4). Методика ЧЗ сводится к измерению силы тока (J) в питающем и разностей потенциала ($E_x(\omega)$ и $H_z(\omega)$) на приемном диполе и петле. Здесь $\omega = 2\pi/T$ - круговая частота. Далее рассчитываются кажущиеся сопротивления по двум составляющим поля и на логарифмических бланках строятся кривые ЧЗ. По вертикали откладывается кажущееся сопротивление (ρ_ω), а по горизонтали - параметр, пропорциональный глубинности - $\sqrt{T}$. Кроме амплитудных значений напряженности можно изучать разности фаз $\mathrm{E}_x, \mathrm{H}_z$и опорной фазы тока ($\varphi_E$ и φ_H). Измерение двух компонент поля и двух сдвигов фаз делает интерпретацию кривых ЧЗ более точной, чем при ДЗ.

Частотные зондирования выполняются по отдельным профилям или равномерно по площади. Расстояния между точками сравнимы с проектируемыми глубинами разведки. В зависимости от спектра используемых частот глубинность ЧЗ меняется от нескольких десятков метров до первых километров. Они используются для расчленения осадочных пород, геоструктурных исследований, поисков нефти и газа.

8.2.7. Высокочастотные зондирования.

Особенностью высокочастотных методов зондирований является применение радиоволн частотой свыше 10 кГц. Для таких частот характерно большое затухание (поглощение) радиоволн и высокий скин-эффект. Поэтому эти методы можно применять лишь в условиях высокоомных перекрывающих пород (ρсвыше 1000 Омм), когда глубины разведки превышают несколько десятков метров.

Сущность основных высокочастотных методов зондирований сводится к следующему.

1. Метод вертикального индукционного зондирования (ВИЗ) основан на геометрическом принципе изменения глубинности с использованием одной из частот диапазона 10 - 100 кГц. Разнос между передатчиком и приемником меняется от единиц до нескольких десятков метров. Кривые ВИЗ, которые строятся так же, как кривые ВЭЗ и похожи на них, позволяют изучать горизонтально слоистые разрезы на глубине до 20 - 50 м. Метод применяется при геологическом, инженерно-геологическом и мерзлотном картировании.

2. В методе радиоволнового зондирования (РВЗ) радиополе частотой от 0,5 до 20 мГц создается передатчиком и линейной антенной, располагаемой на поверхности Земли. С помощью приемника с рамочной антенной измеряется напряженность магнитного поля. Прямая волна, распространяясь в верхнем слое, доходит до кровли второго слоя, отличающегося по электромагнитным свойствам, и отражается от него. В результате наблюдается интерференция (сложение) волн. Меняя частоту поля, можно получить в приемнике минимумы сигнала, когда прямая и отраженная волны приходят в противофазе, и максимумы, когда волны приходят в фазе. Если в результате наблюдений построить интерференционную кривую (график зависимости напряженности поля от частоты), то, анализируя минимумы и максимумы на ней, с помощью специальных формул можно определить глубины залегания отражающих контактов, если они залегают не глубже 10 - 50 м. Метод применялся при поисках подземных вод в пустынях.

В других вариантах РВЗ измерения проводятся на разных расстояниях и частотах, что обеспечивает расчленение разреза на разных глубинах.

Метод можно применять для решения инженерно-геологических и экологических задач.

3. Радиолокационный метод (РЛМ), называемый также радиолокационным зондированием (РЛЗ), импульсным методом радиолокации (ИМР), подповерхностным зондированием (ППЗ) или георадаром, основан на излучении коротких импульсов (<10 мкс), заполненных высокой частотой (радиоимпульс) или без нее (видеоимпульс). В результате РЛМ определяется время прихода сигналов, отраженных от слоев с разными ρи ϵ.

Работы в РЛМ могут проводиться с помощью как передвижных вручную, так и устанавливаемых на машине или самолете радиолокационных установок. Из-за сильного затухания импульсов в перекрывающем слое

метод может применяться в условиях очень высоких сопротивлений верхних слоев (мерзлота или лед), где глубинность может составлять десятки метров или первые километры.

Практическое применение метод нашел при мерзлотно-гляциологических (с глубинностью в десятки метров), а также при инженерно-геологических и экологических исследованиях с глубинностью до 10 м.

8.3. Электромагнитные профилирования

8.3.1. Общая характеристика электромагнитных профилирований.

К электромагнитным профилированиям (ЭМП) относится большая группа ускоренных методов электроразведки, в которых методика и техника наблюдений направлены на то, чтобы в каждой точке профиля получить информацию об электромагнитных свойствах среды примерно на одинаковой глубине. Для этого выбираются постоянные или мало меняющиеся разносы между питающими или приемными линиями (r), а также изучаемые частоты (f) или времена (t) переходного процесса. Выбор глубинности, точнее интервала глубин изучения геологического разреза, а значит r, f, t, зависит от решаемых задач и геоэлектрических условий. Он обычно производится опытным путем по данным ЭМЗ или ЭМП с разными глубинностями и должен обеспечить получение максимальных аномалий наблюденных или расчетных (например, кажущихся сопротивлений) параметров вдоль профилей или на площадях исследований. Если зондирования предназначены для изучения горизонтально или полого залегающих слоев в вертикальном направлении, то профилирования служат для выявления неоднородностей в горизонтальном направлении. В результате ЭМП строятся: графики (по горизонтали откладываются пикеты (или точки наблюдения), по вертикали - наблюденные или расчетные параметры); карты графиков (на карте выносятся профили, перпендикулярно которым выстраиваются графики); карты (на карте проставляются точки наблюдений, около них записываются значения параметров и проводятся изолинии).

Теория электромагнитных профилирований построена на математическом и физическом моделировании горизонтально-неоднородных физико-геологических моделей (двухмерных и трехмерных). В результате интерпретации материалов ЭМП выявляются аномальные по электромагнитным свойствам участки.

Электромагнитные профилирования применяются для решения разнообразных геологических задач, связанных с картированием крутозалегающих (углы падения больше 10° - 20°) осадочных, изверженных, метаморфических толщ, поисками и разведкой полезных ископаемых на глубинах до 500 м. Они используются при рекогносцировочных инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических, почвенно-мелиоративных и экологических исследованиях. Множество вариантов ЭМП определяется разнообразием используемых полей, методов (см. 7.1) и различием электромагнитных свойств горных пород и руд (см. 7.2).

8.3.2. Метод естественного электрического поля.

Метод естественного электрического поля (ЕП, МЕП) или метод собственных потенциалов (СП, ПС) основан на изучении локальных электрических постоянных полей, возникающих в горных породах в силу различных физико-химических процессов (см. 7.1.2). Небольшие собственные потенциалы диффузионно-адсорбционной и фильтрационной природы существуют практически повсеместно. Интенсивные же поля окислительно-восстановительной природы наблюдаются, как правило, только над сульфидными и графитными залежами. Естественные электрические поля могут возникнуть также при коррозии трубопроводов и других подземных металлических конструкций, при ухудшении их гидроизоляции и на участках с низкими УЭС пород. Для измерения ЕП применяются милливольтметры постоянного тока и неполяризующиеся электроды (см. 8.1.2).

Съемка естественных электрических потенциалов выполняется либо по отдельным линиям (профильная съемка), либо по системам обычно параллельных профилей, равномерно покрывающих изучаемый участок (площадная съемка). Направления профилей выбираются вкрест предполагаемого простирания прослеживаемых объектов, а расстояния между ними могут меняться от 10 до 100 м и должны быть в несколько раз меньше ожидаемой длины рудных тел или иных разведываемых геологических объектов.

На каждом профиле равномерно размечаются пункты измерения потенциалов. Расстояния между точками наблюдений (шаг съемки) меняются от 5 до 50 м в зависимости от масштаба съемки, характера и интенсивности электрического поля. Расстояние между профилями при площадной съемке может быть равно или в 2 - 3 раза превышать шаг наблюдений.

Съемка естественных потенциалов может выполняться двумя способами: способом потенциала (U), при котором производятся измерения разности потенциалов между одной неподвижной точкой и всеми пунктами наблюдений изучаемого профиля или площади, и способом градиента-потенциала (ΔU), при котором измеряется разность потенциалов между двумя электродами, расположенными на постоянном расстоянии друг от друга и перемещаемыми одновременно по профилям. Съемка бывает полевой, акваториальной, подземной и скважинной. Для работ используются неполяризующиеся электроды разных конструкций, например, медный электрод, помещенный в пористый сосуд с раствором медного купороса.

По результатам съемки ЕП строятся графики, карты графиков и карты U или ΔU.

Метод естественного поля применяется для поисков и разведки сульфидных, графитных и угольных месторождений, при литологическом и гидрогеологическом картировании, выявлении участков коррозии трубопроводов и решении других задач. Глубинность метода ЕП не превышает 500 м, а при решении ряда задач составляет десятки метров.

8.3.3. Электропрофилирование методом сопротивлений.

Электрическое профилирование или электропрофилирование (ЭП) - это такая модификация метода сопротивлений, при которой вдоль заданных профилей измеряется кажущееся сопротивление с помощью установок постоянного размера, а значит и постоянной глубинности. Она может меняться в разных геоэлектрических условиях от 1/3 до 1/10 величины АВ.

При электропрофилировании используются переносная электроразведочная аппаратура (см. 8.1.2) и различные установки (см. рис. 3.2). Простейшей установкой для ЭП является симметричная (AMNB), когда все электроды AMNB с соединяющими их проводами последовательно перемещаются вдоль линии наблюдений с постоянным шагом съемки. Как и в ВЭЗ, измеряются ΔU и J, по которым рассчитывается КС. Взаимные расстояния между электродами во всех пунктах измерения остаются постоянными. Применяются и другие установки электропрофилирования:

- трехэлектродные с двумя встречными установками AMN, С в ∞и MNB, С в ∞, где С - общий питающий электрод, удаленный в бесконечность, т.е. на расстояния в 5 - 10 раз больше АВ (такое ЭП называется комбинированным);
- срединного градиента, когда приемная линия перемещается в средней трети АВ;
- дипольные и др. (см. 7.3.2).

Иногда ЭП выполняется на двух-трех разносах АВ, отличающихся примерно в 3 раза по длине.

При электропрофилировании любой установкой профили прокладываются вкрест предполагаемого простирания структур или искомых объектов. Шаг установки берется обычно равным MN и несколько меньшим ожидаемой ширины разведываемых геологических объектов.

В результате электропрофилирования строятся графики, карты графиков, а также карты КС для каждого разноса питающих электродов. Глубинность ЭП не превышают 500 м. Метод ЭП широко применяется при геологическом, инженерно-геологическом, мерзлотно-гляциологическом, экологическом картировании, поисках твердых полезных ископаемых.

8.3.4. Электропрофилирование методом вызванной поляризации.

При электропрофилировании методом вызванной поляризации (ВП или ЭП-ВП) вдоль профилей наблюдений установками с постоянными разносами наряду с $\rho_к$рассчитывается $\eta_к = \Delta U_{вп} \cdot 100\% / \Delta U$, где $\Delta U_{вп}$ и ΔU - разности потенциалов на приемных электродах через 0,5 с после отключения и во время пропускания тока в питающую линию (см. 7.1.5. и 8.2.3). Работы методом ВП проводятся теми же установками, что и в ЭП.

В результате ВП строятся графики, карты графиков и карты $\eta_к$, на которых выявляются объекты с аномальной поляризуемостью на глубинах до 500 м. Метод ВП применяется для поисков и разведки вкрапленных сульфидных руд, графита, графитизированных сланцев, антрацита.

8.3.5. Метод переменного естественного электромагнитного поля.

К электропрофилированию, основанному на использовании естественных переменных электромагнитных полей атмосферного происхождения (см. 7.1.1), относятся методы переменного естественного электрического (ПЕЭП) и магнитного (ПЕМП) поля.

В методе ПЕЭП с помощью милливольтметров, например, АНЧ, ИКС (см. 8.1.2), и двух заземленных на расстоянии 10 - 50 м друг от друга приемных электродов (MN) за период 20 - 30 с измеряется средняя напряженность электрического поля $E_{ср} = \Delta U_{MN}/MN$. Она пропорциональна кажущемуся сопротивлению среды на глубине, соответствующей применяемой частоте. Так, для наиболее используемого диапазона частот 10 - 20 Гц глубинность подобного профилирования составляет несколько сот метров. Если провести съемки ПЕЭП по профилям с шагом 10 - 20 м или равномерно по площади (направления MN должны во всех точках быть одинаковыми), то по графикам и картам $E_{ср}$можно выявить горизонтальные неоднородности по УЭС. Сходным образом с помощью рамочных антенн можно измерять различные составляющие магнитного поля (ПЕМП).

В результате ПЕЭП или ПЭМП строятся графики и карты графиков $E_{ср}$. Метод используется при геологическом картировании.

К методу профилирования естественными переменными полями можно отнести и магнитотеллурическое профилирование (МТП), и метод теллурических токов (МТТ), но они по решаемым задачам ближе к зондированиям и рассмотрены выше (8.2.4).

8.3.6. Низкочастотное гармоническое профилирование.

К низкочастотным гармоническим методам (НЧМ) относится большая группа методов электромагнитного (индукционного) профилирования, в которых поле на одной из частот интервала 10 Гц - 10 кГц создается с помощью либо заземленного на концах длинного (до 30 км) кабеля (ДК), либо большой (диаметром до 3 км) незаземленной петли (НП), либо рамочной антенной (диаметром до 1 м) (такой метод называется дипольным индукционным профилированием (ДИП)).

В геологической среде первичное поле, с одной стороны, искажается неоднородностями, а с другой в проводящих породах, рудах создается вторичное индукционное вихревое поле. Суммарное электромагнитное поле, несущее в себе информацию о геоэлектрических неоднородностях, может изучаться различными приемами. Так, можно измерять амплитудные значения электрических и магнитных компонент с помощью разного рода микровольтметров (МКВЭ), определять элементы эллипса поляризации поля (ЭПП), изучать отношения амплитуд и разности фаз посредством афиметров (АФИ) и т.п. (см. 8.1.2).

Сокращенные названия методов индукционного профилирования складываются из сокращенных названий способов возбуждения и измерения поля. Например, существуют методы: ДК-АФИ, ДК-ЭПП, НП-АФИ, НП-ЭПП, ДИП-АФИ, ДИП-ЭПП и др.

Съемка в НЧМ проводится по системам профилей, отстоящих друг от друга на расстояниях 50 - 500 м и направленных перпендикулярно простиранию геологических структур и кабелю или стороне петли (внутри и вне петли). Точки наблюдения на профилях, длина которых обычно 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 наблюденных параметров поля. Глубинность НЧМ тем больше, чем ниже частота используемого поля, выше сопротивление вмещающих пород, больше размеры ДК или НП и расстояния между питающими и приемными рамками в ДИП. В среднем она не превышает первых десятков метров в ДИП и первых сот метров в ДК и НП.

НЧМ методы применяются для геологического картирования и поисков рудных полезных ископаемых.

8.3.7. Методы переходных процессов.

Методы переходных процессов (МПП) по физической природе являются индукционными. От НЧМ они отличаются применением не гармонических, а импульсных полей. В качестве генераторных линий используются незаземленные петли (НП-МПП) или рамочные антенны (ДИП-МПП), в которые пускаются кратковременные (длительностью до 50 мс) импульсы постоянного тока. В той же петле или другой петле (или рамке) измеряются переходные процессы, т.е. величины электродвижущей силы $E(t)$на временах t в пределах от 1 до 50 мс после конца каждого импульса.

Методика НП-МПП и ДИП-МПП такая же, как в НП и ДИП в рассмотренных выше методах НЧМ. В результате работ МПП строятся графики и карты $E(t)/J$, где J- амплитуда тока в петле на постоянном t. Это обеспечивает постоянство глубинности во всех точках.

Аномалиями МПП выявляются хорошо проводящие породы и руды, расположенные на глубинах до 500 м. Метод МПП применяется для поисков и разведки массивных рудных полезных ископаемых.

8.3.8. Аэроэлектроразведка.

Разновидностью индукционных методов электроразведки является воздушная электроразведка. Все варианты аэроэлектроразведки основаны на измерении магнитных компонент поля (см. 8.1.4).

1. Одним из самых глубинных (несколько сот метров) методов электроразведки является метод длинного кабеля (ДК-А), в котором первичное поле создается переменным током частотой до 1000 Гц, протекающим по заземленному на концах длинному кабелю. Он укладывается вдоль предполагаемого простирания пород. Измерительная станция помещается на самолете или вертолете, которые летают на небольшой высоте (50 - 500 м) по профилям длиной до 25 км, перпендикулярным кабелю и расположенным на расстоянии 150 - 500 м друг от друга. Измерение горизонтальных (перпендикулярных кабелю) амплитудных и фазовых компонент магнитного поля производится автоматически. Обработка материалов проводится с помощью ЭВМ и сводится к построению карт графиков наблюденных компонент или рассчитанных по ним кажущихся (эффективных) сопротивлений.

2. В аэроварианте дипольного индукционного профилирования (ДИП-А) генераторная рамочная антенна располагается на самолете или вертолете, а измерительные рамки находятся либо на втором самолете или вертолете, летящем на расстоянии 100 - 500 м, либо в выносной гондоле на тросс-кабеле длиной до 150 м. Высота полетов 50 - 250 м, расстояния между профилями 100 - 500 м, рабочие частоты от 0,2 до 3 кГц.

В результате автоматической записи и обработки получаются графики и карты графиков наблюденных параметров. Глубинность метода - около 100 м.

3. В аэроварианте метода переходных процессов (АМПП) генераторная рамка располагается на вертолете, а в выносной гондоле на тросс-кабеле длиной до 50 м располагаются приемная рамка для измерения $E(t)$. Высота полетов - 50 - 100 м, расстояния между профилями - около 100 м.

В результате строятся графики и карты графиков $E(t)$. Глубинность разведки - около 100 м.

В целом аэроэлектроразведка обладает меньшей глубинностью, чем аналогичные полевые методы, хотя работы выполняются значительно быстрее. Она применяется для решения тех же задач.

8.3.9. Радиоволновое профилирование.

К радиоволновому профилированию (РВП) относят радиокомпарационную съемку на сверхдлинных волнах (СДВР) и радиоэлектромагнитное профилирование (РЭМП).

При радиокомпарационной съемке на каждой точке измеряются вертикальная (H_z) и максимальная горизонтальная (H_p) составляющие радиополя и угол наклона полного вектора к горизонту (α). Профили задаются вкрест предполагаемого простирания слоев. Расстояние между точками измерений меняется от 5 до 50 м. Съемку можно вести и с движущегося транспорта (машина, самолет). В результате строятся графики H_zи H_p, на которых аномалиями выделяются контакты пород разной литологии, зоны тектонических нарушений, положения рудных зон, т.е. объекты с разными ρ, ϵ, μ. Вследствие использования высоких частот глубинность разведки этим методом не превышает 10 - 20 м.

К высокочастотным относят и метод радиоэлектромагнитного профилирования (РЭМП) с измерением и электрических,и магнитных составляющих полей, создаваемых переносными передатчиками.

8.3.10. Сверхвысокочастотные методы профилирования.

Сверхвысокочастотные методы электроразведки включают радиотепловую (РТС), инфракрасную (ИКС) и радарную (радиолокационную) (РЛС) съемки (длины изучаемых радиоволн меняются от 1 мкм до 1 м). В

них изучается либо естественное излучение земной поверхности (пассивная радиолокация (РТС, ИКС), либо отраженные искусственные поля (активная радиолокация, радиолокационная (РЛС) или георадарная съемка). Работы ведутся, в основном, с летательных аппаратов (спутники, самолеты, вертолеты) с помощью специальной автоматической (телеметрической и регистрирующей) аппаратуры. Полученные данные могут преобразовываться в видеоизображения, сходные с обычными фотоснимками.

В методах РТС интенсивность измеренных полей сложным образом зависит от тепловых и электромагнитных свойств геологической среды, а также длины изучаемых радиоволн и состояния атмосферы. Наибольшее применение РТС находит для всепогодного картирования земных ландшафтов. Их результаты можно использовать для решения геотектонических, геологических, гидрогеологических и экологических задач.

8.4. Подземно-скважинные методы электроразведки

8.4.1. Общая характеристика подземно-скважинных или объемных методов электроразведки.

Подземно-скважинные методы электроразведки предназначены для изучения пространств между горными выработками, скважинами и земной поверхностью, т.е. для решения геологоразведочных задач в трехмерном объемном пространстве. В них применяются большинство электромагнитных зондирований и профилирований (см. 8.2.2, 8.2.3 - 8.3.2, 8.3.3). Однако особенности измерений в горных выработках и скважинах требуют применения специальной аппаратуры, методики, теории и приемов интерпретации. Кроме того, благодаря возбуждению поля вблизи обнаруженных полезных ископаемых увеличиваются аномалии, которые ими обусловлены. Это позволяет выполнять просвечивание массивов горных пород. Подобные объемные исследования повышают глубинность и эффективность электроразведки на этапах детализационных исследований шахт и рудников для добычи твердых полезных ископаемых. Наибольшее применение они находят при разведке рудных месторождений - как при подготовке, так и в ходе их промышленной эксплуатации.

8.4.2. Поляризационные объемные методы.

1. Изучение пород и руд, расположенных в окрестностях скважин и горных выработок, удобно проводить с помощью методов естественной (ЕП) и вызванной (ВП) поляризации (см. 7.1.2). Система наблюдений определяется существующей сетью горных выработок, скважин, возможностью работать на земной поверхности. При работах ЕП один приемный электрод остается неподвижным, а с помощью второго изучаются потенциалы естественного электрического поля как по равномерной сети на поверхности, так и во всех имеющихся скважинах и горных выработках с шагом порядка 10 м. При работах ВП поле может создаваться на земной поверхности или в скважинах, а разности потенциалов ВП измеряются как на земной поверхности, так и в горных выработках. Изучив объемное распределение ЕП или ВП и зная, что объем аномального поля примерно в десять раз больше объема создавших их рудных тел, можно получить информацию об их пространственном положении. Это важно для постановки дальнейшей разведки месторождения, например, бурения.

2. На стыке между скважинными методами ЕП и ВП возникли такие геоэлектрохимические методы, как контактный и бесконтактный способы поляризационных кривых (КСПК и БСПК), частичного извлечения металлов (ЧИМ) и др.

Сущность КСПК или БСПК сводится к пропусканию постоянного тока через скважину, вскрывшую рудную залежь или расположенную рядом с ней. Для этого в скважине заземляется электрод А (электрод В относится в "бесконечность", т.е. на расстояние, в 10 раз большее глубины погружения А). Постепенно увеличивая силу пропускаемого тока, регистрируется контактная разность потенциалов между приемным электродом в скважине (М) 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 методе ЧИМ постоянный ток пропускается через заземленный в залежь электрод А, а второй электрод В, называемый элементоприемником, перемещается по равномерной сети (с шагом до 20 х 20 - 50 х 50 м) на земной поверхности. Пропускание в течение нескольких часов (t) тока приводит к накоплению около электрода В химических элементов вследствие их электролитического привноса из рудного тела. Измеряя с помощью методов химического анализа массу (m_i) того или иного химического элемента (i), например,

свинца, цинка, меди и др., накопленных у элементоприемников, и зная t, можно построить геоэлектрохимический годограф (график зависимости m_iот t). Получив подобные годографы на всех точках наблюдения и построив карты m (для t= const), можно по максимумам на них выявить эпицентры рудных залежей того или иного состава, а по $\Delta m/\Delta t$оценить их объемы.

8.4.3. Метод заряженного тела.

Метод заряженного тела (МЗТ) или заряда (МЗ) служит для оценки либо формы и положения рудных тел (рудный вариант МЗТ), либо направления и скорости движения подземных вод (гидрогеологичес-кий вариант МЗТ).

1. Рудный вариант МЗТ сводится к "заряду" с помощью электрода А рудной залежи через скважину или горную выработку постоянным или низкочастотным переменным током (второй электрод В отнесен "бесконечно далеко", в 5 - 10 раз дальше, чем глубина электрода А). По земной поверхности с помощью приемной линии MN и милливольтметров изучается распределение потенциалов или градиентов потенциалов. В результате строятся эквипотенциальные линии. Так как заряженная рудная залежь является практически эквипотенциальным проводником, с которого ток стекает равномерно, то вокруг нее образуются поверхности равного потенциала, повторяющие форму залежи. Поэтому по форме эквипотенциальных линий на земной поверхности можно судить о местоположении эпицентра рудной залежи, т.е. его проекции на земную поверхность.

Детализационным вариантом МЗТ является метод электрической корреляции (МЭК), в котором потенциалы точечного заряда в рудной залежи изучаются не только на земной поверхности, но и в соседних скважинах. В результате происходит "просвечивание" целиков пород между скважинами. По корреляции аномалий на кривых потенциала в соседних скважинах можно судить о местоположении в межскважинном пространстве рудных тел.

2. В гидрогеологическом варианте МЗТ определяются направление и скорость движения подземного потока. Для этого пресный водный поток периодически подсаливается поваренной солью. В нем образуется "проводящее" тело из зоны минерализованных вод, которое движется вместе с потоком. Периодически изучая на земной поверхности изолинии потенциала, можно определить, как оно смещается. Направление потока подземных вод определяется по направлению максимального смещения изолиний потенциала, а его скорость равна $\Delta R/\Delta t$, где ΔR- максимальное смещение изолиний за время Δt. Гидрогеологический вариант МЗТ интересен тем, что динамику подземных вод можно получать по одной скважине, в то время как гидрогеологам для тех же целей нужны 3 - 4 скважины.

8.4.4. Индукционное просвечивание.

Для обследования околоскважинных пространств в целях обнаружения проводящих рудных тел применяются различные скважинные электромагнитные (индукционные) методы, которые по физической сущности, применяемой аппаратуре и принципам интерпретации похожи на рассматриваемые выше НЧМ и МПП (см. 8.3.6 - 8.3.7). Наиболее известными скважинными индукционными методами, основанными на применении низкочастотных гармонических и неустановившихся полей, являются методы незаземленной петли со скважинными измерениями параметров поля (НПС-АФИ, НПС-МПП) и методы скважинного дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМПС-НЧМ, ДЭМПС-МПП).

С помощью скважинных индуктивных методов выявляются рудные тела на расстояниях до 40 - 100 м от скважины, оценивается их электропроводность, а также пространственное положение.

8.4.5. Метод радиоволнового просвечивания.

Для изучения целиков пород между выработками и скважинами и выявления рудных залежей используется также метод радиоволнового просвечивания (РВП). В этом методе в одной выработке или скважине устанавливается радиопередатчик, излучающий электромагнитные волны частотой 0,1 - 10 мГц, а в других соседних выработках или скважинах с помощью радиоприемника измеряется напряженность поля (см. 8.1.1). Меняя местоположения генератора и приемника, можно "просветить" породы между горными выработками и скважинами. В результате можно определить так называемый коэффициент поглощения пород вдоль лучей передатчик-приемник, который связан с электромагнитными свойствами среды (ρ, ϵ).

Наличие хорошо проводящих рудных тел приведет к увеличению затухания энергии и появлению радиотеней, по которым можно оконтурить рудные тела и правильно направить дальнейшие разведочные работы. Дальность просвечиваний не превышает нескольких сотен метров.

9. Интерпретация и области применения электроразведки

9.1. Интерпретация электромагнитных зондирований и особенности их геологического применения

Как и в других методах геофизики, существуют качественные и количественные приемы интерпретации электромагнитных зондирований (ЭМЗ). При качественной интерпретации ведется визуальный анализ материалов, позволяющий оценить изменения электромагнитных свойств в разрезе и выбрать априорные физико-геологические модели (ФГМ) для последующей количественной интерпретации. Количественная интерпретация состоит из расчетной или физико-математической части, т.е. решения обратной задачи, и геолого-геофизического истолкования результатов. Методология, или теория рациональной интерпретации, для всех методов ЭМЗ одинакова, а геолого-геофизическое истолкование, как и области применения, различается.

9.1.1. Качественная интерпретация электромагнитных зондирований.

Как известно (см. 7.3, 8.2), в результате электромагнитных зондирований получаются кривые зависимостей кажущихся сопротивлений КС ($\rho_K(r), \rho_T(\sqrt{T}), \rho_\omega(\sqrt{T}), \rho_\tau(\sqrt{2\pi t})$) или поляризуемостей $\eta_\kappa(r)$от параметров глубинности ПГ ($\mathrm{AB}/2 = r, \sqrt{T}, \sqrt{2\pi t}$). При качественной интерпретации в результате визуального анализа кривых определяется прежде всего число слоев в разрезе. Кривые КС классифицируются по числу слоев и соотношению их УЭС. На рис. 3.4 приведена, например, двухслойная палетка, на которой имеются кривые с $\rho_1 < \rho_2$и $\rho_1 > \rho_2$.

Трехслойные кривые ВЭЗ по соотношению УЭС (сверху вниз) делятся на следующие типы (см. рис. 3.9): 1) H- с минимумом в середине ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$); 2) K- с максимумом в середине ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$); 3) A- с возрастающими УЭС ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$) и 4) Q- с убывающими УЭС ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$). На том же рис. 3.9 приведены возможные геолого-гидрогеологические разрезы, которым могут соответствовать эти кривые.

Выявленные в рассматриваемом примере электрические горизонты (I, II, III) совпадают либо с литологическими границами (кривая A), либо с гидрогеологическими (уровнем подземных вод) (кривые Hи Q), либо с изменением физико-механического состояния пород, например, увеличением трещиноватости, которая сопровождается понижением УЭС (кривая K).

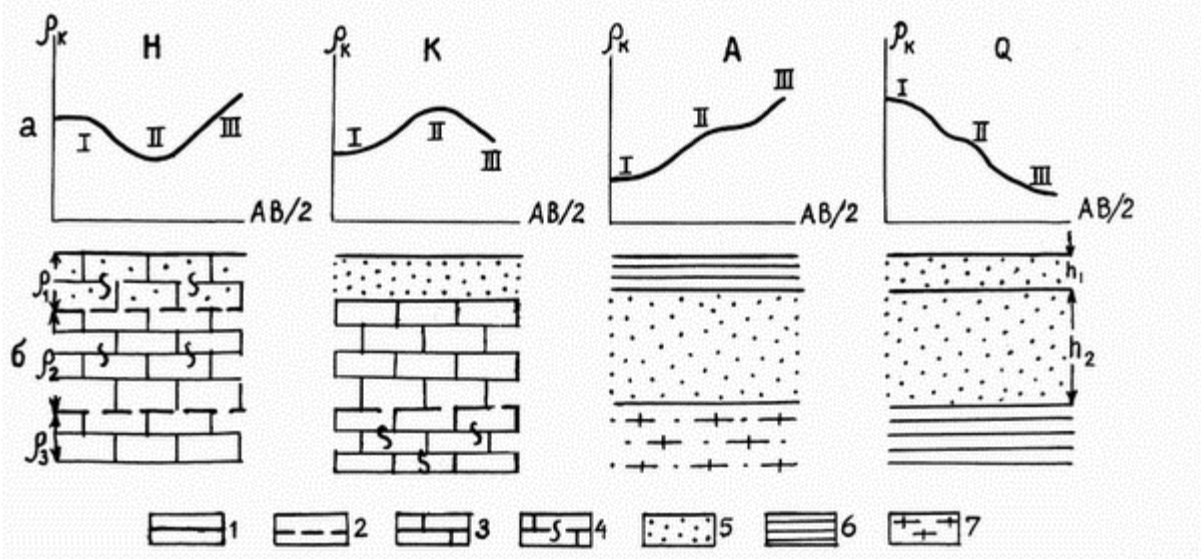


Рис. 3.9. Типичные трехслойные кривые ВЭЗ: а - графики КС, б - геоэлектрические разрезы; 1 и 2 - литологические и гидрогеологические границы; 3 и 4 - известняки массивные и трещиноватые; 5 - пески; 6 - глины; 7 - граниты

Практически получаются многослойные кривые. Им можно придать буквенные обозначения тех трехслойных кривых, из которых состоит данная многослойная. Пример пятислойной кривой ВЭЗ-ДЭЗ приведен на рис. 3.10.

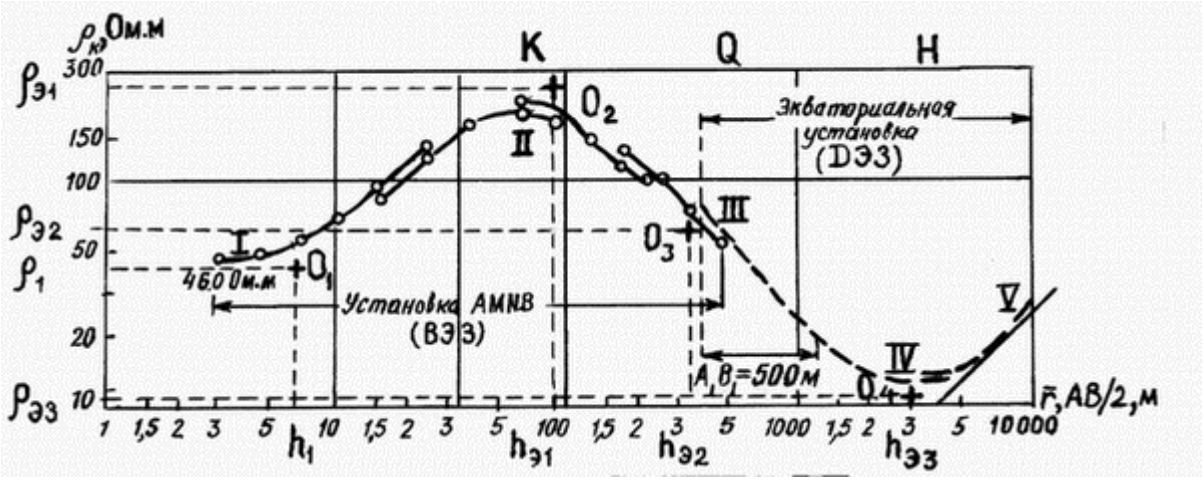


Рис. 3.10. Пятислойная кривая ВЭЗ-ДЭЗ типа KQH

Для ЭМЗ в гармоническом (МТЗ, ЧЗ) или импульсном (ЗС) режимах в общем названные типы кривых сохраняются. Однако у них есть особенности, например, дополнительный экстремум у левой асимптоты (ЧЗ), максимум у правой асимптоты (ЗСМ) и др.

Для качественной интерпретации площадных исследований методом ВЭЗ используются карты типов кривых, иногда абсцисс и ординат точек перегиба, максимумов, минимумов. По профилям можно строить разрезы кажущихся сопротивлений ($\rho_к$), продольных проводимостей ($S_к = r/\rho_к$) для выявления хорошо проводящих слоев или поперечных сопротивлений ($\mathrm{T}_к = r\rho_к$), для выделения плохо проводящих слоев. При построении этих разрезов по горизонтали проставляются точки ВЭЗ, по вертикали откладывается параметр глубинности (r, $AB/2$), проставляются $\rho_к, S_к$ или $\mathrm{T}_к$ и проводятся изолинии.

Анализ этих материалов позволяет дать 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 ДЗ на них можно интерпретировать в рамках одномерных моделей.

На участках, где изолинии круто наклонены, находятся контакты, литологические смены пород. Кривые ВЭЗ и ДЗ здесь, как правило, искажены и их количественная интерпретация возможна в рамках двух- или трехмерных моделей. Аналогичные карты и разрезы строятся по данным других ЭМЗ.

9.1.2. Физико-математическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований.

Физико-математическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований, которая, в основном, сводится к решению обратной задачи, хорошо разработана для одномерных (горизонтально слоистых) моделей сред (см. 7.3). В результате получаются параметры: послойные мощности (h_i), сопротивления (ρ_i), поляризуемости (η_i) или обобщенные для толщи (мощности H, продольные проводимости $S = H/\rho_l$, продольные удельные сопротивления ρ_l, поперечные сопротивления $T = H\rho_п$, поперечные удельные сопротивления $\rho_п$). Существуют различные методы решения обратных задач: графоаналитические, палеточные и с помощью ЭВМ (машинные) (см. 7.3.1).

1. *Графоаналитические методы.* В результате анализа решений прямых задач ЭМЗ получены аналитические способы расчета обобщенных параметров разреза по асимптотическим или экстремальным значениям КС на кривых ЭМЗ, получившие название графоаналитических.

Наибольшее применение находит метод S. Если кривая ЭМЗ получена над разрезом с очень высоким сопротивлением в основании (например, кристаллическим фундаментом), то проведя под углом 45° (для ВЭЗ-ДЗ) или 63° (для МТЗ, ЧЗ, ЗС) к правой ветви кривой асимптоту, можно определить суммарную продольную проводимость (S) толщи над ним. Величина S равняется r_s/ρ_s (для ВЭЗ, ДЗ), $356\sqrt{T_s}/\rho_{ts}$ (для

МТЗ), $503\sqrt{T_s}/\rho_{ws}$(для ЧЗ в дальней волновой зоне), $503\sqrt{2\pi t_s}/\rho_{Ts}$(для ЗСД), $189\sqrt{2\pi t_s}/\rho_{Ts}$(для ЗСБ), где $r_s, \sqrt{T_s}, \sqrt{2\pi t_s}$- абсциссы, а $\rho_{ks}, \rho_{Ts}, \rho_{ws}, \rho_{Ts}$- ординаты любой точки асимптоты.

На рис. 3.10 по правой асимптоте S= 330 (1/Ом). Зная Sи определив среднее продольное сопротивление этой толщи (ρ_l), например, по параметрическим ЭМЗ у скважин, путем анализа связей перед асимптотой с ρ_l (обычно $\rho_{k\min} \approx \rho_l$) и другими способами, можно рассчитать глубину залегания высокоомного горизонта $\mathrm{H} = S\rho_l$. В рассматриваемом нами примере (см. рис. 3.10) $\mathrm{H} \approx 3500$м.

Существует ряд и других графоаналитических приемов определения различных параметров разреза.

2. *Палеточные методы.* 1). Палеточные методы интерпретации, применяющиеся в электроразведке долгие годы, основаны на использовании альбомов трехслойных кривых (палеток), различных для разных ЭМЗ и рассчитанные для горизонтально-слоистых моделей сред (см. 9.1.1). Сущность палеточных способов сводится к последовательному совмещению выстроенной на кальке полевой кривой с теоретическими кривыми. Они должны быть построены в одинаковом логарифмическом масштабе. Добившись наилучшего совмещения по индексам совпавшей теоретической кривой и палетки, определяют мощность (h_1) и удельное электрическое сопротивление (ρ_1) первого (верхнего) слоя, относительные значения мощности $\nu_2 = h_2/h_1$и сопротивления $\mu_{\text{III}} = \rho_2/\rho_1$второго слоя, а также $\mu_3^1 = \rho_3/\rho_1$интерпретируемой кривой. Отсюда можно найти приближенные значения изучаемого разреза: $h_{2\text{пр}} = \nu_2 h_1, \rho_{2\text{пр}} = \mu_2\rho_1, \rho_{3\text{пр}} = \mu_3^1\rho_1$.

При интерпретации многослойных кривых они с помощью так называемых вспомогательных палеток последовательно (сверху-вниз) разбиваются на трехслойные. Для этого сначала два верхних слоя заменяются одним эквивалентным, т.е. таким фиктивным слоем мощностью $h_{э1}$и сопротивлением $\rho_{э1}$, чтобы электромагнитное поле на земной поверхности оставалось тем же. Далее три верхних слоя заменяются новым эквивалентным с мощностью $h_{э2}$и сопротивлением $\rho_{э2}$и так далее. Используя трехслойные теоретические палетки, полученные эквивалентные трехслойные кривые интерпретируют как обычные трехслойные.

В результате интерпретации кривых ЭМЗ с помощью альбомов палеток получается набор физико-геометрических параметров: $h_1, \rho_1, h_{э1}, h_{э2}, \rho_{э2}, \ldots, \nu_2, \nu_3, \ldots, \mu_2, \mu_3, \ldots$, по которым можно определить приближенные послойные значения мощностей и сопротивлений:

$$\left.\begin{array}{llll} h_{2\text{пр}} = \nu_2 h_1, & h_{3\text{пр}} = \nu_3 h_{э1}, & h_{4\text{пр}} = \nu_4 h_{э2}, & \ldots, \\ \rho_{2\text{пр}} = \mu_2\rho_1, & \rho_{3\text{пр}} = \mu_3\rho_{э1}, & \rho_{4\text{пр}} = \mu_4\rho_{э2}, & \ldots \end{array}\right\} \qquad (3.12)$$

Они близки к истинным лишь при ν >3 - 5, а с уменьшением νпогрешности в определении послойных параметров разреза резко возрастают. Это объясняется некорректностью решения обратной задачи электроразведки, как и любой задачи математической физики, и существованием принципа эквивалентности, т.е. неоднозначности интерпретации и возможности соответствия одной кривой ЭМЗ множеству геоэлектрических разрезов. Пути его учета рассмотрены ниже (см. 9.1.3).

2). Ускоренная интерпретация кривых ЭМЗ может проводиться с помощью номограмм-палеток, подготовленных В.К.Хмелевским для каждого метода ЭМЗ. Они позволяют заменять при интерпретации громоздкие альбомы палеток (в разных методах ЭМЗ наборы типичных трехслойных кривых меняются от нескольких десятков до сот листов) одной-двумя номограммами-палетками. На рис. 3.11 приведена номограмма-палетка для интерпретации кривых вертикальных (ВЭЗ) и дипольных, азимутальных и экваториальных (ДАЗ и ДЭЗ) зондирований на постоянном токе. Она состоит из вспомогательной (слева) и двухслойной (справа) палеток, объединенных общим началом координат (крест палетки). На вспомогательной палетке приведены шкалы следующих параметров и соответствующие им кривые: а) слева шкала μ, оцифровывающая кривые равных значений μдля всех типов трехслойных кривых H, A, K, Q; б) сверху приведены шкалы ν_Q, ν_H, а внизу - ν_K, ν_Aдля сплошных и пунктирных вертикальных или почти вертикальных кривых νна номограмме. На двухслойной палетке по оси xотложены разносы, нормированные мощностью верхнего слоя ($\mathrm{AB}/2h_1, r_{аз(эк)}/h_1$), а по оси y- значения $\mu = \rho_2/\rho_1$, шкала которых расположена крайней справа. Здесь же прочерчены теоретические (палеточные) двухслойные кривые, сплошные (для ВЭЗ, ДАЗ, ДЭЗ).

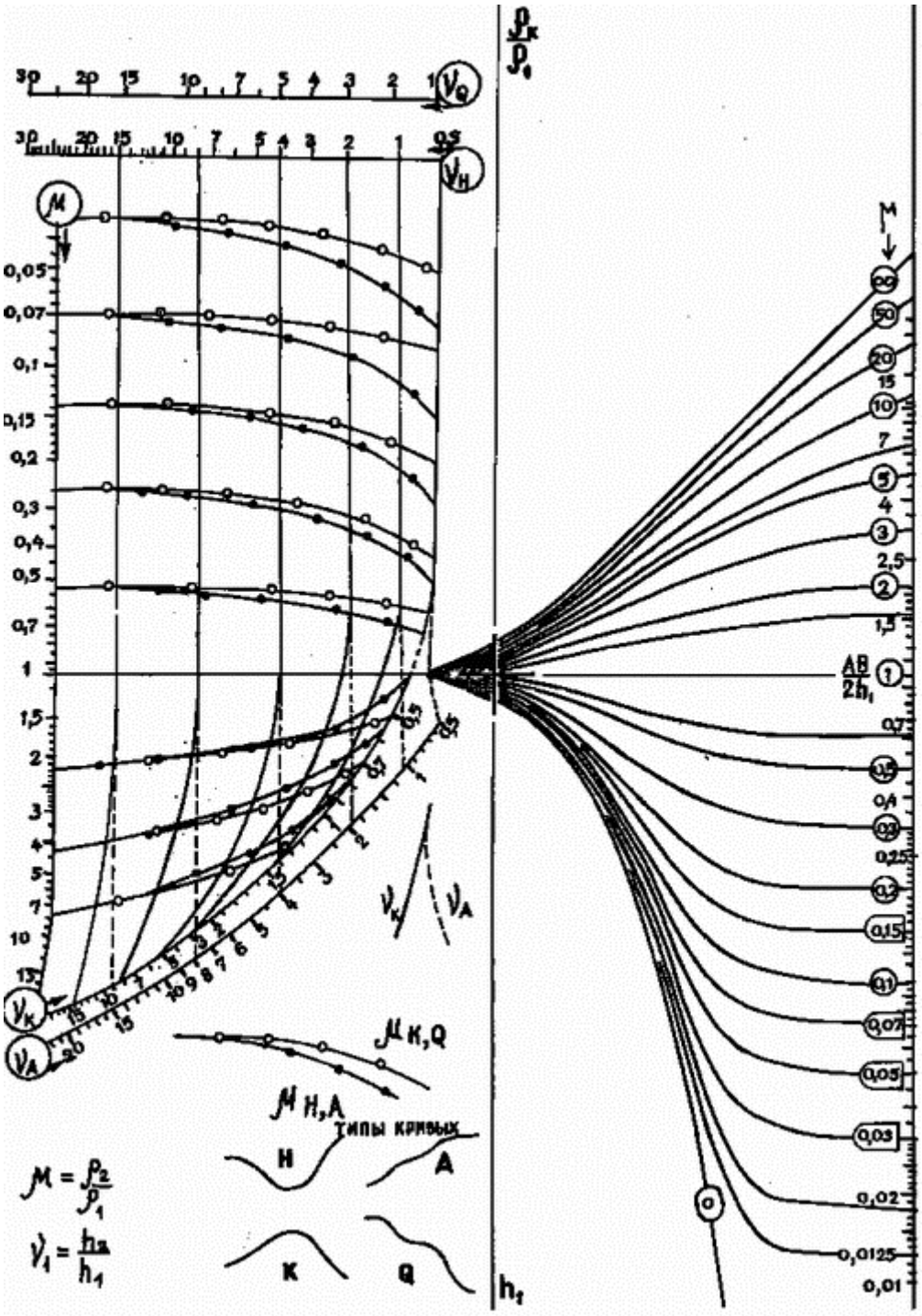


Рис. 3.11. Номограмма-палетка для интерпретации кривых ВЭЗ, ДЭЗ, ДАЗ

Последовательность интерпретации с помощью номограммы-палетки рассмотрим на примере пятислойной кривой ВЭЗ-ДЭЗ типа KQH, приведенной на рис. 3.10. Для этого она должна быть вычерчена на кальке с логарифмическим масштабом по осям координат с таким же модулем М, как и номограмма-палетка.

- Полевая многослойная кривая разбивается на двухслойные, и самая левая из них (I - II) накладывается на двухслойную палетку. Соблюдая параллельность осей координат палетки и бланка с полевой кривой, добиваются наилучшего ее совмещения с одной из теоретических. На бланк переносится крест палетки - т. O_1, координаты которой на осях ординат и абсцисс равны h_1и ρ_1. По правой шкале палетки оценивается μ_2.
- С двухслойной палеткой совмещается вторая ветвь полевой кривой (II - III), и на бланк вновь переносится крест палетки O_2 с координатами $h_{э1}$и $\rho_{э1}$. Положение точки O_1 на номограмме дает уточненные параметры ν_2, μ_2, значения которых снимаются с соответствующих шкал (в рассматриваемом примере для первой кривой типа Kэти параметры определяются по шкалам: ν_2по ν_kи μ_2по левой шкале.

- С двухслойной кривой совмещается третья ветвь (III - IV), и на бланк переносится крест палетки O_3 ($h_{э2}, \rho_{э2}$), а по положению точки O_2 на номограмме определяются ν_3, μ_3(в рассматриваемом примере для второй кривой типа Qэти параметры определяются по шкалам: ν_3по ν_Q, μ_3по μ.
- С двухслойной кривой совмещается четвертая ветвь (IV - V), и на бланк переносится крест палетки O_4 ($h_{э3}, \rho_{э3}$), а по положению точки O_3 на номограмме определяются параметры ν_4, μ_4(в рассматриваемом примере для третьей кривой типа Hэти параметры определяются по следующим шкалам: ν_4по ν_H, μ_4по μ.

В результате интерпретации с помощью номограммы-палетки получаются те же параметры, что и при палеточной (см. 3.12).

Параметры $\rho_{2пр}, \rho_{3пр}, \rho_{4пр}$определяются по формулам (3.12) и являются приближенными. Для точного их определения необходима дополнительная информация, например, значения ρ_2, ρ_3и т.п. по данным геофизических исследований скважин. В приведенном примере (рис. 3.10) результаты интерпретации следующие (h в метрах, ρв Омм): $h_1 = 6, h_{2пр} = 50, h_{3пр} = 220, h_{4пр} = 3060, H = h_1 + h_2 + h_3 + h_4 = 3330_{\text{м}}$ (с помощью примененного выше метода $S^{\mathrm{H}} = 3500_{\text{м}}$), $\rho_1 = 46, \rho_{2пр} = 280, \rho_{3пр} = 60, \rho_{4пр} = 11, \rho_{5пр} = 100$.

3. *Машинные методы интерпретации*. Интерпретация ЭМЗ с помощью ЭВМ производится с большей точностью, объективностью и скоростью. Существует множество алгоритмов решения обратной задачи ЭМЗ. Наибольшее распространение получили алгоритмы разных вариантов подбора. Принципы их основаны на следующем.

- В ходе предварительной интерпретации (качественной, а лучше с помощью номограмм-палеток) получается априорная информация о геоэлектрическом разрезе: число слоев, примерные значения мощностей и сопротивлений.
- Выбираются те или иные методы и программы решения прямых задач ЭМЗ, которые отличаются точностью и временем счета, этапами ввода дополнительной информации, возможностью использовать различные персональные компьютеры и др. Для получения априорных параметров модели решается прямая задача и теоретическая кривая сравнивается с полевой.
- Добиваются наилучшего совпадения полевой кривой с теоретическими, у которых постепенно меняются параметры. Методом последовательных приближений получают минимум среднеквадратического отклонения или логарифмической невязки кажущихся сопротивлений на всех параметрах глубинности.
- В минимизируемый функционал невязки вводится стабилизатор решения с учетом всех дополнительных геолого-геофизических сведений о районе исследований: минимальные и максимальные мощности, электромагнитные свойства слоев и т.д.
- Выдаются наиболее вероятные значения параметров геоэлектрического разреза (см. 3.12), но более точные, чем рассчитанные по формулам (3.12) и (3.13), благодаря использованию дополнительных данных.

9.1.3. Геолого-геофизическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований.

Как отмечалось выше, неоднозначность решения обратных задач ЭМЗ приводит к существованию множества эквивалентных решений. Для маломощных слоев, когда их мощность сравнима или меньше мощности перекрывающей толщи, ошибки в определении h_iи ρ_iмогут достигать величин в десятки и сотни процентов независимо от метода интерпретации - палеточного или машинного. Поэтому с помощью специальных номограмм, стрелок на номограммах-палетках или алгоритмов машинной интерпретации можно оценить пределы действия принципа эквивалентности, т.е. найти чисто физические погрешности не только в определении h_iи ρ_i, но и продольных проводимостей $S = h_i/\rho_i$, и поперечных сопротивлений $T_i = h_i\rho_i$слоев. При низких точностях в расчетах h_iи ρ_iдля кривых ВЭЗ-ДЗ, например, получаются высокие (до 10 - 20 %) точности либо для S_iв низкоомных слоях, подстилаемых высокоомными (ветви кривых $\mathrm{H}(\rho_{i-1} > \rho_i < \rho_{i+1})$и $\mathrm{A}(\rho_{i-1} < \rho_i < \rho_{i+1})$), либо для T_iв высокоомных слоях, подстилаемых низкоомными (ветви кривых $K(\rho_{i-1} < \rho_i > \rho_{i+1})$и $Q(\rho_{i-1} > \rho > \rho_{i+1})$), где ρ_{i-1}и ρ_{i+1}- сопротивления слоев, покрывающего и подстилающего изучаемый слой с ρ_i. Таким образом, всегда имеются наиболее достоверные параметры для разных слоев изучаемого разреза (например, для рассматриваемой на рис. 3.10 кривой это $h_1, \rho_1, T_2, T_3, S_4$), которые и являются главным результатом формальной физико-математической интерпретации ЭМЗ. Их можно использовать для получения геолого-гидрогеологических характеристик слоев горных пород: трещиноватости, обводненности, скорости движения или фильтрации подземных вод, степени загрязненности, засоленности почв, грунтов и грунтовых вод и др.

Для получения остальных параметров (особенно h_i) нужны дополнительные сведения об электромагнитных свойствах промежуточных горизонтов (чаще всего о ρ_i). Такие сведения получают путем постановки

параметрических ЭМЗ на скважинах или на участках, где изучаемые слои имеют ν_i >5 - 10 , проведения электрических исследований в скважинах, использования данных сейсморазведки, тщательного анализа всей геолого-геофизической информации по району, взаимной корреляции данных групповой интерпретации соседних ЭМЗ и др. Например, имея достоверные сведения о S_iи ρ_i, можно рассчитать $h_i = S_i\rho_i$.

В результате интерпретации строятся геоэлектрические разрезы так же, как по скважинам строятся геологические. Для этого по горизонтали в масштабе съемки проставляются точки ЭМЗ (точки записи), а по вертикали вниз в том же или более крупном масштабе откладываются глубины и мощности слоев. В центре слоя проставляется ρ_i(или иные параметры слоев).

Слои с примерно одинаковыми сопротивлениями объединяются в отдельные горизонты, в том числе опорные, т.е. такие, у которых большие мощности и контрастные сопротивления, мало меняющиеся по профилю или площади. На них выносятся разрезы скважин и вся информация о геологии района. Пример кривых ВЭЗ и построенного по данным их интерпретации геоэлектрического разреза приведен на рис. 3.12.

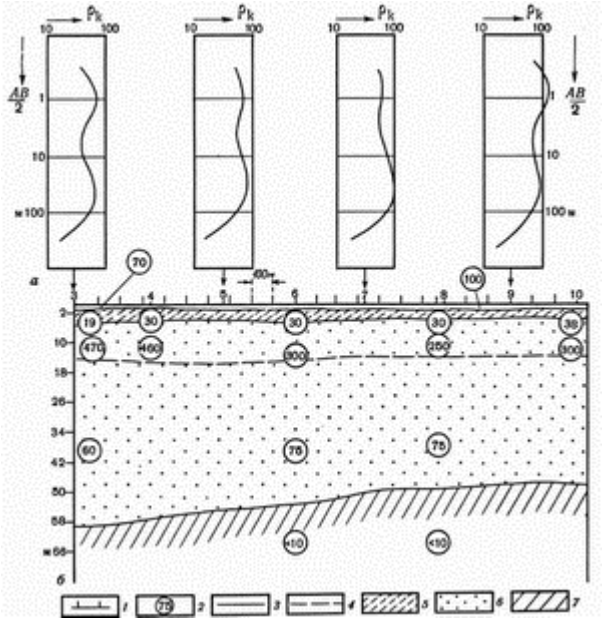


Рис. 3.12. Кривые ВЭЗ (а) и геоэлектрический разрез (б), полученные в одном из районов Поволжья: 1 - точки ВЭЗ, 2 - удельное электрическое сопротивление слоя, 3 - литологические границы, 4 - уровень грунтовых вод, 5 - суглинки, 6 - пески, 7 - глины

Кроме того, по данным зондирований строят структурные карты по кровле опорных горизонтов и карты мощностей тех или иных слоев. Сопоставив их с геологическими данными, можно говорить о соответствующих структурных геологических картах.

9.1.4. Особенности геологического применения электромагнитных зондирований.

Несмотря на то, что все методы электромагнитных зондирований предназначены для расчленения горизонтально и полого слоистых сред, их геологические возможности разные и зависят прежде всего от проектируемой глубинности и решаемых задач.

Так, для малоглубинных (до 100 м) исследований целесообразно применять ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, в условиях повышенных сопротивлений (больше 100 Омм) и при плохих условиях заземления - ВИЗ, в условиях высокоомных (больше 1000 Омм) разрезов, например, при изучении льдов, мерзлоты, поисках подземных вод в пустынях - РВЗ, РЛМ.

При разведке глубин до 500 м можно применять ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, а также ЗСБ и ЧЗ (особенно при наличии в разрезе высокоомных карбонатных или галогенных экранов). С помощью этих методов решаются следующие задачи:

- определение мощности и состава покровных и коренных осадочных отложений, глубины залегания фундамента, что очень важно для структурно-геологического объемного картирования;
- оценка геометрических параметров и физических свойств массивов горных пород, представляющих большой интерес для инженерно-геологического, мерзлотно-гляциологического, гидрогеологического картирования;
- поиски пластовых, как правило, нерудных полезных ископаемых. При структурных исследованиях на суше и морях до глубин 5 - 10 км используются ДЗ, ЗСД и ЗСБ, а чаще магнитотеллурические методы и прежде всего МТЗ. Изучение глубинной неоднородности Земли можно проводить с помощью ГМТЗ.

Ведущим методом разведки покровных и горных ледников является радиолокационное зондирование (РЛЗ), или георадарный метод. Установлено, что скорость распространения радиоволн в чистых льдах достаточно постоянна и равна 168 м/мкс. Поэтому мощность льда легко определить, зная время t возвращения отраженных радиолокационных сигналов от ложа ледников, $h = 84t$, где t- в микросекундах, а h- в метрах. Максимально изученные РЛЗ мощности льда, например в Антарктиде, равны 3 - 4 км. Любая геологическая задача может решаться несколькими методами. Несмотря на внешнее сходство методов зондирований вследствие неоднозначной интерпретации и их разной физической природы целесообразно применять, по крайней мере, два метода, например, в таких сочетаниях: ВЭЗ и ВЭЗ-ВП, ВЭЗ и ЧЗ, ВЭЗ и ЗС, ВЭЗ и РЛЗ, МТЗ и ЗС. Для более точной интерпретации нужно иметь хотя бы одну скважину на 10 - 20 точек ЭМЗ и комплексировать их с другими методами геофизики.

9.2. Интерпретация и области применения электромагнитных профилирований и объемных методов электроразведки

Данные различных методов электромагнитного профилирования (ЭП, ВП, ЕП, ПЕЭП, ПЭМП, НЧМ, МПП, аэроэлектроразведка, РВП, РТС, РЛС), представленные в виде графиков, карт графиков (их называют иногда корреляционными планами) и карт тех или иных наблюденных или расчетных параметров, несут в себе информацию о геоэлектрических неоднородностях вдоль профилей или по площади в определенном интервале глубин (см. 8.3).

Объемные или подземно-скважинные методы служат для оценки геоэлектрических неоднородностей в объеме пород между горными выработками, скважинами и земной поверхностью (см. 8.4).

Интерпретация данных этих методов в основном качественная, реже количественная.

9.2.1. Интерпретация данных электромагнитных профилирований.

1. *Качественная интерпретация.* Сущность качественной интерпретации электромагнитного профилирования сводится прежде всего к визуальному (или с помощью вероятностно-статистических методов) выявлению аномалии на профилях и картах, т.е. отклонений наблюденных параметров поля или кажущихся сопротивлений, поляризуемостей от первичного (нормального) или среднего (фонового) поля. Аномалия считается достоверной, если она удовлетворяет правилу "трех сигм и трех точек", т.е. амплитуда аномалий превышает 3σ, где σ- среднеквадратическая или близкая к ней относительная среднеарифметическая ошибки съемки, и прослеживается не менее, чем на 3-х точках профиля. С помощью вероятностно-статистических методов и ЭВМ выявляются аномалии с амплитудой, близкой к σ, а визуально - в 3 раза больших σ.

Форма и простирание аномалий электромагнитного профилирования обычно соответствуют плановому положению создавших их объектов. Ширина (l) аномалии над тонким ($l < h$) объектом зависит от глубины залегания его верхней кромки (h), а над толстым ($l > H$) - от его ширины (L). Форма и интенсивность аномалий, а значит и эффективность профилирования зависят от следующих природных и технических факторов:

- отношения глубины залегания (h) к поперечным размерам (d) геологических объектов (обычно выделяются объекты с h/dменьше 2 - 5);
- контрастности электромагнитных свойств объектов и вмещающей среды, а в индуктивных методах - от абсолютных электропроводностей 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 $\mathbf{E}$по отношению к простиранию объектов. Например, когда вектор $\mathbf{E}$совпадет с простиранием объектов,

в проводящих телах индуцируются максимальные вторичные магнитные поля, а когда перпендикулярен простиранию - наблюдаются максимальные кондуктивные аномалии вторичных электрических полей.

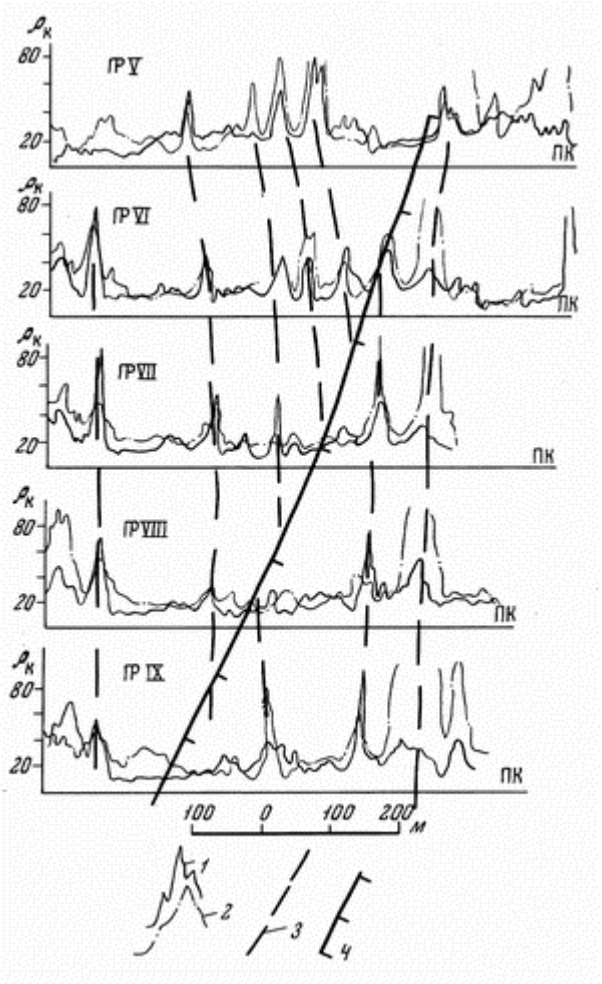


Рис. 3.13. Карта графиков двухразносного электропрофилирования: 1, 2 - графики ρ_k на разных АВ, 3 - геологические границы, 4 - тектоническое нарушение

Заключительным этапом качественной интерпретации является прослеживание по профилям, картам профилей и картам визуально или расчетно выявленных аномалий, их межпрофильной корреляции и сопоставлению с конкретными геологическими данными.

На рис. 3.13 приведены карта графиков двухразносного электропрофилирования и схема корреляции аномалий, позволяющая выделять геологические границы и тектоническое нарушение.

2. *Количественная интерпретация.* Количественная интерпретация данных электромагнитного профилирования сводится к определению (чаще оценке) формы, глубины, а иногда размеров, физической и геологической природы аномалий. Она начинается с выбора физико-геологических моделей, которыми можно аппроксимировать разведываемые объекты: контакты сред, мощные ($L > h$) и тонкие ($L < h$) пласты, изометрические (шарообразные), вытянутые (линзообразные, цилиндрообразные) объекты и др. Решение прямых и особенно обратных задач методами математического и физического моделирования для перечисленных моделей сложнее, чем для зондирований. Тем не менее в каждом методе существуют аналитические и графические приемы количественной интерпретации. Например, простейшим способом оценки глубины залегания верхней кромки (h) является способ касательных, используемый в магниторазведке. С его помощью интерпретируются четкие локальные аномалии, называемые аномалиями кондуктивного типа (ЭП, ВП, ПЕЭП), а также ЕП и некоторых других (см. 8.2). Для этого проводятся касательные к максимуму, минимуму и боковым граням аномалии (см. рис. 3.14).

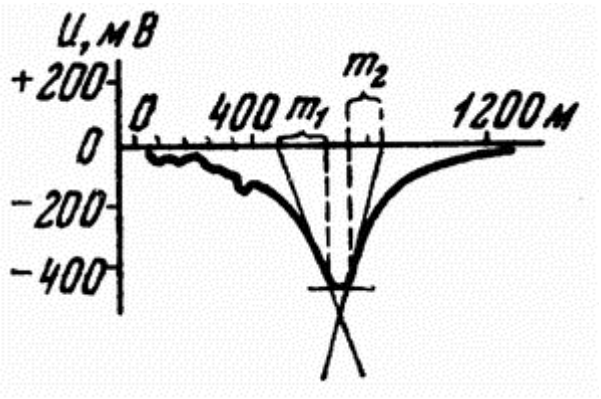


Рис. 3.14. Кривая ЕП над сульфидной залежью и ее интерпретация способом касательных

По разностям абсцисс точек пересечения касательных (m_1 и m_2) можно определить h по формуле:

$$h = a(m_1 + m_2),$$

где параметр а в разных методах профилирования меняется: для пластообразных объектов - от 0,2 до 0,5, а для изометрических тел - от 0,4 до 1.

По данным многочастотных и многовременных наблюдений в индуктивных методах можно оценить электропроводность проводящих объектов, создающих магнитные аномалии. В целом количественная интерпретация электромагнитных профилирований - процесс сложный и неточный, поэтому имеет смысл говорить лишь о полуколичественной интерпретации, главное в которой - определение эпицентра разведываемого объекта, т.е. площади, под которой он расположен, а также оценка формы и глубины его залегания.

Эффективность электромагнитных профилирований определяется не только наличием благоприятных геоэлектрических условий и удачным выбором метода, но и достаточным количеством дополнительной геолого-геофизической информации. В частности, в зависимости от физических свойств пород их целесообразно выполнять совместно с магниторазведкой, терморазведкой или радиометрией. Для истолкования результатов электромагнитного профилирования нужны разного рода геологические разрезы и карты, которые в свою очередь уточняются после постановки электромагнитного профилирования.

9.2.2. Интерпретация данных объемной электроразведки.

Как отмечалось в 8.4, объемные или скважинно-подземные методы электроразведки отличаются узко прикладными областями применения, а интерпретация результатов направлена на решение конкретных задач: изучение объемного строения пространств между горными выработками, а также между ними и земной поверхностью. Теория объемной подземной электроразведки сложнее, чем профилирований и зондирований. Все это приводит к тому, что общих подходов к интерпретации здесь нет. Каждый метод отличается своими, как правило, качественными приемами интерпретации. Объемные методы относятся к разведочным, сопровождая бурение и проходку горных выработок, поэтому они теснее других методов опираются на разного рода геологическую информацию.

При качественной интерпретации скважинно-подземных методов выделяются аномалии, т.е. отклонения наблюденных параметров поля от нормальных. Для расчета нормальных полей с помощью ЭВМ решаются прямые задачи для погруженных в однородное полупространство источников поля. Аномалии коррелируются по соседним скважинам и горным выработкам, оценивается положение электрических аномальных осей, проводящих экранов. Далее они сопоставляются с подсечениями скважинами отдельных пластов горных пород, рудных тел и т.п. В результате в межскважинном и околовыработочном пространстве выявляются и оконтуриваются рудные объекты.

Полуколичественную оценку результатов подземной электроразведки осуществляют путем сравнения наблюденных кривых с теоретическими, рассчитанными над простейшими моделями аномальных тел (шар, пласт и др.) с погруженными источниками поля.

Интерпретация скважинно-подземных геоэлектрохимических методов (ЕП, ВП, КСПК, БСПК, ЧИМ и др.) осуществляется с учетом химической природы аномалий и проводится вместе с геохимиками.

9.2.3. Особенности геологического применения электромагнитных профилирований и объемных методов.

Геологические задачи, решаемые многочисленными методами электромагнитного профилирования, разнообразны. В зависимости от глубинности, решаемых задач и особенностей геоэлектрического разреза в сочетании с зондированиями, дающими опорную информацию, применяются один-два метода профилирования (см. 8.3).

Для изучения верхней части (до 10 - 20 м) геологической среды используются методы аэроэлектроразведки (ИКС, РЛС, ДИП-А, СДВР-А), полевые съемки методами СДВР, ДИП, ДЭМП, реже ЭП, ВП.

При малоглубинных (до 100 м) исследованиях в помощь геологическому, инженерно-геологическому, геоэкологическому и мерзлотному картированию, поискам нерудных полезных ископаемых чаще всего применяются различные варианты ЭП. Контакты разных пород, массивные пласты или изометрические объекты лучше выделяются симметричными или градиентными установками, а тонкие пласты и линзы, особенно проводящие, целесообразно разведывать трехэлектродными или дипольными установками.

При более глубинном картировании (до 500 м) используются методы ПЕЭП, ЭП, ЕП.

Поиски и разведка рудных полезных ископаемых на глубинах до 100 м проводятся НЧМ (ДК, ДИП, НП), МПП (ДИП-МПП), ЭП, ЕП, а на глубинах до 500 м НЧМ (НП), МПП (НП-МПП), ВП, ЕП. Основными методами рудной разведки являются методы ЕП, ВП и МПП. Наилучшие результаты метод ЕП дает при поисках и разведке сплошных сульфидных рудных залежей, угля и графита, а метод ВП - как этих же полезных ископаемых, так и вкрапленных руд. МПП применяется для поисков и разведки массивных залежей руд. На стадии доразведки и эксплуатации рудных месторождений большая роль принадлежит скважинно-подземным и геоэлектрохимическим (КСПК, БСПК, ЧИМ) методам.

Для детальных гидрогеологических и геоэкологических исследований используются методы ЭП, ЕП, ВП, МЗТ.

Глава 4. Сейсморазведка

- 10. Физико-геологические основы сейсморазведки
  - 10.1. Основы теории распространения упругих волн в геологических средах
    - 10.1.1. Основы теории упругости
    - 10.1.2. Упругие волны
    - 10.1.3. Основы геометрической сейсмики
    - 10.1.4. Типы сейсмических волн
    - 10.1.5. Сейсмические среды и границы
  - 10.2. Упругие и пьезоэлектрические свойства горных пород и сред
    - 10.2.1. Скорости распространения упругих волн в различных горных породах
    - 10.2.2. Поглощение упругих волн в горных породах
    - 10.2.3. Типы скоростей в слоистых средах
    - 10.2.4. Сейсмоэлектрические свойства горных пород
  - 10.3. Принципы решения прямых и обратных задач сейсморазведки
    - 10.3.1. Принципы решения прямых задач сейсморазведки
    - 10.3.2. Прямая и обратная задача отраженной волны для двухслойной среды с наклонной границей раздела
    - 10.3.3. Прямая и обратная задача головной преломленной волны для двухслойной среды с плоской наклонной границей раздела
    - 10.3.4. Принципы решения обратной задачи метода рефрагированных волн
  - 10.4. Основы теории сейсмоэлектрического метода
    - 10.4.1. Пьезоэлектрический эффект
    - 10.4.2. Сейсмоэлектрический эффект
- 11. Аппаратура и методика сейсморазведки
  - 11.1. Особенности устройства сейсморазведочной аппаратуры
    - 11.1.1. Общая характеристика аппаратуры для сейсморазведки

        - 11.1.2. Источники упругих волн
        - 11.1.3. Каналы записи и воспроизведения
        - 11.1.4. Принципы устройства сейсморазведочных станций и установок
    - 11.2. Методика и система наблюдений в полевой сейсморазведке
        - 11.2.1. Общая характеристика методики полевой сейсморазведки
        - 11.2.2. Виды сейсморазведки
        - 11.2.3. Сравнительная характеристика МОВ и МПВ
        - 11.2.4. Системы наблюдений в МОВ
        - 11.2.5. Системы наблюдений в МПВ
        - 11.2.6. Организация наземных сейсморазведочных работ
    - 11.3. Методика морских и других видов сейсморазведки
        - 11.3.1. Неполевые виды сейсморазведки
        - 11.3.2. Сейсморазведка на акваториях
        - 11.3.3. Скважинные и подземные сейсмические исследования
        - 11.3.4. Методика сейсмоэлектрических методов
- 12. Обработка, интерпретация и области применения сейсморазведки
    - 12.1. Обработка данных сейсморазведки
        - 12.1.1. Сущность и конечные результаты обработки данных сейсморазведки
        - 12.1.2. Обработка сейсмограмм и магнитограмм
    - 12.2. Количественная интерпретация данных сейсморазведк
        - 12.2.1. Сущность и конечные результаты количественной интерпретации
        - 12.2.2. Определение скоростей упругих волн в многослойных толщах над выявленными отражающими и преломляющими границами
        - 12.2.3. Определение геометрии разреза
        - 12.2.4. Геологическое истолкование данных сейсморазведки
    - 12.3. Области применения сейсморазведки
        - 12.3.1. Глубинная сейсморазведка
        - 12.3.2. Структурная сейсморазведка
        - 12.3.3. Нефтегазовая сейсморазведка
        - 12.3.4. Рудная сейсморазведка
        - 12.3.5. Инженерно-гидрогеологическая сейсморазведка

Сейсмическая разведка (сейсморазведка) - это геофизический метод исследования строения Земли и геологической среды, поисков и разведки нефти и газа, а также других полезных ископаемых, основанный на изучении распространения упругих волн, возбужденных искусственно с помощью тех или иных источников: взрывов, ударов и др. Горные породы отличаются по упругим свойствам и поэтому обладают различными скоростями распространения упругих волн. Это приводит к тому, что на границах слоев, где скорости меняются, могут образоваться отраженные, преломленные, рефрагированные, дифрагированные и другие волны, регистрируя которые на земной поверхности, можно получить информацию о скоростном разрезе, а по нему судить о геологическом строении.

Методика сейсморазведки основана на изучении кинематики волн или времени пробега различных волн от пункта их возбуждения до сейсмоприемников, улавливающих скорости смещения почвы, и их динамики или интенсивности волн. В специальных достаточно сложных установках (сейсмостанциях) электрические колебания, созданные в сейсмоприемниках очень слабыми колебаниями почвы, усиливаются и автоматически регистрируются на сейсмограммах и магнитограммах. В результате их интерпретации можно определить глубины залегания сейсмогеологических границ, их падение, простирание, скорости волн, а используя геологические данные, установить геологическую природу выявленных границ.

В сейсморазведке различают два основные метода: метод отраженных волн (МОВ) и метод преломленных волн (МПВ). Меньшее применение находят методы, использующие другие волны. Решение сложнейших задач, связанных с высокоточным определением геометрии геологического разреза (ошибки менее 1 %), стало возможным благодаря применению трудоемких систем возбуждения и наблюдения, обеспечивающих одновременный, иногда многократный съем информации с больших площадей и ее цифровую обработку на ЭВМ. Это обеспечивает выделение полезных, чаще однократно отраженных или преломленных волн среди множества волн-помех.

По решаемым задачам различают глубинную, структурную, нефтегазовую, рудную, инженерную сейсморазведку. По месту проведения сейсморазведка подразделяется на наземную (полевую), акваториальную (морскую), скважинную и подземную, а по частотам колебаний используемых упругих волн можно выделить высокочастотную (частоты свыше 100 гц), среднечастотную (частоты в несколько

десятков герц) и низкочастотную (частоты менее 10 гц) сейсморазведку. Чем выше частота упругих волн, тем больше их затухание и меньше глубинность разведки.

Сейсморазведка - очень важный и во многих случаях самый точный (хотя и самый дорогой и трудоемкий) метод геофизической разведки, применяющийся для решения различных геологических задач с глубинностью от нескольких метров (изучение физико-механических свойств пород) до нескольких десятков и даже сотен километров (изучение земной коры и верхней мантии). Однако главное назначение сейсморазведки - поиск и разведка нефти и газа.

Возникла сейсморазведка в 20-х годах этого столетия как раздел сейсмологии - науки о землетрясениях. С 1923 - 1925 гг. сейсморазведка начинает применяться в России для решения различных геологических задач, особенно в нефтяной геологии. В настоящее время свыше трех четвертей геофизических исследований составляют сейсмические.

10. Физико-геологические основы сейсморазведки

10.1. Основы теории распространения упругих волн в геологических средах

10.1.1. Основы теории упругости.

Теория распространения упругих (сейсми-ческих) волн базируется на теории упругости, так как геологические среды в первом приближении можно считать упругими. Поэтому напомним основные определения и законы теории упругости применительно к однородным изотропным средам. Абсолютно упругим телом называется такое, которое после прекращения действия приложенных к нему сил восстанавливает свою первоначальную форму и объем. Тела и среды, в которых развиваются необратимые деформации, называются пластичными, неупругими. Изменение формы, объема и размеров под действием напряжения называется деформацией. Напряжения (силы, действующие на единицу площади), как и деформации, могут быть растягивающими или стягивающими, сдвиговыми или всесторонне сжимающими. Коэффициенты связи между напряжениями и деформациями среды называются модулями упругости.

По закону Гука деформация растяжения (сжатия) (Δl) в идеально упругих средах прямо пропорциональна напряжению:

$$\frac{\Delta l}{l}\frac{F}{S}\cdot\frac{1}{E};\ \frac{\Delta l}{l}/\frac{\Delta d}{d}\delta, \qquad (4.1)$$

где E- модуль Юнга (модуль продольного растяжения); l, d, S- длина, диаметр и поперечное сечение цилиндрического тела, F - приложенная сила, δ- коэффициент Пуассона (модуль поперечного сжатия). Третьим упругим модулем является модуль сдвига (μ_c), связанный с модулем Юнга и коэффициентом Пуассона соотношением $\mu_c = E/2(\delta+1)$. Наконец, четвертым является модуль всестороннего сжатия $K_c == E/3(1-2\delta)$.

10.1.2. Упругие волны.

После возбуждения упругой волны в среде возникает смещение, возмущение упругих частиц, создается волновой процесс. Возникая вблизи источника, он постепенно переходит в другие части среды путем передачи деформаций и напряжений за счет упругих связей между частицами. В результате в среде возникают объемные и поверхностные упругие волны, не зависимые от источника. Традиционно в сейсморазведке наибольшее применение нашли объемные волны: продольные (P-волны) и поперечные (S-волны). Скорости V_pвсегда больше, чем V_s. Известны также поверхностные волны, называемые волнами Рэлея (R) и Лява (L).

В продольных волнах частицы среды колеблются вдоль направления распространения волны и происходят деформации объема. В поперечных волнах частицы колеблются в плоскости, перпендикулярной распространению, что вызывает деформации формы. В поверхностных волнах частицы колеблются в поверхностном слое горизонтально и перпендикулярно направлению распространения волны. В поверхностных R-волнах частицы движутся перпендикулярно направлению их распространения по эллиптическим траекториям вблизи свободных границ раздела сред с разными скоростями, например, земной поверхности. В поверхностных L-волнах частицы среды движутся параллельно земной поверхности.

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

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\delta)}{\sigma(1+\delta)(1-2\delta)}}, V_s = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\delta)}}, \quad (4.2)$$

где σ- плотность пород. В среднем для большинства пород $V_p/V_s = 1,73, V_R = 0,9V_S, V_L < V_S$.

Амплитуды ($\mathrm{A}_0, \mathrm{A}_1, \mathrm{A}_2, \ldots$) смещений среды в упругой волне вдоль луча убывают с расстояниями ($R_1, R_2, \ldots$) по закону $A_i = A_0 e^{-bR_i}$, где b- коэффициент поглощения, возрастающий с ростом частот волны. В целом за счет поглощения, геометрического расхождения и потерь энергии на отражение и преломление происходит более резкое затухание упругих волн.

10.1.3. Основы геометрической сейсмики.

Кинематические законы распространения упругих волн базируются на принципах геометрической сейсмики или геометрической оптики.

Если в некоторой точке пространства произвести взрыв (удар), то возникает упругая волна, скорость распространения которой зависит от упругих свойств среды. При прохождении волны частицы породы начинают колебаться. Поверхность, отделяющая область, где частицы колеблются под воздействием упругой волны, и невозмущенную область, куда волна еще не пришла, называется фронтом волны. Линии, перпендикулярные фронту, называются сейсмическими лучами. Вдоль лучей переносится энергия упругой волны. Вблизи источника фронт упругих волн сферический, а вдалеке - практически плоский.

Каждую монохроматическую волну одной частоты можно охарактеризовать через длину волны (λ), период (T) или частоту колебания ($f = 1/T$), которые связаны с фазовой скоростью (V) соотношением $\lambda = TV = V/f$. В сейсморазведке используются упругие волны частотой 2 - 120 Гц, что при скоростях в породах от 1 до 7 км/с дает длины волн 3500 - 9 м соответственно.

В упругом импульсе наблюдается суперпозиция (сложение) монохроматических волн, каждая из которых обладает фазовой скоростью (V_n), амплитудой (A_n), круговой частотой ($\omega_\mathrm{n} = 2\pi f_\mathrm{n}$), т.е. $A_\mathrm{n} sin(\omega_\mathrm{n} t + \varphi_\mathrm{n})$, где t- время. При постоянстве фазовых скоростей в импульсе его скорость, называемая групповой (U), совпадает с фазовой. При наличии дисперсии (изменений фазовых скоростей с частотой) форма импульса меняется в ходе его распространения. При этом $U > V$, если Vвозрастает с ростом f, и $U < V$, если Vуменьшается с ростом f.

Законы распространения упругих волн в горных породах могут быть получены из основных принципов геометрической оптики - принципов Гюйгенса - Ферма. Согласно принципу Гюйгенса, каждую точку фронта волны можно рассматривать как самостоятельный элементарный источник колебаний. Это значит, что по положению фронта волны в некоторый момент можно определить положение его в любой другой момент, если построить огибающую элементарных сферических фронтов с центрами, расположенными на заданном. Принцип Ферма формулируется следующим образом: волна распространяется между двумя точками по такому пути, который требует наименьшего времени для ее распространения. Следствием этого принципа является прямолинейность распространения волн в изотропной среде, когда скорость постоянна во всех направлениях.

Важный принцип геометрической сейсмики - **принцип суперпозиции**, согласно которому при наложении (интерференции) нескольких упругих волн их распространение можно изучать по отдельности для каждой волны, пренебрегая влиянием волн друг на друга.

Основным законом геометрической сейсмики является закон преломления - отражения, который включает следующие положения (см. рис. 4.1): 1) падающие, отраженные и преломленные лучи лежат в одной плоскости, совпадающей с плоскостью, нормальной к границе раздела сред с разными скоростями упругих волн; 2) угол падения волны α_1, отсчитываемый от перпендикуляра к границе, и ее скорость в среде V_1 связаны с углом преломления β_2и скоростьюV_2 соотношением $\sin\alpha_1/\sin\beta_2 = V_1/V_2$; 3) этим же соотношением связаны углы падения (α_1) и отражения (γ_1): $\backslash sin\alpha_1/\sin\gamma_1 = V_a/V_\gamma$. Для волн одного типа, например продольных, $V_a = V_\gamma$, что приводит к закону равенства углов падения и отражения.

Рис. 4.1.. Основные типы продольных волн: а - 1 - прямая, 2 - отраженная, 3 - преломленная проходящая, 4 - преломленная скользящая, 5 - преломленная головная; б и в - рефрагированные волны, образующиеся во втором слое и в среде с возрастающими с глубиной скоростями упругих волн

В сейсморазведке к законам геометрической оптики добавляются законы отражения и преломления обменных волн: любая падающая волна - продольная ($\mathbb{P}$) или поперечная (S) - порождает на границе две отраженные (P_1 и S_1) и две преломленные ($\mathbb{P}_2$ и S_2) волны, связанные законом Снеллиуса:

$$\frac{\sin\alpha_{p1}}{V_{p1}} = \frac{\sin\gamma_{p1}}{V_{p1}} = \frac{\sin\gamma_{s1}}{V_{s1}} = \frac{\sin\beta_{p2}}{V_{p2}} = \frac{\sin\beta_{s2}}{V_{s1}}. \qquad (4.3)$$

В теории сейсморазведки показано, что при падении Р-волны на границу по нормали ($\alpha = 0$) не образуются S-волны, а вся энергия переходит в отраженную и преломленную $\mathbb{P}$-волны. Поэтому в сейсморазведке чаще используются волны $\mathbb{P}$, распространяющиеся по лучам, близким к нормальным.

10.1.4. Типы сейсмических волн.

От пункта возбуждения во все стороны распространяются упругие волны. Вдоль земной поверхности идут *поверхностные волны*, а в глубь слоя распространяются *прямые* или *падающие* (продольная и поперечная) *волны*. На границах раздела сред с разными скоростями упругих волн за счет энергии падающей волны возникают отраженные и преломленные волны. При этом могут образоваться отраженные и преломленные волны как того же типа, что и падающая (*монотипные*, *однотипные* волны), так и другого типа (*обменные волны*).

Поскольку продольные волны обладают большими скоростями, чем поперечные (и поэтому к пунктам регистрации приходят первыми), а при возбуждении упругих волн взрывами и многими невзрывными источниками возникают в основном продольные волны, то в сейсморазведке они используются чаще. В дальнейшем речь будет идти в основном о *продольных* волнах, хотя все рассмотренные закономерности могут быть справедливы и для поперечных волн.

Отражение монотипных продольных сейсмических волн происходит на границах слоев с разными волновыми сопротивлениями (акустическими жесткостями \sigmaV), т.е. *условие образования отраженной* волны определяется неравенством $\sigma_1 V_1 \neq \sigma_2 V_2$, где $V_1, V_2, \sigma_1, \sigma_2$- скорости распространения волн и плотности пород в первом и втором слоях, а угол падения равен углу отражения (рис. 4.1).

Из преломленных волн для сейсморазведки особый интерес представляют волны, падающие под углом $\alpha = i$, называемым критическим или *углом полного внутреннего отражения*, когда угол преломления становится равным 90∘. В этом случае вдоль границы раздела пойдет *скользящая преломленная волна*. Именно она, согласно принципу Гюйгенса, создает новые волны, называемые *головными*, которые изучаются в сейсмическом методе преломленных волн. Природа головных волн рассмотрена в (10.3). При $\beta = 90°, \sin\beta = 1$и формула для определения критического угла падения получит вид $\sin i = V_1/V_2$. Так как $\sin i < 1$, то *условием образования скользящей*, а значит, и головной *преломленной* волны является $V_2 > V_1$.

Если скорость распространения упругой волны в среде возрастает с глубиной, то лучи проходящих волн искривляются и возвращаются на поверхность. Такие волны называются *рефрагированными*. На рис. 4.1, б показана рефрагированная волна, образующаяся в слоистой толще, перекрытой однородным слоем. Подобную форму лучей рефрагированных волн можно объяснить следующим образом (рис. 4.1, в). Если среду с непрерывно возрастающей с глубиной скоростью разбить на отдельные прослои с $V_1 < V_2 < V_3 < \ldots < V_n$, то на границах между ними должны образоваться преломленные волны. Углы преломления в данном разрезе согласно закону отражения - преломления будут возрастать по мере углубления ($\beta_{1,2} < \beta_{2,3} < \ldots < \beta_{n-1,n}$) до тех пор, пока $\beta_{n-1,n} = 90°$в точке максимального проникновения или поворота луча. Далее волна выйдет на поверхность наблюдений. Рассмотренными особенностями объясняется тот факт, что волны, входящие в подобную среду под меньшим углом падения, проникают глубже.

При распространении сейсмических волн в средах сложного строения (дайки, уступы, сбросы и т.п.) в зоне тени для проходящих волн могут возникать *дифрагированные* волны.

На границе воздух - земная поверхность образуются поверхностные волны Рэлея и Лява, которые быстро затухают с глубиной.

Кроме перечисленных полезных для глубинных исследований волн на записях наблюдаются различные волны-помехи (полно- и неполнократные отраженно-преломленные, звуковые, микросейсмы и т.п.).

Каждая из рассмотренных полезных волн может быть зарегистрирована самостоятельно, и поэтому их называют индивидуальными, однократными. Однако очень часто наблюдается их сложение. Обилие сейсмических волн (сотни), необходимость выделения и распознавания природы одной или десятка полезных волн среди сотен других, играющих роль волн-помех, представляют очень сложную техническую, методическую и интерпретационную проблему в сейсморазведке.

10.1.5. Сейсмические среды и границы.

Реальные геологические среды очень сложны с точки зрения скоростного разреза и особенностей распространения в них монотипных упругих волн. Упрощенными физико-геологическими моделями (ФГМ) *сейсмических сред* являются следующие.

В *однородной изотропной среде* скорость распространения упругой волны в каждой точке неизменна по величине и направлению. В *однородной анизотропной среде* скорость распространения упругих волн по разным направлениям различна. В *однороднослоистых* средах скорость остается постоянной лишь в каждом слое и скачком меняется на их границах. В *градиентных средах* скорость распространения волн является непрерывной функцией координат. Чаще всего наблюдается увеличение скорости с глубиной (среды с вертикальным градиентом скорости). В *двухмернеоднородных средах* скорость меняется и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях, а в *трехмерных* - по трем направлениям.

Таким образом, в сейсморазведке чаще всего используются модели слоистых сред, состоящих из слоев, в каждом из которых скорость или постоянна, или меняется непрерывно, а на границах слоев - меняется скачком.

Для образования тех или иных волн большую роль играют форма и качество сейсмических границ между слоями. На *резких границах* скорости и акустические жесткости меняются более, чем на 25 %, на нерезких отличия меньше. С геометрической точки зрения сейсмические границы бывают *гладкими*, на которых неровности по размерам значительно меньше длины упругой волны, и *шероховатыми* - с неровностями, сравнимыми с длиной волны.

10.2. Упругие и пьезоэлектрические свойства горных пород и сред

Основными упругими параметрами горных пород принято считать скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн и их поглощения (b_p, b_s), которые определяются упругими модулями (E, δ, μ_c, K_c) и плотностью (σ) (см. 4.1, 4.2).

10.2.1. Скорости распространения упругих волн в различных горных породах.

Скорости распространения упругих волн являются определенным диагностическим признаком горной породы. Методы их определения делятся на лабораторные (измерения на образцах), скважинные (сейсмические и акустические наблюдения в скважинах), полевые (расчет скорости в результате интерпретации данных сейсморазведки).

Скорости распространения волн определяются составом, строением и состоянием горных пород, которые, в свою очередь, зависят от гранулометрического и минерального состава твердых частиц, глубины залегания, возраста пород, степени метаморфизма, плотности, пористости, трещиноватости, разрушенности, выветренности, водонасыщенности, нефтегазонасыщенности и других факторов.

Наименьшими скоростями (V_p) обладают рыхлые сухие пески (0,5 - 1 км/с), нефть (~1,2 км/с), вода (~1,5 км/с), глины (1,3 - 3 км/с), уголь (1,8 - 3,5 км/с). Большие скорости (3 - 6 км/с) у скальных осадочных пород (известняки, мрамор, доломит, соль и др.). Самые большие (4 - 7 км/с) - у изверженных и метаморфических пород.

Все остальные факторы, которые делают породу более массивной, сцементированной, консолидированной - например, водонасыщенность, замерзание, степень метаморфизма - делают V_pбольше. С увеличением раздробленности, трещиноватости, рыхлости, пористости (при заполнении пор воздухом или газом) V_p уменьшается. Нефтенасыщенные породы по V_pмало отличаются от водонасыщенных. Для сильно рассланцованных пород характерно различие скоростей в разных направлениях (анизотропия): у них скорость на 10 - 20 % больше вдоль, чем вкрест напластования. Чем больше абсолютный возраст пород (T) и глубина залегания (h), тем больше скорость. Для осадочных пород известна следующая эмпирическая формула зависимости скорости от этих факторов $V = k(Th)^{1/6}$, где k- коэффициент пропорциональности.

Т а б л и ц а 4.1

Наименование породы или среды	V_p**(км/с)**	
	от	**до**
Воздух	0,3	0,36
Почвенный слой	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

В таблице 4.1 приведены примеры величин скоростей продольных волн в некоторых породах и средах, которые свидетельствуют о большом интервале их изменения для каждой породы и возможности одинаковой скорости у разных пород.

Скорости распространения поперечных волн (V_s) меньше, чем продольных (V_p). ОтношениеV_p/V_s меняется для разных пород: от 1,3 - 1,6 (для высокопористых газонасыщенных), к 1,5 - 2 (для сцементированных скальных или водонефтенасыщенных) до 2 - 3 (для рыхлых плохо сцементированных типа л\"ессов, песков, глин). Этим отношением определяется коэффициент Пуассона (δ).

10.2.2. Поглощение упругих волн в горных породах.

Кроме скоростей распространения упругих волн, которыми определяется кинематика волн, важным сейсмическим свойством горных пород является *степень поглощения* ими сейсмической энергии, что определяет динамические характеристики волн, и прежде всего их интенсивность и дальность распространения. Поглощение вызывается потерями упругой энергии за счет необратимых процессов в среде вследствие ее неидеальной упругости. По этой причине амплитуда, например, плоской гармонической волны A экспоненциально убывает с расстоянием x, т.е. $A = A_0 e^{-bx}$, где A_0- амплитудный параметр; b- коэффициент поглощения.

Коэффициент поглощения, разный для разных пород, возрастает с ростом пористости, трещиноватости пород, с уменьшением глубины их залегания и водонасыщенности. В среднем у изверженных, метаморфических и сцементированных осадочных пород $b = 10^{-5}$ - 10^{-3} (1/м), у рыхлых осадочных $b = 10^{-3}$ - 0,5 (1/м).

10.2.3. Типы скоростей в слоистых средах.

В связи с разным строением слоистых сейсмических сред и границ в сейсморазведке используются следующие скорости (или типы скоростей) распространения упругих волн (V_p и V_s).

- *Истинная скорость* $V_{\text{ист}}$- это скорость волны в малом объеме породы. Она определяется путем ультразвуковых измерений на образцах.
- *Пластовая скорость* $V_{\text{п}}$- это средняя скорость распространения упругих волн в каждом пласте изучаемого геологического разреза.
- *Интервальная скорость* $V_{\text{инт}}$является частным случаем средней скорости для заданного интервала глубин.
- *Средняя скорость* $V_{\text{ср}}$в пачке пластов - это скорость, определяемая по формуле $V_{\text{ср}} = \frac{h_1+h_2+h_3+\ldots}{t_1+t_2+t_3+\ldots}$,

где $h_1, h_2, h_3, \ldots$- мощности отдельных пластов данной слоистой среды; $t_1, t_2, t_3, \ldots$- времена пробега в каждом пласте, измеренные вдоль луча, перпендикулярного слоистости.

Пластовая, средняя и интервальная скорости определяются по сейсмическим наблюдениям в скважинах.

- Эффективная скорость $V_{\text{эф}}$- это некоторая средняя скорость, определяемая в результате интерпретации данных сейсморазведки методом отраженных волн в предположении, что скорость в толще, покрывающей отраженную границу, постоянна.
- Граничная скорость $V_{\text{г}}$- это скорость распространения скользящей преломленной волны вдоль преломляющей границы. Она рассчитывается при интерпретации данных сейсморазведки методом преломленных волн.
- Кажущаяся скорость $V_{\text{к}}$- это скорость распространения фронта любой волны вдоль профиля наблюдений. В любой точке профиля наблюдений она равна отношению приращения пути Δxко времени его прохождения волной Δt, т.е. $V_{\text{к}} = \Delta x/\Delta t$.

10.2.4. Сейсмоэлектрические свойства горных пород.

На изменении сейсмоэлектрических свойств горных пород основан сейсмоэлектрический метод, находящийся на стыке сейсморазведки и электроразведки. К сейсмоэлектрическим свойствам относят различные пьезоэлектрические модули. В минералах с асимметричным строением кристаллов (кварц, турмалин, сфалерит, нефелин и др.) под действием упругой деформации (F) на гранях возникают электрические заряды (q). Они связаны соотношением $q = dF$, где d- пьезоэлектрические модули.

Пьезоэлектрические модули dв зависимости от вида, направления деформации и направления поляризации для каждого минерала-пьезоэлектрика меняются во много раз. Действующая сила может иметь 9 составляющих F_{ij}, где $i, j = x, y, z$, т.е. существует 9 компонент тензора механических напряжений, или деформаций. Объясняется это тем, что на каждую из трех граней кристалла, совпадающих с координатными плоскостями, может действовать сила, имеющая три составляющие, направленные вдоль осей координат. В связи с этим пьезоэлектрический модуль кристалла может определяться как этими девятью механическими тензорами, так и тремя составляющими вектора поляризации, совпадающими с осями координат. Таким образом, каждый кристалл может описываться 27 пьезоэлектрическими модулями ($d_{i,j,k}$, где $i, j, k == x, y, z$). Кроме модуля d, имеются другие пьезоэлектрические модули, связанные с d через модуль Юнга, диэлектрическую проницаемость и иные константы. Максимальные пьезоэлектрические модули, измеряемые в кулонах на ньютон (кл/н), равны: у кварца от 0,6*10 $^{-3}$ до 2*10^{-3}, у турмалина от 0,3*10 $^{-3}$ до 3*10^{-3}, у нефелина от 0,5*10 $^{-3}$ до 2*10^{-3}. У большинства минералов dне превышает 10^{-5} кл/н.

Пьезоэлектрические модули горных пород характеризуются не только наличием и процентным содержанием в породе минералов-пьезоэлектриков, но и их определенной упорядоченностью. Если кристаллы в породе ориентированы по направлению одного из элементов симметрии, то порода отличается повышенными значениями d и может быть отнесена к так называемым *пьезоэлектрическим текстурам*.

Кварцсодержащие породы, особенно если в них имеется горный хрусталь, отличаются наибольшими пьезоэлектрическими модулями, хотя они в десятки и сотни раз меньше, чем модули монокристалла кварца. По мере убывания dот 10^{-3} до 10^{-6} кл/н эти породы можно расположить в следующим порядке: жильный кварц, кварцевые ядра пегматитовых жил, кварциты, граниты, гнейсы, песчаники. Объясняется это тем, что в изверженных породах в процессе их образования минералы более закономерно ориентируются относительно кристаллографических осей, в то время как в осадочных породах зерна кварца занимают беспорядочное положение.

Нефелинсодержащие породы обладают значениями dот 10^{-6} до 10^{-4} кл/н. В породах, содержащих другие минералы-пьезоэлектрики, dменьше 10^{-5} кл/н. Пьезоэлектрические модули горных пород с пьезоэлектрическими минералами определяются не только содержанием этих минералов и их пространственным положением, но и генезисом пород, их диэлектрической проницаемостью и упругими свойствами.

Сейсмоэлектрический эффект обусловлен электрокинетическими процессами влагосодержащих пород. Он определяется их минеральным составом, структурой и текстурой, а в основном пористостью, влажностью, составом и концентрацией растворенных в воде солей. С увеличением пористости и связанной влаги d растет, а с увеличением свободной влаги dлибо мало меняется, либо уменьшается. Кроме перечисленных геолого-гидрогеологических факторов они зависят от электрических и упругих свойств этих пород. В целом пьезоэлектрические модули влагосодержащих пород меняются от 10^{-6} до 10^{-4} кл/н.

10.3. Принципы решения прямых и обратных задач сейсморазведки

10.3.1. Принципы решения прямых задач сейсморазведки.

Прямой задачей сейсморазведки называется расчет времен прихода (t) и амплитуд (A) для той или иной волны для известного сейсмогеологического разреза, т.е. когда известны: мощности, глубины залегания, размеры тех или иных геологических объектов (чаще слоев) и скорости распределения упругих волн, а также место и форма источника. Строгое решение прямых динамических задач сейсмики неоднородных сред производится путем решения волнового уравнения вида:

$$\frac{1}{V^2} \cdot \frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} \qquad (4.4)$$

где V- скорость той или иной волны (V_p или V_s), $A(t,x,y,z)$- амплитуда или иное возмущение сигнала, распространяющееся в среде (x,y,z) на разных временах tпосле его возбуждения. Решение этого уравнения с использованием граничных условий очень сложно и его удается выполнить лишь для простых моделей сред. Значительно проще решать кинематические задачи, т.е. определять время прихода той или иной волны (прямой, отраженной, преломленной и др.) для известной модели, зная лишь положение источника и момент возбуждения упругой волны. Традиционно простейшим результатом решения прямой задачи является получение уравнения годографа, или аналитического выражения для $t(x)$с дальнейшим построением годографа - графика зависимости времени прихода той или иной волны (t) от расстояния от пункта возбуждения до пункта приема (x).

Самой простой прямой задачей сейсморазведки является получение годографа прямой волны, т.е. задачи, которую в других геофизических методах называют задачей о нормальном поле (см. рис. 4.2). Очевидно, что время прихода прямой волны после создания упругого импульса в пункте возбуждения или взрыва (ПВ) равно $t = x/V$. Поэтому линейный годограф имеет вид прямой линии. По наклону прямой линии можно определить скорость $V = \Delta x/\Delta t$.

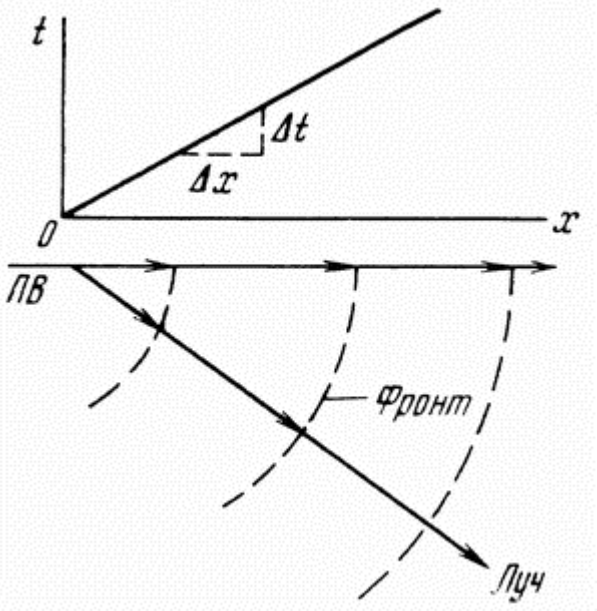


Рис. 4.2. К выводу уравнения прямой волны

10.3.2. Прямая и обратная задача отраженной волны для двухслойной среды с наклонной границей раздела.

1. *Прямая задача*. Прямая задача сейсморазведки методом отраженных волн (МОВ) сводится к получению *уравнения годографа* над разрезом с *известными* мощностями слоев и скоростями распространения волн. Простейшим является двухслойный разрез с однородным изотропным верхним слоем и скачком акустической жесткости на наклонной границе с подстилающим полупространством.

Пусть под однородной покрывающей средой со скоростью распространения упругих волнV_1 расположена вторая среда со скоростью V_2, а угол разделяющей их плоской границы равен φ(рис. 4.3). Если на границе раздела сред выполняется условие $\sigma_1 V_1 \neq \sigma_2 V_2$, то образуется однократная отраженная волна с углом отражения \gamma, равным углу падения α. Требуется *найти уравнение годографа*, т.е. установить теоретическую зависимость времени прихода волны tот расстояния x, скорости распространения волны в перекрывающем слое V_1, эхо-глубины (глубины по нормали к отражающей границе) залегания отражающего контакта H и его угла наклона φ.

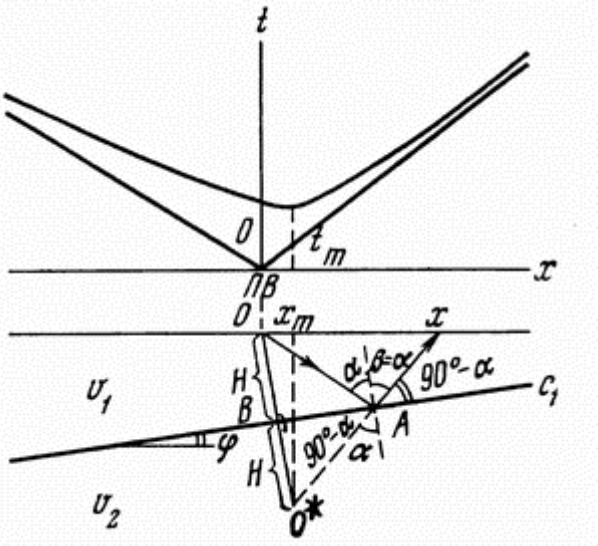


Рис. 4.3. К выводу уравнения годографа отраженной волны над двухслойным разрезом

Время прихода отраженной волны в точку x профиля наблюдения равно $t = (OA + Ax)/V$. Пусть $OB = BO^*$ - мнимый пункт взрыва, или точка, расположенная на перпендикуляре к границе так, что $OAB = O^*AB$, $\alpha = \beta$, $BAO^* = xAC$, $O^*A = Ax$. Так как треугольники OAB и O^*AB равны, а $\alpha = \beta$ и $BAO^* = xAC$, то отрезки O^*A и Ax лежат на одной линии и

$$OA + Ax = \sqrt{(x_m O^*)^2 + (x - x_m)^2}.$$

Из прямоугольного треугольника OO^*x_m имеем

$$Ox_m = x_m = 2H\sin\varphi, O^+x_m = 2H\cos\varphi.$$

Итак,

$$t = \frac{1}{V_1}\sqrt{(x - x_m)^2 + (x_m O^*)^2} = \frac{1}{V_1}\sqrt{(x - 2H\sin\varphi)^2 + (2H\cos\varphi)^2} = \frac{1}{V_1}\sqrt{x^2 + 4H^2 - 4Hx\sin\varphi}.$$

Это и есть *уравнение линейного годографа однократно отраженной волны*.

Можно показать, что полученное уравнение является *уравнением гиперболы*. В самом деле, из уравнения годографа можно получить

$$\frac{t^2}{\frac{4H^2\cos^2\varphi}{V_1^2}} - \frac{(x - 2H\sin\varphi)^2}{4H^2\cos^2\varphi} = 1.$$

Это гипербола, действительная ось которой параллельна оси t и смещена на $2H\sin\varphi$ по оси x.

Из уравнения годографа можно найти его характерные точки:

$$x_o = 0, t_o = \frac{2H}{V_1}; t_{min} = \frac{2H\cos\varphi}{V_1}; x_{min} = 2H\sin\varphi.$$

Легко показать, что при $x > 4H$ годограф отраженной волны асимптотически приближается к годографу прямой волны.

Если в уравнении годографа для точек профиля, расположенных от пункта возбуждения по восстанию пласта, при выражении $4Hx\sin\varphi$ стоит знак "минус", то, как легко показать, для точек по падению пласта должен стоять знак "плюс".

Таким образом, решение прямой задачи метода отраженных волн для двухслойного однородного разреза приводит к следующему уравнению годографа:

$$t = \frac{1}{V_1}\sqrt{x^2 + 4H^2 \pm 4Hx\sin\varphi}. \qquad (4.6)$$

2. *Обратная задача*. Обратная задача метода отраженных волн (МОВ) для модели наклонного контакта двух сред сводится к определению скорости в перекрывающем слое V_1 (в методе МОВ эту скорость для слоистой среды называют эффективной $V_{эф.}$) и геометрических параметров разреза (H, φ). Обратная задача решается различными способами на основе анализа уравнения годографа (4.6).

Рассмотрим простейшие из них.

А. Определение эффективных скоростей в перекрывающей толще по годографам отраженных волн способами постоянной разности и встречных годографов. *Способ постоянной разности при обработке одиночных годографов.* Взяв две точки годографа, удаленные на расстояние m, запишем, используя (4.6), для них уравнения:

$$V_1^2 t_1^2 = x^2 + 4H^2 - 4Hx\sin\varphi, V_1^2 t_2^2 = (x + m)^2 + 4H^2 - 4H(x + m)\sin\varphi.$$

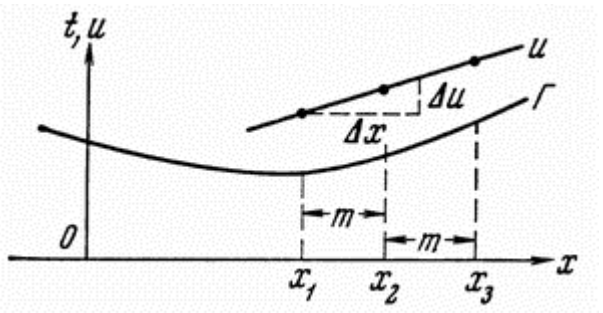
Вычтя из второго уравнения первое и обозначив $U = t_2^2 - t_1^2$, получим:

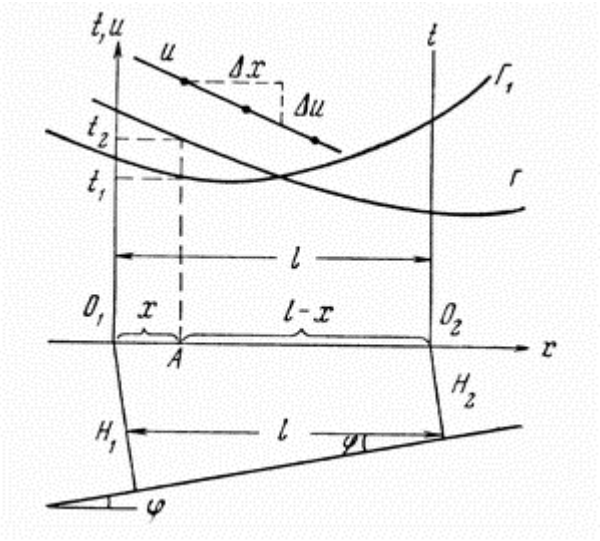
$$V_1^2 U = 2xm + m^2 - 4Hm\sin\varphi$$

Отсюда, положив $V_1 = V_{эф}$, можно найти $V_{эф}$как угловой коэффициент прямой в новой системе координат xи U. В самом деле, продифференцировав это уравнение, получим $dU = 2mdx/V_{эф}^2$. Учтя, что для прямой линии $dU/dx = \Delta U/\Delta x$, легко получить формулу для расчета:

$$V_{эф} = \sqrt{2m\frac{\Delta x}{\Delta U}}. \qquad (4.7)$$

При практическом применении полученной формулы поступают следующим образом. На годографе выбирается несколько пар точек (t_1 и t_2, t_1'и t_2', t_1''и t_2''), расположенных на постоянном расстоянии m друг от друга. Для каждой пары времен находится функция $U = t_2^2 - t_1^2$, соответствующая значению x_1, и строится график функции Uот x(рис. 4.4). Взяв приращение ΔUдля какого-то Δx, легко рассчитать $V_{эф}$по формуле (4.7).





а б

Рис. 4.4. Определение эффективной скорости по данным МОВ способом постоянной разности (а) и встречных годографов (б)

Способ двух встречных годографов. Если есть два встречных годографа (рис. 4.4, б), то уравнения годографов для одной точки профиля имеют вид

$$cV_{эф}^2 t_1^2 = x^2 + 4H_1^2 - 4xH_1\sin\varphi,$$
$$v_{эф}^2 t_2^2 = (l-x)^2 + 4H_2^2 + 4(l-x)H_2\sin\varphi$$

Вычтя из второго уравнения первое и учтя, что $H_2 = H_1 x l sin\varphi$, получим

$$v_{эф}^2(t_2^2 - t_1^2) = l^2 - 2lx + 4H_2^2 - 4H_1^2 + 4(l-x)(H_1 - l\sin\varphi)\sin\varphi + 4xH_1\sin\varphi.$$

Введя обозначения $t_2^2 - t_1^2 = U$и заменив все члены правой части, не содержащие x, на B, можно записать:

$$V_{эф}^2 U = -2lx\cos 2\varphi + B.$$

Последнее уравнение является уравнением прямой в системе координат U, x.

Отсюда:

$$\left.\begin{array}{l}\frac{\Delta U}{\Delta x}=-\frac{2l\cos 2\varphi}{V_{эф}^2}\text{ и }V_{эф}=\sqrt{2l\cos 2\varphi\left|\frac{\Delta x}{\Delta U}\right|}\\ \text{при }\varphi<10^\circ,\ \cos 2\varphi\approx 1\text{ и }V_{эф}=\sqrt{2l\frac{\Delta x}{\Delta U}}\end{array}\right\}\qquad(4.8)$$

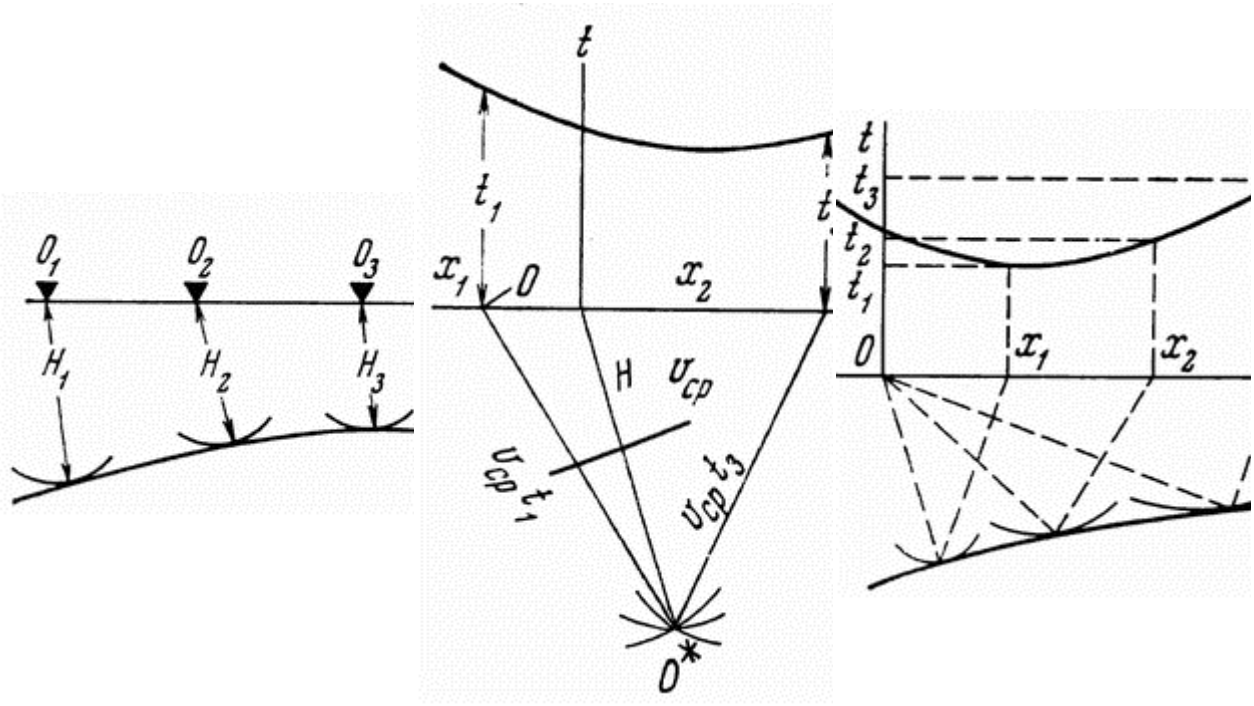
Практическое применение этой формулы сводится к построению прямой линии в координатах (U, x) и определению $V_{эф}$по угловому коэффициенту этой линии $\Delta U/\Delta x$.

Б. Способы построения отражающих границ. Получив $V_{эф}=V_1$, можно определить глубину залегания отражающей границы и ее наклон, т.е. построить отражающую границу.

Наиболее простыми способами построения отражающих границ являются различные графические варианты: способ t_0, способ засечек, способ эллипсов и др.

Способ t_0. Поскольку $t_0=2H/V_1$, где t_0- время на пункте взрыва, которое можно определить по годографу (оно равно времени при $x=0$), то глубина залегания равна $H=t_0V_1/2$.

Имея несколько ПВ (несколько годографов), можно построить отражающую границу как касательную к окружностям с радиусами H, проведенными из соответствующих ПВ (рис. 4.5, а).



а б в

Рис. 4.5. Построение отражающей границы способами: а - t_0; б - засечек; в - эллипсов

Способ засечек. На профиле наблюдений выбирают 3 - 5 точек и из них проводят засечки радиусами $R=V_1t$. Засечки, пересекаясь примерно в одной точке, дают местоположение мнимого пункта взрыва O^*, а отражающая граница располагается в середине и перпендикулярно OO^*(рис. 4.5, б).

Способ эллипсов. В случае неплоских границ раздела для построения отражающей границы применяется способ эллипсов. Известно, что эллипс - это кривая, каждая точка которой расположена на постоянной сумме расстояний до двух его фокусов. Приняв Oи x_1за фокусы эллипса с постоянным расстоянием $S_1=V_1t_1$, легко видеть, что отражающая площадка лежит на эллипсе (рис. 4.5, в). Построить указанный эллипс можно следующим образом. Берется нить длиной S_1(величина S_1выбирается в том же масштабе, в котором строится разрез). Ее концы закрепляются кнопкой в точках Oи x_1. Натягивая нить карандашом, легко прочертить эллипс. Построив аналогичные эллипсы для ряда годографов, можно построить отражающую границу, которой является огибающая всех эллипсов.

Приведенный пример решения прямой и обратной задачи МОВ над двухслойным разрезом можно перенести и на многослойный разрез, если заменить слой с V_1на многослойную толщу с некоторой средней или эффективной скоростью и той же мощностью H_1. Для этого в формулах 4.5 - 4.7 следует заменить V_1на $V_{ср} \approx V_{эф}$(см. 12.2).

10.3.3. Прямая и обратная задача головной преломленной волны для двухслойной среды с плоской наклонной границей раздела.

1. *Образование головной преломленной волны*. Как отмечалось выше (см. 10.1.4), при критическом угле падения $\alpha = i$, когда угол преломления \beta равен 90°, вдоль границы начнет скользить преломленная волна, которая возникает при $V_2 > V_1$, так как $\sin i = V_1/V_2 < 1$.

При падении прямой сферической волны под критическим углом iв точке R(рис. 4.6) образуются две волны: одна отраженная, движущаяся по лучу RSсо скоростью V_1, и вторая, скользящая вдоль границы раздела со скоростью V_i(V_i, как правило, равно V_2). Чтобы показать, как эта скользящая преломленная волна выходит на линию наблюдений (ось x), воспользуемся принципом Гюйгенса.

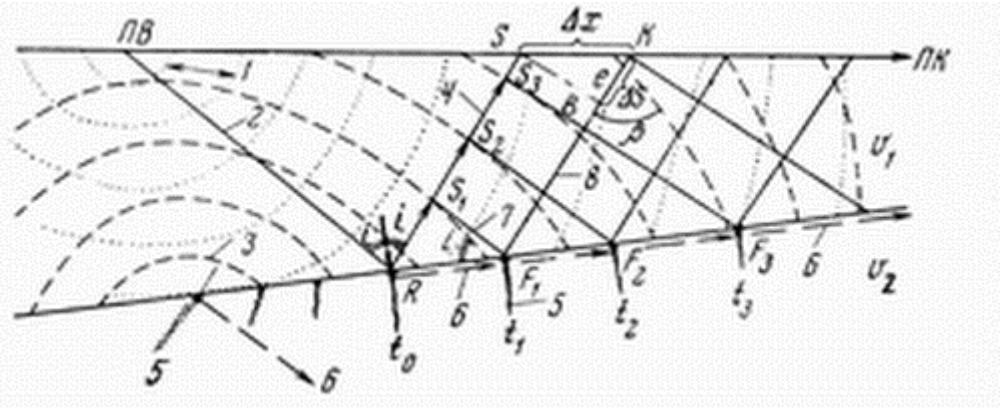


Рис. 4.6. Природа образования сейсмических волн: 1, 2 - фронт и луч прямой волны; 3, 4 - фронт и луч отраженной волны; 5, 6 - фронт и луч преломленной проходящей волны; 7, 8 - фронт и луч головной преломленной волны

Согласно принципу Гюйгенса, любая точка фронта волны является источником колебаний. В частности, из точки Rначнет распространяться фронт отраженной волны со скоростью V_1, который через время t_1после начала отражения достигнет точки S_1. За это же время в среде V_2фронт проходящей преломленной волны, перпендикулярный границе раздела, достигнет точки F_1. Соответственно за время t_2фронты этих волн достигнут точек S_2, F_2, за время $t_3 - S_3, F_3$и так далее. Поскольку $V_2 > V_1$, преломленная волна распространяется быстрее отраженной.

Фронт проходящей преломленной волны, скользя вдоль границы раздела, возбуждает в верхнем слое колебания, которые и вызывают появление так называемой головной преломленной волны. В самом деле, за время t_1, область возмущений в верхней среде будет заключена в треугольнике S_1F_1R; за время t_2область возмущений будет заключена в треугольнике S_2F_2Rи так далее. Фронт некоторой новой волны, называемой головной, отделяющей область пространства, возмущенную упругими колебаниями, от невозмущенной, в момент t_1будет проходить вдоль прямой линии S_1F_1, в момент t_2- вдоль линии S_2F_2и так далее. 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 волн выйдут на поверхность одновременно, а далее отраженная волна, поскольку она имеет меньшую скорость, начнет отставать от головной.

Из рис. 4.6 видно, что фронты головной преломленной волны будут плоскостями, наклоненными под углом iк границе раздела, а лучи, перпендикулярные фронту, будут наклонены под постоянным углом e к поверхности наблюдений. Фронт головной волны будет скользить вдоль линии наблюдений с кажущейся скоростью $V_k = \Delta x/\Delta t$. Из треугольника SBKлегко получить выражение для кажущейся скорости (закон кажущихся скоростей, закон Бенндорфа). В самом деле, $\Delta S = V_2\Delta t = \Delta x \cos e$, отсюда $V_k = V_1/\cos e$, т.е. для данной среды $V_k = \text{const}$.

Установим связь между углом выхода сейсмической радиации eи углами φи i. Угол SOKна рис. 4.7 равен углу $AO'S$, а последний равен $i-\varphi$(как углы со взаимноперпендикулярными сторонами). Поэтому $e_B = 90^\circ - (i-\varphi)$, отсюда $V_{кв} = V_1/\sin(i-\varphi)$.

Индекс "В" взят для значений eи V_kпо восстанию пласта. Если индексом "П" обозначить соответствующие значения по падению пласта, то нетрудно доказать, что $e_п = 90^\circ - (i+\varphi), V_{кп} = V_1/\sin(i+\varphi)$. Точки $S_в$и $S_п$ являются начальными точками преломленной волны. Между ними преломленные волны наблюдаться не могут, т.е. они выходят на земную поверхность на некотором расстоянии от пункта взрыва, сравнимом с глубиной залегания преломляющей границы.

2. *Вывод уравнения линейного годографа головной преломленной волны, образовавшейся над наклонной границей двух сред (прямая задача)*. Пусть под однородной покрывающей средой со скоростью распространения упругих волн V_1расположена плоская граница второго слоя с $V_2 > V_1$. Требуется получить уравнение годографа головной преломленной волны, т.е. установить теоретическую зависимость времени прихода волны (t) от расстояния (x), скорости распространения упругих волн (V_1 и V_2), глубины залегания (H) и угла наклона (φ) преломляющей границы (рис. 4.7).

Как показано выше, первой точкой профиля наблюдений, в которой начинает регистрироваться преломленная волна, является точка $S(x_п, t_п)$, называемая начальной точкой головной волны. Так как все лучи головной преломленной волны параллельны, то углы eи $V_k = \Delta x/\Delta t$постоянны, а это значит, что линейный годограф преломленной волны имеет постоянный наклон к оси x. Наклон к оси x остается постоянным лишь у прямой линии. Таким образом, годограф головной преломленной волны над плоской границей является прямой линией, начинающейся в точке S'с координатами $x_п$и $t_п$и наклоненной к оси xпод углом $\mathrm{tg}\,\alpha = \Delta t/\Delta x = 1/V_k$.

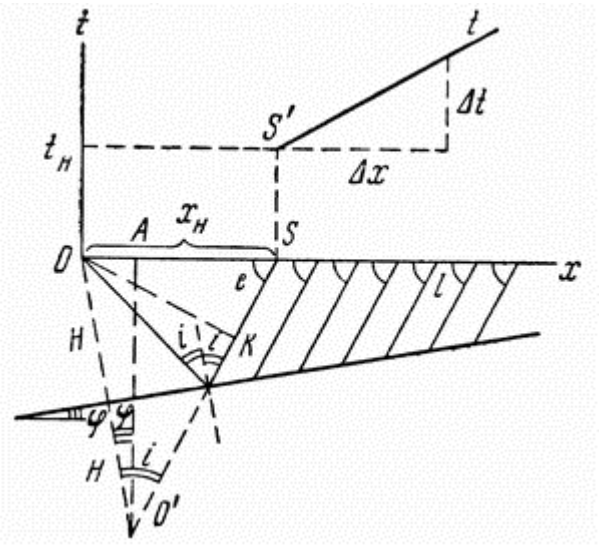


Рис. 4.7. К выводу уравнения годографа головной преломленной волны

Отсюда можно получить уравнение годографа преломленной волны. По восстанию пласта $\Delta t/\Delta x = (t-t_п)/(x-x_п) = 1/V_{кв}$, где tи x- координаты любой точки годографа. Очевидно, для получения уравнения необходимо определить $t_п$и $x_п$.

Возьмем мнимый пункт взрыва O'и опустим перпендикуляры на O'A и ось x. Из треугольника OKS $x_{пв} = OK/\sin e$, из треугольника *OO'K OK = 2H sin i*. Учитывая, что $e_в = 90^\circ - (ix\varphi)$, получим

$$x_{пв} = \frac{2H\sin i}{\cos(i-\varphi)}, t_{пв} = \frac{OR+RS}{V_1} = \frac{O'S}{V_1}.$$

Из треугольника *O'AS* и *OO'A* можно получить $O'S = O'A/\cos(i-\varphi)$и $O'A = 2H\cos\varphi$. Откуда $t_{пв} = 2H\cos\varphi/V_1\cos(i-\varphi)$. Нетрудно показать, что для точек по падению границы

$$x_{пп} = \frac{2H\sin i}{\cos(i+\varphi)},\ t_{пп} = \frac{2H\cos\varphi}{V_1\cos(i+\varphi)}.$$

Учитывая, что $V_{кп} = V_1/\sin(ix\varphi)$, получаем уравнение годографа преломленной волны:

$$t = t_{пп} + \frac{x - x_{пп}}{V_{кп}} = \frac{1}{V_1}\left[x\sin(i-\varphi) + \frac{2H[\cos\varphi - \sin i\sin(i-\varphi)]}{\cos(i-\varphi)}\right].$$

Проведя преобразования во втором слагаемом, можно получить окончательное уравнение годографа преломленной волны:

$$t = \frac{1}{V_1}[x\sin(i \mp \varphi) + 2H\cos i]. \qquad (4.9)$$

Причем знак "-" берется для годографа по восстанию границы (здесь волна приходит быстрее), знак "+" берется для годографа по падению границы от пункта взрыва. Из уравнений годографов видно, что при $x = 0$, $t_0 = 2H\cos i/V_1$, где t_0- время на пункте взрыва.

Для горизонтальной преломляющей границы ($\varphi = 0$)

$$t = \frac{1}{V_1}(x\sin i + 2H\cos i). \qquad (4.10)$$

Выражение для годографа преломленной волны можно записать в таком виде:

$$t = t_o + \frac{x\sin(i \mp \varphi)}{V_1} = t_o + \frac{x}{V_k}.$$

При $\varphi > iV_{кп} < 0$, что означает приход волны сначала к удаленным, а затем к близким к пункту взрыва точкам наблюдения. При $i + \varphi > 90°$, $V_{кп} < 0$и $t_{пп} < 0$, что соответствует случаю, когда головная преломленная волна не сможет выйти на поверхность и работы методом МПВ невозможны. Поэтому этот метод может применяться для изучения не очень крутых структур, т.е. при углах падения, меньших 45∘.

Преломленная волна на удалении $x > x_{пр}$от пункта взрыва всегда приходит раньше отраженной и прямой волн и ее удобно регистрировать в области первых вступлений. Применяется также корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), когда выделение преломленных волн производится и в последующих вступлениях.

Как показано выше, годограф волны, преломленной на плоской границе двух сред, прямолинеен. Однако, если преломляющая граница криволинейна, то и годограф приобретает криволинейную форму. Это объясняется тем, что угол выхода сейсмической радиации $e = 90° - (i \pm \varphi)$и кажущаяся скорость $V_k = V_1/\sin(i \pm \varphi)$меняется при изменении угла наклона границы (φ) по профилю наблюдений, что приводит к изменению угла наклона годографа.

Как отмечалось в 10.1.4, если в среде скорость упругих волн возрастает с глубиной, что может наблюдаться, например, при смене литологии или из-за увеличения давления, то возникают рефрагированные волны. Механизмы образования рефрагированных и скользящих преломленных волн имеют определенное сходство. С увеличением скорости с глубиной критический угол падения увеличивается и рефрагированные волны будут проходить во втором слое по дугообразным лучам (4.1, в). Выходя на поверхность земли, рефрагированные волны регистрируются подобно головным преломленным. Годографы преломленных и рефрагированных волн сходны между собой, и их распознавание имеет большое значение, так как позволяет избавиться от ошибок при интерпретации результатов сейсморазведки.

3. *Обратная задача метода преломленных волн*. Обратная задача метода преломленных волн (МПВ) над наклонной границей двух сред сводится к определению скоростей в верхнем (V_1) и нижнем ($V_2 = V_г$) слоях и геометрических параметров разреза (H, \varphi). Ее решают различными способами, основанными на анализе уравнения годографа (4.8) - (4.10). Как показывает практика интерпретации МПВ, наиболее надежно решить обратную задачу можно, имея встречные годографы (Γ_1 и Γ_2), которые получаются из двух точек взрыва O_1 и O_2, находящихся на концах изучаемого профиля (рис. 4.8).

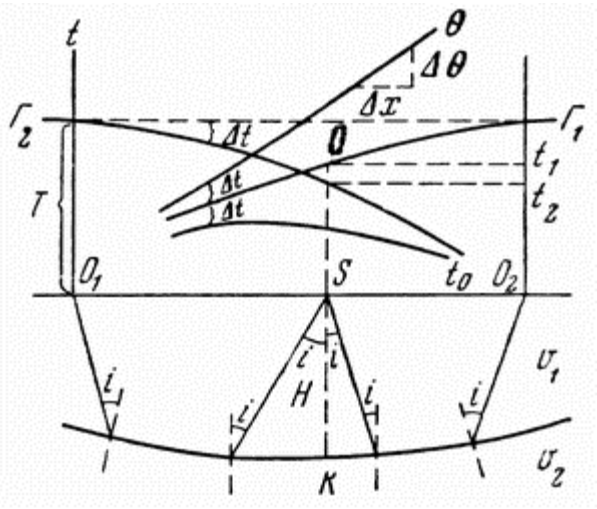


Рис. 4.8. Определение граничной скорости с помощью разностного годографа и построение преломляющей границы способом t_0

А. Определение граничной скорости по разностному годографу. Имея два встречных годографа, можно построить разностный годограф: $\theta(x) = t_1(x) - t_2(x) + T$, где $t_1(x)$и $t_2(x)$- время прихода головной преломленной волны в точку *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. 4.8). Легко видеть, что путь головной волны из пункта взрыва O_1 в точку O_2 и, наоборот, из пункта взрыва O_2 в точку O_1 одинаков, а значит, время во взаимных точках по встречным годографам одинаково и постоянно для данного интервала O_1O_2 (рис. 4.8).

Взяв производную от уравнения разностного годографа, получим $d\theta/dx == dt_1/dx - dt_2/dx$, где $d\theta/dx = \Delta\theta/\Delta x$- угловой коэффициент разностного годографа, равный обратной скорости, т.е.

$$\frac{dt_1}{dx} = \frac{\Delta t_1}{\Delta x} = \frac{1}{V_{кп}} \text{ и } \frac{dt_2}{dx} = \frac{\Delta t_2}{\Delta x} = -\frac{1}{V_{кп}}.$$

Отсюда

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta x} = \frac{1}{V_{кп}} + \frac{1}{V_{кп}} = \frac{\sin(i+\varphi)+\sin(i-\varphi)}{V_1} = \frac{2\cos\varphi}{V_г}$$

Таким образом, граничная скорость может быть определена по наклону разностного годографа $V_г = 2\cos\varphi \cdot \Delta x/\Delta\theta$. При углах наклона, меньших 10 - 15°, $V_г \approx 2\Delta x/\Delta\theta$.

Б. Определение скорости в перекрывающем слое. Скорость упругих волн в перекрывающем слое (толще) $V_1(V_{ср})$может быть оценена по точкам пересечения годографов прямой и головных преломленных волн: $V_1 \approx V_{ср} \approx x_{гп}/t_{гп}$, где $x_{гп}$и $t_{гп}$- координаты точек пересечения.

Однако более точно $V_{ср} \approx V_{эф}$получается по данным метода отраженных волн (10.3.2).

В. Построение преломляющей границы способом нулевого времени. Одним из простых и точных способов определения H, φи построения преломляющей границы является способ нулевого времени (t_0).

Для любой точки S, где имеются два встречных годографа (см. рис. 4.8), можно найти некоторую функцию $t_0 = t_1 + t_2 - T$, которая равна времени на пункте взрыва $t_0 = 2H\cos i/V_1$. В самом деле, $t_1 = t_{O_1AC} + t_{CS}$, $t_2 = t_{O_2BD} + t_{DS}, T = t_{O_1AC} + t_{O_2BD} + t_{CD}$. Отсюда, считая границу на участке *CD* плоской и опустив из *S* перпендикуляр на *CD*, получим

$$t_1 + t_2 - T = t_{CS} + t_{DS} - t_{CD} = 2t_{CS} - 2t_{CK} = \frac{2CS}{V_1} - \frac{2CK}{V_г}.$$

Из треугольника *CSK*: $CS = H/\cos i$, $CK = H\text{tg i}$. Учитывая, что $\sin i = V_1/V_г$, получим:

$$t_o = t_1 + t_2 - T = \frac{2H}{\cos i V_1} - \frac{2H \operatorname{tg} i}{V_1} = \frac{2H}{V_1}\left(\frac{1}{\cos i} - \frac{\sin^2 i}{\cos i}\right) = \frac{2H\cos i}{V_1}. \qquad (4.12)$$

Следовательно, для любой точки профиля, где имеются встречные годографы, можно найти фиктивное время $t_0 = t_1 + t_2 - T$, а затем и рассчитать

$$H = \frac{t_0 V_1}{2\cos i} = \frac{r}{2}\frac{t_0}{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_r^2}}. \qquad (4.13)$$

Практически применение способа t_0сводится к следующему. Для любой точки *x* определяется величина $\Delta t = T - t_2$. От значения t_1по первому годографу измерителем откладывается Δtвверх (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 подобные построения в нескольких (3 - 5) точках оси *x* и соединив точки θи t_0, получаем разностный годограф $\theta(x)$и линию $t_0(x)$. По наклону разностного годографа находится граничная скорость $V_r \approx 2\Delta x/\Delta\theta$(при $\varphi < 15^\circ$). Если угол $\varphi > 15^\circ$, то ее можно определить по формуле, приведенной выше ($V_r = 2\cos\varphi\Delta x/\Delta\theta$). Зная t_0в каждой точке, по формуле (4.13) можно рассчитать эхо-глубину H.

Проведя из нескольких точек *x* дуги радиусами Hи соединив их плавной касательной, получим искомую преломляющую криволинейную границу раздела. Для криволинейной границы не имеет смысла говорить об угле наклона φ, поскольку он разный в разных точках преломляющей границы.

Приведенные прямые и обратные задачи МОВ и МПВ для двухслойного разреза являются основными задачами сейсморазведки, поскольку, заменив верхний слой (V_1, H, φ) толщей ($V_{ср}, H, \varphi$), получаем практически одни и те же годографы. Решение кинематических прямых и обратных задач для отраженных, преломленных, рефрагированных, дифрагированных волн слоистых толщ (одномерные задачи - 1Д), сред с вытянутыми контактами (двухмерные задачи - 2Д) и для включений объектов (трехмерные задачи - 3Д) в аналитическом виде связано с большими математическими сложностями.

10.3.4. Принципы решения обратной задачи метода рефрагированных волн.

Решение обратной задачи метода рефрагированных волн (МРВ) сложнее, чем преломленных. Они сводятся к построению *скоростных разрезов* или *полей скоростей*, на которых для каждой точки разреза известна скорость. Для разных законов изменения скоростей с глубиной разработаны различные приемы построения скоростных разрезов по годографам рефрагированных волн. Рассмотрим один из простых для среды с вертикальным градиентом скорости. Она принимается за слоисто-однородную, состоящую из бесконечно тонких горизонтальных слоев, в каждом из которых скорости постоянны, а на границах возрастают скачком, но таким образом, что чем глубже слой, тем выше скорость в нем (см. рис. 4.1). Для таких разрезов можно воспользоваться решением обратной задачи МПВ над многослойной средой. На годографе рефрагированной волны выбирается несколько (до 5) точек ($t_1, t_2, \ldots$) и в каждой из них проводится касательная (рис. 4.9). По пересечению касательных с осью времен определяются $t_{01}, t_{02}, \ldots$, а по их наклону - кажущиеся скорости $V_{K1} = \Delta x_1/\Delta t_1, V_{K2} = \Delta x_2/\Delta t_2, \ldots$

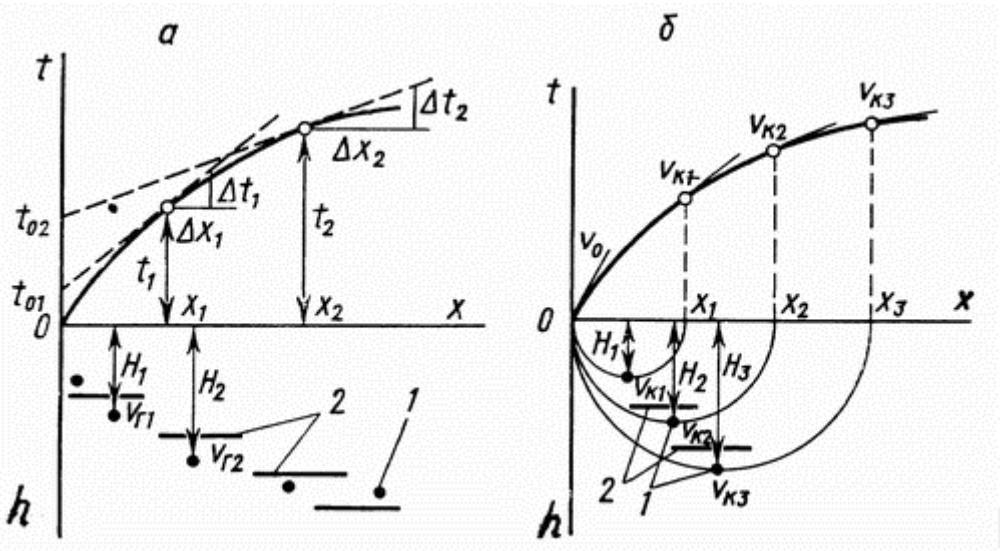


Рис. 4.9. Годографы рефрагированных волн (а) и (б), а также построенные с их помощью скоростные разрезы: 1 - точки разреза, для которых определена скорость; 2 - изолинии скоростей

В 10.3.3 получено выражение для кажущейся скорости головной преломленной волны, которая в случае горизонтальной преломляющей границы ($\varphi = 0$) равна $V_К = V_{ср}/\sin i = V_г$(здесь применена формула $\sin i = V_{ср}/V_г$). Поэтому можно записать $V_{к1} = V_{г1}, V_{к2} = V_{г2}, \ldots$

За среднюю скорость $V_{ср1}, V_{ср2}, \cdots$в покрывающей среде над соответствующими преломляющими площадками с $V_{Г1}, V_{Г2}, \cdots$принимается полученное эмпирическим путем выражение $V_{срi} = 0,5[x_i/t_i + \sqrt{(x_i/t_i) \cdot v_{ki}}]$, где x_i/t_i- скорость в покрывающей толще, если считать ее неградиентной; $i = 1, 2, \ldots$По известным t_0, $V_Г$и $V_{ср}$можно определить глубину залегания преломляющих площадок:

$$H = t_o/2\sqrt{1/v_{ср}^2 - 1/v_г^2}.$$

Для практического построения скоростного разреза данным методом от точек профиля, расположенных в середине между пунктом возбуждения и расчетными точками $\mathrm{x_1}, \mathrm{x_2}, \cdots$, вниз откладываются глубины $\mathrm{H_1}, \mathrm{H_2}, \ldots$и у них записываются граничные скорости $V_{Г1}, V_{Г2}, \ldots$Если провести изолинии, то получим скоростной разрез. Построение скоростных разрезов описанными выше способами обычно выполняется на компьютерах.

10.4. Основы теории сейсмоэлектрического метода

Сущность сейсмоэлектрического метода сводится к возбуждению упругих волн с помощью взрывов или невзрывных источников и изучению как *упругих волн*, так и *электромагнитных импульсов*.

Сейсмоэлектрические явления, на которых этот метод основан, объясняются, по крайней мере, двумя факторами: пьезоэлектрическим эффектом (ПЭЭФ) кристаллических горных пород и сейсмоэлектрическим эффектом (СЭЭФ) осадочных пород.

10.4.1. Пьезоэлектрический эффект.

Пьезоэлектрический эффект представляет собой электрическую поляризацию, т.е. определенную ориентировку полярных молекул при механическом воздействии на вещество. Пьезоэлектрическая поляризация наблюдается как в монокристаллах некоторых диэлектриков (реже - полупроводников), так и в поликристаллических средах, какими являются горные породы.

10.4.2. Сейсмоэлектрический эффект.

Сейсмоэлектрический эффект изучен значительно хуже, чем пьезоэлектрический, и наблюдается при прохождении сейсмических волн через осадочные влагосодержащие породы. Под действием упругой волны происходит смещение подвижной части двойных электрических слоев, существующих на твердых частицах этих пород. В результате создаются электрические потенциалы, природа которых примерно такая же, как и у потенциалов фильтрации (см. 7.2). Объясняется это тем, что интенсивность фильтрационного и сейсмоэлектрического полей пропорциональна разности давлений на концах капилляра. В первом случае оно постоянно и пропорционально скорости движения подземных вод через капилляры, а во втором - переменно и синхронно изменяется с прохождением упругой волны, меняющей давление на концах капилляров. Количественно сейсмоэлектрический эффект принято характеризовать пьезоэлектрическим модулем (см. 10.2.4).

11. Аппаратура и методика сейсморазведки

11.1. Особенности устройства сейсморазведочной аппаратуры

11.1.1. Общая характеристика аппаратуры для сейсморазведки.

Для проведения сейсморазведки используются сложные комплекты аппаратуры, включающие:

- источники возбуждения упругих волн (взрывные и невзрывные);
- устройства, воспринимающие упругие колебания и преобразующие их в электрические сигналы (сейсмоприемники или геофоны при наземных работах, пьезоприемники и гидрофоны при работах на акваториях);
- сейсмостанции, включающие многоканальные усилители и регистраторы (аналоговые или цифровые);
- компьютеры для обработки информации;
- вспомогательное оборудование (буровые станки, автомобили для транспортировки приемных установок, провода и прочее).

О технической сложности проблем, стоящих перед сейсморазведочной аппаратурой, свидетельствуют такие факторы, как необходимость:

- изучать глубины от нескольких метров до сотен километров, что требует применения разных источников возбуждения упругих волн - от удара молотком до мощных взрывов;
- регистрировать смещения почвы амплитудой от 10^{-6} до долей миллиметра, что создает перепад в интенсивности сигналов в миллионы раз и требует применения электронных усилителей с коэффициентами усиления и динамическим диапазоном, составляющими 10^{6} - 10^{7};
- одновременной фиксации множества волн либо в нескольких точках вокруг источника, либо в сотнях пунктов от него, для чего нужны многоканальные идентичные приемные установки;
- обрабатывать очень большое количество информации, что оказалось возможным лишь благодаря компьютерам, встроенным в современные станции, с последующей переинтерпретацией материалов на больших ЭВМ.

11.1.2. Источники упругих волн.

Для возбуждения упругих волн на земной поверхности, в неглубоких (до 50 м) скважинах или в водоемах используются различные источники. Простейшими являются удары молотком, кувалдой или падающим грузом по земной поверхности. Долгое время основным способом создания упругих волн являлся подрыв взрывчатых веществ (ВВ) типа тротил, аммонит, порох весом от 100 г до сотен килограмм в скважинах, водоемах. Подрыв ВВ осуществляется с помощью электродетонаторов и специальной взрывной машинки, подающей в них высоковольтный электрический импульс.

Ввиду сложности организации и проведения взрывных работ, а также их экологического вреда в последнее время используются разного рода невзрывные источники с импульсным (10^{-3} - 10^{-1} с) или квазинепрерывным (2 - 20 с) возбуждением. К импульсным относится установка газовой детонации, в которой используется газовзрывная смесь (например, пропан и кислород), находящаяся в цилиндре с подвижным поршнем. Цилиндр монтируется под грузовиком. При сгорании смеси поршень ударяет вниз, а удар вверх сдерживается массой грузовика. В вибраторах, предназначенных для возбуждения квазинепрерывных упругих колебаний, в аналогичный цилиндр, как в гидравлический домкрат, нагнетается масло. При резком изменении объема масла платформа и грузовик своей массой ударяют по земной поверхности.

В электроискровых источниках упругое поле создается электрическим разрядом в воде от электрической энергии, накопленной от какого-нибудь источника в конденсаторах. Под воздействием электровзрыва окружающая его жидкость образует перегретый пар или парогазовую полость давления, которая в окружающей жидкости создает упругую волну.

В пневматической пушке в воду под высоким давлением выбрасывается воздух, накапливаемый в специальной камере. Существуют и другие источники.

11.1.3. Каналы записи и воспроизведения.

1. *Назначение сейсморазведочной аппаратуры*. Основное назначение сейсморазведочной аппаратуры - измерить время прихода упругих волн определенного типа, для чего необходимо знать момент возбуждения колебаний, воспринять смещения почвы под воздействием упругих волн, выделить полезные волны на фоне волн-помех, автоматически зарегистрировать их и оценить амплитуды.

Незначительные смещения почвы, обязанные приходу упругой волны, воспринимаются *сейсмоприемником* или *пьезоприемником*, предназначенным для преобразования механических колебаний в электрические сигналы. Эти очень слабые сигналы подаются по проводам или радиоканалу в электронный *усилитель*, откуда поступают в *регистрирующее устройство*. Совокупность сейсмоприемника (пьезоприемника), усилителя и регистрирующего устройства носит название *сейсмического канала*, или канала записи. В разных сейсмостанциях бывают от 1 до 1000 каналов. В комплекте аппаратуры с магнитной регистрацией, кроме канала записи, имеется *канал воспроизведения*, который служит для преобразования записи в видимую форму. Канал воспроизведения включает *воспроизводящее* (считывающее) *устройство*, *усилитель* воспроизведения, *регистрирующее устройство*.

2. *Сейсмоприемники и пьезоприемники*. Для восприятия упругих колебаний почвы и преобразования их в регистрируемые электрические сигналы используются электродинамические сейсмоприемники (геофоны). Они состоят из магнита, в зазорах которого на пружинах подвешена алюминиевая катушка с проводом. При смещении магнита под воздействием упругой волны катушка по инерции остается на месте, но относительно магнита перемещается. В результате в ней индуцируются электрические сигналы, пропорциональные скорости смещения почвы.

Для морских работ используются пьезоприемники (гидрофоны). Их работа основана на пьезоэлектрическом эффекте, т.е. возникновении э.д.с. на гранях некоторых кристаллов (например, титаната бария) при приложении к ним давления. Упругая волна, распространяясь в воде, изменяет давление, приложенное к сейсмоприемнику, и на его выходе появляются электрические потенциалы. Сейсмо- и пьезоприемники подключаются к сейсмическим косам - жгуту проводов (по два на приемник), а те к блоку усилителей.

3. *Усилитель*. Для усиления электрических сигналов, полученных в сейсмоприемнике или воспроизводящем устройстве, применяются электронные усилители, увеличивающие сигналы в 10^6 - 10^7 раз. Кроме усиления, важная функция усилителя - производить *частотную фильтрацию* (усиливать колебания определенных частот, а колебания других частот подавлять). Для этого имеется набор нескольких фильтраций. Характер фильтрации определяется частотными характеристиками усилителей. Третья операция, которая может осуществляться с помощью усилителя, - это программная (ПРУ) или автоматическая (АРУ) *регулировка усиления*. Такая регулировка необходима для расширения *динамического диапазона* сейсмического канала. Она служит для большего усиления малых сигналов и малого усиления больших сигналов с тем, чтобы в целом запись на сейсмограммах характеризовалась одинаковым уровнем амплитуд. В сейсмостанции монтируются блоки одинаковых усилителей по числу каналов.

4. *Регистрирующие устройства*. Для выделения полезных сейсмических волн необходимо видеть форму принятых сейсмических сигналов. Поэтому главное назначение сейсмических станций - записать изменение величины сигнала во времени. Это осуществляется с помощью регистраторов с *разверткой*, непрерывно фиксирующих величину сигнала во времени. При *прямой* регистрации носителем записи служит фотографическая, обычная или электротермическая бумага. Более применима *воспроизводимая* запись, которая осуществляется на магнитной пленке. Скорость регистрации 30 - 50 см/с. С помощью специального маркирующего устройства через 0,01 с подаются марки времени. В результате прямой регистрации в каналах записи или воспроизведения получаются *сейсмограммы*. На них записываются колебания, поступившие с усилителей, а также марки времени и отметка момента возбуждения упругих волн, чтобы определить время их прихода от пункта возбуждения до сейсмоприемников.

Воспроизводимая запись на магнитной пленке осуществляется с помощью магнитного регистратора, представляющего собой многоканальный магнитофон. Регистрирующими устройствами в нем являются *магнитные головки*. Такие же магнитные головки используются в качестве считывающих устройств каналов воспроизведения.

В магнитном регистраторе, кроме блока магнитных головок по числу каналов в станции, имеется лентопротяжный механизм и маркирующее устройство. В результате записи получаются *магнитограммы*. Преимущества магнитной записи перед прямой в том, что ее можно многократно воспроизводить, вводя в запись дополнительную фильтрацию, суммирование сигналов и другие преобразования. Это позволяет получить из полевых материалов больше полезной информации.

Прямая и воспроизводимая запись являются аналоговым способом представления данных, когда развертка сигналов во времени дается в видимой форме. В современных сейсмостанциях применяется в основном цифровая регистрация. В этом случае сигнал с определенным шагом дискретизации измеряется и кодируется в виде цифры в двоичном коде, а затем записывается на магнитную ленту. Преимущества цифровой магнитной записи перед аналоговой в том, что в запись практически не вносятся искажения и ее

можно обрабатывать с помощью ЭВМ. Это позволяет автоматизировать процесс обработки и интерпретации сейсмической информации.

Применяя регистраторы (графопостроители, плоттеры), цифровой сигнал можно воспроизвести и записать в видимой форме способом отклонения (график зависимости величины напряжения от времени, как это изображено на рис. 4.10) или способом переменной плотности (когда напряжение управляет плотностью потемнения записывающей ленты, т.е. чем больше напряжение на каком-то интервале времени, тем темнее на нем пятно).

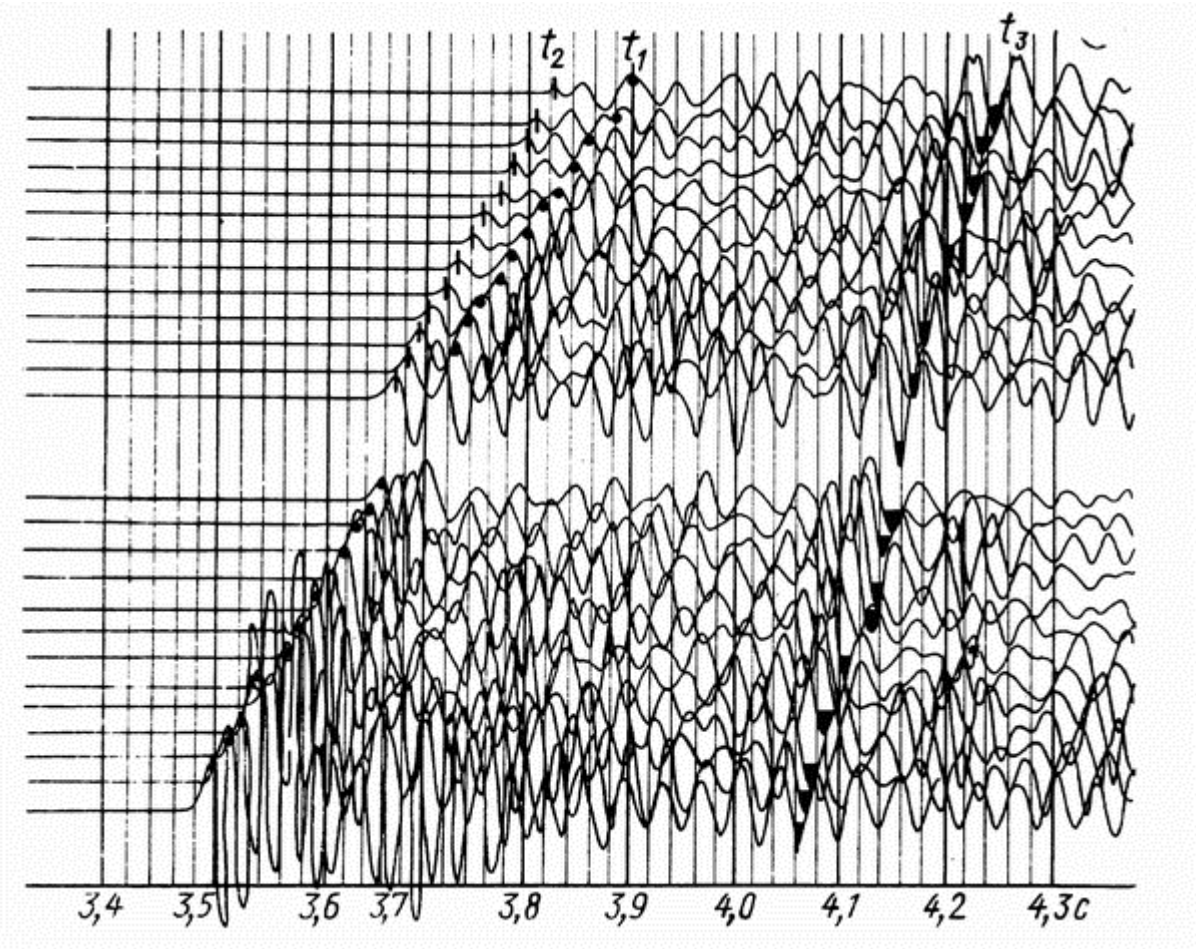


Рис. 4.10. Общий вид сейсмограммы: t_1, t_2, t_3- оси синфазности ряда волн

11.1.4. Принципы устройства сейсморазведочных станций и установок.

В зависимости от решаемых геологических задач применяются разные виды сейсмических станций. Число каналов в станции, т.е. количество сейсмоприемников, усилителей, гальванометров или магнитных головок в регистраторе и т.п., бывает различным.

1. *Сейсмические установки*. Для разведки небольших глубин используются *одноканальные сейсмические установки* (ОСУ). В ОСУ роль регистратора выполняет осциллограф с электронно-лучевой трубкой. В момент возбуждения упругих колебаний электронный луч начинает двигаться по экрану слева направо со строго постоянной скоростью. На пластины вертикального отклонения луча подается сигнал с усилителя. Наблюдая (или фотографируя) на экране трубки сигнал, можно определить время прихода волны. Сходное устройство имеют установки для измерения упругих свойств образцов породы, определения их в массиве пород, т.е. в обнажениях, одиночных выработках, шпурах или скважинах, а также при прозвучивании между ними. Для этого используются разные импульсные ультразвуковые приборы и установки.

2. *Сейсмические станции*. Цифровые и аналоговые многоканальные сейсмические станции - это сложные электронные установки, смонтированные на автомашинах, на кораблях или переносные. Питание сейсмостанции осуществляется с помощью батарей аккумуляторов.

Современные цифровые сейсмостанции - это фактически специализированные компьютеры с большим числом идентичных каналов (от 24 до 1000). Они содержат блоки: воспринимающий, включающий набор сейсмоприемников, и регистрирующий, который содержит:

- набор усилителей с фильтрами по числу каналов станции,
- коммутатор каналов (мультиплексор), предназначенный для квантования сигналов, т.е. определения их амплитуд через определенные интервалы времени,
- преобразователь аналог-код для преобразования сигналов в цифровую форму в двоичной системе счисления,
- цифровой магнитный регистратор, регистрирующий цифровые сигналы на магнитную ленту,
- преобразователь код-аналог для визуализации сигнала на шлейфовом осциллографе, дающем изображение сигналов на диаграммной бумаге,
- блоки питания,
- контрольно-измерительные устройства.

11.2. Методика и система наблюдений в полевой сейсморазведке

11.2.1. Общая характеристика методики полевой сейсморазведки.

Под методикой полевой (наземной) сейсморазведки понимается выбор вида, метода, типа источников возбуждения, аппаратуры, системы наблюдений (расположения источников возбуждения и приемников), способов организации и проведения полевых работ, обеспечивающих наилучшее решение поставленных задач.

11.2.2. Виды сейсморазведки.

В зависимости от этапов геологической разведки изучаемого региона, детальности и задач исследований различают три вида сейсморазведочных работ: региональные, поисковые и детальные. Эти виды сейсморазведки отличаются масштабом съемки, густотой сети наблюдений, а также системами наблюдений на профилях. При всех видах сейсморазведки для рационального решения поставленных геологических задач следует учитывать следующие методические рекомендации:

- работы проводить по отдельным профилям, по системам профилей или равномерно на изучаемой площади;
- направление профилей выбирать преимущественно вкрест предполагаемого простирания структур;
- участки работ должны быть доступны для доставки сейсморазведочной аппаратуры на автомашине или вручную (переносные станции);
- отражающие и преломляющие границы должны прослеживаться по возможности непрерывно;
- на изучаемой площади необходимо иметь опорные скважины для увязки сейсмических границ с геологическими.

1. Региональные сейсморазведочные работы являются мелкомасштабными, рекогносцировочными. Они выполняются, как правило, по отдельным профилям, маршрутам, геотраверсам, вкрест простирания предполагаемых тектонических структур. Чаще всего проводятся сейсмозондирования, когда границы прослеживаются на отдельных удобных для работ интервалах профиля.

Работы проводятся как методом МОВ, так и методом МПВ. В результате региональных сейсмических исследований вдоль разведанных профилей строятся сейсмические разрезы и выявляются перспективные участки для дальнейшей разведки.

2. Поисковые сейсморазведочные работы являются рекогносцировочными и бывают маршрутными и площадными. Они служат для структурных исследований, поисков месторождений тех или иных ископаемых.

Работы проводятся по профилям, удаленным друг от друга на 3 - 10 км. Расстояния между профилями должны быть в 2 - 3 раза меньшими предполагаемой протяженности структуры. Профили надо задавать вкрест структур, но после выявления направления структур некоторые профили ставят по простиранию для выявления элементов залегания.

Применяется МОВ, реже МПВ по методике сейсмопрофилирований, когда границы прослеживаются непрерывно по всему профилю, и сейсмозондирований, когда границы прослеживаются на отдельных участках профиля. В результате поисковой съемки составляются разрезы и структурные схемы, что наряду с другими геофизическими материалами является исходным материалом для детальной разведки.

3. Детальная площадная сейсморазведка применяется для подробного изучения и разведки небольших участков с целью подготовки площадей для добычи нефти и газа. Профили задаются как вкрест простирания структур, так и вдоль структур. На вытянутых структурах расстояние между профилями должно быть в несколько раз меньшим предполагаемой длины структуры. Изометрические структуры разведываются площадной съемкой по квадратной системе профилей.

Сейсморазведка выполняется, в основном, площадной съемкой методом отраженных волн, редко - методом преломленных волн, причем система наблюдений должна быть выбрана такой, чтобы обеспечить непрерывное многократное прослеживание отражающих и преломляющих границ. В результате детальной сейсморазведки строятся сейсмические разрезы и структурные карты по одному или нескольким сейсмическим горизонтам.

11.2.3. Сравнительная характеристика МОВ и МПВ.

В сейсморазведке основным является метод отраженных волн (МОВ), меньшее применение имеет метод преломленных волн (МПВ) (раньше его называли корреляционным - КМПВ), близкий к нему метод рефрагированных волн (МРВ), а также методы проходящих волн. Сравнительная характеристика методов МОВ и МПВ дана в табл. 4.2. МОВ применяется в основном для изучения структур и расчленения разрезов осадочных толщ. Это основной метод поисков и разведки нефтегазоносных структур. МПВ чаще применяется при глубинных сейсмических исследованиях, определении глубины и рельефа кристаллического фундамента, изучении месторождений рудных ископаемых. При инженерно-гидрогеологических исследованиях чаще применяется МПВ, реже МОВ.

Т а б л и ц а 4.2

Наименование признаков	**МОВ**	**МПВ**
Условия образования волны	$\sigma_n V_n \neq \sigma_{n+1} V_{n+1}$	$V_{n+1} > V_n$
Уравнение годографа для двухслойной среды (знак "+" по падению, "-" по восстанию пласта)	$t = \frac{1}{V_1}\sqrt{x^2 + 4H^2 \pm 4H\sin\varphi}$	$t = \frac{1}{V_1}[x\sin(i \mp \varphi) + 2H\cos i]$
Вид графика линейного годографа	гипербола	прямая линия
Система наблюдений	сейсмические профилирования и зондирования	сейсмические профилирования и зондирования
Область прослеживания волн	вблизи пункта взрыва	вдалеке от пункта взрыва
Частотный спектр	повышенные частоты	пониженные частоты
Результаты интерпретации	$H, \varphi, V_{эф}$	H, φ, V_i(менее точно $V_{эф}$)
Методы определения скоростей распространения упругих волн	определение $V_{эф}$в покрывающей толще способом постоянной разности и др.	определение V_iв подстилающем слое по разностному годографу и др.
Методы построения разведываемой границы	построение отражающей границы способами t_0, засечек, эллипсов и др.	построение преломляющей границы способом t_0и др.

Отраженные волны возникают практически на всех литологических границах, на которых скачок акустических жесткостей ( ) превышает 10% (при возрастании или убывании скоростей с глубиной). Для образования головных преломленных волн необходимо возрастание скорости с глубиной. Отраженные волны интенсивны вблизи пункта возбуждения. Головные преломленные волны наблюдаются вдалеке от пункта возбуждения и распространяются вдоль преломляющей границы. Это предопределяет систему наблюдений: в МОВ сейсмоприемники располагают вблизи пункта возбуждения, а в МПВ - вдалеке от него (на расстояниях, превышающих проектируемые глубины разведки). Рефрагированные волны по природе близки к головным. Однако нагоняющие годографы над слоистой средой, полученные из разных пунктов возбуждения, для рефрагированных волн сходятся, а для головных - параллельны. Прямые волны используются при скважинных сейсмических, акустических, ультразвуковых исследованиях, когда источники возбуждения волн и приемники располагаются либо в одной скважине, либо разнесены по соседним скважинам или горным выработкам, либо наблюдается комбинация скважинного возбуждения (измерения) с околоскважинным, поверхностным измерением (возбуждением) упругих волн.

11.2.4. Системы наблюдений в МОВ.

Система наблюдений, т.е. размещение пунктов возбуждения и регистрации упругих волн, в методе отраженных волн должны быть такими, чтобы прослеживать отражающие границы непрерывно по изучаемому профилю (сейсмическое профилирование) или кусочно-непрерывно (сейсмическое зондирование).

1. *Простые системы наблюдений*. Системы непрерывного профилирования в МОВ бывают следующими: простое профилирование, профилирование через интервал, двойное профилирование и ряд других. При простом профилировании (рис. 4.11) сейсмоприемники устанавливаются в пределах взрывного интервала (расстояние между соседними пунктами на профиле наблюдений) в обе стороны от пункта взрыва (возбуждения) (ПВ). Например, при взрыве в точке O_3 наблюдения проводятся на участках O_2O_3 и O_3O_4. Иногда используется профилирование через интервал, когда из-за поверхностных волн вблизи ПВ отраженные волны выявить трудно. В этом случае, например, при взрыве в точке O_3 наблюдения проводятся на участке O_1O_2 и O_4O_5 (рис. 4.11).

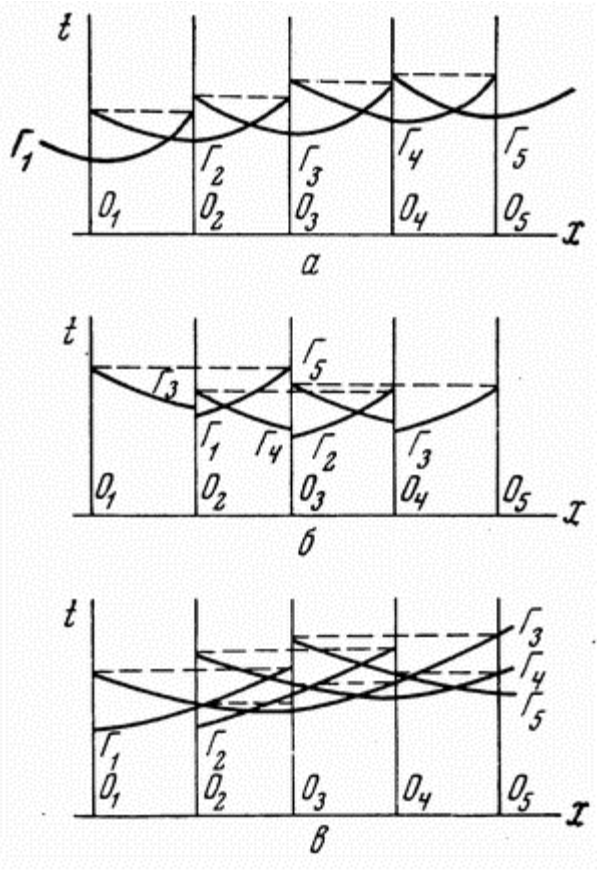


Рис. 4.11. Система наблюдений в методе отраженных волн: а - простое профилирование, б - профилирование через интервал, в - двойное непрерывное профилирование, Γ_1, Γ_2 -

годографы отраженных волн

Двойное непрерывное профилирование применяется в сложных геологических условиях. При этом с каждого пункта взрыва наблюдения выполняются в пределах двух взрывных интервалов в обе стороны от ПВ (например, при взрыве в точке O_3 наблюдения проводятся на участках O_1O_3 и O_3O_5). При сейсмических профилированиях работы, как правило, выполняются по системам параллельных профилей, направленных вкрест предполагаемого простирания структур и вдоль них. При сейсмозондированиях наблюдения проводятся при 2 - 6 ПВ, расположенных либо по одному профилю, либо по двум перпендикулярным (крестовое зондирование), что позволяет оценить пространственное положение отражающего слоя. Как при сейсмических профилированиях, при сейсмических зондированиях работы проводятся по системам продольных (пункт взрыва и сейсмоприемники расположены по одной линии) или непродольных профилей (пункт взрыва находится в стороне от сейсмоприемников).

Взрывные интервалы в МОВ выбирают сравнимыми с глубинами до изучаемых отражающих границ и постоянными по длине для данного района исследований. Вдалеке от пункта взрыва отраженные волны выявить трудно, так как они приходят в области последующих вступлений вслед за преломленными волнами. Вблизи же пункта взрыва преломленные волны отсутствуют, и отраженные волны легче выделить на фоне других волн.

Расстояния между сейсмоприемниками должны быть такими, чтобы распознать отраженные волны и построить годографы. Обычно они меняются от 1 до 10 м при изучении верхней части разреза и 10 - 100 м при разведке глубин в несколько километров.

2. *Система наблюдений в методе общей глубинной точки*. Разновидностью МОВ является метод общей глубинной точки (МОГТ или ОГТ), в котором осуществляется накопление отраженных от одной границы сигналов. Отраженные волны изучаются либо в точках профиля при симметричном разносе пунктов возбуждения и приема (центральная расстановка), либо пункты возбуждения располагаются на концах профиля с приемниками (фланговая расстановка). Число таких разносов называется кратностью перекрытий и достигает 10 и больше. В результате по годографу ОГТ (гипербола) удается выделить отражения от границы на фоне регулярных волн-помех (см. 12.1.2).

3. *Интерференционные системы наблюдений*. В сложных сейсмогеологических условиях (наличие зон выклинивания, нерезкие границы раздела, множество волн, особенности таких волн-помех, как кратные, обменные, поверхностные и др.) выделение полезных однократных отраженных волн представляет трудную методическую и техническую задачу. Наиболее трудно отделить однократные отраженные волны от *многократных*, образующихся на "сильных" отражающих границах, на которых может отражаться свыше четверти энергии. На рис. 4.12, а, б показаны многократные (полнократные и неполнократные) отраженные волны.

а б

Рис. 4.12. Схема образования полнократных (а) и неполнократных (б) отраженных волн

В определенных сейсмогеологических условиях на некоторых границах образуются *обменные* отраженные и преломленные волны. Хотя обменные и поперечные волны несут дополнительную информацию о среде (что позволяет выделить самостоятельные методы *обменных* и *поперечных* волн), они затрудняют выделение однократных отраженных продольных волн, наиболее часто используемых в МОВ.

Для выделения однократных отраженных продольных волн из множества других используются различные *интерференционные системы*. Они включают аппаратурные, методические и интерпретационные приемы, которые обеспечивают направленный прием волн, идущих в каком-то направлении. С помощью интерференционных систем осуществляется сложение упругих колебаний либо в одном, либо в нескольких сейсмических каналах. Иногда в записи вводятся дополнительные сдвиги сигналов во времени. В результате такого сложения (интерференции) на выходе получается запись колебаний, на которой подчеркиваются или выделяются нужные отраженные волны. Это оказывается возможным благодаря тому, что упругие волны

приходят с разных направлений (разные углы выхода сейсмической радиации), с разными кажущимися скоростями, частотами и амплитудами колебаний.

Существуют различные интерференционные системы. Наиболее простой интерференционной системой является группирование сейсмоприемников или источников возбуждения. При *группировании сейсмоприемников* ряд сейсмоприемников устанавливается вдоль, вкрест профиля или равномерно по площади, подключается к одному усилителю, и в результате регистрируется один суммарный сигнал. Выбор количества сейсмоприемников в каждом канале, системы их расстановки, расстояний между ними (в пределах 20 - 100 м) производятся опытным путем в целях наилучшего выделения определенной волны. При группировании подчеркиваются волны, подошедшие одновременно ко всем сейсмоприемникам группы снизу, а волны, пришедшие с других направлений, ослабляются.

При *группировании взрывов* возбуждение производится одновременно (или с определенным запаздыванием) в нескольких точках. Это обеспечивает создание плоского фронта у падающей волны, что упрощает запись отраженных волн. Одной из интерференционных систем является *регулируемый направленный прием*, разработка и внедрение которого привели к созданию одного из вариантов МОВ - метода регулируемого направленного приема (МРНП или РНП).

Сущность МРНП сводится к направленному приему упругих колебаний благодаря введению в записи искусственных временных сдвигов (или *разновременного суммирования колебаний*). При суммировании сигналов соседних трасс сейсмограммы со сдвигами во времени удается расчленить сложную интерференционную картину, наблюдаемую на обычной сейсмограмме, на более простую. Меняя время сдвига, можно среди многих волн выделить *отраженную* (или *дифрагированную*) волну, пришедшую под определенным углом к поверхности наблюдений.

Детальная сейсморазведка выявленных месторождений нефти и газа проводится с помощью площадной интерференционной системы наблюдений для последующей трехмерной (3Д) интерпретации. Она сводится к расстановке по квадратной сетке до 1000 сейсмоприемников. Из разных ПВ на этой площади проводится возбуждение сигналов, т.е. ведется как бы "подсветка" подземных структур с разных сторон. В результате получается голографическая объемная съемка недр.

11.2.5. Системы наблюдений в МПВ.

Так как вблизи пункта возбуждения головные преломленные волны отсутствуют, то система наблюдений МПВ должна строиться так, чтобы ближайший к пункту взрыва сейсмоприемник был установлен на некотором расстоянии, сравнимом с предполагаемой глубиной залегания преломляющей границы. Уверенная интерпретация данных МПВ возможна лишь тогда, когда по линии профиля можно построить по крайней мере два годографа, полученных из разных пунктов возбуждения (ПВ). Поэтому система наблюдения строится так, чтобы можно было построить встречные, когда годографы получаются в интервале между двумя ПВ, или нагоняющие годографы, когда они строятся из последовательно расположенных ПВ. Нагоняющие годографы от одной и той же плоской границы параллельны, поэтому по ним можно строить сводные годографы путем параллельных смещений частных годографов.

Обычно применяются полные корреляционные системы наблюдений, обеспечивающие непрерывное прослеживание преломленных волн вдоль профиля наблюдений. В методе МПВ используются системы непрерывного профилирования: через один, два или три интервала (см. 11.2.4.).

В простых геологических условиях выбираются неполные системы наблюдений, когда волны от одной границы выделяются не путем непрерывной корреляции, а путем выявления преломляющих границ на отдельных участках изучаемых профилей. Неполные системы применя\-ются при постановке сейсмических зондирований.

Расстояние между приемниками в МПВ меняется от 10 до 100 м, а при детальных инженерно-геологических исследованиях - от 1 - 2 до 5 - 10 м. Преломленные волны отличаются пониженным спектром частот, так как из-за большого удаления от ПВ волны высоких частот поглощаются. Поэтому, работая на низкочастотных фильтрациях, можно избавиться от отраженных, прямых и других волн.

11.2.6. Организация наземных сейсморазведочных работ.

Выбрав место, систему наблюдений, способы возбуждения, приступают к организации полевых работ.

Перед началом сейсморазведки регулируют и настраивают аппаратуру. Очень важным требованием к многоканальной сейсморегистриру\-ющей аппаратуре является *идентичность каналов*, т.е. запись одинакового сигнала должна быть одинаковой на всех каналах. Этого и добиваются при настройке аппаратуры.

Перед началом наземных работ намечают систему профилей. По каждому профилю располагают пункты возбуждения упругих волн и сейсмоприемники. При *вертикальном* расположении сейсмоприемника он реагирует в основном на продольные волны, при *горизонтальном* - улавливает главным образом *поперечные* волны. Вдоль профиля разматывается *сейсмическая коса*, которая подключается к сейсмоприемникам и блоку усилителей. Иногда сигналы передаются по радиоканалу. Для этого каждый сейсмоприемник подключается к миниатюрному радиопередатчику, а в сейсмостанции устанавливается многоканальный радиоприемник. Далее проверяется работа и исправность всех узлов станции и устанавливается телефонная или радиосвязь с пунктом возбуждения волн. Для точного отсчета времени прихода упругих волн надо знать момент возбуждения. При взрывном возбуждении вокруг заряда обматывается провод, который через батарею и сопротивление подключается к одному из каналов сейсмостанции. В момент взрыва линия разрывается и возникает импульс, который записывается на сейсмограмме или магнитограмме в виде отметки момента взрыва. При невзрывных способах возбуждения в момент удара на один из каналов также подается электрический импульс.

Подготовив аппаратуру и установку, оператор сейсмостанций дает команду провести взрыв (возбуждение) и включает аппаратуру. Запись пришедших упругих волн производится автоматически в течение нескольких единиц, иногда десятков секунд. В результате получаются сейсмограммы и магнитограммы.

11.3. Методика морских и других видов сейсморазведки

11.3.1. Неполевые виды сейсморазведки.

Кроме полевых существуют неполевые сейсмические работы: акваториальные (съемки в океанах, морях, озерах, реках) (их называют морскими), а также скважинные и околоскважинные и подземные. Они выполняются с помощью специальных морских или полевых сейсмостанций.

11.3.2. Сейсморазведка на акваториях.

При сейсморазведке на *акваториях* применение взрывов запрещено в целях сохранения фауны. Поэтому возбуждение упругих волн производится электроискровыми источниками, газовзрывными установками или пневматическими излучателями. В отличие от взрывов при таком возбуждении волн амплитуда и давление на фронте ударной волны меньше, что оказывается неопасным для фауны. Съемки ведутся как по отдельным профилям (галсам), так и в виде площадных работ на морских полигонах.

Сейсморазведка на акваториях может осуществляться автоматически при движении корабля с установленной на нем сейсморазведочной станцией. Она может быть одно- и двухканальной, используемой при непрерывном сейсмическом профилировании (НСП), или многоканальной, применяемой в МОВ и МПВ. Возбуждение упругих колебаний производится периодически через несколько секунд. С помощью плавающей сейсмической косы упругие колебания улавливаются и автоматически регистрируются на магнитной пленке.

Морские сейсмические станции, особенно цифровые, интересны тем, что наряду с автоматическим проведением работ обеспечивают автоматическую обработку материалов с помощью ЭВМ.

11.3.3. Скважинные и подземные сейсмические исследования.

Основными вариантами скважинных сейсмических методов являются вертикальное сейсмическое профилирование, сейсмоакустический каротаж и сейсмоакустическое просвечивание, основанные на изучении проходящих волн.

Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) - это такой метод сейсморазведки, при котором возбуждение упругих волн производится на земной поверхности, а в скважине с помощью сейсмоприемников, расположенных на разных глубинах, улавливаются проходящие волны. Этот метод служит для определения природы разных волн и определения скоростей их распространения в горных

породах. Он является одним из ведущих методов повышения точности полевой сейсморазведки, так как дает скорости упругих волн с наименьшими погрешностями и обеспечивает привязку сейсмических горизонтов к геологическим.

В методе *обращенного годографа* (МОГ) возбуждение упругих волн производится последовательно в ряде пунктов, удаленных на 50 - 200 м друг от друга и расположенных по одной линии со скважи\-ной, в которой на разных глубинах помещают на кабеле сейсмоприемники. В результате регистрации сигналов в скважине получаются сейсмограммы. Суммируя сейсмограммы при разных пунктах возбуждения, легко выявить отраженные волны, определить времена их прихода и построить годограф.

Сейсмоакустический каротаж объединяет методы определения скоростей распространения упругих волн в породах вокруг ствола скважин. Он основан на использовании упругих волн либо такой же частоты, как в сейсморазведке, либо акустических и ультразвуковых волн.

В методе *сейсмоакустического просвечивания* упругие волны от источника импульсных или непрерывных колебаний создаются в одной скважине или выработке, а в соседних скважинах или выработках, удаленных на расстояние до 100 м, изучаются прошедшие через массив волны. По скорости и затуханию волн можно выделить объекты, создающие акустические тени (например, зоны разломов, закарстованности), или отличающиеся по акустической жесткости (например, массивные рудные включения).

Топопривязка пунктов возбуждения и приема в полевой сейсморазведке проводится топогеодезическими и спутниковыми способами. Привязка на карту морских профилей (галсов) осуществляется штурманом корабля с помощью различных радионавигационных, в том числе спутниковых систем определений координат.

11.3.4. Методика сейсмоэлектрических методов.

1. *Наземный вариант*. Существует два основных варианта сейсмоэлектрического метода (СЭМ): пьезоэлектрический метод (ПЭМ) и метод сейсмоэлектрических потенциалов (МСЭП).

Методика и *техника* наземных работ в пьезоэлектрическом методе сходны с таковыми наземной сейсморазведки. Возбуждение упругих волн осуществляется с помощью небольших взрывов (подрыв электроденаторов, детонирующего шнура и т.п.) или ударов. При прохождении упругих волн в породах с повышенным пьезоэлектрическим эффектом генерируются электромагнитные колебания. Наряду с упругими колебаниями, улавливаемыми сейсмоприемниками, в методе ПЭМ изучаются электрические ($\mathbf{E}$) составляющие поля с помощью заземленных линий (*MN*), реже магнитные (H) - посредством рамочных антенн. Для работ используются 6- и 8-канальные станции, мало отличающиеся от обычных сейсмических станций (см. 11.1.4). Сейсмоприемники и датчики $\mathbf{E}$и $\mathbf{H}$располагаются рядом. Расстояние между соседними пунктами возбуждения и измерения меняются от 2 до 20 м.

В наземном варианте ПЭМ используется продольное, непродольное и круговое профилирование. Для детализации аномалий наблюдения проводят по профилям, проходящим вкрест и вдоль аномалий. Расстояние между профилями должно быть в 2 - 4 раза меньше предполагаемой длины разведываемого объекта.

При *обработке сейсмоэлектрограмм* (или *пьезоэлектросейсмограмм*), т.е. записей упругих и электромагнитных волн в ПЭМ, определяются времена первых вступлений и максимальные амплитуды упругих и электромагнитных импульсов. Далее строятся годографы волн, графики амплитуд и графики отношений амплитуд электромагнитной и упругой волн. По максимумам на этих графиках определяются эпицентры геологических тел с повышенным пьезоэлектрическим эффектом. Зная скорость распространения упругой волны в окружающей среде V и время прихода пьезоэлектрической (электромагнитной) волны Δt, можно оценить расстояние от пункта возбуждения до возмущающего объекта ($R = V\Delta t$). Получив такие расстояния из разных пунктов возбуждения при площадной съемке, можно выявить контуры объекта.

Наземный вариант пьезоэлектрического метода применяется для выявления и оконтуривания пьезоэлектрически активных геологических объектов (хрустале-носных, кварцевых, пегматитовых жил, нефелиносодержащих пород), к которым могут быть приурочены месторождения золота, горного хрусталя и оптического кварца, слюды, нефелина. Глубинность разведки 10 - 30 м.

2. *Подземный вариант ПЭМ.* В подземном варианте ПЭМ может проводиться как *профилирование* вдоль скважин и горных выработок, так и *просвечивание* между разными выработками и поверхностью земли. Методика и система наблюдений определяются строением пространственным положением выработок и особенностями геологического разреза.

В результате работ выявляются слепые пьезоэлектрически активные объекты в пространстве между выработками, оконтуриваются зоны и участки расположения кварцевых, пегматитовых и других жил, проводится сравнительная оценка выявленных аномальных зон по величине пьезоэлектрического эффекта. Дальность разведки составляет первые десятки метров.

3. *Метод сейсмоэлектрических потенциалов*. Методика и техника работ при изучении сейсмоэлектрических потенциалов такая же, как и в пьезоэлектрическом методе. Отличие лишь в природе возбуждаемых электромагнитных полей. Метод сейсмоэлектрических потенциалов находит применение в комплексе инженерно-гидрогеологических и сейсмологических исследований. В частности, с помощью этого метода можно получить информацию о влажности, пористости, мерзлотных свойствах пород. Он может использоваться при сейсмологическом картировании для оценки сейсмической опасности.

12. Обработка, интерпретация и области применения сейсморазведки

12.1. Обработка данных сейсморазведки

12.1.1. Сущность и конечные результаты обработки данных сейсморазведки.

В отличие от других методов геофизики, интерпретации данных сейсморазведки предшествует очень трудоемкий этап обработки сейсмограмм и магнитограмм, направленный на выделение из сотен зарегистрированных волн нескольких полезных. С помощью как рациональной системы наблюдений, так и сложной цифровой обработки материалов надо подавить множество регулярных и нерегулярных волн-помех и выявить кинематические (время прихода) и динамические (амплитуда сигналов) характеристики волн. Далее их надо идентифицировать однократными отраженными или преломленными (рефрагированными) волнами.

Таким образом, в результате обработки сейсмических данных получаются времена (t) прихода тех или иных волн на разных расстояниях от ПВ (x). По ним вручную или автоматически с помощью ЭВМ строятся:

- годографы волн (по горизонтали откладываются x, по вертикали вверх - t)(см. рис. 4.2 - 4.7);
- профилограммы (по горизонтали x, по вертикали вниз записи всех полезных волн);
- временные разрезы (обычно в МОВ и МОГТ): по горизонтали x, по вертикали вниз t_0, истинное или преобразованное (см. 12.1.2).

Обработка заканчивается качественной интерпретацией выявленных однократных волн, т.е. дается характеристика изменения сейсмического разреза по горизонтали и вертикали. Особенно наглядны временные разрезы, на которых видны все структурные (геометрические) особенности разреза (см. рис. 4.13).

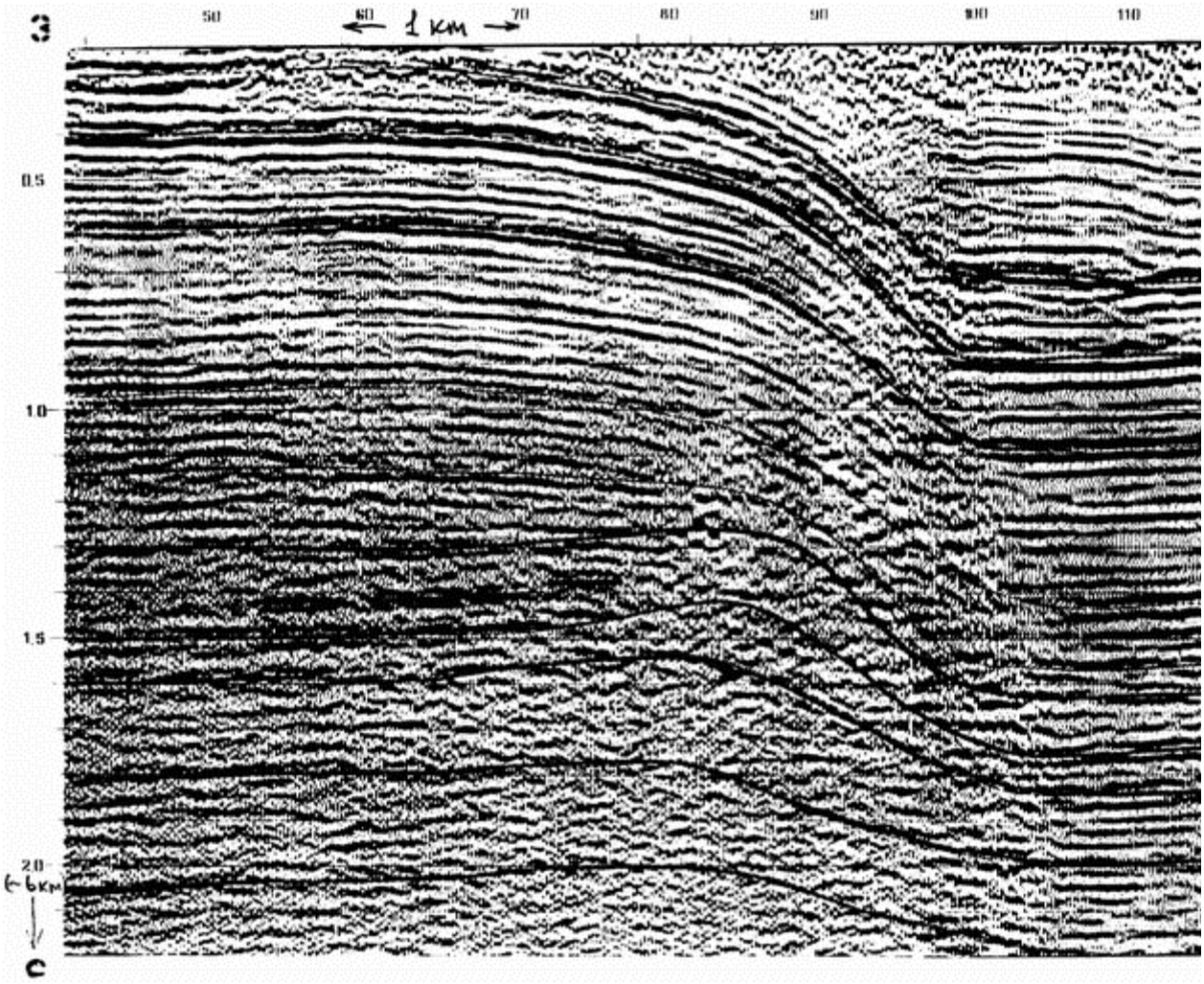


Рис. 4.13. Временной разрез МОВ

12.1.2. Обработка сейсмограмм и магнитограмм.

1. *Ручная обработка сейсмограмм*. Для ручной обработки данных сейсморазведки используются сейсмограммы, на которых непрерывная аналоговая запись представлена в видимой форме (рис. 4.10). С этой целью в случае магнитной регистрации магнитограммы переписываются на фото- или рулонную бумагу.

На первом этапе обработки сейсмограмм ставят марки времени от момента взрыва. Далее ведут *корреляцию*, или выделение вступлений или фаз одной и той же волны по разным каналам сейсмограммы. Вступления волны (первое резкое отклонение записи сигнала от положения равновесия) легко определить для волн, пришедших первыми (первые вступления). Как правило, это прямые или преломленные волны. На рис. 4.10 t_1- прямая, t_2- преломленная, t_3- отраженная волны. Определить вступление других полезных волн, особенно пришедших от глубинных границ и в условиях интерференции волн, трудно, поэтому ведется *фазовая корреляция*. Для этого на сейсмограммах прослеживаются 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 тех или иных полезных волн в процессе перезаписи полевых материалов меняют фильтрацию, усиление, производят суммирование сигналов с тем, чтобы сделать запись визуально более четкой и лучшей для ручной обработки. Выделив оси синфазности, по маркам времени легко найти *время прихода* фазы той или иной волны к каждому сейсмоприемнику. В полученное время прихода волн вводятся так называемые *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 другие, а также поправка за фазу, благодаря которой определяется точное время вступления волны.

2. *Цифровая обработка сейсмических данных*. Решение сложнейших проблем сейсморазведки - выделение полезных однократных отраженных и преломленных (рефрагированных) волн от ряда границ раздела на фоне сотен волн-помех было бы невозможным без цифровой обработки сейсмических данных на ЭВМ. "Цифровая революция" в геофизике прошла в 60 - 70-е годы, а уровень компьютеризации в сейсморазведке - один из самых высоких среди всех научно-приклад-ных дисциплин.

Основу цифровой обработки сейсмических данных составляют три вида математических операций: преобразования Фурье, свертка (конволюция) сигналов и корреляция.

Преобразования Фурье преобразуют функции 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. Важно, что информация в ходе таких преобразований принципиально не теряется, но ее обработка более удобна и наглядна иногда в частотной, иногда во временной областях.

Свертка сигналов - это математическое решение задачи фильтрации, т.е. операция замещения каждого элемента входного сигнала некоторым выходным с определенной весовой функцией. Один из этих сигналов берется перевернутым, т.е. в противофазе.

Корреляция выявляет меру сходства двух последовательностей (выборок каких-то данных). Она аналогична свертке, только 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.

Целью разных методов цифровой обработки является увеличение отношения сигнал/помеха, чтобы надежно отфильтровать кратные и другие волны-помехи, прокоррелировать оси синфазности полезных однократно отраженных или преломленных волн, определить время их прихода по всем трассам и изменение амплитуд сигналов по ним.

3. *Построение временных разрезов*. При обработке данных МОВ строятся временные разрезы (рис. 4.13). *Временной разрез* представляет собой определенным образом подобранные и преобразованные сейсмограммы, на которых записи отнесены к нулевому времени (t_0), т.е. времени пробега волны при нулевом удалении от приемника до источника. Для этого в наблюденные сейсмограммы вводятся так называемые кинематические поправки.

Такие разрезы автоматически получаются при работах *методом* t_0, или *центрового луча*, когда сейсмоприемник располагается вблизи пункта возбуждения, а запись производится одним сейсморегистрирующим каналом, например, в методе непрерывного сейсмического профилирования на акваториях. Если сделать монтаж из трасс таких записей (для чего направить ось времен каждой трассы вниз, а рядом на определенных расстояниях, соответствующих положению пунктов возбуждения, расположить все соседние трассы), то это и будет временной разрез.

При многоканальной автоматической записи строятся временные разрезы с помощью ЭВМ. Выделяя на временных разрезах оси синфазности, соответствующие временам прихода однократных отраженных волн, получаем линии t_0, каждая из которых отвечает одной из отражающих границ геологического разреза.

Временные разрезы хотя и не несут информации о глубинах залегания отражающих границ, но дают представление об основных чертах геологического строения и являются важным результатом качественной интерпретации данных МОВ. Если средняя скорость не меняется вдоль профиля, то линия t_0может быть непосредственно сопоставлена с отражающей границей. Зная среднюю скорость в толще над отражающей границей и закон ее изменения со временем, например, по имеющемуся для данного района графику $V_{ср}(t_0)$, легко перестроить временной разрез в глубинный. В случае, когда $V_{ср}(t_0)$остается постоянной вдоль профиля, такое преобразование сводится к замене шкалы времени t_0на шкалу глубин $H = V_{ср}(t_0) \cdot t_0/2$(см. рис. 4.13). В случае непостоянства $V_{ср}$трансформация временных разрезов в глубинные затруднена и осуществляется с помощью ЭВМ.

4. *Обработка данных МОГТ*. Как отмечалось в 11.2.4, в методе общей глубинной точки (МОГТ) для каждой точки профиля (x_i) получается несколько (N) сейсмотрасс, т.е. запись с разных пунктов возбуждения (ПВ) и сейсмоприемников (СП), расположенных симметрично от x_i(точки записи) (см. рис. 4.14). При такой системе наблюдений во всех точках профиля последовательно могут располагаться ПВ и СП, а число таких перестановок равно кратности перекрытий (N).

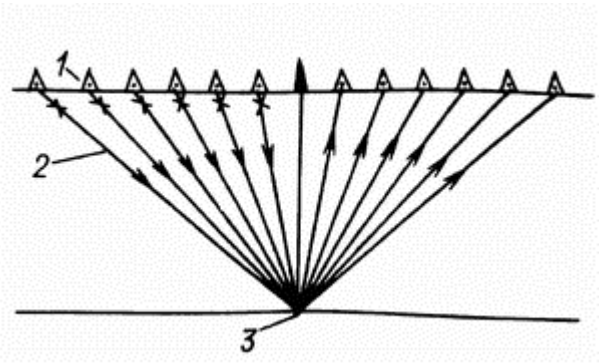


Рис. 4.14. К обработке данных МОГТ

Поскольку, кроме однократных волн (рис. 4.14), на сейсмограммах регистрируется множество многократно отраженных волн от всех границ раздела (рис. 4.12), то они маскируют полезные однократные волны. Целью обработки данных МОГТ и является хотя бы частичное подавление многократно отраженных волн. Для этого используются сложные многоступенчатые приемы суммирования всех N сейсмотрасс с введением в них кинематических поправок и получением так называемых суммотрасс. Обработка требует больших расчетов и выполняется в автоматическом режиме на ЭВМ.

12.2. Количественная интерпретация данных сейсморазведки

12.2.1. Сущность и конечные результаты количественной интерпретации.

Количественная интерпретация годографов и временных разрезов начинается с изучения скоростного разреза и определения средних скоростей ($V_{ср}$) толщ пород над каждой из выявленных отражающих и преломляющих границ. Далее временные разрезы преобразуются в глубинные, т.е. определяется геометрия разреза (глубины залегания, углы наклона (φ)) и распределение пластовых, средних, граничных скоростей по профилю и глубине. Заключительным этапом является геологическое истолкование результатов, для чего используется вся геологическая информация, данные бурения и геофизических исследований в скважинах (ГИС). Оно заканчивается построением сейсмогеологических разрезов, называемых так потому, что это фактически структурно-геологические разрезы, но построенные по данным сейсморазведки и ГИС. Кроме того, строятся структурные карты.

12.2.2. Определение скоростей упругих волн в многослойных толщах над выявленными отражающими и преломляющими границами.

Для решения обратных задач МОВ и МПВ прежде всего необходимо определить средние скорости в покрывающей выявленные границы толще.

1. *Определение средних скоростей по сейсмическому каротажу скважин*. Самым точным методом определения средних скоростей в покрывающей толще являются сейсмические исследования в скважинах (сейсмокаротаж) скважин. При *сейсмокаротаже* на поверхности вблизи скважины с помощью ударов или взрывов возбуждают упругие колебания, а с помощью сейсмоприемников, помещаемых на разной глубине в скважине, определяют первые вступления прямой (или проходящей) волны. Далее строят *вертикальный годограф* (по вертикальной оси откладывается глубина, по горизонтальной - время вступления волны) и *график пластовых или интервальных скоростей* (рис. 4.15). По годографу определяют пластовые скорости $(V_{ил}) = \Delta H/\Delta t$, а по усредненному годографу для всей покрывающей толщи - средние:

$$V_{ср} = \sum V_{пл i}\Delta t_i / \sum \Delta t_i \approx H/t,$$

где i- номер пласта. Суммирование ведется по всем пластам в пределах всей толщи мощностью H.

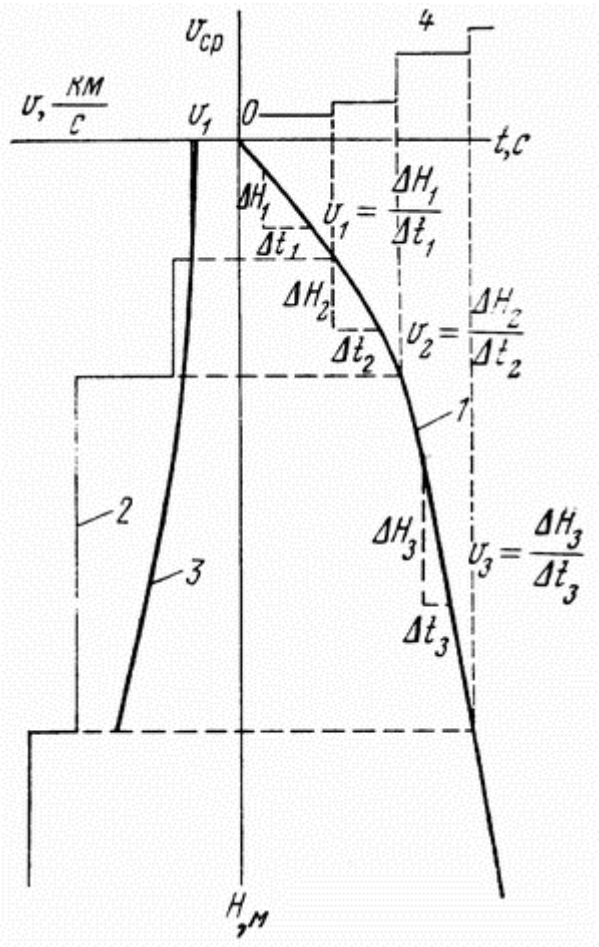


Рис. 4.15. Сводные результаты сейсмических исследований в скважине: 1 - вертикальный годограф; 2 - график пластовых скоростей; 3 и 4 - графики зависимостей средней скорости от глубины и времени

2. *Определение эффективных скоростей в методе отраженных волн*. Как отмечалось в 10.3.2, по годографам МОВ можно определить $V_{эф}$в покрывающей толще разными способами, в том числе способом постоянной разности (рис. 4.4). Расчеты и практика сейсморазведки показывают, что $V_{эф}$по данным МОВ и $V_{ср}$по данным ГИС отличаются ($V_{эф} \geq V_{ср}$). Расхождения эти зависят от различий скоростей в пластах, слагающих толщу. Если пластовые скорости в толще различаются не более, чем в два раза, то $V_{эф}$превышает $V_{ср}$не более, чем на 3 %, а если отличия трехкратные, то $V_{эф}$превышает $V_{ср}$на 6 %. Эффективные скорости, определенные по данным интерпретации годографов МОГТ ($V_{огт}$), ближе к $V_{ср}$. В ходе цифровой обработки МОВ - МОГТ с помощью специальных процедур скоростного анализа выявляются достаточно достоверные значения $V_{огт}$, а главное, устанавливаются закономерности их изменения по глубине и латерали.

Сейсморазведка является самым точным геофизическим методом, и все погрешности дальнейшей интерпретации зависят от точности определения $V_{ср}$. Самые достоверные данные дают сейсмические исследования в скважинах. Сочетая их с анализом результатов цифровой обработки МОГТ, можно ошибки в определении скоростей, а значит, и других параметров (H, φ) сделать равными порядка 1 %.

3. *Определение скоростей в методах преломленных и рефрагированных волн*. Как показывает практика сейсморазведки, определение скоростей упругих волн в перекрывающей толще в методах преломленных (МПВ) и рефрагированных волн (МПВ) менее точно, чем в МОВ. Поэтому для их интерпретации используются $V_{ср}$(по ГИС) или $V_{эф}$(по МОВ). Однако приближенно с точностью порядка 5 % эту скорость можно рассчитать и по данным МПВ (см. 10.3.2). Существуют разные способы их определения как в МПВ, так и МРВ. Выше (см. 10.3.3) показано, как по годографу рефрагированных волн строится скоростной разрез.

В МПВ различными приемами определяется граничная скорость ($V_г$) распространения головной преломленной волны в подстилающей высокоскоростной толще ($V_2 \approx V_г$). Один из них (способ разностного годографа) рассмотрен в 10.3.3 (см. рис. 4.8).

12.2.3. Определение геометрии разреза.

Для определения геометрии разреза - глубин залегания отражающих и преломляющих границ (H) и углов их наклона (φ) - используются приемы решения обратных задач на основе анализа выражений $t(x)$, полученных в ходе решения прямых задач (см. 10.3). Наиболее типичные ручные приемы интерпретации годографов МОВ и МПВ способом средних скоростей приведены выше (10.3.2 и 10.3.3). При интерпретации годографов и временных разрезов с помощью ЭВМ в основном применяется метод нулевого времени (t_0). Для горизонтально слоистых толщ ($\varphi < 3^\circ$) в кинематическом плане границы считаются плоскими и особых проблем при построении отражающих или преломляющих границ нет. Поэтому, определив H и φ всех выявленных горизонтов, можно построить сейсмический разрез (рис. 4.16). Для этого на разрезе строятся отражающие площадки, а по ним проводятся условные и опорные горизонты. Опорными называются такие, которые хорошо прослеживаются по профилю всеми годографами и на всем временном разрезе, а также привязаны к геологическим горизонтам.

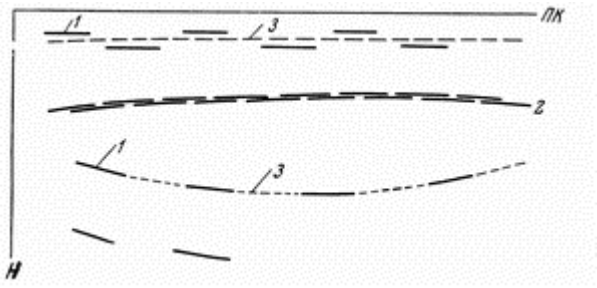


Рис. 4.16. Сейсмический разрез по данным МОВ: 1 - отражающие площадки; 2, 3 - опорный и условный горизонты

При углах φ, больших 3 - 5$_\circ$, нужны дополнительные расчеты углов наклона слоев. На временных разрезах отражающие площадки оказываются смещенными от своего истинного положения тем дальше, чем больше φ. Это явление называется сейсмическим сносом.

Разработаны различные приемы учета и исправления ошибок за счет сейсмического сноса. Одним из них является миграционное преобразование, которое сводится к перемещению отражающих площадок в их истинное положение на разрезе. Для выполнения процедуры миграции необходимо иметь сведения о распределении $V_{ср}$. Далее строятся эхо-глубины, касательные к которым и аппроксимируются искомыми границами. Простейшим миграционным приемом ручной интерпретации МОВ является построение отражающей границы способом эллипсов (рис. 4.5, в). В настоящее время миграционные процедуры включены в приемы цифровой обработки информации и учитываются при построении временных разрезов и разрезов МОГТ.

Рассмотренные выше простые физико-геологические модели (ФГМ) сейсмических сред относятся к классу изотропных одномерных (их обозначают 1D), примером которых является горизонтально слоистая среда, и двумерных (2D), например, наклонно слоистые среды. В сейсморазведке приходится иметь дело с трехмерными моделями (3D), например, соляные купола, рифовые массивы, рудные залежи. Интерпретация подобных, как и анизотропных моделей сред значительно сложнее и выполняется с помощью ЭВМ.

12.2.4. Геологическое истолкование данных сейсморазведки.

Ответственным этапом интерпретации сейсмических (временных и глубинных) разрезов, полученных в результате количественной интерпретации годографов и временных разрезов, является их геологическое истолкование. Оно должно основываться на логической увязке всех сейсмических и геолого-геофизических данных и направлено прежде всего на построение сейсмогеологических разрезов по всем профилям наблюдений, взаимоувязанных и непротиворечивых.

Конечные результаты сейсморазведки всегда вероятностные, ибо обратная задача геофизики неоднозначна. Однако в сейсморазведке неоднозначность значительно меньше, а результаты точнее по сравнению с другими геофизическими методами. Вместе с тем для получения высоких точностей необходим исследовательский, творческий подход для каждого района работ. В зависимости от задач, поставленных перед сейсморазведкой, подходы к геологическому истолкованию отличаются. Поскольку сейсморазведка и ее основной метод структурной геофизики - МОВ (МОГТ) направлены на поиски и разведку нефти и газа на

глубинах 1,5 - 6 км, то основной целью этих исследований является построение структурных карт по опорным горизонтам. Качество их построений желательно проверить математическим моделированием, т.е. решением прямых задач для самых ответственных аномальных участков с построением так называемых синтетических сейсмограмм. Сравнение их с наблюденными сейсмограммами поможет оценить достоверность выделения аномальных зон (ловушек). К последним относятся структурные (поднятия и антиклинали, прогибы и синклинали), тектонические (сбросы, надвиги), литологические (смены пород, выклинивания) особенности. К аномальным зонам могут быть приурочены залежи нефти, газа и других полезных ископаемых. Изучение природы волн и идентификация сейсмических границ оказывается наиболее достоверной, если границы слоев, пластовые и интервальные скорости по данным полевых наблюдений увязаны с данными вертикального сейсмического профилирования (ВСП), предназначенного для детального изучения сейсмических границ вблизи скважины, а также сейсмических и акустических исследований в самих скважинах. Имеются специальные алгоритмы совместной цифровой обработки околоскважинных и скважинных сейсмических методов.

Совместный анализ сейсмических и геологических данных геофизиками и литологами позволяет проводить сейсмостратиграфическое изучение разреза. Суть его заключается в том, что на основе объективного материала о геометрии и скоростном строении геологического разреза получаются сведения об условиях осадконакопления, сочлененности и литологии контактирующих пород.

12.3. Области применения сейсморазведки

Сейсморазведка - ведущий метод геофизики - применяется для решения различных геологических задач при глубинных и структурных исследованиях, поисках и разведке нефти, газа, других полезных ископаемых, изучении геологической среды, изысканиях при строительстве, разведке подземных вод и других.

12.3.1. Глубинная сейсморазведка.

Глубинная сейсморазведка предназначена для изучения глубин от 5 - 10 км до нескольких десятков километров. Она проводится методами *глубинных сейсмических зондирований* (ГСЗ) или профилирований (ГСП), отличающихся кусочно-непрерывным или непрерывным прослеживанием глубинных - в основном, преломленных, реже отраженных, которые быстрей затухают с глубиной - волн вдоль региональных профилей (геотраверсов). Возбуждение упругих колебаний осуществляется большими взрывами. Регистрация сверхнизкочастотных упругих колебаний (1 - 20 Гц) ведется на расстояниях 50 - 300 км от пунктов взрыва.

Глубинная сейсморазведка применяется для решения следующих задач:

- расчленения Земли на оболочки;
- картирования подошвы земной коры - поверхности Мохоровичича;
- выявления границ в земной коре, глубинных разломов, разных типов земной коры;
- изучения поверхности кристаллического фундамента.

По данным сейсмологии и глубинной сейсморазведки получена модель расчленения Земли на оболочки по скоростям продольных (**P**) и поперечных (***S***) волн (рис. 4.17).

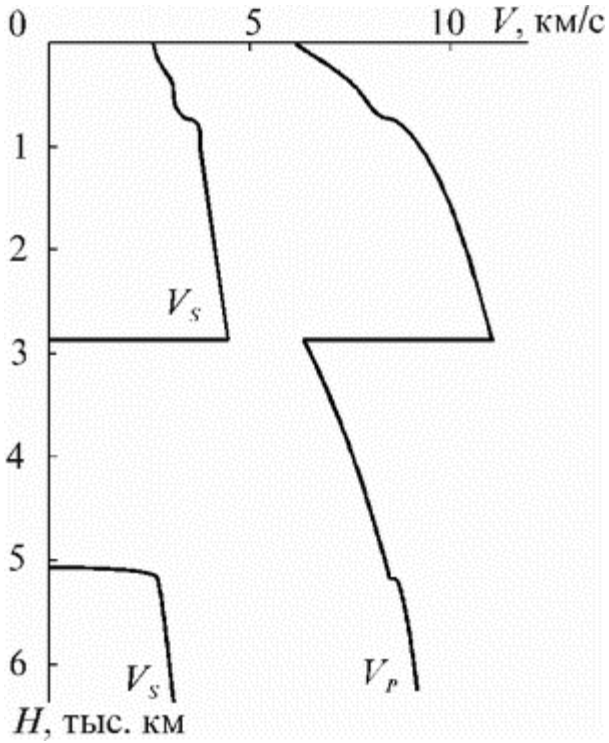


Рис. 4.17. Модель распределения скоростей продольных (P) и поперечных (S) волн внутри Земли

По распределению скоростей упругих волн и их градиентов Землю делят на следующие оболочки.

Сверху залегают осадочные породы мощностью от 0 до 15 км и подстилающий их кристаллический фундамент. Вместе с нижезалегающими породами они образуют земную кору, мощность которой меняется от 5 км на океанах до 70 км в некоторых горных областях. Подошва земной коры называется поверхностью Мохоровичича (М-поверхностью или Мохо). Она характеризуется резким скачком V_p (от 7 до 7,9 - 8,2 км/с) и отделяет земную кору от верхней мантии. Последнюю разделяют на литосферу (каменную оболочку) мощностью 60 - 100 км и астеносферу (полупластичную оболочку с небольшим понижением скоростей, простирающуюся до глубин 300 - 400 км. На глубине 900 км по изменениям градиентов скоростей выделяют нижнюю мантию. С глубин 2900 км по скачку V_p и V_s выделяют верхнее ядро, которое считается "жидким", так как через него не проходят поперечные волны. С глубин 5100 км залегает нижнее ядро.

Строение континентальной и океанической земной коры, изучаемое сейсморазведкой, гравиразведкой и магнитотеллурическими исследованиями, позволило выделить в них структуры разного порядка и глубинные разломы.

Глубинные разломы и тектонические нарушения по данным МОВ выделяются нарушением прослеживаемости горизонтов, а по данным МПВ - скачками в глубинах залегания преломляющих границ.

Поверхность фундамента под осадочными породами является опорной преломляющей и отражающей границей и с успехом картируется МПВ и МОВ.

12.3.2. Структурная сейсморазведка.

Структурная сейсморазведка - одно из основных направлений сейсморазведки. Структурная сейсмическая разведка, кроме решения задач структурной геологии, имеет четкую практическую направленность на поиск нефти и газа. Она проводится на суше, на морях, океанах, вдоль рек и имеет дело с глубинами исследования до 10 км. Структурные задачи решаются методом отраженных волн. Метод преломленных волн играет подчиненное значение и служит для картирования поверхности фундамента и выделения высокоскоростных слоев в осадочном чехле.

В результате рекогносцировочного и частично поискового сейсмогеологического районирования, выполненного на территории России, выделяются следующие четыре типа разрезов с различной эффективностью применения сейсморазведки.

I. Древние платформы (Русская, Восточно-Сибирская) характеризуются двух-трехэтажным сейсмогеологическим строением, пологими структурами, выдержанностью отражающих и преломляющих границ. Под сейсмогеологическим этажом понимается толща, для изучения которой требуется применение специфической методики наблюдений и интерпретации - иными словами, это сравнительно однородная толща горных пород, иногда четко не расчленяемая по сейсмическим данным. Для поисков нефтегазоносных структур в этих регионах необходима детальная высокоточная сейсморазведка с точностью определения глубин около 25 м.

II. Молодые платформы (Западно-Сибирская, Среднеазиатская, Предкавказская) отличаются одно- и двухэтажным строением, большой амплитудой структур, выдержанностью отражающих границ в этажах и преломляющих на границах этажей и по кровле фундамента. Поиски нефтегазовых структур в этих районах проводятся довольно успешно, так как сейсморазведка обеспечивает сечение сейсмогеологических карт и разрезов до 50 м.

III. Зоны кайнозойской складчатости (Кавказ, Карпаты, Средняя Азия, Сахалин и т.п.) характеризуются крупными, сложными структурами с большими углами наклона. Как правило, здесь отражающие границы прослеживаются в виде отдельных отражающих площадок. Основную роль играет МПВ. Для определения скоростей нужны скважины. Сейсморазведка дает результаты пониженной точности (сечение карт свыше 100 м).

IV. Глубинные впадины на платформах (Прикаспийская, Днепрово-Донецкая, Вилюйская и др.) характеризуются сложным многоэтажным строением с явлениями диапиризма, наличием соляных куполов. В подобных условиях применяются МПВ, МОВ. Точность сейсморазведки такая же, как и для III типа сейсмологического разреза.

Для решения задач структурной геологии широко применяется морская и речная сейсморазведка. Морская сейсморазведка - один из наиболее быстрых методов сейсморазведки. Работы ведутся в модификации НСП, МОВ, МПВ специальной автоматической аппаратурой без остановки судна.

12.3.3. Нефтегазовая сейсморазведка.

В результате структурных геолого-геофизических исследований практически все перспективные на нефть и газ районы на суше и морском шельфе выявлены. В этих районах, начиная с более перспективных, ведутся площадные поисково-разведочные сейсмические работы методом МОВ - МОГТ.

По условиям формирования и залегания нефтяные месторождения располагаются на глубинах 1,5 - 4 км, а газовые - на глубинах 3 - 6 км. Главное назначение сейсморазведки - поиск структур, благоприятных нефтегазонакоплению. Их называют ловушками. Это такие зоны осадочных (реже изверженных) пород, в которых имеются пористые породы (коллекторы), например, пески, трещиноватые скальные породы, перекрытые непроницаемыми породами (экранами), например, глинами. Основными типами ловушек являются: антиклинальные или куполовидные поднятия, приуроченные к сбросам толщи коллекторов, рифогенные (известковые) выступы, соляные купола, зоны выклинивания, стратиграфические несогласия, древние долины и другие.

Все они при высоком качестве проведения полевых работ и цифровой обработке информации визуально прослеживаются на разрезах: временных по данным МОВ (лучше МОГТ) и глубинных (МОВ - МОГТ), на структурных картах по кровле опорных горизонтов, на картах мощностей коллекторов или экранов. Точность в определении глубин должна быть не менее 100 м.

Разведка структур проводится сложными интерференционным системами МОГТ в сочетании с сейсмоакустическими исследованиями поисковых скважин. Точность в определении изменений мощностей пород в ловушках должна достигать 25 м.

В результате детальной сейсморазведки выявляются местоположение структур и их глубины, где возможно скопление нефти или газа (таких в среднем одна треть).

Прямые поиски нефти и газа в выявленных ловушках - задача очень сложная. Она требует детального анализа кинематики (скоростей) и динамики (затуханий) сейсмических волн (например, отношение V_p/V_s является индикатором флюидонасыщенности). Прямые поиски более эффективны, если сейсморазведка комплексируется с высокоточной гравиразведкой, электромагнитными зондированиями, термическими и ядерными исследованиями в неглубоких скважинах. Разумеется, необходимо вести бурение самых перспективных структур. При благоприятном исходе такие скважины становятся промышленными для добычи нефти и газа.

12.3.4. Рудная сейсморазведка.

При поисках и разведке различных рудных месторождений сейсморазведка применяется значительно реже, чем нефти и газа. Это объясняется сложным сейсмогеологическим строением рудных районов.

Рудная сейсморазведка применяется для:

- определения мощноси наносов, картирования поверхности коренных пород и мощности зоны выветривания;
- выявления структур, благоприятных рудонакоплению, и изучения внутренней структуры рудных полей;
- картирования под наносами крутозалегающих пластов, метаморфических и изверженных пород;
- трассирования тектонических нарушений, зон дроблений, трещиноватости.

Непосредственные (прямые) поиски и разведка рудных месторождений с помощью сейсморазведки практически не проводятся. Основным методом рудной сейсморазведки длительное время являлся лишь метод преломленных волн. Особенно широко МПВ применяется для изучения поверхности коренных пород. Скользящая преломленная волна, распространяясь вдоль поверхности коренных пород, позволяет определить глубину их залегания, граничную скорость, выявлять зоны их нарушений, трещиноватости. В последние годы в рудной сейсморазведке применяются и другие классы волн: обменные, отраженные, рефрагированные.

Работы проводятся с помощью сейсморазведочных станций в высокочастотной модификации (частоты колебаний 100 - 400 гц), что обеспечивает большую разрешающую способность сейсмических наблюдений.

12.3.5. Инженерно-гидрогеологическая сейсморазведка.

При изучении геологической среды с целью инженерно-геологических и гидрогеологических изысканий (гидростроительство, дорожное, промышленное и гражданское строительство, в том числе в районах вечной мерзлоты, поиски подземных вод, решение различных геоэкологических, мерзлотно-гляциологических и других задач) сейсморазведка находит все большее применение. Она используется для изучения глубины залегания коренных пород, расчленения осадочных толщ, определения мощности коры выветривания, мощности льда, картирования вечной мерзлоты, прослеживания разрывных нарушений, трещиноватых закарстованных зон, изучения оползней, определения уровня подземных вод.

Инженерно-гидрогеологическая сейсморазведка имеет дело с небольшими глубинами, поэтому возбуждение упругих волн проводится с помощью малых взрывов или ударов. Для разведки небольших глубин (до 30 - 40 м) применяется микросейсморазведка. Работы выполняются с помощью легких одноканальных сейсмических установок ОСУ (вес всего оборудования до 30 кг) или малоканальных (2 - 4). Возбуждение упругих волн производится ударом кувалды. Работы выполняются в модификации МПВ, реже МОВ.

При инженерно-геологических изысканиях акваторий морей, озер, рек могут применяться сейсмоакустические методы с электроискровыми или газоразрядными датчиками. При этом регистрируются эхо-сигналы (отражения) от границ слоев с разными акустическими жесткостями.

Сейсморазведка в горных выработках (подземная сейсморазведка) применяется для изучения сплошности массива, выявления пустот, обводненных зон, изучения геологического строения и оценки физико-механических и прочностных свойств горных пород вокруг выработок, а также горного давления. Работы в горных выработках проводятся либо с одноканальными установками, либо с помощью переносных сейсмостанций. Для изучения целиков пород между горными выработками используются сейсмические и акустические просвечивания.

Важной задачей инженерной сейсморазведки является изучение физико-механических и прочностных свойств пород. Измеряя скорость распространения продольных и поперечных волн в горных выработках, обнажениях, а также на образцах, можно рассчитать упругие константы и оценить физико-механические и прочностные свойства горных пород. Полученные данные используются для оценки горного давления, необходимого для расчета обделки и крепления горных выработок, а также для определения устойчивости, крепости, разрабатываемости грунтов. Измерения скоростей упругих волн проводятся как с помощью одноканальных сейсмических установок, так и с помощью сейсмоскопов, работающих на ультразвуковых частотах.

Динамические параметры модуля упругости, т.е. параметры, полученные по данным сейсморазведки, могут быть рассчитаны по известным скоростям распространения упругих продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн (см. (4.2)):

$$E = \frac{V_p^2\sigma(1+\delta)(1-2\delta)}{1-\delta};/;E = V_s^2\sigma(2+\delta), \tag{4.14}$$

где σ- плотность, δ- коэффициент Пуассона, E- модуль Юнга. Зная V_pи V_s, можно определить δ. Для большинства скальных пород $\delta \approx 0,22$.

Тогда

$$E \approx 1,4(V_p 10^{-3} + 11)V_p^2 10^{-3}\left[\frac{кг}{см^2}\right],$$

где V_pизмеряется в м/сек.

Однако полученные динамические параметры необходимо сопоставить со статическими параметрами прочности, определяемыми 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 отказаться от части трудоемких испытаний образцов, заменив их микросейсморазведкой или ультразвуковыми измерениями.

Глава 5. Терморазведка

- 13. Физико-геологические основы теории терморазведки
  - 13.1. Тепловое поле Земли и его параметры
    - 13.1.1. Общая характеристика теплового поля Земли
    - 13.1.2. Региональный тепловой поток в земной коре
    - 13.1.3. Локальный тепловой поток
  - 13.2. Принципы теории терморазведки
  - 13.3. Тепловые и оптические свойства горных пород
- 14. Методы терморазведки
  - 14.1. Аппаратура для геотермических исследований
    - 14.1.1.Тепловизоры
    - 14.1.2. Термометры
  - 14.2. Радиотепловые и инфракрасные съемки
  - 14.3. Региональные термические исследования
  - 14.4. Локальные методы терморазведки
    - 14.4.1. Поисково-разведочные термические исследования
    - 14.4.2. Применение терморазведки для изучения геологической среды

Геотермическая разведка (терморазведка) объединяет физические методы исследования естественного теплового поля Земли с целью изучения ландшафтов, термического режима земной коры и верхней мантии, выявления геотермических ресурсов, решения поисково-разведочных и инженерно-гидрологических задач. Меньшее применение находят методы искусственных тепловых полей. Тепловое поле определяется внутренними и внешними источниками тепла и тепловыми свойствами горных пород. При терморазведке регистрируют радиотепловое и инфракрасное излучение земной поверхности, измеряют температуру, ее вертикальный градиент или тепловой поток. Распределение этих параметров в плане и по глубине несет информацию о термических условиях и геологическом строении изучаемого района.

Основными методами терморазведки являются: радиотепловые (РТС) и инфракрасные (ИКС) съемки; региональные термические исследования на суше и акваториях; локальные поисково-разведочные термические исследования, направленные на выявление и изучение месторождений полезных ископаемых; инженерно-гидрогеологические термические исследования, предназначенные для изучения мерзлотных условий и движения подземных вод; термический каротаж, который служит для документации разрезов скважин по теплопроводности вскрытых горных пород; методы искусственных тепловых полей при работах на акваториях и в скважинах.

13. Физико-геологические основы теории терморазведки

13.1. Тепловое поле Земли и его параметры

Теория терморазведки построена на основе математического и физического моделирования, натурных наблюдений и установления связей с другими полями Земли. Благодаря этому удается получить гипотетическое изменение температур недр Земли.

13.1.1. Общая характеристика теплового поля Земли.

Источниками теплового поля Земли являются процессы, протекающие в ее недрах, и тепловая энергия Солнца. К внутренним источникам тепла относят радиогенное тепло, которое создается благодаря распаду рассеянных в горных породах изотопов урана, тория, калия и иных радиоактивных элементов, и тепло, обусловленное различными процессами, протекающими в Земле (гравитационной дифференциацией, плавлением, химическими реакциями с выделением или поглощением тепла, деформацией за счет приливов под действием Луны и Солнца и некоторыми другими). Тепловая энергия перечисленных источников, высвобождающаяся на земной поверхности в единицу времени, значительно выше энергии тектонических, сейсмических, гидротермальных процессов.

Внутреннее тепловое поле отличается высоким постоянством. Оно не оказывает влияния на температуру вблизи земной поверхности или климат, так как энергия, поступающая на земную поверхность от Солнца, в 1000 больше, чем из недр. Вместе с тем среднее тепловое воздействие Солнца не определяет теплового состояния Земли и способно поддерживать постоянную температуру на поверхности Земли около 0° С. Фактически же благодаря изменению солнечной активности температура приповерхностного слоя воздуха, а с некоторым запаздыванием и температура горных пород изменяются.

Суточные, сезонные, многолетние и многовековые вариации солнечной активности приводят к соответствующим циклическим изменениям температур воздуха. Чем больше период цикличности, тем больше глубина их теплового воздействия. Например, суточные колебания температуры воздуха проявляются в почвенном слое глубиной 1 - 1,5 м. Это связано с переносом солнечного теплового потока за счет молекулярной теплопроводности пород и конвекции воздуха, паров воды, инфильтрирующихся осадков и подземных вод. Сезонные (годовые) колебания вызывают изменения температур на глубинах до 20 - 40 м. На таких глубинах теплопередача осуществляется в основном за счет молекулярной теплопроводности, а также движения подземных вод. На глубинах 20 - 40 м располагается нейтральный слой (или зона постоянных годовых температур). В нем температура остается практически постоянной и в каждом районе в среднем на 3,7° С выше среднегодовой температуры воздуха. Многовековые климатические изменения сказываются на вариациях температур сравнительно больших глубин. Например, похолодания и потепления в четвертичном периоде влияли на тепловой режим Земли до глубин 3 - 4 км.

Таким образом, если не учитывать многовековых климатических изменений, то можно считать, что ниже зоны постоянных температур (на глубинах свыше 40 м) влиянием цикличности солнечной активности можно пренебречь, а температурный режим пород определяется глубинным потоком тепла и особенностями термических свойств пород.

13.1.2. Региональный тепловой поток в земной коре.

Ниже нейтрального слоя температура пород повышается в среднем на 3° С при погружении на каждые 100 м. Это объясняется наличием регионального теплового потока от источников внутреннего тепла Земли, поднимающегося к поверхности. Его величину принято характеризовать плотностью теплового потока (или просто тепловым потоком) q. Среднее значение теплового потока как на суше, так и в океанах одинаково и составляет 0,06 Вт/м^2 , отклоняясь от него не более чем в 5 - 7 раз. Постоянство средних тепловых потоков суши и океанов при резком изменении мощностей и строения земной коры свидетельствует о различии в

тепловом строении верхней мантии. Поэтому аномалии тепловых потоков, т.е. отклонения от установленных средних потоков, несут информацию о строении и земной коры, и верхней мантии.

Установлено, что основной источник тепла на континентах - энергия радиоактивного распада. Это объясняется большей концентрацией радиоактивных элементов в земной коре, чем в мантии. В океанах, где мощность земной коры мала, основным источником тепла являются процессы в мантии на глубинах до 700 - 1000 км. Радиогенное тепло является основным среди других видов тепловой энергии недр. За время существования Земли оно более чем в 2 раза превысило потери за счет теплопроводности.

Тепловой поток определяется не только природой и мощностью источников тепла, но и его переносом через горные породы. Тепло передается посредством молекулярной теплопроводности горных пород, конвекции и излучения. На больших глубинах (свыше 10 км) передача тепла осуществляется в основном за счет излучения нагретого вещества недр и конвекции, обусловленной движением блоков земной коры, расплавленных лав, гидротерм. На меньших глубинах перенос тепла связан с молекулярной теплопроводностью и конвекцией подземными водами.

13.1.3. Локальный тепловой поток.

Источники локальных тепловых потоков, вызывающих аномалии температур, разнообразны: наличие многолетнемерзлотных пород, т.е. мощных (до сотен метров) толщ с отрицательными температурами; присутствие пород и руд с повышенной радиоактивностью; влияние экзотермических (с поглощением тепла) и эндотермических (с выделением тепла) процессов, происходящих в нефтегазоносных горизонтах, залежах угля, сульфидных и других рудах; проявление современного вулканизма и тектонических движений; циркуляция подземных, в том числе термальных, вод и др. Роль каждого из этих факторов определяется геологогидрогеологическим строением. Локальные тепловые потоки, как и региональные, зависят не только от наличия источников, но и от условий переноса тепла за счет теплопроводности горных пород и конвекции почвенного воздуха и подземных вод.

13.2. Принципы теории терморазведки

Теория терморазведки основывается на решении уравнения теплопроводности

$$a\left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 T}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}\right)=\frac{\partial T}{\partial t}, \qquad (5.1)$$

характеризующего изменение температуры T по осям координат (*x, y, z*) во времени t с учетом температуропроводности a.

В теории терморазведки получена следующая формула для расчета вертикального теплового потока:

$$q_z=-\lambda_T\frac{\partial T}{\partial z}+\sigma C V_z T, \text{где } \frac{\partial T}{\partial z}\approx\frac{T_2-T_1}{z_2-z_1}=\Gamma. \qquad (5.2)$$

Здесь Γ - температурный градиент или изменение температур T_2 и T_1 на глубинах z_2 и z_1 (ось *z* направлена вниз по нормали к поверхности); λ_T - коэффициент теплопроводности; σ - плотность; C - теплоемкость; V_z - вертикальная скорость конвекции (или скорость фильтрации подземных вод, если считать, что конвекция осуществляется в основном за счет подземных вод); T - температура на глубине $z=(z_1+z_2)/2$, $a=\lambda_T/C\sigma$. Если конвекция вод идет вверх, что наблюдается в слабопроницаемых слоях на глубинах свыше 100 м, то теплопроводный и конвективный тепловые потоки складываются ($-V_z$), при фильтрации вниз - вычитаются (V_z).

В скальных породах, а также в условиях стационарного теплообмена конвекцией можно пренебречь (V_z), и тепловой поток равен $q_z=-\lambda_T\Gamma$, т.е. он определяется только теплопроводностью пород и температурным градиентом.

Таким образом, региональный тепловой поток Земли может быть рассчитан через измеренные на разных глубинах температуры и тепловые свойства среды, в основном теплопроводность.

Решая уравнение (5.1) с учетом выражения (5.2), можно получить формулу для расчета суммарного теплового потока из недр Земли:

$q_{суш} q_{суш} = \lambda_T \left[\frac{V_z}{a} T_1 - \Gamma e^{V_z (z_1 - z_2)/a} \right]$, (5.3)

где T_1- температура на глубине z_1; Γ- геотермический градиент на двух глубинах z_1и z_2; V_z- вертикальная скорость конвекции.

При решении прямых задач терморазведки часто Землю принимают за однородное полупространство с постоянным тепловым потоком $q_{суш}$.

Решая уравнение (5.1) с учетом выражения (5.3) и граничных условий для тел простой геометрической формы (шар, столб, цилиндр и т.п.) или горизонтально-слоистой среды с разными тепловыми свойствами, можно получить аналитические выражения для аномальных тепловых потоков или температур. При сравнении теоретически рассчитанных кривых с наблюденными выявляются геотермические аномалии, количественная интерпретация которых позволяет оценить положение, глубины залегания аномалообразующих локальных объектов.

13.3. Тепловые и оптические свойства горных пород

Кроме перечисленных выше (λ_T, C, σ, a), к тепловым свойствам относят тепловую инерцию $Q = \sqrt{\lambda_T C \sigma}$, а к оптическим - альбедо A, коэффициент яркости r_λ, степень черноты ϵ_λи др.

Основным параметром в терморазведке является теплопроводность, характеризующая способность сред и горных пород передавать тепло. В теории терморазведки доказано, что при температурах до 1000° С теплопроводность обратно пропорциональна температуре. В связи с этим средняя теплопроводность до глубин около 100 км, где ожидаются такие температуры, понижается примерно в 3 раза по сравнению со средней теплопроводностью поверхностных отложений. На глубинах свыше 100 км теплопроводность постепенно повышается, что объясняется ростом с глубиной давления и лучистого теплообмена. Эта зона пониженной теплопроводности в мантии служит препятствием для оттока тепла к поверхности и способствует возрастанию температур с глубиной.

В целом теплопроводность горных пород зависит от минерального состава, структуры, текстуры, плотности, пористости, влажности, температуры. Минеральный состав магматических, метаморфических и осадочных пород не очень влияет на их теплопроводность. Плотность, пористость и давление, под которым находятся горные породы, связаны между собой. При повышении плотности и давления, а значит понижении пористости теплопроводность пород повышается. С увеличением влажности горных пород их теплопроводность резко увеличивается. Например, изменение влажности с 10 до 50% может увеличить теплопроводность в 2 - 4 раза. Повышение температуры снижает теплопроводность кристаллических и сухих осадочных пород и увеличивает у водонасыщенных. В целом влияние различных, иногда взаимно противоположных природных факторов, на теплопроводность горных пород весьма сложно и недостаточно изучено. Магматические и метаморфические породы обладают коэффициентом теплопроводности 0,2 - 0,4 (в среднем 0,3) Вт/(м*град), осадочные - 0,03 - 0,5 (в среднем 0,125) Вт/(м*град), нефтегазонасыщенные - меньше 0,05 Вт/(м*град).

Теплоемкостью горных пород объясняется их способность поглощать тепловую энергию. Она отличается сравнительным постоянством и возрастает с увеличением водонасыщенности. У магматических и метаморфических пород при обычных температурах теплоемкость изменяется в пределах (0,6 - 0,9)*10^3 Дж/(кг*град), у осадочных - (0,7 - 1)*10^3 Дж/(кг*град), у металлических руд - (0,9 - 1,4)*10^3 Дж/(кг*град). С ростом температуры она увеличивается.

Температуропроводность характеризует скорость изменения температур при поглощении или отдаче тепла. У различных горных пород она изменяется в пределах (4 - 10)*10^{-7} $м^2$ /с.

Тепловая инерция пород [Дж/($м^2$*$с^{1/2}$*К), где К - градусы Кельвина] является одной из обобщенных тепловых характеристик земной поверхности. Она используется при тепловых аэрокосмических съемках и характеризует суточный ход температур над разными ландшафтами и акваториями. Породы со слабой тепловой инерцией (сухие почвы и пески) характеризуются низкими ее значениями Q <500 Дж/$м^2с^{1/2}$К и большим колебанием суточных температур (до 60° С). Породы и среды с высокой тепловой инерцией (обводненные породы, заболоченные участки) характеризуются значениями Qдо 3000 Дж/$м^2с^{1/2}$К и суточным изменением температур до 30° С. Над акваториями крупных рек, морей и океанов Q >10000 Дж/$м^2с^{1/2}$К, а суточный ход температур составляет несколько градусов.

Перечисленные тепловые свойства горных пород определяют лабораторными методами. Для этого образцы горных пород помещают в плоские, цилиндрические или сферические датчики, через которые пропускают стационарный или импульсный тепловой поток от источника тепла. Измеряя прошедший поток, градиент температур за время опыта и зная геометрические размеры датчика, можно определить тепловые свойства пород.

Знание тепловых свойств горных пород необходимо для интерпретации результатов термометрии скважин и донных осадков; при глубинных геотермических исследованиях; выявлении тех или иных полезных ископаемых; при проведении тепловых расчетов с целью установления зависимостей тепловых свойств от физических, геологических, водно-коллекторских параметров.

К оптическим свойствам горных пород относятся: альбедо, характеризующее отражательные свойства поверхности (%); коэффициент яркости, т.е. отношение яркости поверхности в рассматриваемом направлении к яркости белой идеально рассеивающей поверхности; степень черноты, показывающая, во сколько раз плотность излучения данного объекта при длине волны λменьше плотности излучения абсолютно черного тела при той же температуре, и др. Эти свойства играют основную роль при инфракрасной съемке.

14. Методы терморазведки

14.1. Аппаратура для геотермических исследований

Для геотермических исследований используют разного рода тепловизоры, термометры, термоградиентометры и тепломеры.

14.1.1.Тепловизоры.

Для аэрокосмических и полевых радиотепловых и инфракрасных съемок изготовляют тепловизоры, работающие в тех или иных участках спектра длин электромагнитных волн от микрометрового до миллиметрового диапазона. Фоточувствительным элементом (фотодетектором) тепловизора являются особые кристаллы, чувствительные к электромагнитному излучению определенных длин волн. Для достижения высокой чувствительности (доли градуса) и безынерционности кристаллы должны находиться при очень низких температурах ($< -203^{\circ}$ С). С этой целью их помещают в охлаждающее устройство на жидком азоте или гелии. Измеренные излучения преобразуются в электрические сигналы, которые усиливаются и трансформируются в такую форму, чтобы их можно было передать на экран телевизора или на фотопленку, как при обычных фототелевизионных съемках.

В портативных переносных тепловизорах температуры фиксируются на цифровых индикаторах. Существуют также приборы с записью на магнитную ленту. Тепловизоры-спектрометры содержат устройства для спектрального разделения принятых излучений и последующей их обработки с помощью ЭВМ. В тепловизорах для аэрокосмической съемки имеется сканирующее электронно-механическое устройство для развертки фотодетектора перпендикулярно к направлению полета, чтобы осуществить развертку изображения по строкам и кадрам, т.е. провести обзорную съемку.

14.1.2. Термометры.

При терморазведке температуру пород или воды измеряют с помощью скважинных (шпуровых) или донных термометров. Чувствительным элементом таких термометров являются термочувствительные сопротивления или термисторы, включаемые в мостиковую схему, которая работает на постоянном токе. Изменение температуры окружающей среды приводит к разбалансу "моста", появлению в нем пропорционального изменения тока. В термоградиентометрах имеется несколько чувствительных элементов, расположенных на расстояниях 1 - 2 м друг от друга. С помощью электрических схем измеряют разности температур между ними. Тепломеры, построенные на базе термометров, служат для оценки тепловых потоков. Сигналы, полученные со скважинного или донного термометров, усиливаются и по кабелю передаются на автоматические регистраторы, как и в серийных каротажных станциях для геофизических исследований в скважинах (см. 17.2).

14.2. Радиотепловые и инфракрасные съемки

Методика радиотепловых (РТС) и инфракрасных (ИКС) аэрокосмических съемок практически такая же, как и при фототелевизионных съемках. Ценным их преимуществом является возможность вести съемки в темноте, а при соответствующем выборе длин волн - и практически при любой погоде. Например, в инфракрасном диапазоне выявлен ряд "окон прозрачности" в диапазоне волн: 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 др., на которых можно вести съемки в тех или иных погодных условиях.

Аномалии на полученных снимках формируются за счет тепловых потоков из недр и отражения солнечной энергии. Они зависят от оптических, тепловых и в меньшей степени электромагнитных свойств горных пород верхней части геологической среды. Радиотепловые и инфракрасные съемки осложнены термическими помехами, связанными с неравномерным тепловым обменом земной поверхности с атмосферой, изменяющимися климатическими и метеорологическими условиями, состоянием атмосферы и другими факторами. Обработка и истолкование радиотепловых и инфракрасных снимков в общем такие же, как и при дешифрировании снимков видимого диапазона (аэрокосмоснимков).

Аэрокосмические дистанционные радиотепловые и инфракрасные съемки используют для исследования природных ресурсов Земли и, в частности, для изучения районов активного вулканизма и гидротермальной деятельности, геологического картирования и поисков некоторых полезных ископаемых, инженерно-геологических и гидрогеологических съемок, решения задач почвоведения и мелиорации, изучения снежного, ледяного покрова и динамики ландшафтов, охраны природной среды и решения других задач.

14.3. Региональные термические исследования

Сущность региональных термических исследований сводится к высокоточному (погрешность не более 0,01° С) неоднократному измерению температур или их приращений в глубоких скважинах, горных выработках и донных осадках озер, морей и океанов. Чтобы исключить влияние сезонных колебаний температур, замеры на суше ведут на глубинах свыше 50 - 100 м, а на акваториях - на глубине свыше 300 м.

При бурении скважин нарушается температурное равновесие, которое зависит от времени и способа бурения, условий циркуляции промывочной жидкости или продуваемого воздуха во время бурения. В среднем время восстановления температуры до первоначальных значений превышает 10-кратное время бурения скважины. Поэтому термические измерения проводят после установления температур, т.е. через несколько месяцев после бурения глубоких скважин и через несколько дней или часов после бурения скважин или шпуров в горных выработках.

Графики и карты температур (или градиентов температур) используют для расчетов геотермических градиентов, тепловых потоков. Тепловой поток рассчитывают по известному геотермическому градиенту Γ и теплопроводности λ_T горных пород, определяемой на образцах горных пород и донных осадков или с помощью специальных термометров (см. 14.1).

В результате многолетних тепловых съемок Земли накоплены некоторые сведения об особенностях теплового поля Земли. Геотермическая ступень (величина, обратная геотермическому градиенту) составляет на кристаллических щитах около 100 м/град, на платформах - около 30 м/град, в складчатых областях - 10 - 20 м/град, в областях новейшего вулканизма - 5 - 20 м/град. Минимальные тепловые потоки (0,02 - 0,04 Вт/м^2) наблюдаются на платформах и особенно на докембрийских щитах, в глубоководных впадинах, максимальные - на срединно-океанических хребтах, в рифтовых зонах и участках современного вулканизма (0,2 - 0,4 Вт/м^2). Тепловой поток увеличивается в направлении от древних к молодым областям складчатости, а в каждой из них наблюдается возрастание потоков от предгорных прогибов к участкам активного орогенеза. В тектонически активных областях наблюдается резкая дифференциация тепловых потоков, например, возрастание втрое от краевых прогибов к областям кайнозойской складчатости. Несмотря на существующее примерное равенство тепловых потоков в океанических и континентальных областях, а также в регионах разновозрастной складчатости, их различия связывают с существованием не только вертикальных, но и горизонтальных градиентов температур.

Изменения температур в структурных и разведочных (на нефть и газ) скважинах позволяют рассчитать геотермические градиенты и их изменения с глубиной и по площади. На рис. 5.1 приведен пример распределения температур по некоторым скважинам (по данным Е.А.Любимовой). В породах Украинского щита геотермический градиент очень мал: 0,010 - 0,015° С/м, а в Ставропольском крае высок - 0,032 - 0,067° С/м. По нефтяным скважинам Краснодарского края геотермический градиент имеет промежуточные значения - 0,020 - 0,046° С/м.

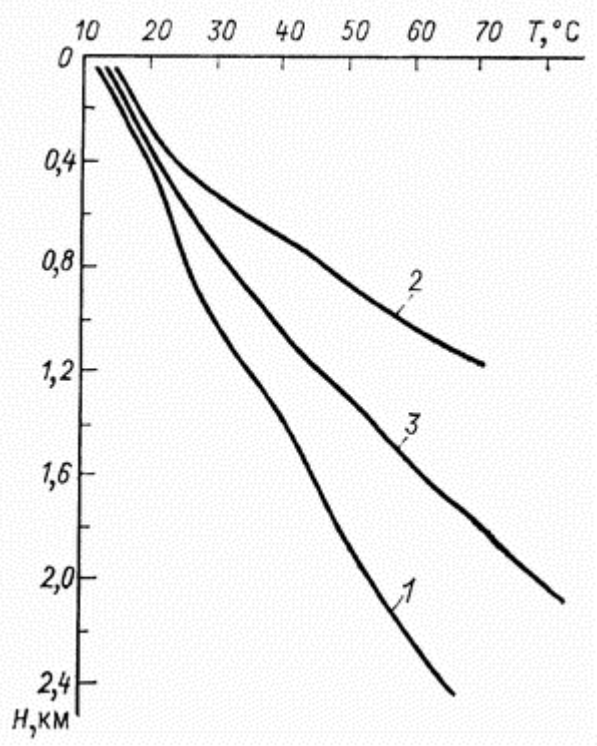


Рис. 5.1. Графики распределения температур по скважинам в ряде районов Украины и Северного Кавказа: 1 - Украинский щит; 2 - Ставропольский край; 3 - Краснодарский край

Региональные термические исследования служат для выявления термического режима и состояния недр Земли, что является важным источником информации для геофизики и теоретической геологии. Практически эти исследования направлены на изучение геотермических ресурсов и выявление участков, перспективных для использования глубинного тепла в качестве источника энергии. Эти участки располагаются в районах с повышенным и тепловым потоком (свыше 0,1 Вт/м^2), и геотермическим градиентом (5 - 20° С на 100 м). В таких районах на глубинах свыше 1 - 3 км могут находиться скопления либо парогидротерм, либо термальных вод, либо прогретых пород. В настоящее время используют не только парогидротермы и термальные воды, но и подземные тепловые котлы, т.е. зоны разрушенных перегретых пород, куда можно закачивать воду и после ее нагрева использовать для получения электроэнергии, теплофикации и других целей.

14.4. Локальные методы терморазведки

К локальным относятся те методы терморазведки, в которых температуры измеряются в шпурах глубиной до 1 м или неглубоких скважинах (до 10 - 20 м). Они имеют прикладное применение при изучении месторождений полезных ископаемых и геологической среды.

14.4.1. Поисково-разведочные термические исследования.

В комплексе с другими наземными и подземными геофизическими методами на рудных, угольных, нефтяных и газовых месторождениях используется и терморазведка. Температуры пород измеряют в скважинах наземного и подземного бурения. Систему наблюдений приспосабливают к имеющейся сети скважин, поскольку специальное бурение скважин для терморазведки экономически невыгодно и проводится лишь изредка. Температуры измеряют в разных интервалах глубин скважины.

Большие трудности при терморазведке связаны с необходимостью получения установившихся температур, чтобы охарактеризовать естественное температурное поле горных пород. Оно оказывается нарушенным в результате искажающего влияния таких факторов, как разогрев пород при бурении, влияние промывочной жидкости, вентиляция горных выработок, усиленное окисление руд и углей, вскрытых горных выработок и др. По измеренным естественным температурам строят графики их изменения с глубиной, а для постоянных глубин - со временем. Из наблюденных температур желательно исключить вариации теплового поля. При достаточной густоте точек площадных наблюдений строят карты изотерм (постоянных температур) для одинаковых глубин, карты средних геотермических градиентов и др.

Интерпретация геотермических профилей и карт обычно качественная и сводится к выделению локальных аномалий термического поля и сопоставлению их с аномалиями других геофизических методов, а также с геологическими материалами.

14.4.2. Применение терморазведки для изучения геологической среды.

Термические исследования геологической среды могут использоваться при решении различных инженерно-геологических, гидрогеологических, мерзлотно-гляциологи-ческих и геоэкологических задач. Измерения температур проводятся в шпурах глубиной до 1 м и скважинах глубиной до 10 - 30 м. В различных природных условиях получаемые геотермические профили и карты служат для оконтуривания многолетнемерзлых и талых горных пород с разными тепловыми свойствами; изучения динамики подземных вод (приток глубинных вод создает положительные аномалии температур, поверхностных - отрицательные); прогноза приближения забоя выработок к обводненным зонам и решения других задач.

Особый интерес представляет определение скорости фильтрации подземных вод. Как отмечалось выше, тепловой поток в условиях заметной конвекции тепла за счет подземных вод зависит от геотермического градиента, коэффициента температуропроводности и скорости фильтрации подземных вод. Приведенные формулы (5.1) и (5.3) положены в основу практического использования терморазведки для определения скорости, а затем и коэффициента фильтрации подземных вод. Для выявления мест фильтрации вод из водохранилищ, каналов, рек и стволов скважин, а также интервалов, где утечки отсутствуют, можно использовать измерение естественных тепловых полей. Участки сосредоточенной фильтрации выделяют по температурным аномалиям, знак которых зависит от температурного режима акваторий. Более четкие результаты получают при искусственном электрическом подогреве воды, например, в скважине. По скорости восстановления температур можно не только качественно выявить места утечек, но и оценить скорости фильтрации.

В геоэкологических исследованиях шпуровую терморазведку можно использовать для изучения теплового загрязнения, выявления отходов промышленных и сельскохозяйственных предприятий.

Глава 6. Ядерная геофизика

- 15. Физико-химические и геологические основы ядерной геофизики
  - 15.1. Общие сведения о радиоактивности
    - 15.1.1. Естественная радиоактивность
    - 15.1.2. Параметры радиоактивности
    - 15.1.3. Взаимодействие ионизационных излучений с окружающей средой
  - 15.2. Радиоактивность горных пород и руд
    - 15.2.1. Радиоактивность минералов
    - 15.2.2. Радиоактивность горных пород, руд и вод
    - 15.2.3. Нагрев за счет радиоактивности
  - 15.3. Ядерно-физические свойства горных пород
    - 15.3.1. Общая характеристика ядерно-физических свойств
    - 15.3.2. Гамма-лучевые свойства горных пород
    - 15.3.3. Нейтронные свойства горных пород
- 16. Аппаратура и методы ядерной геофизики
  - 16.1. Аппаратура в ядерной геофизике
    - 16.1.1. Чувствительные элементы для измерения радиоактивности
    - 16.1.2. Приборы для ядерно-геофизических исследований
  - 16.2. Радиометрические методы разведки
    - 16.2.1. Общая характеристика радиометрии
    - 16.2.2. Аэрогамма-съемка
    - 16.2.3. Автогамма-съемка
    - 16.2.4. Пешеходная (наземная) гамма-съемка
    - 16.2.5. Радиометрический анализ проб горных пород и стенок горных выработок
    - 16.2.6. Задачи, решаемые гамма-съемкой
    - 16.2.7. Эманационная съемка
    - 16.2.8. Подземные методы изучения естественной радиоактивности
    - 16.2.9. Определение абсолютного возраста пород
  - 16.3. Ядерно-геофизические методы
    - 16.3.1. Общая характеристика
    - 16.3.2. Нейтронные методы

- 16.3.3. Гамма-методы

Ядерная геофизика объединяет физические методы поисков и разведки радиоактивных руд по их естественной радиоактивности (радиометрия) и поэлементного анализа горных пород путем изучения вызванной радиоактивности (ядерно-геофизические методы). Находясь на стыке между геофизикой и геохимией, она по своей сущности, методике и технике наблюдений относится к геофизическим методам, хотя решает некоторые геохимические задачи. Ядерная геофизика отличается "близкодействием", т.е. малой глубинностью исследований (десятки см по породе) вследствие быстрого поглощения ядерных излучений окружающими породами и воздухом. Однако продукты радиоактивного распада способны мигрировать, образуя вокруг пород и руд газовые, водные и механические ореолы рассеяния, по которым можно судить о радиоактивности коренных пород.

Основными методами радиометрии являются гамма-съемка (ГС), предназначенная для изучения интенсивности гамма-излучения, и эманационная съемка (ЭС), при которой по естественному альфа-излучению почвенного воздуха определяют концентрацию в нем радиоактивного газа - радона. Гамма-методы (ГМ) служат для поисков и разведки не только радиоактивных руд урана, радия, тория и других элементов, но и парагенетически или пространственно связанных с ними нерадиоактивных полезных ископаемых (редкоземельных, металлических, фосфатных и др.). С их помощью можно определять абсолютный возраст горных пород. Гамма- и эманационную съемки используют также для литологического и тектонического картирования и решения других задач.

К ядерной геофизике относится так называемый геокосмический метод, основанный на подземной регистрации космических мюонов (мю-мезонов).

Искусственная радиоактивность возникает при облучении горных пород и сред гамма-квантами или нейтронами. Измеряя те или иные характеристики наведенного поля, можно судить о гамма- и нейтронных свойствах горных пород, которые определяются химическим составом элементов и физическими свойствами пород. Существует множество искусственных ядерно-физических методов определения химического состава и физических свойств горных пород, основанных на использовании либо нейтронов (нейтрон-нейтронные, нейтрон-гамма и др.), либо гамма-излучений (гамма-гамма, гамма-нейтронный, рентгенорадиометрический и др.).

Методы ядерной геофизики подразделяют на воздушные, полевые, подземные, лабораторные, но наибольшее применение находят скважинные ядерные методы.

15. Физико-химические и геологические основы ядерной геофизики

15.1. Общие сведения о радиоактивности

15.1.1. Естественная радиоактивность.

Самопроизвольный распад неустойчивых атомных ядер, спонтанно превращающихся в ядра других элементов и сопровождающийся испусканием альфа-, бета-частиц, гамма-квантов и другими процессами, называется естественной радиоактивностью. Известно более 230 радиоактивных изотопов различных элементов, называемых радиоактивными нуклидами (радионуклидами). Радиоактивность тяжелых металлов с порядковым номером в таблице Менделеева, большим 82, сводится к последовательным превращениям одних элементов в другие и заканчивается образованием устойчивых нерадиоактивных изотопов. Основными радиоактивными рядами или семействами тяжелых элементов являются ряды урана-238, урана-235, тория-232. Перечисленные элементы (их называют материнскими радионуклидами) являются родоначальниками семейств и относятся к долгоживущим: у них период полураспада ($T_{1/2}$), т.е. время, необходимое для того, чтобы число атомов уменьшилось вдвое, составляет $4{,}5*10^9$; $7{,}13*10^8$; $1{,}39*10^{10}$ лет соответственно. В состав семейств урана входят такие дочерние радионуклиды, как радий ($T_{1/2}$ = 1620 лет) и самый долгоживущий радиоактивный газ - радон ($T_{1/2}$ = 3,82 сут). Конечным продуктом превращений урана является нерадиоактивный радиогенный свинец.

Кроме радиоактивных семейств, имеются одиночные радионуклиды, в которых радиоактивный распад ограничивается одним актом превращений. Среди них наиболее распространен калий-40 ($T_{1/2} = 1{,}4*10^9$ лет). В целом в земной коре повышены концентрации следующих трех радиоактивных элементов: урана ($2{,}5*10^{-4}$ %), тория ($1{,}3*10^{-3}$ %) и калия-40 (2,5 %). Поэтому в радиометрии изучают только эти элементы. Они

находятся в горных породах в рассеянном состоянии в виде изоморфных примесей и самостоятельных минералов.

15.1.2. Параметры радиоактивности.

Радиоактивный распад как процесс превращения одних изотопов в другие обусловлен внутренним состоянием атомных ядер, не зависимым от внешних условий. Это процесс случайный, т.е. событие вылета частицы из ядра, преодолев ядерное притяжение, носит вероятностный характер. Радиоактивный распад характеризуют следующие параметры.

1. *Период полураспада*. Период полураспада ($T_{1/2}$), который у различных элементов изменяется в очень широких пределах - от 10^{-6} до 10^{10} лет. Для каждого элемента он является определенной и постоянной величиной и может служить его диагностическим признаком. В ядерной физике известна следующая формула:

$$N = N_0 \cdot e^{-0,693t/T_{1/2}}, \qquad (6.1)$$

устанавливающая связь между начальным числом атомов какого-либо радиоактивного элемента N_0в момент его образования и числом атомов Nэтого же элемента спустя время t, например, в настоящее время. Между долгоживущим материнским нуклидом с числом атомов N_Mи периодом полураспада $T_{1/2м}$и дочерним элементом с $N_д$и $T_{1/2д}$существует радиоактивное равновесие, выражаемое уравнением:

$$N_M T_{1/2д} = N_д T_{1/2м}, \qquad (6.2)$$

полученным из соотношений (6.1) и позволяющим определить какой-нибудь один параметр, если известны три других. Из (6.1) можно получить скорость распада Nядер

$$V = -dN/dt = N_0 0,693/T_{1/2} = N_0 \lambda,$$

где $\lambda = T_{1/2}/0,693$- постоянная распада, т.е. скорость распада ($V = \lambda N_0$), пропорциональна числу ядер в начале распада и постоянной распада.

2. *Состав естественных излучений*. Естественная радиоактивность состоит из альфа-, бета-, гамма-, нейтронных и других излучений.

Альфа-излучение представляет собой поток положительно заряженных частиц (ядер атомов гелия), энергия которых на длине пути около 10 см в воздухе и долей миллиметров в породе тратится на ионизацию и нагревание окружающей среды, поэтому проникающая способность у них очень мала.

Бета-излучение представляет собой поток электронов и позитронов, энергия которых тратится на ионизацию и возбуждение атомов окружающей среды. В результате они рассеиваются (это приводит к ослаблению их интенсивности) и поглощаются (теряют свою энергию) на длине пути, в 100 раз большей, чем альфа-излучение.

Гамма-кванты представляют собой поток электромагнитного излучения очень высокой частоты ($f > 10^{18}$ Гц). Хотя они также рассеиваются и поглощаются окружающей средой, но благодаря своей электрической нейтральности отличаются еще более высокой проникающей способностью (сотни метров в воздухе и до метра в горных породах).

Кроме перечисленных излучений, радиоактивный распад может сопровождаться захватом некоторыми ядрами электронов из собственных оболочек атомов (*K* и *L*-захват) с возникновением мягкого и рентгеновского гамма-излучений, спонтанными излучениями ядер нейтронов и другими процессами.

К излучениям, широко используемым в ядерной геофизике, относится нейтронное излучение. Оно возникает при ядерных реакциях (например, в смеси полония и бериллия) или создается с помощью управляемых генераторов нейтронов, циклотронов и др. Из всех видов излучений нейтронное обладает наибольшей проникающей способностью. Однако нейтроны замедляются в процессе рассеяния, а затем поглощаются

средой, т.е. захватываются ядрами атомов за время от микросекунд до миллисекунд. В свою очередь, захват сопровождается мгновенным испусканием гамма-квантов и других частиц.

3. *Количество, концентрация, доза и мощность дозы гамма-излучения*. Количество и концентрация долгоживущих элементов урана, тория, калия (U, Th, K-40) в горной породе определяются их процентным содержанием. Абсолютной единицей радиоактивности в системе СИ является беккерель (1 Бк = 1 расп./с). Иногда используют внесистемную единицу Г-экв Ra (количество вещества, гамма-излучение которого эквивалентно излучению 1 г радия). Единицей удельной радиоактивности в СИ служит беккерель на единицу массы или объема. За единицу экспозиционной дозы облучения в СИ принят кулон на килограмм (Кл/кг) и внесистемная единица - рентген ($1Р = 2{,}58*10^{-4}$ Кл/кг). Мощность дозы, т.е. облучение за единицу времени, в радиометрии выражают в амперах на килограмм (А/кг) и микрорентгенах в час (мкР/ч).

4. *Энергия излучений*. Важной характеристикой излучений является энергия, которая представляет собой начальную кинетическую энергию частиц и измеряется в электрон-вольтах (эВ). Максимальные значения для альфа-, бета-, гамма-излучений равны миллионам электрон-вольт (10; 4; 3 МэВ соответственно). Нейтроны по энергии разделяют на холодные (0,001 эВ), тепловые (0,025 эВ), надтепловые (> 0,05 эВ), резонансные (0,5 - 100 эВ), медленные (< 1 кэВ), промежуточные (1 кэВ - 0,5 МэВ), быстрые (> 0,5 МэВ).

15.1.3. Взаимодействие ионизационных излучений с окружающей средой.

При облучении среды потоками ионизационных излучений, созданными радиоактивными источниками, происходят различные сложные физико-химические ядерные явления и процессы.

Альфа- и бета-частицы вызывают в основном ионизацию окружающей среды, т.е. образование положительных ионов и свободных электронов вследствие вырывания электронов из внешних оболочек атомов.

При прохождении гамма-квантов через вещество разного химического состава наблюдаются следующие ядерные процессы.

- Фотоэлектрическое поглощение (фотоэффект), происходящее при взаимодействии гамма-квантов малых энергий (мягкое гамма-излучение с энергией меньше 0,5 МэВ) с атомами плотного вещества. В результате из атомов выбиваются электроны, а среда ионизируется. Атом, потерявший электрон, оказывается в возбужденном состоянии и способен заполнять освободившийся уровень одним из электронов внешней оболочки. Это сопровождается испусканием кванта характеристического (рентгеновского) излучения. В целом поглощение гамма-квантов на единице длины пути пробега можно выразить через коэффициент поглощения ($\mu_ф$), называемый также макроскопическим сечением фотоэффекта.
- Комптоновское взаимодействие (рассеяние) гамма-квантов повышенных энергий (> 0,5 МэВ) наблюдается с атомами легкого вещества. В результате гамма-квант передает часть энергии электрону, отклоняется от своей прямолинейной траектории распространения и происходит так называемое неупругое рассеяние, сопровождающееся поглощением. Его можно охарактеризовать коэффициентом поглощения $\mu_к$, или макроскопическим сечением комптоновского взаимодействия.
- Образование электронно-позитронных пар происходит при взаимодействии гамма-квантов высоких энергий (> 1 МэВ) с полем ядра атомов. При этом гамма-квант отдает энергию и поглощается. Коэффициент такого поглощения ($\mu_{эп}$) называется макроскопическим сечением образования пар.

Существуют и другие взаимодействия гамма-квантов (фотонейтронный эффект, релеевское рассеяние на связанных электронах атомов и др.). В целом за счет основных эффектов взаимодействия полный линейный коэффициент поглощения гамма-квантов в породе, содержащей и легкие, и тяжелые элементы, можно описать формулой

$$\mu_\gamma = \mu_ф + \mu_к + \mu_{эп}. \qquad (6.3)$$

Таким образом, μ_γ является обобщенным параметром горных пород, характеризующим их способность поглощать узкий пучок гамма-излучения. Он называется также полным макроскопическим сечением взаимодействия гамма-лучей с веществом.

Нейтронное излучение характеризуется следующими основными реакциями с ядрами элементов окружающей среды.

- Неупругим рассеянием быстрых нейтронов на ядрах тяжелых элементов, приводящим к их возбуждению. При переходе ядра в основное первоначальное состояние оно излучает гамма-квант.
- Упругим рассеянием быстрых нейтронов на ядрах легких элементов, приводящим к передаче энергии нейтронов ядрам,а в результате к их замедлению, уменьшению скорости тем большему, чем меньше массовые числа среды. Замедленные до тепловой энергии нейтроны поглощаются ядрами, т.е. происходит их радиационный захват с испусканием гамма-квантов. В результате наблюдается наведенная вторичная радиоактивность.

Таким образом, быстрые нейтроны вследствие разнообразных взаимодействий с ядрами элементов окружающей среды рассеиваются, замедляются до тепловых энергий средой. Количественно происходящие при этом процессы принято описывать полным коэффициентом рассеяния и поглощения (μ_n), называемым также суммарным макроскопическим нейтронным сечением за счет рассеяния ($\sigma_р$) и поглощения ($\sigma_п$), т.е. $\mu_n = \sigma_р + \sigma_п$. Величина, обратная полному сечению, называется средней длиной пробега нейтронов при наличии рассеяния ($1/\sigma_р$) и поглощения ($1/\sigma_п$).

15.2. Радиоактивность горных пород и руд

15.2.1. Радиоактивность минералов.

Радиоактивность горных пород и руд тем выше, чем больше концентрация в них естественных радиоактивных элементов семейств урана, тория, а также калия-40. По радиоактивности (радиологическим свойствам) породообразующие минералы подразделяют на четыре группы.

- Наибольшей радиоактивностью отличаются минералы урана (первич-ные - уранит, настуран, вторичные - карбонаты, фосфаты, сульфаты уранила и др.), тория (торианит, торит, монацит и др.), а также находящиеся в рассеянном состоянии элементы семейства урана, тория и др.
- Высокой радиоактивностью характеризуются широко распространенные минералы, содержащие калий-40 (полевые шпаты, калийные соли).
- Средней радиоактивностью отличаются такие минералы, как магнетит, лимонит, сульфиды и др.
- Низкой радиоактивностью обладают кварц, кальцит, гипс, каменная соль и др. В этой классификации радиоактивность соседних групп возрастает примерно на порядок.

15.2.2. Радиоактивность горных пород, руд и вод.

Радиоактивность горных пород определяется прежде всего радиоактивностью породообразующих минералов. В зависимости от качественного и количественного состава минералов, условий образования, возраста и степени метаморфизма их радиоактивность изменяется в очень широких пределах. Радиоактивность пород и руд по эквивалентному процентному содержанию урана принято подразделять на следующие группы:

- породы практически нерадиоактивные ($U < 10^{-5}$ %);
- породы средней радиоактивности ($U < 10^{-4}$ %);
- высокорадиоактивные породы и убогие руды ($U < 10^{-3}$ %);
- бедные радиоактивные руды ($U < 10^{-2}$ %);
- рядовые и богатые радиоактивные руды ($U > 0{,}1$ %). К практически нерадиоактивным относятся такие осадочные породы, как ангидрит, гипс, каменная соль, известняк, доломит, кварцевый песок и др., а также ультраосновные, основные и средние породы. Средней радиоактивностью отличаются кислые изверженные породы, а из осадочных - песчаник, глина и особенно тонкодисперсный морской ил, обладающий способностью адсорбировать радиоактивные элементы, растворенные в воде. Радиоактивные руды (от убогих до богатых) встречаются на урановых или ураново-ториевых месторождениях эндогенного и экзогенного происхождения. Их радиоактивность изменяется в широких пределах и зависит от содержания урана, тория, радия и других элементов. С радиоактивностью горных пород тесно связана радиоактивность природных вод и газов. В целом в гидросфере и атмосфере содержание радиоактивных элементов ничтожно мало. Подземные воды могут иметь разную радиоактивность. Особенно велика она у подземных вод радиоактивных месторождений и вод сульфидно-бариевого и хлоридно-кальциевого типов. Радиоактивность почвенного воздуха зависит от количества эманаций таких радиоактивных газов, как радон, торон, актинон. Ее принято выражать коэффициентом эманирования пород ($C_э$), являющимся отношением количества выделившихся в породу долгоживущих эманаций (в основном радона с наибольшим $T_{1/2}$) к общему количеству эманаций. В массивных породах $C_э$= 5 - 10%, в рыхлых трещиноватых $C_э$= 40 - 50 %, т.е. $C_э$увеличивается с ростом коэффициента диффузии.

Кроме общей концентрации радиоактивных элементов, важной характеристикой радиоактивности сред является энергетический спектр излучения или интервал распределения энергии. Как отмечалось выше, энергия альфа-, бета- и гамма-излучения каждого радиоактивного элемента либо постоянна, либо заключена в определенном спектре. В частности, по наиболее жесткому и проникающему гамма-излучению каждый радиоактивный элемент характеризуется определенным энергетическим спектром. Например, для урано-радиевого ряда максимальная энергия гамма-излучения не превышает 1,76 МэВ, а суммарный спектр 0,65 МэВ, для ториевого ряда аналогичные параметры составляют 2,62 и 1 МэВ. Энергия гамма-излучения калия-40 постоянна (1,46 МэВ).

Таким образом, по суммарной интенсивности гамма-излучения можно оценить наличие и концентрацию радиоактивных элементов, а анализируя спектральную характеристику (энергетический спектр), можно определить концентрацию урана, тория или калия-40 в отдельности.

15.2.3. Нагрев за счет радиоактивности.

В ходе поглощения альфа-, бета-, гамма-лучей горными породами происходит их нагрев. Самые распространенные радиоактивные минералы (уран, торий, калий-40) имеют период полураспада, сравнимый с возрастом Земли, поэтому они являются основными источниками радиогенного тепла в прошлом, настоящем и будущем.

15.3. Ядерно-физические свойства горных пород

15.3.1. Общая характеристика ядерно-физических свойств.

Под ядерно-физическими (гамма- и нейтронными) свойствами горных пород понимают их способность по-разному рассеивать, замедлять и поглощать гамма-кванты или нейтроны разных энергий. Эти свойства вытекают из рассмотренных выше физических явлений,сопровождающих взаимодействие гамма-квантов с электронами и ядрами атомов (фотоэлектрическое поглощение, комптоновское взаимодействие, образование электронно-позитронных пар и др.) или нейтронов с ядрами атомов (неупругое и упругое рассеяние и поглощение, сопровождающееся захватом тепловых нейтронов ядрами атомов и вторичным гамма-излучением). Вероятность того или иного взаимодействия зависит от энергии гамма-квантов или нейтронов, от пути проходящего излучения в горной породе и ее ядерно-физических свойств. Основными из этих свойств являются микро- или макроскопические сечения взаимодействия гамма-квантов и нейтронов с отдельными или всеми атомами изучаемой горной породы.

15.3.2. Гамма-лучевые свойства горных пород.

Основным гамма-лучевым свойством породы является ее способность поглощать и рассеивать гамма-лучи. Количественно это свойство описывается полным линейным коэффициентом ослабления и поглощения μ_γ или суммарным (полным) макроскопическим сечением взаимодействия гамма-лучей с единицей объема горной породы (см. (6.3)). Для узкого пучка гамма-квантов его определяют с помощью следующих уравнений:

$$\mu_\gamma = \sum_{i=1}^{k} \sigma_{\gamma i} N_i,\ I_\gamma = I_{\gamma 0} e^{-\mu_\gamma L} \qquad (6.4)$$

где $\sigma_{\gamma i}$- микроскопическое сечение взаимодействия атома *i*-го химического элемента с гамма-квантом при общем количестве атомов этого элемента в единице объема N_iи общем числе элементов K; $I_\gamma, I_{\gamma 0}$- интенсивность гамма-излучения в конце и начале поглощающего слоя толщиной L. Практически определяют эффективный коэффициент ослабления $\mu_{\gamma эф}$по экспериментально полученной интенсивности вторичного гамма-излучения:

$$I_{\gamma эф} = I_{\gamma 0} \cdot e^{-\mu_{\gamma эф} L}. \qquad (6.5)$$

Макроскопическое сечение взаимодействия, или эффективный линейный коэффициент ослабления, зависит от порядковых номеров в периодической системе Менделеева и массовых чисел химических элементов всей горной породы, а также ее плотности σ. На изменении этих свойств основаны методы изучения химического состава и плотности горных пород по интенсивности вторичного (рассеянного) гамма-излучения (

$I_{\gamma\gamma} = -I_{\gamma\gamma эф}$). При этом комптоновское рассеяние зависит от плотности, а фотоэффект - от химического состава и концентраций химических элементов (см. 15.3.1).

15.3.3. Нейтронные свойства горных пород.

Основным нейтронным свойством горных пород и сред является их способность поглощать и рассеивать нейтроны. Количественно это свойство описывается полным линейным коэффициентом ослабления и поглощения μ_{n}или суммарным (полным) макроскопическим взаимодействием нейтронов с единицей объема горной породы (см. 15.1.3). Величина μ_{n}определяется микроскопическими 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 в единице объема N_iпо формуле:

$$\mu_n = \sum_{i=1}^{k} \sigma_{ni} N_i, \text{ где } I_n = I_{n0} \cdot e^{-\mu_n L}. \quad (6.6)$$

Здесь I_n, I_{n0}- плотность потока нейтронов в конце и начале слоя толщиной L. Нейтронное микроскопическое сечение рассеяния и поглощения σ_{ni}измеряется в барнах и равно эффективной площади ядра, которая обычно больше его геометрического сечения. Нейтронное сечение измеряют в единицах площади (10^{-25} м^2). Наибольшими нейтронными сечениями обладают редкоземельные элементы, например, гадолиний ($46*10^{-25}$ м^2), кадмий ($2{,}25*10^{-25}$ м^2), бор ($0{,}769*10^{-25}$ м^2), ртуть ($0{,}38*10^{-25}$ м^2) и др. У большинства элементов микроскопическое сечение ядра изменяется в пределах $(0{,}1 - 10)*10^{-25}$ м^2 . Практически коэффициент μ_n является эффективным коэффициентом, характеризующим и замедляющие, и поглощающие свойства горной породы $\mu_{nэф}$при облучении ее нейтронами.

Величину, обратную $\mu_{nэф}$, называют полной длиной пробега нейтронов (L_n). Она включает длину замедления и длину диффузии. Средняя длина замедления нейтронов ($L_з$) определяется способностью ядер рассеивать нейтроны и равна расстоянию, на котором энергия нейтронов уменьшается от исходной (у быстрых нейтронов энергия превышает 0,5 МэВ) до тепловой (0,025 эВ). Наименьшей длиной замедления ($L_з < 10$ см) обладают минералы, в которых имеются бериллий, углерод, железо и водородосодержащие породы, насыщенные водой, нефтью или газом. В других породах, особенно содержащих тяжелые химические элементы, Lсоставляет первые десятки сантиметров.

Ослабленные до тепловой энергии нейтроны перемещаются в породе путем диффузии до тех пор, пока не поглотятся какими-нибудь ядрами. Как отмечалось выше, процесс захвата нейтронов сопровождается излучением вторичных гамма-квантов. Способность горных пород поглощать тепловые нейтроны выражают через среднюю длину диффузии $L_д$или пропорциональное ей среднее время жизни тепловых нейтронов $\tau_{тп}$. Наименьшими значениями этих параметров ($L_д < 5$ см, $\tau_{тп} < 5$ мкс) отличаются руды, содержащие химические элементы с высоким сечением поглощения нейтронов (редкоземельные, кадмий, бор, ртуть, железо, хлор и др.), и рыхлые осадочные породы, насыщенные минерализованными водами. Для большинства породообразующих минералов и горных пород $L_д$изменяется от 10 до 30 см, а $\tau_{тп}$- от 10 до 3000 мкс. Важным параметром среды является также коэффициент диффузии $D = L_д^2/\tau_{тп}$.

На изменении перечисленных нейтронных свойств химических элементов основаны нейтронные методы поэлементного анализа горных пород и их водонефтегазонасыщенности. Они сводятся к изучению плотности (интенсивности) тепловых нейтронов $I_{nт}$или вторичного гамма-излучения $I_{nγ}$.

16. Аппаратура и методы ядерной геофизики

16.1. Аппаратура в ядерной геофизике

16.1.1. Чувствительные элементы для измерения радиоактивности.

Чувствительные элементы (их называют также детекторами) служат для определения интенсивности и энергетического спектра ядерных излучений путем преобразования энергии радиоактивного излучения в электрическую энергию. В аппаратуре для ядерно-геофизических исследований в качестве чувствительных элементов используют ионизационные камеры, счетчики Гейгера - Мюллера, полупроводниковые детекторы, сцинтилляционные счетчики, термолюминесцентные кристаллы (рис. 6.1).

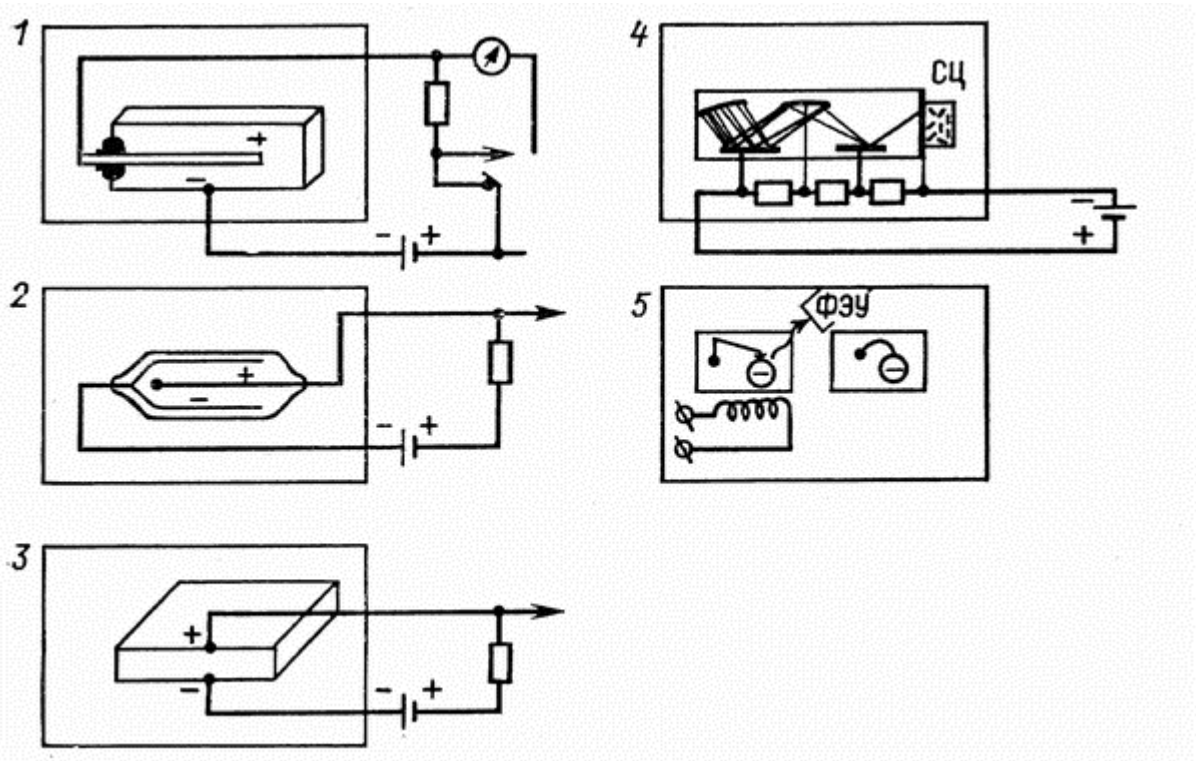


Рис. 6.1. Схемы чувствительных элементов (детекторов) для приборов, используемых при ядерно-геофизических наблюдениях: 1 - ионизационная камера; 2 - счетчик Гейгера - Мюллера; 3 - полупроводниковый кристалл; 4 - сцинтилляционный счетчик; 5 - термолюминесцентный кристалл; СЦ - сцинтиллятор; ФЭУ - фотоэлектронный умножитель

- В ионизационной камере находятся газ и два электрода, к которым подводят напряжение в несколько сот вольт. Под действием альфа-, бета-лучей или вторичных заряженных частиц, возникающих при поглощении нейтронов, газ ионизируется, а получающиеся свободные электроны и ионы движутся к электродам. В результате в цепи возникает ток. Измеряя его или разность потенциалов, можно определить интенсивность излучений, вызывающих ионизацию.
- В счетчиках Гейгера - Мюллера, называемых также газоразрядными, в баллоне под пониженным давлением находится инертный газ (обычно аргон для измерения гамма-лучей или гелий для определения потока нейтронов) и два электрода под высоким напряжением (до 1000 В). При появлении хотя бы одной пары ионов возникает краткий разряд. При облучении баллона гамма-квантами возникают вторичные заряженные частицы (ионы и электроны) и в нем наблюдается система разрядов в виде импульсов тока, которые можно зафиксировать.
- Полупроводниковый детектор - твердотелый 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), способного под действием гамма-квантов испускать вспышки света. Кванты света, попадая на фотокатод фотоумножителя, выбивают из него электроны. За счет вторичной эмиссии и наличия ряда электродов, 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, а в цепи возникает электрический ток.
- Термолюминесцентный кристалл (например, LiF) обладает способностью под действием ионизации создавать свободные электроны, которые накапливаются за счет дефектов кристаллической решетки кристалла и могут долго храниться. Такой кристалл будет испускать свет, и на выходе фотоумножителя возникнет электрический ток, пропорциональный принятой ранее дозе облучения.

16.1.2. Приборы для ядерно-геофизических исследований.

1. *Общая характеристика*. В радиометрических приборах, кроме чувствительных элементов, имеются усилители, индикаторы (для визуального отсчета), регистраторы (для автоматической записи) интенсивности либо естественного гамма-излучения I_γ, либо концентрации эманаций радона ($C_э$), либо искусственно вызванных излучений $I_{\gamma\gamma}, I_{nn}, I_{n\gamma}$. Для определения энергетического спектра излучений в

приборах устанавливают дискриминаторы и амплитудные анализаторы. С их помощью выделяют импульсы, соответствующие определенному диапазону энергий ионизирующих излучений. Далее сигналы подаются в нормализаторы, которые создают импульсы определенной амплитуды и формы для их измерения или регистрации.

2. *Аэро- и авторадиометры*. Для воздушной и автомобильной гамма-съемок используют различные аэро- и авторадиометры, отличающиеся быстродействием, т.е. малой инерционностью. Они состоят из набора сцинтилляционных счетчиков, а также блоков: усилительного, регистрирующего, питания. Набор сцинтилляционных счетчиков служит для повышения чувствительности при измерении радиоактивности. В усилительно-регистрирующих блоках смонтированы каналы, состоящие из усилителей, дискриминаторов, нормализаторов, регистрирующих устройств. Они предназначены для определения гамма-активности, разных энергетических спектров излучения, т.е. являются гамма-спектрометрами. Питание приборов осуществляется от бортовой сети самолета (вертолета) или аккумуляторов автомобиля.

3. *Полевые радиометры*. Для наземной (пешеходной) гамма-съемки используют разного рода полевые радиометры (СРП-68, СРП-88 и др.) со стрелочным индикатором на выходе. Кроме того, с помощью наушников можно осуществлять звуковую индикацию импульсов. Конструктивно прибор состоит из выносного зонда, пульта управления и питания от сухих анодных батарей.

Для того, чтобы по шкале измерительного микроамперметра можно было определить интенсивность гамма-излучения I_γ, радиометры градуируют. С этой целью используют образцовый излучатель радия, помещаемый в коллиматор для создания узкого пучка гамма-излучения.

Для определения энергетического спектра радиоактивных излучений с целью раздельного определения концентраций U, Th, K-40 используются полевые гамма-спектрометры (СП-4 и др.).

В этих приборах, кроме сцинтилляционных счетчиков, имеются дискриминаторы, с помощью которых определяют интенсивности гамма-лучей разного энергетического уровня.

4. *Эманометр.* Для изучения концентрации радона в подпочвенном воздухе используют эманометры. Серийно изготавливаемый эманометр (типа "Радон" и др.) состоит из сцинтилляционной камеры РГА-01, а также насоса и набора зондов, с помощью которого подпочвенный воздух отсасывается с глубины до 1 м. Чем больше концентрация радона в нем, тем больше альфа-частиц фиксирует счетчик. Прибор питается от сухих анодных батарей.

16.2. Радиометрические методы разведки

Радиометрические методы разведки (радиометрия) - это методы поисков, разведки радиоактивных руд, их радиометрического опробования, а также решения других картировочно-поисковых и геоэкологических задач, основанные на изучении естественной радиоактивности руд и горных пород.

16.2.1. Общая характеристика радиометрии.

Возможность радиоактивной разведки обусловлена, с одной стороны, разной радиоактивностью руд и пород, а с другой, - миграцией радиоактивных элементов и продуктов распада подземными водами и подпочвенным воздухом. Так как глубинность радиометрии невелика (до 1 м), объектом поисков чаще являются ореолы рассеяния радиоактивных элементов. Из всех видов радиоактивных излучений наибольшей проникающей способностью обладают гамма-кванты, поэтому в радиометрии применение нашли в основном методы гамма-съемки. Эти методы предназначены для изучения интенсивности естественного гамма-излучения, а чаще и его энергетических характеристик.

Эффективность обнаружения радиоактивных руд с помощью гамма-съемки зависит не только от интенсивности гамма-излучения I_γразведываемых объектов, но и от уровня нормального фона $I_{иф}$. Он обусловлен натуральным фоном радиоактивности окружающих пород $I_{ифп}$и остаточным фоном за счет космического излучения и "загрязненности" прибора $I_{ост}$, т.е. $I_{иф} = I_{ифп} - I_{ост}$. Средний нормальный фон определяют путем съемки на заведомо безаномальных участках, где распространены известняки, кварцевые пески, на поверхности акваторий рек и озер по формуле:

$$I_{\text{иф}} = \sum_{i=1}^{N} I_{\text{иф}i}/N,$$

где $I_{\text{иф}i}$- интенсивность гамма-излучения в любой *i*-той точке из всех Nточек, принятых для расчета нормального фона. Аномалиями в результате гамма-съемки ($\Delta I_{\gamma i} = I_{\Delta i} - I_{\text{иф}}$) считают значения, в 3 раза превышающие среднее квадратическое отклонение от нормального фона:

$$\sigma_{\text{иф}} = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} (I_{\text{иф}i} - I_{\text{иф}})^2/(N-1)} \qquad (6.7)$$

и выявленные более чем в трех точках (правило "трех сигм и трех точек").

При использовании гамма-съемки для картирования из наблюденных фоновых значений $I_{\text{иф}}$вычитают остаточный фон $I_{\text{ост}}$, т.е.

$$\Delta I_{\gamma i} = I_{\gamma i} - I_{\text{ост}}. \qquad (6.8)$$

К методам радиометрии относятся воздушная, автомобильная, пешеходная, глубинная гамма-съемки, радиометрический анализ проб горных пород, эманационная съемка, а также методы опробования, предназначенные для оценки концентрации радиоактивных элементов в обнажениях и горных выработках. В горных выработках изучают также жесткую компоненту космического излучения.

16.2.2. Аэрогамма-съемка.

Одним из наиболее быстрых и экономичных методов радиометрии, применяемым обычно в комплексе с магниторазведкой, а иногда и с электроразведкой, является аэрогамма-съемка. Для работ используют комплексные аэрогеофизические станции, в которых имеется аэрогамма-спектрометр для измерения интенсивности излучения разных энергий (обычно по урану, торию, калию-40).

Методика аэрогамма-съемки сводится к непрерывной регистрации естественного гамма-излучения $I_{\gamma h}$ разных энергий на высоте h. Работы проводят либо по отдельным маршрутам, либо по системе параллельных маршрутов, равномерно покрывающих разведываемую площадь. Длина маршрутов до 30 км. Расстояние между маршрутами при площадной съемке изменяется от 100 до 250 м, что соответствует масштабам съемки 1:10 000 и 1:25 000. Скорость полета станции 100 - 200 км/час, высота полета hот 25 м в условиях ровного рельефа и хорошей погоды, до 75 м при работах в гористой местности. Чем меньше высота, тем выше чувствительность и возможность выявления аномалий меньшей интенсивности. Однако с уменьшением высоты полета уменьшается зона действия приборов, т.е. ширина разведываемой полосы земной поверхности (она обычно изменяется от $2h$до $4h$). Кроме непрерывной регистрации $I_{\gamma h}$, ведут автоматическую запись высоты полета станции.

Привязку маршрутов проводит штурман по ориентирам или радионавигационными способами. Широко используют аэрофотосъемку на выявленных перспективных участках. Над аномалиями задаются детализационные маршруты. До 5 % маршрутов повторяют для определения погрешности съемки.

Регистрируемое гамма-поле зависит от концентрации, состава радиоактивных элементов, размеров рудных тел, мощности наносов и высоты полета. Для учета высоты полета с помощью специальных поправочных коэффициентов $I_{\gamma h}$пересчитывают на уровень земной поверхности I_{γ}. Например, при высоте полета 100 м интенсивность примерно в 2 раза меньше, чем на поверхности Земли. В современных аэрогамма-спектрометрах имеется блок для автоматического учета высот. Далее вычисляют аномалии интенсивности гамма-излучения ΔI_{γ}за счет коренных пород и наносов как разность между I_{γ}и остаточным фоном I_{ост} , т.е. $\Delta I_{\gamma} = I_{\gamma} - I_{\text{ост}}$. Остаточный фон измеряют при полетах станции над водными бассейнами или на высоте 600 - 700 м. В современных станциях фон компенсируется автоматически.

В результате аэрогамма-спектрометрической съемки рассчитывают аномалии разных энергий, позволяющие выделить урановую, ториевую и калиевую составляющие радиоактивного поля. Наибольшими значениями энергии гамма-излучения отличаются элементы ториевого ряда, меньшими - уранового, еще меньшими - калиевого (см. 15.2.2). Для повышения надежности выделения аномалий используют статистические приемы обработки с привлечением ЭВМ. Далее строят карты графиков, а иногда карты ΔI_{γ}.

Аэрогамма-съемка - это поисковая съемка, которая служит для выявления крупных радиоактивных рудных тел и загрязненных радиоактивностью участков. Радиометрические аномалии проверяют наземной гамма-съемкой, после чего делают заключение об их геологической природе. Поскольку гамма-кванты по-разному поглощаются перекрывающими породами мощностью в несколько метров, то практически при воздушной съемке изучают радиоактивность наносов, которые благодаря миграции элементов и эманаций сами становятся радиоактивными. Поэтому аэрогамма-съемка может применяться для литологического картирования наносов, а также при радиоэкологических съемках.

16.2.3. Автогамма-съемка.

Скоростной наземной гамма-съемкой, выполняемой автоматически во время движения, является автогамма-съемка. Работы проводят с помощью автогамма-спектрометров (АГС-3, АГС-4). Чувствительность автогамма-съемки значительно выше, чем у аэрогамма-съемки, благодаря приближению станции к объекту исследования. С ее помощью проводят как детализацию аэрогамма-аномалий, так и их первичный поиск.

Методика автогамма-съемки сводится к профильным и площадным наблюдениям на участках, доступных для автомашин высокой проходимости. Расстояние между профилями зависит от возможности проезда машин, масштаба съемки, предполагаемых размеров разведываемых объектов. Масштабы площадной автогамма-съемки изменяются от 1 : 2 000 до 1 : 10 000 при расстоянии между профилями соответственно от 20 до 100 м. Скорость съемки - 3 - 15 км/час. Работы можно выполнять при разной высоте поднятия кассеты с чувствительным элементом над земной поверхностью. С высоко поднятой кассетой увеличивается ширина зоны разведки, с низко расположенной - возрастает интенсивность поля и детальность разведки. Профили наблюдений привязывают визуально, по ориентирам и карте, а также с помощью специальных курсопрокладчиков.

Результаты автогамма-съемки представляют в виде лент аналоговой регистрации $\Delta I_\gamma = I_\gamma - I_{ост}$(с автоматическим учетом остаточного фона) для разных энергий гамма-излучения. Выявленные аномальные участки закрепляют на местности, "привязывают" инструментальным способом и проверяют точечными наблюдениями при остановке на несколько минут автомашины и замерах интенсивности излучения, а также наземными гамма-спектрометрическими съемками. После первичной обработки материалов строят карты графиков и карты ΔI_γ. На них, пользуясь правилом "трех сигм и трех точек", визуально (или с помощью ЭВМ) выявляют аномалии. Сравнивая их с геологическими картами и другой информацией, оценивают перспективность на радиоактивные элементы, а также радиоактивную загрязненность геологической среды.

16.2.4. Пешеходная (наземная) гамма-съемка.

Одним из основных поисковых и разведочных методов радиометрических исследований является пешеходная съемка. Ее проводят с помощью полевых радиометров и спектрометров (СРП-68, СП-88) (см. 16.1.2). Радиометры или спектрометры с помощью стандартных образцов (эталонов) гамма-излучения периодически градуируют. Это необходимо для определения цены деления шкал интегральной или спектральной радиоактивности. По данным градуировки можно определить мощность экспозиционной дозы гамма-излучения (в мА/кг или мР/ч, 1 мР/ч = 0,0717 мА/кг).

Радиометрические съемки бывают как самостоятельными, выполняемыми при площадных исследованиях масштаба 1:10 000 и крупнее (при расстояниях между профилями меньше 100 м), так и попутными, проводимыми совместно с маршрутными геологическими съемками в масштабах 1:25 000 - 1:50 000. При попутных и поисковых работах гильзу выносного зонда полевого радиометра располагают на высоте 10 - 20 см от поверхности, и оператор в движении "прослушивает" радиоактивный фон пород в полосе до трех метров по направлению движения. Через каждые 5 - 50 м (шаг съемки) или при аномальном повышении фона гильзу с детектором опускают на землю на 0,5 - 1 мин и по стрелочному прибору снимают средний отсчет интенсивности поля.

Цель попутных и поисковых гамма-съемок - выявление прежде всего радиоактивных и иных рудных полей и месторождений. Аномальные участки обследуют детальными гамма-съемками в масштабах крупнее 1:10 000 (до 1:1 000) при густоте сети 100 \times 10 м (до 10 \times 1 м).

В результате наземной гамма-съемки строят графики, карты графиков и карты интенсивности ΔI_γ, эквивалентные гамма-активности пород $\Delta I_\gamma = I_\gamma - I_{эф}$(интегральной или спектральной). Обработка данных спектрометрической гамма-съемки сводится к вычислению концентраций урана q_u, тория q_{Th}и калия-40 по скоростям счета I_γна разных энергиях. На рис. 6.2 приведен пример обработки результатов

спектрометрической гамма-съемки в Восточной Сибири, в результате которой удалось выявить в гранитах тантало-ниобиевую минерализацию.

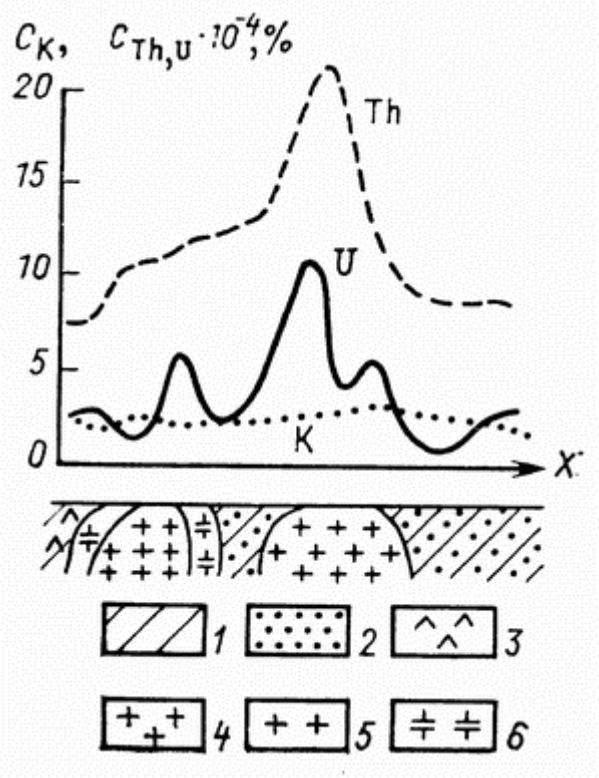


Рис. 6.2. Профили концентрации урана, тория и калия по данным спектрометрии над месторождением тантала: 1 - породы песчано-сланцевой толщи; 2 - ороговикованные породы; 3 - диабазовые порфириты; 4 - двухслюдные мусковитые граниты; 5 - порфировидные граниты; 6 - амазонит-альбитовые граниты

Пешеходная гамма-съемка применяется также при литологическом картировании и радиоэкологических съемках, особенно для выявления "пятнистого" загрязнения геологической среды радиоактивными продуктами.

Так как в среднем глубинность пешеходной гамма-съемки не превышает 1 м, для повышения глубинности изучения перспективных на радиоактивные руды участков проводят глубинную гамма-съемку, при которой гамма-излучение пород определяют в шпурах (бурках) глубиной до 1 м, а иногда в скважинах глубиной до 25 м. Измерения проводятся пешеходными или скважинными радиометрами.

16.2.5. Радиометрический анализ проб горных пород и стенок горных выработок.

Для оценки содержания в образцах и стенках горных выработок урана, радия, тория и других радиоактивных элементов чаще всего изучают порошкообразные пробы из истолченных образцов пород. Бета- и гамма-активность одинаковых объемов пробы и эталона (например, урановая слаборадиевая руда) измеряют с помощью любого радиометра. Сравнивая интенсивность излучений по приборам и зная содержание радиоактивного элемента в эталоне, можно оценить эквивалентное содержание этих элементов в пробе горных пород. Раздельное содержание в образцах пород урана, тория, калия может быть определено с помощью гамма-спектрометрического анализа.

С помощью специальных или полевых радиометров можно измерять гамма-излучение стенок горных выработок в рудниках, канавах, шурфах. Подобный гамма-экспресс-анализ (ГЭА) широко применяют при разведке и разработке месторождений радиоактивных руд, изучении концентратов на обогатительных фабриках (в том числе на конвейерной ленте, в вагонетках и т.п.).

16.2.6. Задачи, решаемые гамма-съемкой.

Гамма- и спектрометрические съемки используют не только для поисков и разведки радиоактивных руд, но и радиоактивных полезных ископаемых, парагенетически или пространственно связанных с ними. Например, к месторождениям редкоземельных элементов, боксита, олова, бериллия приурочено повышенное содержание тория; к месторождениям ниобия, тантала, вольфрама, молибдена - урана; к некоторым полиметаллическим месторождениям - калия.

В комплексе с другими геофизическими методами гамма-съемку можно применять для поисков твердых полезных ископаемых, особенно тех, в которых акцессорными минералами могут быть радиоактивные, а также для поисков нефти и газа. Гамма-съемку можно использовать для решения задач геологического картирования. Вследствие различной естественной радиоактивности, а также поглощающей и эманирующей способности пород их можно расчленять по литологии, степени разрушенности (облегчающей миграцию радиоактивных элементов), заглинизированности (затрудняющей миграцию), выявлять тектонические нарушения (по скоплению радиоактивных элементов в них) и решать другие задачи.

16.2.7. Эманационная съемка.

Изучение содержания эманаций, т.е. газообразных продуктов распада радиоактивных веществ в подпочвенном воздухе или в воздухе, заполняющем скважины и горные выработки, помещениях зданий называют эманационной съемкой. Наибольшим периодом полураспада из радиоактивных газов обладает радон (3,82 дня), поэтому эманационная съемка фактически является радоновой. Эманирование пород или их способность выделять эманации радона в подпочвенный воздух или подземные воды определяется не только наличием и количеством радиоактивных элементов ряда урана, но и строением породы, ее плотностью, разрушенностью, трещиноватостью, влажностью, температурой и другими факторами.

Кроме эманирования пород, появление эманаций обусловлено их диффузией в сторону пониженных концентраций радона и конвекцией к земной поверхности. Эти причины приводят к резким изменениям концентрации эманаций в верхнем слое, связанном с метеорологическими и другими условиями. Методика полевой эманационной съемки сводится к отбору проб подпочвенного воздуха с глубины до 0,5 - 1 м и определению с помощью эманометра концентрации радона в нем (см. 16.1.2). Для этого зонд эманометра погружают в почвенный слой, с помощью насоса в камеру закачивают подпочвенный воздух и измеряют концентрацию радона.

Эманационная съемка может быть маршрутной и площадной. Масштабы работ изменяются от 1:2 000 до 1:10 000. Расстояния между профилями при площадной съемке изменяются соответственно от 20 до 100 м, а шаг - от 2 до 10 м. Детальную эманационную разведку проводят в виде площадной съемки по сети (10 - 50) х (1 - 5) м.

В результате эманационной съемки строят графики и карты равных концентраций радона C_{Rn} и на них выделяют аномалии - участки повышенного содержания радона. Над месторождениями радиоактивных руд аномалии достигают сотен и тысяч беккерелей на кубический дециметр. Над участками с повышенным эманированием за счет раздробленности, трещиноватости пород аномалии составляют десятки беккерелей на кубический дециметр, нормальный фон - обычно около 30 Бк/дм.

Эманационную съемку применяют для разведки радиоактивных руд и ореолов рассеяния радиоактивных элементов. Кроме того, ее используют для выявления участков с повышенной способностью пропускать радон (зоны сбросов, дробления, трещиноватости, закарстованности) и участков экранирования, где залегают газонепроницаемые пласты (глины, сланцы, мерзлые породы). В целом глубинность эманационной съемки не превышает 5 - 10 м. Однако за счет зон, хорошо проводящих радон, она может достигать десятков метров. Радоновая съемка используется также для изучения радиоактивной загрязненности помещений.

16.2.8. Подземные методы изучения естественной радиоактивности.

К этим методам изучения естественной радиоактивности, кроме гамма-методов, можно отнести метод подземной регистрации космических излучений мюонов (ПРКИ), или геокосмический метод. Он основан на изучении жесткой (мю-мезонной или мюонной) компоненты космического излучения в горных выработках и скважинах. Мюоны составляют значительную долю (на уровне - моря около 70 %) космических лучей, образующихся при прохождении ядер первичного излучения в атмосфере. Мюоны характеризуются большой проникающей способностью. Однако из-за наличия даже слабого электромагнитного поглощения в веществе поток мюонов затухает с увеличением глубины. Затухание определяется в основном плотностью пород. Поэтому, например, мюоны могут распространяться в воде на глубины до 9 км, а в породах - до 3 - 4

км. Глубину их проникновения принято оценивать в метрах водного эквивалента, т.е. в метрах толщи водного слоя, поглощение мюонов в котором такое же, как в изучаемой толще пород.

Для измерения потока мюонов в горных выработках используют геокосмические телескопы. Они представляют собой наборы кассет (4 штуки), в каждой из которых смонтировано до десяти газоразрядных счетчиков (см. 16.1.1), что необходимо для получения узкой диаграммы направленности прибора и высокой чувствительности. С помощью специальной электронной схемы и самопишущего устройства в течение нескольких часов автоматически регистрируют поток мюонов. Наблюдения проводят вдоль выработок с шагом, несколько меньшим глубины выработки. Телескопы ориентируют вертикально, чтобы изучить поток мюонов, идущих сверху.

После введения поправок за рельеф земной поверхности для каждой точки рассчитывают интенсивность потока мюонов в единицу времени I_{μ}. С помощью специальных градуировочных кривых графики I_{μ}вдоль профилей наблюдений пересчитывают в глубины водного эквивалента $H_{в}$. Если известны (по данным маркшейдерской привязки) истинные глубины расположения пунктов наблюдения H, то можно определить среднюю плотность пород между земной поверхностью и точкой наблюдения: $\sigma = \mathrm{H_в}/\mathrm{H}$.

Таким образом, основным параметром пород, получаемым в геокосмическом методе, является средняя плотность пород над выработкой. Изменение средней плотности вдоль выработки свидетельствует об изменении литологии, пористости, трещиноватости, закарстованности, обводненности пород, наличии полезных ископаемых над выработкой. Мюонный метод является единственным в ядерной геофизике, реализующим томографическую технологию изучения плотностного разреза.

16.2.9. Определение абсолютного возраста пород.

Для определения абсолютного возраста горных пород используют ядерную или изотопную геохронологию. В ее основе лежит вывод о постоянстве скорости радиоактивного распада во все геологические эпохи. Зная период полураспада и определив количество материнских и дочерних ($N_{м}$ и $N_{д}$) элементов тех или иных радиоактивных семейств в горной породе, определяют ее возраст $t_{абс}$по формуле, полученной из выражений (6.2) и (6.3):

$$t_{абс} = 1,44 T_{1/2м} \ln[1 + N_{д}/N_{м}]. \qquad (6.9)$$

Эту формулу можно применять лишь тогда, когда есть уверенность, что излучаемые элементы не выносились и не добавлялись. Точность определения $t_{абс}$зависит от точности аналитических, как правило, масс-спектрометрических определений количества изотопов $N_{м}$и $N_{д}$.

Существует свыше десяти ядерно-геохронологических методов. При исследовании горных пород используют ряды радиоактивных элементов с большим периодом полураспада (ураново-свинцовый, рубидиево-стронциевый, калий-аргоновый и другие методы). При изучении молодых горных пород, в том числе для определения возраста археологических находок, применяют радиоактивные элементы с небольшим периодом полураспада (калий-аргоновый, радиоуглеродный, иониево-протакти-ниевый и другие методы). Возраст вод определяют по космогенному тритию.

По ядерно-геохронологическим измерениям метеоритов и образов 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 - 4,55 млрд. лет, а возраст самых древних пород Земли и Луны превышает 4 млрд. лет. Этими методами определяют возраст кристаллизации изверженных пород и образования осадочных пород. Ценные результаты для определения палеотемператур дает изотопный анализ кислорода в раковинах ископаемых морских организмов.

16.3. Ядерно-геофизические методы

16.3.1. Общая характеристика.

В искусственных ядерно-геофизических методах образцы горных пород или стенки горных выработок, скважин и обнажений облучаются с помощью ампульных источников тех или иных радиоактивных элементов и их смесей или генераторов нейтронов. Для получения излучений разных энергий источники помещают в экраны-замедлители, ослабляющие излучения (свинцовые - для гамма-излучений, кадмиевые

или парафиновые - для нейтронов). Наибольшее практическое применение ядерно-геофизические методы получили при геофизических исследованиях скважин. Ниже рассмотрим лишь несколько лабораторных методов, в которых изучаются образцы или обнажения горных пород.

16.3.2. Нейтронные методы.

В нейтронных методах изучаемые породы облучаются нейтронами при разных энергиях, удалениях и временах облучения и измерения разных излучений (15.3.3). Рассмотрим некоторые из них.

1. *Активационный анализ*. Сущность активационного анализа сводится к облучению образцов горных пород быстрыми или медленными нейтронами и изучению наведенной радиоактивности, с образованием радионуклидов определенного периода полураспада. При этом изменяется как время облучения, так и время изучения наведенной альфа-, бета- или гамма-активности. Измерив интенсивность вторичного гамма-излучения для разных времен после окончания облучения, по графику зависимости от $I_{n\gamma}(t)$можно оценить период полураспада, а значит, наличие того или иного химического элемента в образце. Активационный метод характеризуется повышенной чувствительностью к элементам, отличающимся высокой активационной способностью, таким, как Al, Cd, Cl, Cu, K, Mn, Na, P, Si и др.

2. *Нейтронный анализ*. Нейтронный анализ горных пород сводится к облучению их медленными нейтронами и определению плотности потока тепловых нейтронов I_{nn}или интенсивности вторичного гамма-излучения $I_{n\gamma}$. Графики зависимости $I_{nn}(I_{n\gamma})$от расстояния до источника характеризуют поглощающие свойства вещества. По ним выделяют элементы, ядра которых обладают аномально высоким сечением поглощения медленных нейтронов (B, Fe, Cd, Cl, Li, Mn, H g, редкоземельные элементы и др.). Широко используют автомобильную и пешеходную борометрические съемки для выявления бора в слое толщиной до 25 см.

На выявлении аномально высокого сечения замедления нейтронов основаны методы изучения водородосодержащих пород. В частности, с помощью влагомеров определяют влажность горных пород, если их плотность определена другими методами (например, плотностной гамма-гамма-метод).

3. *Гамма-спектральный метод*. Гамма-спектральным методом изучают энергетический состав вторичного гамма-излучения радиационного захвата $I_{n\gamma}$. Возможность таких исследований основана на том, что каждый элемент облучаемой породы, захватывая тепловые нейтроны, дает $I_{n\gamma}$определенной энергии и спектра. Гамма-спектральный метод применяют для анализа руд, содержащих Fe, Cu, Ni, Al, K, Na и другие элементы.

16.3.3. Гамма-методы.

К гамма-методам относятся методы изучения физико-химических свойств горных пород путем облучения их источниками гамма-лучей разных энергий.

1. *Фотонейтронный анализ*. На облучении образцов размельченной горной породы жесткими гамма-квантами высоких энергий (свыше 1 - 2 МэВ) и определении интенсивности вторичных нейтронов $I_{\gamma n}$ основан фотонейтронный анализ. Повышение $I_{\gamma n}$наблюдается в присутствии бериллия и дейтерия, поэтому фотонейтронный анализ наибольшее применение находит при анализе содержания этих элементов и, в частности, при изучении водоносных и нефтеносных пород, в которых много дейтерия.

2. *Плотностной гамма-гамма-метод*. Если горные породы облучать гамма-квантами с энергией выше 0,3 МэВ, то в них преобладает комптоновское рассеяние, которое практически не зависит от состава пород и руд, а определяется их плотностью. Интенсивность $I_{\gamma\gamma}$на расстоянии свыше 20 см от источника изменяется по экспоненциальному закону в зависимости от плотности. На этом явлении основан плотностной гамма-гамма-метод (ГГМ-П), с помощью которого определяют среднюю плотность пород в слое толщиной до 20 см.

3. *Селективный гамма-гамма-метод*. Если горные породы облучать гамма-квантами энергией, меньшей 0,3 МэВ, то происходит их фотоэлектрическое поглощение. Определяемый по $I_{\gamma\gamma}$коэффициент ослабления лучей зависит от эффективного атомного номера породы ($Z_{эф}$), под которым понимается некоторый усредненный атомный номер, определяемый атомными номерами химических элементов в породе (Z_i), поглощающих гамма-лучи, и их массовыми долями (q_i) в ней, т.е.

$$Z_{эф} \approx \frac{1}{N}\sqrt[3]{\sum_{i=1}^{N}(Z_i q_i)^3},$$

где N- общее число изученных в породе элементов. На использовании этого явления основан селективный гамма-гамма-метод (ГГМ-С) для определения содержания в образцах, обнажениях и стенках скважин и горных выработок тяжелых элементов (Fe, Hg, Sb, Pb, W и др.).

4. *Рентгенорадиометрический метод*. При облучении горных пород мягким гамма-излучением (энергия меньше 0,1 МэВ) можно наблюдать характеристическое рентгеновское излучение. На его изучении основан рентгенорадиометрический метод (РРМ) определения содержания в породах многих элементов (Fe, Pb, Mn, Mo, Sb, Sn, Cr, W, Zn и др.). Существуют и другие ядерно-физические методы определения физико-химических свойств пород на образцах и в массиве.

Глава 7. Геофизические исследования скважин

- 17. Основы теории и технологии геофизических исследований скважин
  - 17.1. Физико-геологические основы теории геофизических исследований скважин
    - 17.1.1. Скважина как объект разведки недр и геофизических исследований
    - 17.1.2. Принципы решения прямых и обратных задач ГИС
    - 17.1.3. Физико-геологическая классификация ГИС
  - 17.2. Принципы устройства каротажных станций и скважинных приборов
    - 17.2.1. Состав и назначение оборудования для комплексных геофизических исследований скважин
  - 17.3. Технология проведения работ и обработки данных ГИС
    - 17.3.1. Методы технологического контроля состояния скважин
    - 17.3.2. Кавернометрия
    - 17.3.3. Инклинометрия
    - 17.3.4. Прострелочные работы в скважинах
    - 17.3.5. Обработка каротажных диаграмм
- 18. Методы и задачи, решаемые геофизическими исследованиями скважин
  - 18.1. Электрические методы исследования скважин
    - 18.1.1. Метод естественного поля
    - 18.1.2. Метод кажущихся сопротивлений
    - 18.1.3. Другие методы электрометрии скважин
  - 18.2. Ядерные методы исследования скважин
    - 18.2.1. Методы изучения естественной радиоактивности горных пород в скважинах
    - 18.2.2. Методы скважинных исследований с искусственным облучением горных пород
  - 18.3. Сейсмоакустические методы исследования скважин
    - 18.3.1. Сейсмические методы
    - 18.3.2. Акустические методы
  - 18.4. Другие методы геофизических исследований скважин
    - 18.4.1. Термический метод
    - 18.4.2. Магнитный и гравитационный скважинные методы
- 19. Комплексные геофизические исследования скважин
  - 19.1. Качественная интерпретация ГИС
    - 19.1.1. Принципы качественной интерпретации ГИС
    - 19.1.2. Геологическое расчленение разрезов скважин
  - 19.2. Количественная интерпретация ГИС
    - 19.2.1. Принципы количественной интерпретации ГИС
    - 19.2.2. Оценка пористости, проницаемости коллекторских свойств и нефтегазоносности пород
    - 19.2.3. Принципы количественной интерпретации ГИС рудных, угольных, инженерно-гидрогеологических скважин

Геофизические исследования скважин (ГИС) - это методы геологической и технической документации проходки скважин, основанные на изучении в них различных геофизических полей. Такое традиционное понимание ГИС привело к созданию самостоятельной научно-прикладной отрасли геофизики, которую называют термином каротаж или промысловой, буровой геофизикой. В более широком смысле ГИС - не только документация результатов бурения, с радиусом обследования до 1 - 2 м, но и изучение

околоскважинных пространств путем исследования полей в скважинах, а также между ними и земной поверхностью при дальности в десятки и сотни метров. Интенсивное применение ГИС объясняется тем, что эти методы позволяют более эффективно организовывать разведку и эксплуатацию месторождений. Они обеспечивают резкое сокращение отбора образцов при бурении (керна), давая даже больше информации о разрезе, чем при сплошном отборе керна, сокращая при этом стоимость и время бурения.

Геофизические методы исследования скважин предназначены для изучения геологического разреза и, в частности, выявления пластов разной литологии, определения углов и азимутов их падения, выделения полезных ископаемых в разрезах, а также оценки пористости, проницаемости, коллекторских свойств окружающих пород и их возможной нефтегазоносной продуктивности. Специальной аппаратурой производится контроль технического состояния скважин (опреде-ление их диаметров, искривления, наличия цемента в затрубном пространстве и др.), а также прострелочно-взрывные работы в скважинах (отбор образцов из стенок, перфорация обсадных колонн). Физические свойства горных пород, определяемые в результате исследования в скважинах, служат не только для непосредственного получения той или иной геологической информации, но и для интерпретации данных полевой геофизики.

При геофизических исследованиях в скважинах используются все поля и методы, применяемые и в полевой геофизике. Однако между ними имеются существенные различия, которые определяются специфическими условиями технологии работ в скважинах. Для изучения разрезов скважин применяются электрические, ядерные, термические, сейсмоакустические, магнитные, гравиметрические методы. Измеряемые в скважинах с помощью датчиков те или иные параметры физических полей преобразуются в электрические сигналы, которые по кабелю подаются в так называемые каротажные станции. В них они автоматически регистрируются при подъеме кабеля с глубинным прибором и датчиком поля, производимом со скоростью от 200 до 5000 м/ч.

Эффективность скважиной геофизики очень велика, особенно в нефтяной и структурной геологии, где бурение всех скважин сопровождается проведением геофизических исследований. Широко применяются они при поисках рудных и нерудных ископаемых. При инженерно-гидрогеологических исследованиях скважинные геофизические методы решают такие задачи, как изучение пористости, обводненности, фильтрационных свойств пород и, наряду с отбором керна, служат для геологической документации разрезов.

17. Основы теории и технологии геофизических исследований скважин

17.1. Физико-геологические основы теории геофизических исследований скважин

17.1.1. Скважина как объект разведки недр и геофизических исследований.

Скважина долгие годы, да и сейчас является важнейшим источником информации о строении недр и местонахождении полезных ископаемых, а также единственным технологическим способом добычи нефти и газа. В зависимости от глубины и назначения скважин бурение проводится механическими, роторными, турбобуровыми и другими способами.

До создания ГИС для геологической документации велся отбор образцов пород (керна) либо непрерывно через каждые несколько метров бурения, либо поинтервально. Каждый отбор керна сопровождался подъемом всего бурового инструмента. Это резко увеличивало стоимость и время бурения. Косвенную информацию о пройденных породах дает буровая жидкость (глинистый раствор или вода), которая под давлением подается в скважину и непрерывно извлекается вместе с измельченной буровым инструментом породой. Применение ГИС после окончания бурения обеспечило возможность проходки скважин сплошным забоем, без подъема бурового инструмента или с подъемом для отбора керна лишь на опорных участках разреза. В результате резко уменьшается время бурения и его стоимость, несмотря на дополнительные каротажные работы, занимающие несколько дней, то есть время в сотни раз меньшее, чем бурение.

В ходе или после бурения скважин их обсаживают стальной колонной труб или только сверху (десяток метров), или на всю глубину (при бурении глубоких структурных и нефтегазоразведочных скважин). Дополнительное укрепление стенок осуществляется их цементацией или глинизацией. Проникая в трещины и поры горных пород, цемент, глина или буровая жидкость меняют физические свойства пород, что вносит искажения в результаты ГИС. Наличие обсадных колонн делает невозможным проведение электромагнитных исследований в скважинах, но выполнению ядерно-физических, сейсмоакустических и технологических работ не препятствует. Несмотря на широкое использование ГИС, особенно в

нефтегазовой геофизике, некоторые литолого-петрографические исследования требуют отбора керна из основных перспективных на нефть, газ комплексов пород. Это необходимо для установления конкретных корреляционных связей между геологическими и геофизическими параметрами.

Таким образом, ГИС с очень небольшим (несколько %) отбором керна дает наибольшую информацию от геологоразведочных скважин.

17.1.2. Принципы решения прямых и обратных задач ГИС.

Поскольку при геофизических исследованиях скважин используются те же поля, что и в полевых геофизических методах (гравимагнитные, электромагнитные, сейсмоакустические, ядерно-физические, тепловые), то принципы теоретического решения задач - прямых (определение физических параметров поля по известному геофизическому разрезу) и обратных (определение физического разреза по наблюденным физическим параметрам) - одинаковы (см. 1.3, 4.3, 7.3, 10.3, 13.2, 15). Однако строгое теоретическое решение прямых задач ГИС сложнее, так как приходится учитывать влияние заполнителя скважины (обсадные колонны, цемент, глинистый раствор, по-разному проникающие в поры в зависимости от их трещиноватости и пористости). Кроме того, прямые задачи по размерности являются двух-трехмерными и решаются для погруженных источников. Рассмотренные выше основы теории полевых методов геофизики иллюстрировались в основном одно- и двухмерными задачами с поверхностными источниками, решение которых проще. Вместе с тем решение обратных задач ГИС и интерпретация материалов оказались проще по следующим причинам. Во-первых, интерпретация бывает прежде всего полуколичественной, то есть выделяются глубины залегания, мощности пластов или рудных объектов вблизи от источников. Во-вторых, для геологического истолкования результатов ГИС используются теоретически установленные или эмпирически получаемые корреляционные связи между геофизическими и геолого-гидрогеологическими, механическими, коллекторскими свойствами с оценкой заполнителя пор (вода, нефть, газ). В-третьих, интерпретацию материалов легче формализовать и осуществлять с помощью ЭВМ.

Т а б л и ц а 7.1

Название групп методов	**Название методов**	**Изучаемые физические свойства пород**	**Измеряемые параметры**	**Решаемые геологические задачи**
Электрические	метод естественной поляризации (ПС)	электро-химическая активность	естественные потенциалы	геологическое расчленение разрезов в комплексе с методами КС, выявление сульфидных руд, углей, графитовых сланцев, коллекторов и водоупоров
	методы токового каротажа, скользящих контактов (МСК)	удельное электрическое сопротивление (УЭС)	изменение тока в питающей цепи	выделение в разрезах хорошо проводящих горизонтов (сульфидов, углей, графитов и др.)
	метод кажущихся сопротивлений (КС),	то же	кажущееся сопротивление	геологическое расчленение разрезов, определение

	боковое ка-ротажное зондирование (БКЗ) и др.			мощности слоев и истинного сопротивления пород, выделение коллекторов, водоупоров, рудных и нерудных пропластков
	резистивиметрия	УЭС жидкости в стволе скважины	УЭС жидкости в стволе скважины	определение сопротивления воды и глинистого раствора в скважине
	метод вызванных потенциалов (ВП)	поляризуемость	вызванные потенциалы (ВП)	геологическое расчленение разрезов скважин, выявление сульфидных руд, угля, графитов, сланцев
	индуктивный метод (ИМ)	электропроводность	потенциалы	расчленение низкоомных разрезов
	диэлектрический метод (ДМ)	диэлектрическая проницаемость	потенциалы	расчленение водоносных разрезов
Ядерные	гамма-метод (ГМ) или гамма-каротаж (ГК)	естественная радиоактивность	интенсивность естеств. гамма-излучения (I_γ)	обнаружение радиоактив-ных руд, геологическое расчленение разрезов
	гамма-гамма-метод (ГГМ) или гамма-гамма-каротаж (ГГК)	плотность и хим. состав	интенсивность рассеянного гамма-излучения ($I_{\gamma\gamma}$)	изучение плотности горных пород и их хим. состава
	нейтронный гамма-метод (НГМ) или каротаж (НГК)	поглощение нейтронов с последующим гамма-излучением	интенсивность вторичного гамма-излучения ($I_{n\gamma}$)	расчленение разреза по во-дородосодержанию, оценка пористости пород
	нейтрон-	поглощение быстрых	интенсивнос	то же, что и в

	нейтронный метод (ННМ) или каротаж (ННК)	нейтронов и определение медленных нейтронов	ть потока тепловых и надтепловых нейтронов	методе НГК, но более точное определение количества водорода в породах
Термические	метод естественного теплового поля (МЕТ)	теплопроводность	температура	изучение геологического разреза скважин, определение наличия газа, нефти, сульфидов и др., определение техн. сост. скважин
	метод искусственного теплового поля (МИТ)	тепловое сопротивление, температуропроводность	то же	то же
Сейсмоакустические	метод акустического каротажа	скорость распространения волн, амплитуда сигналов	время и скорость упругих волн, их затухание (t, V, b)	геологическое расчленение разреза, оценка пористости, проницаемости, состава флюида
	сейсмический каротаж	то же	то же	определение пластовых и средних скоростей
Магнитные	метод естественного магнитного поля	магнитная восприимчивость горных пород	напряженность магнитного поля Земли	геологическое расчленение разрезов и выявление железосодержащих руд
	метод искусственного магнитного поля	то же	напряженность поля магнита	то же
Гравитационные	гравиметровые	плотность	аномалии силы тяжести	геологическое расчленение разреза

17.1.3. Физико-геологическая классификация ГИС.

Все используемые в геофизике методы применяются и в ГИС. В таблице 7.1 приведены группы методов ГИС (в порядке объемов их применения) и основные методы в них. Здесь же, в соответствии с выводами предыдущих глав (1 - 6), даны физические свойства пород, на которых основаны методы, измеряемые параметры, а также решаемые геологические задачи.

17.2. Принципы устройства каротажных станций и скважинных приборов

17.2.1. Состав и назначение оборудования для комплексных геофизических исследований скважин.

Для проведения геофизических исследований скважин используется как общая аппаратура и оборудование, применяемые в большинстве методов ГИС (автоматические каротажные станции (АКС) или аппаратура геофизических исследований скважин (АГИС), спускоподъемное оборудование), так и специальные скважинные приборы, разные в разных методах (глубинные или каротажные зонды). АКС (АГИС) смонтированы на автомашинах хорошей проходимости.

К общему оборудованию (рис. 7.1) каротажной станции относятся:

- источники питания (батарея аккумуляторов);
- приборы для регистрации разности потенциалов и силы тока;
- лебедка, работающая от двигателя автомобиля и предназначенная для спуска и подъема каротажного кабеля в скважину (при каротаже глубоких скважин - более 3 км - лебедка устанавливается на отдельном автомобиле-подъемнике);
- блок-баланс, располагающийся вблизи скважины и предназначенный для направления кабеля в скважину и синхронной передачи глубины расположения индикатора поля на лентопротяжный механизм регистратора;
- одножильный, трехжильный или многожильный кабель в хорошей изоляции.

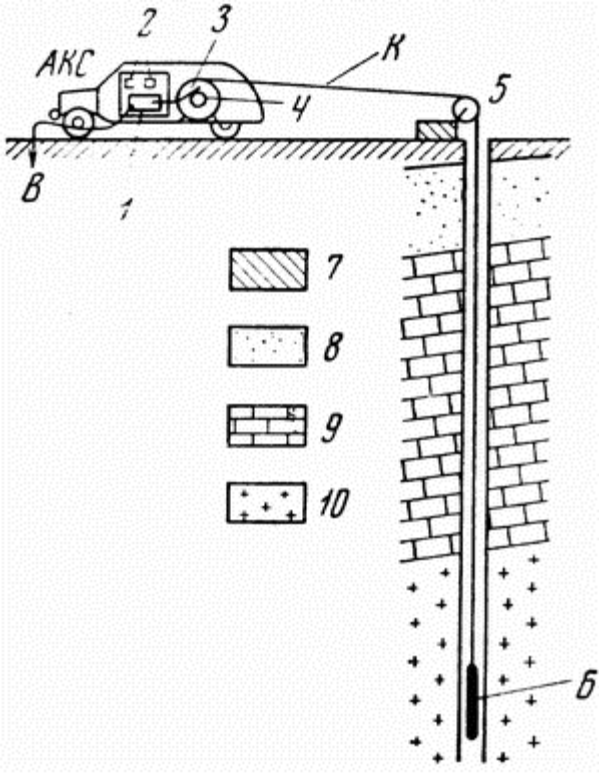


Рис. 7.1. Схема выполнения ГИС: АКС - автоматическая каротажная станция, К - каротажный кабель, 1 - источник питания, 2 - приборы для регистрации разности потенциалов и силы тока, 3 - лебедка, 4 - коллектор лебедки, 5 - блок-баланс, 6 - глубинный каротажный зонд, 7 - глины, 8 - пески, 9 - известняки, 10 - изверженные породы

Изолированные друг от друга жилы кабеля с одной стороны подключаются к кольцам коллектора лебедки, а с другой - к глубинному каротажному зонду, то есть к устройству для измерения тех или иных параметров поля в скважине и трансформации их в электрические импульсы. В методах электрического каротажа зонд состоит из одного, двух, трех и более свинцовых электродов, укрепленных на кабеле. Такие зонды используются в скважинах, заполненных буровой жидкостью или водой. При работах в сухих скважинах применяются скользящие электроды, каждый из которых состоит из металлической щетки, укрепленной в

обойме из изолятора на плоской металлической пружине. Пружины такого "фонарного" зонда прижимают электроды к стенкам скважины. Аналогично устроены микрозонды, в которых точечные электроды располагаются на планке из изолятора на расстоянии нескольких сантиметров друг от друга. Планка укреплена на плоской пружине "фонаря", которая прижимает электроды к стенкам скважины.

В глубинном зонде ядерных методов помещаются счетчики гамма- или нейтронного излучения и предварительные усилители сигналов на их выходе. Для искусственных методов там же располагаются источники и экраны, препятствующие прямому облучению счетчика.

В гамма-методах экраны свинцовые, в нейтронных методах они парафиновые (см. рис. 7.2).

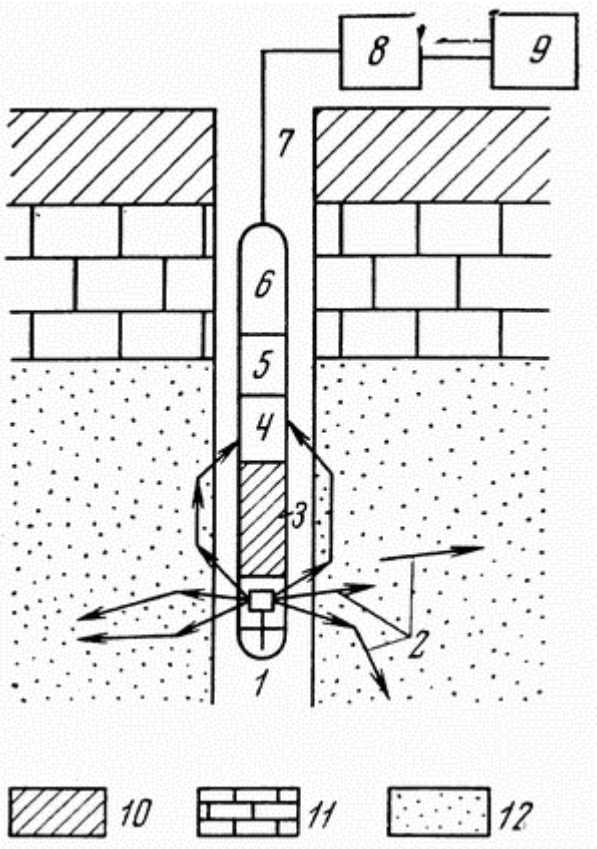


Рис. 7.2. Схема устройства глубинного прибора для искусственного ядерного каротажа: 1 - источник гамма-лучей или нейтронов; 2 - условные пути движений гамма-лучей или нейтронов; 3 - экран; 4 - счетчик; 5 - блок питания; 6 - предварительный усилитель; 7 - кабель; 8 - усилитель; 9 - регистратор; 10 - глина; 11 - известняки; 12 - пески

В глубинном зонде сейсмоакустических методов смонтирован источник упругих волн и два сейсмоприемника, изолированные резиновым экраном от источника.

В глубинном зонде для терморазведки установлен электрический термометр. Скважинные магнитные и гравиметрические наблюдения выполняются специальными приборами, трансформирующими наблюдаемые параметры в электрические сигналы. В глубинных приборах, кроме датчиков поля, размещаются электронные усилители электрических сигналов и блоки питания. Корпуса их герметичны, термостойки, баростойки.

В наземной автоматической каротажной станции смонтированы электронные усилители и регистраторы. Аналоговую регистрацию проводят на рулонной (редко фото-) бумаге или магнитной ленте. Современные АГИС являются цифровыми. В них сигналы кодируются в двоичном коде и записываются на магнитную ленту. Это обеспечивает возможность машинной обработки информации как с помощью больших ЭВМ, так и компьютеров, входящих в комплект станции. Имеются устройства для представления материалов в аналоговой форме.

Раньше существовали одноканальные станции. Сейчас изготовляются многоканальные компьютеризированные телеизмерительные системы, позволяющие регистрировать информацию от нескольких датчиков. Станции АГИС изготовляются для разных целей: изучения нефтегазовых, рудных и инженерно-геологических и гидрогеологических скважин.

ГИС неглубоких скважин (до 200 м) можно проводить с помощью полуавтоматических регистраторов. В них измеряемый милливольтметром сигнал компенсируется эталонной разностью потенциалов, пропорциональной отклонению карандаша от нулевой линии. Запись сигнала ведется на диаграммной бумаге.

17.3. Технология проведения работ и обработки данных ГИС

17.3.1. Методы технологического контроля состояния скважин.

Для документации проходки глубоких скважин, обработки и интерпретации ГИС проводится технологический контроль результатов бурения. Он включает изучение технического состояния скважин (определение углов наклона, азимута забоев, диаметра скважины на разных глубинах, высоты цемента за обсадными трубами, качества цементации и др.), фототелеметрию стенок скважин, перфорацию скважин для допуска в нее воды, нефти, газа и др.

С помощью специального оборудования и обычных автоматических каротажных станций подобный технологический контроль проводится в ходе или после окончания бурения.

17.3.2. Кавернометрия.

Для измерения диаметров скважин применяются специальный прибор - каверномер и оборудование обычной каротажной станции. Каверномер состоит из металлической гильзы, вдоль ствола которой располагаются ромбовидные рычаги-щупы, при подъеме каверномера рычаги под действием пружины раскрываются и плотно прижимаются к стенкам скважины. При изменении угла раскрытия рычагов движется закрепленный на них шток, который связан с ползунковым реостатом. Это приводит к изменению сопротивления реостата и тока в электрической цепи, который подается на регистратор. Установив в процессе градуировки зависимость между током и радиусом раскрытия рычагов, легко перевести график его изменения в кривую изменения диаметра скважины (кавернограмму). Она служит для уточнения геологического разреза, изучения технического состояния скважин и интерпретации результатов скважинных исследований.

17.3.3. Инклинометрия.

Для определения на любой глубине угла отклонения оси скважины от вертикали и азимута ее искривления по отношению к устью применяются специальный прибор - инклинометр и оборудование обычной каротажной станции. В необсаженных скважинах используются электрические инклинометры. В корпусе такого инклинометра помещается свободно подвешенная рамка, которая по отвесу располагается горизонтально. На ней имеется буссоль для измерения азимута и указатель наклона. Стрелка буссоли и указатель наклона рамки скользят по реохордам азимутов и углов наклона, которые поочередно можно подключать к токовой линии инклинометра. Стрелка и указатель передают напряжение с реохордов, пропорциональное азимуту или углу наклона.

В скважинах, обсаженных металлическими трубами, измерение азимута и угла проводят гироскопическими инклинометрами. Принцип работы этих приборов основан на свойстве гироскопа (устройства, маховик которого быстро вращается от специального электромотора) сохранять неизменной в пространстве ось вращения. В инклинометре два гироскопа: один для измерения азимутов, другой - для измерения углов наклона. С помощью особых электрических схем определяются углы, составленные инклинометром (направлением скважины) с осями вращения гироскопов.

Точность измерения углов инклинометром достигает 30', а азимутов - нескольких градусов. Если учесть, что глубокая скважина на разных глубинах может отклоняться от вертикали на сотни метров, а по азимуту превышать 360°, то нетрудно понять практическое значение инклинометрии. Особенно необходима инклинометрия в скважинах наклонного бурения.

17.3.4. Прострелочные работы в скважинах.

Для извлечения нефти, газа, подземных вод из пластов, обсаженных трубами, надо пробить отверстие в трубах, чтобы обеспечить доступ жидкого или газообразного ископаемого в скважину, а затем подачу его на поверхность. Прострелочные работы в скважинах выполняются с помощью специальных устройств - перфораторов с использованием оборудования обычных каротажных станций. Операция по прострелу колонны обсадных труб производится различными стреляющими устройствами: пулевыми, беспулевыми, кумулятивными, торпедными перфораторами.

Пулевой перфоратор состоит из стального ствола с несколькими отверстиями по длине, в которых располагаются пули весом 9 - 27 г. За каждой пулей имеется взрывная камера, заполненная порохом. Для подрыва пороха в камеру подводится электровоспламенитель. При взрыве пуля пробивает трубу, окружающий ее цемент и образует отверстие, что и обеспечивает поступление из пласта в скважину газа, нефти или воды.

В беспулевых, кумулятивных перфораторах перфорация производится раскаленной металлической струей, возникающей при взрыве взрывчатого вещества (гексагена).

Торпедный перфоратор стреляет снарядами диаметром от 22 до 84 мм. В снаряде имеется взрывчатое вещество, которое взрывается, когда снаряд входит в породу, и разрушает ее.

Для взятия на отдельных участках скважины образцов пород применяется огнестрельный (стреляющий) грунтонос. Он похож на пулевой перфоратор. Боек грунтоноса имеет отверстие, в которое проникает порода при внедрении его в стенки скважины. При подъеме грунтоноса боек на тросике извлекается вместе с породой.

17.3.5. Обработка каротажных диаграмм.

В результате ГИС строятся каротажные диаграммы: графики изменения того или иного физического параметра от глубины (рис. 7.3).

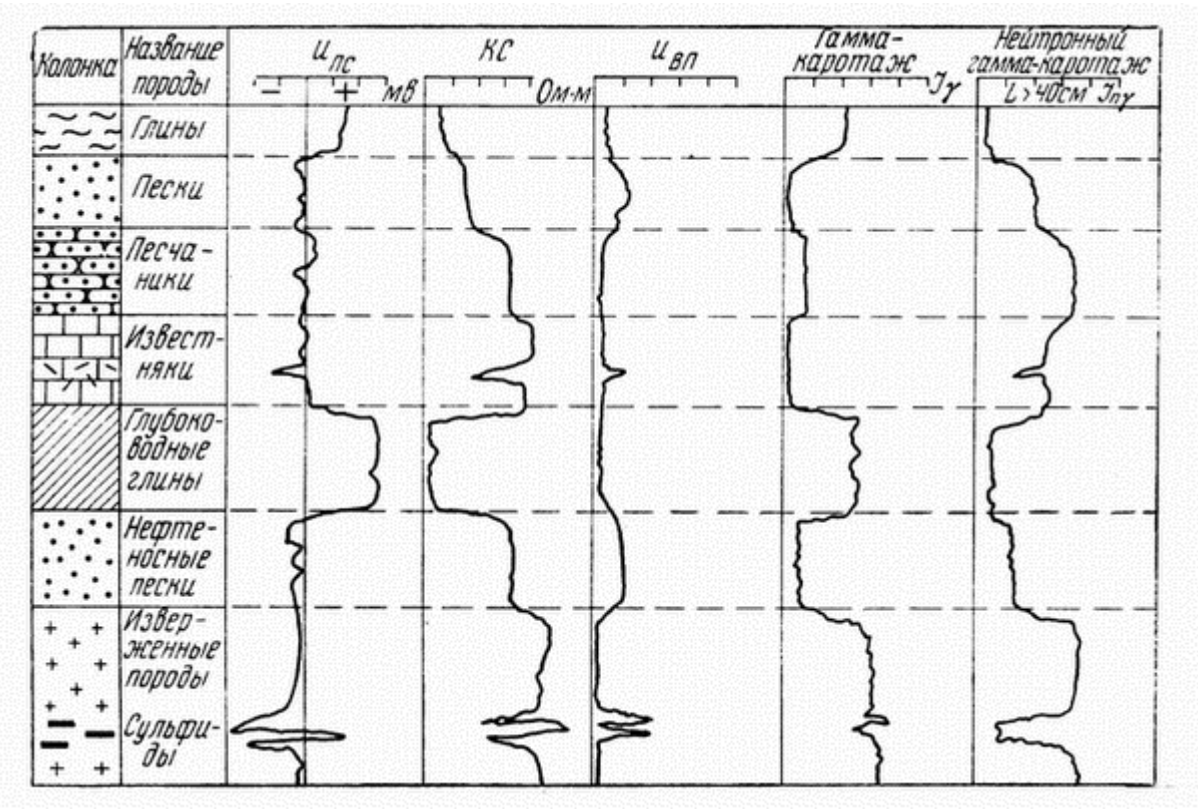


Рис. 7.3. Типичные диаграммы электрического и ядерного методов ГИС

Принципы обработки диаграмм любого метода одинаковы и сводятся к выделению аномалий: максимумов, минимумов, изрезанных интервалов и др. на нормальном фоне. По ним можно определить местоположение пластов, их мощности. Для симметричных зондов, например, по графику потенциалов и пропорциональных ему параметров поля, центр пласта находится напротив экстремумов, а границы - на участках перегиба. Для несимметричных зондов, измеряющих градиент потенциала и пропорциональные ему параметры, экстремумами на диаграммах выделяются кровля или подошва пласта.

Качественная интерпретация диаграмм ГИС включает как подобную обработку каждой диаграммы, так и их межметодную и межскважинную корреляцию. Количественная геолого-геофизическая интерпретация в каждом методе своя, но наиболее достоверная информация получается при комплексировании нескольких методов. Наличие одной АКС (АГИС) с большинством зондов создает возможность проводить комплексирование быстро и дешево. Этим ГИС резко отличается от полевых методов геофизики.

18. Методы и задачи, решаемые геофизическими исследованиями скважин

18.1. Электрические методы исследования скважин

18.1.1. Метод естественного поля.

Скважинные исследования методом естественного поля (ЕП) или поля самопроизвольного (каротаж ПС) сводятся к измерению постоянных естественных потенциалов, возникающих у пластов с разной электрохимической активностью. Как отмечалось в 7.1, естественные потенциалы (потенциалы собственной поляризации) возникают при окислительно-восста-новительных, диффузионно-адсорбционных и фильтрационных процессах, протекающих в различных горных породах. Зондом для измерения собственных потенциалов служат свинцовые приемные электроды. Работы в методе ПС чаще выполняются способом потенциала, то есть установкой, состоящей из одного неподвижного приемного электрода *N*, заземленного вблизи устья скважины, и второго электрода *M*, перемещаемого по скважине (рис. 7.4, а). Иногда, особенно при наличии электрических помех, запись ПС ведется способом градиента потенциала. В этом случае оба приемных электрода *M* и *N* передвигаются по скважине, а расстояние между ними остается постоянным (1 - 2 м).

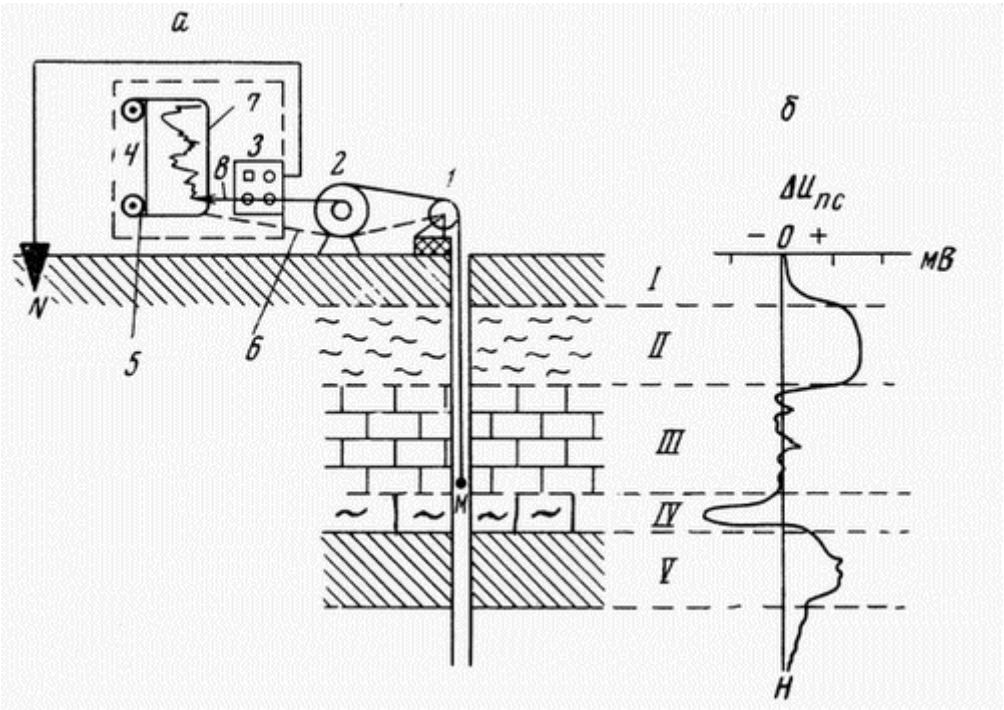


Рис. 7.4. Схема каротажа ПС способом потенциала с полуавтоматической регистрацией: а - схема установки: 1 - блок-баланс, 2 - лебедка с коллектором, 3 - милливольтметр, 4 - регистратор, 5 - лентопротяжный механизм, соединенный гибким валиком (6) с роликом блок-баланса, 7 - диаграммная бумага, 8 - карандаш; б - диаграмма естественных потенциалов по стволу скважины: *I* (почва) и *III* (известняки) - пласты со слабой

электрохимической активностью, *II* (суглинки) и *V* (глины) - пласты с положительными аномалиями ПС, *IV* - пласт с отрицательной аномалией ПС, характерной для проницаемых слоев

В результате работ получаются графики естественных потенциалов, измеряемые в милливольтах (см. рис. 7.3, 7.4, б). По аномалиям на диаграммах ПС выделяются пласты с разной электрохимической активностью. Однозначная литологическая интерпретация диаграмм ПС затруднена, т.к. естественное электрическое поле зависит от многих факторов. Чаще всего против глинистых пород наблюдаются положительные аномалии потенциала ПС, а около пористых проницаемых пластов - отрицательные. Интенсивными аномалиями положительного и отрицательного знака выделяются сульфидные залежи, пласты антрацита, графита. Слабыми аномалиями (единицы милливольт) отличаются массивные, плотные, плохо проницаемые песчаники, известняки, изверженные породы.

Скважинные исследования методом ПС служат для расчленения геологических разрезов и корреляции по соседним скважинам отдельных пластов, выявления плохо проницаемых сланцев, глин и хорошо проницаемых песков, пористых известняков, выделения сульфидных, полиметаллических руд, угля, графита, оценки пористости и проницаемости пород.

18.1.2. Метод кажущихся сопротивлений.

Скважинные исследования методом кажущихся сопротивлений (каротаж КС) основаны на расчленении пород, окружающих скважину, по их удельному электрическому сопротивлению (УЭС).

1. *Зонды для работ методом КС*. Простейшим зондом для измерения силы тока, проходящего в буровом растворе и окружающих скважину породах, служит одноэлектродный зонд. В этом виде исследований, называемом токовым каротажом, один электрод заземлен неподвижно, вблизи устья скважины, а второй - закреплен на кабеле (рис. 7.5, а). В результате перемещения зонда по скважине регистрируется кривая изменения силы тока.

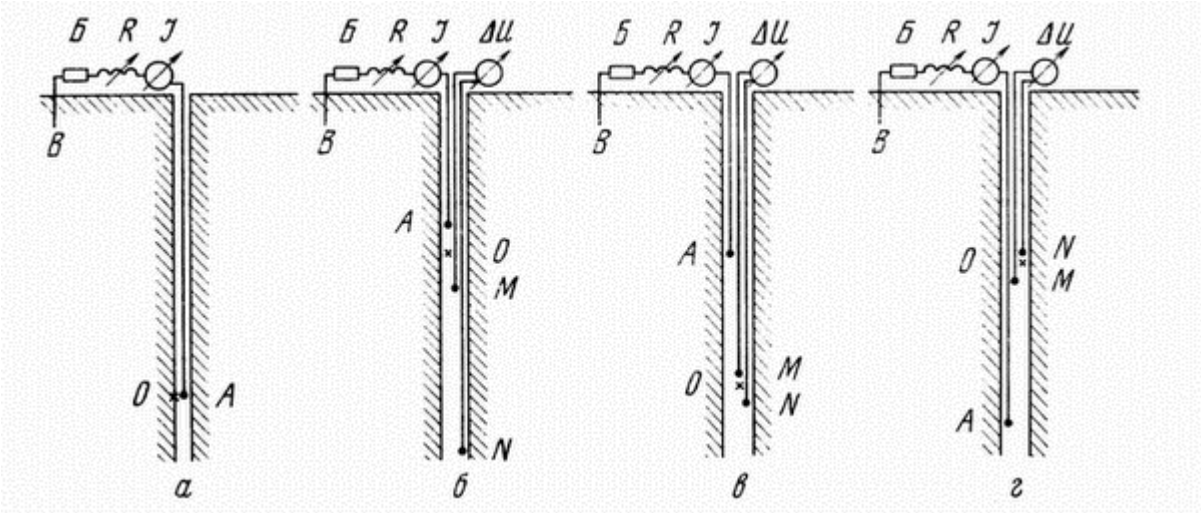


Рис. 7.5. Различные зонды для электрического каротажа скважин: *A, B* - питающие электроды, *Б* - батарея или другой источник питания, *R* - реостат для регулировки силы тока, *I* - прибор, измеряющий силу тока, *MN* - приемные измерительные электроды, ΔU - прибор для измерения (регистрации) разности потенциалов, *O* - точка записи, к которой относят результаты замеров; а - одноэлектродный зонд токового каротажа, б - трехэлектродный потенциал-зонд, в - трехэлектродный подошвенный (последовательный) градиент-зонд, г - трехэлектродный кровельный (обращенный) градиент-зонд

Чаще всего при работах методом КС используются трехэлектродные зонды, в которых три электрода располагаются в скважине (четвертый электрод заземляется на поверхности, вблизи от скважины). Трехэлектродный зонд, состоящий из одного питающего *A* и двух приемных *M* и *N* электродов, называется однополюсным. Трехэлектродный зонд, состоящий из одного приемного М и двух питающих *A* и *B*

электродов, называется двухполюсным. В обоих случаях расчет КС ($\rho_к$) ведется по формуле метода сопротивления (см. 7.1): $\rho_к = k \cdot \Delta U/I$, где k- коэффициент, зависящий от расстояния между электродами в зонде; (ΔU- разность потенциалов между приемными электродами *M* и *N*; I- сила тока в питающей цепи *AB*).

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 складывается из обозначения электродов, расположенных в скважине сверху вниз и расстояний между ними. Например, в зонде *A*2*M*0,05*N* сверху расположен питающий электрод *A*, далее в двух метрах - приемный электрод *M*, а в пяти сантиметрах от последнего - электрод *N*. Различают потенциал- и градиент-зонды (рис. 7.5). В потенциал-зонде расстояние между приемными *MN* или питающими *AB* (их называют парными) электродами превышает расстояние от непарного электрода *A* или *M* до ближайшего парного. Точка записи, к которой относится измеренное кажущееся сопротивление, располагается посередине *AM* (точка *O*). В градиент-зонде расстояние между парными электродами в пять-десять раз меньше расстояния до непарного. Точка записи находится посередине *MN*. Если парные электроды располагаются выше непарного, то зонд называется кровельным (или обращенным), а если под питающим, то подошвенным (или последовательным). Расстояние AM у потенциал-зонда и *AO* (или *MO*) у градиент-зонда называется размером зонда. Обычно размер зонда меняется от 0,5 до 3 м. Радиус обследования пород вокруг скважины примерно равен размеру зонда.

Иногда используются более сложные 5 - 7-электродные зонды. Благодаря различной комбинации питающих и приемных электродов с помощью этих зондов создаются направленные фокусированные электрические поля, что позволяет точнее отбить границы пластов и определить их сопротивление. Такие зонды используются при боковом каротаже. Для выявления тонких пластов применяются микрозонды.

2. *Методика и техника метода КС*. Как отмечалось выше, при исследованиях методом КС может регистрироваться либо сила тока (токовый каротаж), либо разность потенциалов. В результате токового каротажа (в сухих скважинах он называется методом скользящих контактов, или МСК) получают токовые диаграммы, характеризующие изменение силы тока по стволу скважины.

Основным видом скважинных электрических наблюдений является измерение КС ($\rho_к$) по стволу скважины с помощью стандартного зонда с постоянным в данных геологических условиях размером. Это аналог электропрофилирования (ЭП) (см. 8.3.). Стандартный, или оптимальный для изучаемого района зонд обеспечивает наилучшее выделение по кривым КС слоев с разным удельным электрическим сопротивлением. Его вид и размеры зависят от поставленных задач и выбираются опытным путем. Чтобы получить кривую изменения КС по скважине, сила тока Iна питающих электродах обычно поддерживается постоянной, а измеренная непрерывная кривая разностей потенциалов ΔUна приемных электродах при постоянной длине зонда является фактически графиком изменения $\rho_к$. Для перевода кривой ΔU(в милливольтах) в кривую $\rho_к$(в ом \cdot метрах) изменяется лишь масштаб записи с учетом величины коэффициента установки и силы тока.

По диаграммам КС (по вертикали откладываются точки записи, по горизонтали - $\rho_к$) можно получить лишь общее представление о сопротивлениях пород и об их изменении по стволу скважины (см. рис. 7.3). Однако для расшифровки диаграмм и интерпретации результатов электроразведки большое значение имеет определение истинного значения сопротивления пород. Его получают с помощью боковых каротажных зондирований (БКЗ) или бокового каротажа (БК). Методика БКЗ сводится к последовательному выполнению работ КС несколькими (5 - 7) однотипными зондами разной длины (например, *AO* = 0,2; 0,5; 1; 2; 4; 7 м). Проведя измерения зондами разной длины, получаем кажущиеся сопротивления, соответствующие разным радиусам обследования пород вокруг скважины. Для каждого пласта, сопротивление которого необходимо определить, на логарифмических бланках строят кривую БКЗ, т.е. кривую зависимости КС от длины зонда. Кривые БКЗ интерпретируются с помощью специальных теоретических кривых (палеток БКЗ) так же, как это делается при интерпретации ВЭЗ (см. 8.2.). В результате получают истинное сопротивление пород и оценивают глубину проникновения бурового раствора в среду.

3. *Интерпретация и область применения метода КС*. При токовом каротаже (в том числе МСК) сила тока, стекающего с помещенного в скважину питающего электрода, зависит от удельного сопротивления окружающих пород. Если питающий электрод расположен против хорошо проводящего пласта, то его сопротивление заземления уменьшается, а сила тока увеличивается. Вблизи высокоомных пород сила тока

будет уменьшаться. На диаграммах хорошо выделяются лишь пласты с резко отличающимися от вмещающих пород свойствами, например, руды.

Интерпретация данных КС, как и в электропрофилировании, начинается с визуального выделения на диаграммах КС аномалий $\rho_к$, по которым определяют глубину залегания слоев с разными удельными электрическими сопротивлениями. 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 пород и разности давлений жидкости в пласте и стволе скважины), а также типом и размерами зонда, с помощью которого получена диаграмма.

В теории метода КС рассчитаны формулы и построены графики кажущихся сопротивлений против слоев разной мощности и сопротивления для любых зондов. Кривые КС, полученные потенциал-зондом, отличаются симметричной формой. Максимумами выделяются центры слоя с повышенными сопротивлениями, а минимумами - с пониженными. Подошвенный градиент-зонд четким максимумом на кривой КС отбивает подошву пласта повышенного и кровлю пласта пониженного сопротивления, а кровельный градиент-зонд максимумом КС выявляет кровлю пласта повышенного и подошву пласта пониженного сопротивления.

Таким образом, с помощью градиент-зонда легко выявить кровлю или подошву пласта, но трудно определить его мощность и местоположение середины. По графикам КС двух зондов - кровельного и подошвенного - определяются достаточно точно как положение, так и мощность пласта. Пласты малой по сравнению с длиной зонда мощностью как высокого, так и низкого сопротивления отмечаются трудно расшифровываемыми аномалиями. По значениям КС стандартного зонда, а также в результате интерпретации кривых БКЗ можно получить истинные значения сопротивлений окружающих пород и оценить радиус проникновения бурового раствора. Чем больше радиус проникновения бурового раствора, тем больше пористость пород и лучше их коллекторские свойства.

Второй этап интерпретации - корреляция похожих аномалий по кривым КС соседних скважин. Сначала выделяют четкие, характерные, повсеместно наблюдаемые в изучаемом районе аномалии, приуроченные к какому-нибудь стратиграфическому горизонту большой мощности и выдержанного простирания. Такие аномалии называются реперами. Затем выделяют промежуточные горизонты и строят геолого-геофизические разрезы.

Метод кажущихся сопротивлений, один из основных методов скважинных геофизических исследований, применяется для геологической документации скважин, выделения пластов разного литологического состава, определения их глубины залегания и мощности, оценки пористости и коллекторских свойств пород, выявления полезных ископаемых, в том числе нефтегазоносных и водоносных пластов.

18.1.3. Другие методы электрометрии скважин.

1. *Резистивиметрия*. Под резистивиметрическими исследованиями понимается определение сопротивления бурового раствора или воды в скважине. Работы проводят резистивиметром, который представляет собой зонд малых размеров, помещенный в трубку из изолятора. При перемещении зонда по скважине внутри трубки свободно проходит жидкость, заполняющая скважину, а влияние окружающих пород исключается стенками трубки. Регистрация ρпроводится так же, как и в методе КС. Коэффициент резистивиметра определяется путем его эталонировки в жидкости с известным сопротивлением.

Данные о сопротивлении бурового раствора или воды в скважине используются для обработки каротажных диаграмм (особенно при БКЗ) и для выявления мест подтока подземных вод разной минерализации. Кроме того, резистивиметрия применяется для изучения скоростей фильтрации подземных вод.

2. *Метод вызванной поляризации*. Как и в полевой электроразведке, при исследовании скважин можно изучать вызванные потенциалы, т.е. потенциалы, наблюдаемые после прохождения тока в горной породе и обусловленные их различной поляризуемостью (см. 7.2). В скважинном методе вызванной поляризации (каротаж ВП) регистрируются потенциалы ΔU на приемных электродах при пропускании тока через питающие электроды (так же, как и при каротаже КС). Кроме того, проводится регистрация разности потенциалов на тех же электродах через некоторое время после выключения тока. В результате определяют потенциалы вызванной поляризации $\Delta U_{\text{вп}}$.

Метод ВП применяется для выявления зон сульфидного оруденения (в том числе вкрапленных руд), разведки угля и других руд с электронной проводимостью и решения некоторых других задач.

3. *Индукционный и диэлектрический методы*. Если все вышеописанные скважинные методы основаны на применении постоянного или импульсного тока низкой частоты и похожи на методы электроразведки постоянным током, то в индукционном и диэлектрическом методах исследования скважин используются высокие частоты, и эти методы имеют сходство с высокочастотной электроразведкой (см. 7.1). Отличие индукционного и диэлектрического методов от других электрических исследований в скважинах заключается и в том, что измерения могут проводиться в сухих скважинах или в скважинах, заполненных нефтью, где гальванический контакт с окружающей средой осуществить очень трудно.

Сущность индукционного каротажа (ИК) состоит в измерении вторичного индукционного магнитного поля, созданного в горной породе под действием первичного переменного поля частотой 20 кГц. Чем больше проводимость окружающих пород, тем большим будет вторичное поле. Графики напряжений на измерительной рамке, или кривые индукционного каротажа, позволяют выделять в разрезе хорошо проводящие породы и рудные включения. Метод предназначен для решения примерно тех же задач, что и каротаж КС, но применяется для изучения низкоомных разрезов.

Сущность диэлектрического каротажа (ДК) сводится к оценке 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, а значит, частоту сигналов генератора. Изменение диэлектрических потерь, пропорциональных электропроводности пород, меняет амплитуду колебаний генератора. Метод ДК служит для разделения пород на водо- и нефтегазонасыщенные, оценки их влажности и пористости.

18.2. Ядерные методы исследования скважин

Ядерные исследования скважин подразделяются на методы изучения естественной радиоактивности (гамма-методы) и искусственно вызванной радиоактивности, называемые ядерно-физическими или ядерно-геофизическими (гамма-гамма и нейтронные методы).

18.2.1. Методы изучения естественной радиоактивности горных пород в скважинах.

На изучении естественной радиоактивности горных пород основан гамма-каротаж или гамма-метод (ГМ). Это аналог радиометрии (16.2).

Работы проводят с помощью скважинных радиометров разных марок. Электрические сигналы, пропорциональные интенсивности гамма-излучения, передаются с них по кабелю в обычную каротажную станцию, где и осуществляется их автоматическая регистрация.

В результате гамма-каротажа записывается непрерывная кривая, или диаграмма, интенсивности гамма-излучения (I_γ). Величина I_γ измеряется в импульсах за минуту или в микрорентгенах в час (граммах). Поскольку распад ядер является случайным процессом, то интенсивность гамма-излучения колеблется около среднего уровня, испытывая статистические флуктуации. Для их учета применяются повторные записи с меньшей скоростью проведения наблюдений. Так как гамма-лучи почти полностью поглощаются слоем породы толщиной 1 - 2 м, а до 30 % ядерной энергии не пропускается обсадными трубами, то скважинный радиометр может фиксировать гамма-излучение пород, расположенных в радиусе, не превышающем 0,5 м от оси скважины. Увеличение диаметра скважины и наличие воды или бурового раствора в ней еще больше снижают радиус обследования.

На диаграммах гамма-каротажа (см. рис. 7.3) выявляются пласты с разной степенью радиоактивности. Максимумами выделяются породы и руды, содержащие уран, радий, торий, калий-40 и другие радиоактивные элементы, а также граниты, глины; минимумами - песчаные и карбонатные породы.

Спектрометрия естественного гамма-излучения, т.е. определение энергии гамма-лучей, служит для выделения в разрезах скважин пород и руд, содержащих определенные элементы, например, калий, торий, уран, фосфор и др. (см. 15.2).

18.2.2. Методы скважинных исследований с искусственным облучением горных пород.

1. В искусственных скважинных методах ядерных исследований изучаются явления поглощения, замедления, рассеяния гамма-лучей и нейтронов, а также вызванное, вторичное радиоактивное излучение. Эти методы являются ядерно-физическими (см. 15.3, 16.3). Для этого в скважину опускается глубинный зонд с источником гамма-лучей или нейтронов, облучающий горные породы. В этой же скважине за экраном (свинец для гамма-лучей или парафин для нейтронов), препятствующим прямому воздействию облучений, помещается регистратор гамма-лучей или нейтронов (рис. 7.2). В настоящее время широко используются несколько методов искусственных ядерных исследований в скважинах. Рассмотрим некоторые из них.

2. При гамма-гамма-каротаже (ГГК), или гамма-гамма-методе (ГГМ), измеряется рассеянное гамма-излучение, являющееся следствием облучения пород источником гамма-лучей, например, радиоактивным кобальтом, сурьмой. При взаимодействии гамма-квантов с атомами горной породы происходит ряд сложных процессов, среди которых основные - фотоэлектрическое поглощение гамма-квантов атомами вещества, комптон-эффект и др. (см. 15.1). Чем больше плотность породы, тем больше поглощение и меньше интенсивность рассеянного излучения (см. 15.3). И наоборот, против пористых пород с малой плотностью наблюдаются максимумы на диаграммах гамма-гамма-каротажа. Поэтому основная область применения этого метода - расчленение пород по их плотности. Радиус обследуемых пород равен 10 - 15 см от оси скважины. Получаемая по данным ГГК средняя объемная плотность пород может служить для расчета их пористости и оценки коллекторских свойств.

3. В нейтронных методах каротажа изучаются ядерные процессы, происходящие при облучении пород быстрыми нейтронами (см. 16.3). Если порода содержит большое количество ядер водорода (вода, нефть, газ), то быстрые нейтроны превращаются в тепловые после небольших путей пробега (до 30 см) или вблизи источника. На больших расстояниях (свыше 40 см) плотность тепловых нейтронов будет меньшей. Поскольку тепловые нейтроны подвержены радиационному захвату с сопровождающим его вторичным гамма-излучением, то с ростом тепловых нейтронов растет вторичное гамма-излучение, а там, где тепловых нейтронов мало, гамма-излучение будет слабым.

Таким образом, на больших расстояниях от источника (40 - 60 см), т.е. на зондах большой длины, в породах, содержащих тяжелые элементы, плотность тепловых нейтронов и вторичное гамма-излучение будут выше, чем в водородсодержащих породах. Радиус обследуемых нейтронными методами пород меняется от 20 до 60 см.

При нейтрон-нейтронном каротаже (ННК), или нейтрон-нейтронном методе (ННМ), измеряется плотность тепловых нейтронов или их интенсивность I_{nn}. При нейтронном гамма-каротаже (НГК), или нейтрон-гамма методе (НГМ), измеряется интенсивность вторичного гамма-излучения $I_{n\gamma}$, возникающего при радиационном захвате тепловых нейтронов ядрами элементов горной породы. Наблюдения в методах ННК и НГК проводятся с зондами большого размера (40 - 60 см от источника нейтронов).

Нейтронные методы каротажа (ННК и НГК) применяются для расчленения геологических разрезов и особенно для выявления водород- и хлорсодержащих пород, а также оценки их пористости (см. рис. 7.3).

4. Среди искусственных методов ядерного каротажа на месторождениях твердых полезных ископаемых одним из наиболее перспективных является рентгенорадиометрический каротаж (РРК). В этом методе породы облучаются каким-нибудь радиоизотопным источником (например, селен-75, кобальт-57, железо-55 и др.). В результате облучения ядра рудных элементов возбуждаются, что сопровождается так называемым характеристическим рентгеновским излучением, энергетический спектр которого различен у разных элементов. Изучая спектры этого излучения или отношения интенсивностей в разных интервалах спектров, можно выделить в разрезах скважин руды, содержащие определенные элементы.

Рентгенорадиометрический метод можно использовать для выявления вольфрама, молибдена, меди, свинца, олова, ртути, сурьмы и многих других элементов. Этот метод позволяет не только выделить рудные зоны, но и дать оценку процентного содержания в них рудных элементов (см. 16.3).

18.3. Сейсмоакустические методы исследования скважин

Сейсмоакустические методы исследования скважин основаны на изучении времени пробега упругих волн по породам, окружающим стенки скважин, от пункта возбуждения до сейсмоприемников. По способу возбуждения упругих волн и частоте колебаний различают сейсмический и акустический методы или виды каротажа.

18.3.1. Сейсмические методы.

При сейсмическом каротаже упругие волны возбуждаются с помощью взрывов или электрических дуговых разрядов, а время прихода колебаний частотой 50 - 200 Гц измеряется при разном погружении сейсмоприемников по стволу скважины. Как отмечалось в 12.2, с помощью сейсмического каротажа определяются пластовые и средние скорости распространения упругих волн, необходимые для интерпретации результатов полевой сейсморазведки. Результаты можно использовать и для документации разрезов по изменению упругих свойств, пористости, плотности пород.

18.3.2. Акустические методы.

При акустическом каротаже возбуждение упругих колебаний частотой 10 - 20 кГц и 20 кГц - 2 Мгц производится с помощью магнитострикционных (или иных) излучателей. Упругие колебания измеряют с помощью двух пьезоэлектрических сейсмоприемников, расположенных по одной линии на расстояниях 0,5 - 2 м друг от друга и от излучателя (рис. 7.6). Между излучателем и ближайшим приемником устанавливается звукоизолятор, например, из резины, препятствующий передаче упругих колебаний по зонду. Все перечисленные приборы вместе с электронным усилителем принятых колебаний размещаются в скважинном снаряде акустического каротажа. Остальная аппаратура располагается в каротажной станции. Акустический каротаж выполняется как в необсаженных скважинах, заполненных жидкостью, так и в обсаженных скважинах. Радиус исследования пород от оси скважины не превышает 0,5 - 1 м.

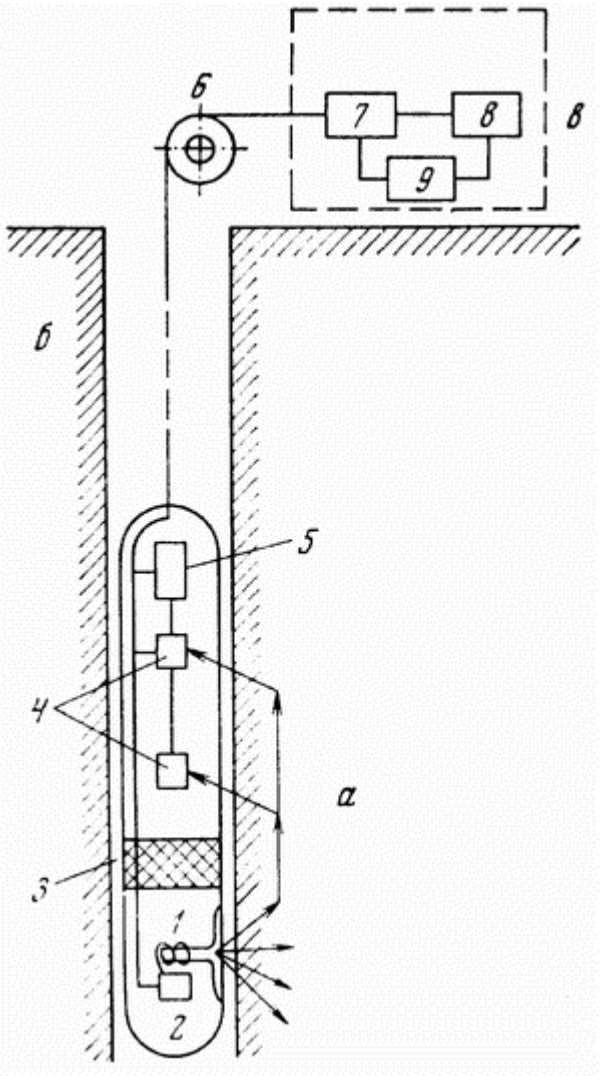


Рис. 7.6. Схема аппаратуры акустического каротажа: а - скважинный снаряд; б - кабель; в - наземная аппаратура; 1 - излучатель; 2 - генератор импульса; 3 - акустический изолятор; 4 - приемники; 5 - электронный усилитель; 6 - блок-баланс; 7 - усилитель; 8 - регистратор; 9 - блок питания

Наиболее простой способ акустических исследований - каротаж скорости, когда автоматически регистрируется кривая изменения времени пробега прямой или головной волны между двумя приемниками. Поскольку расстояние между приемниками постоянно, то кривая времени является фактически обратным графиком изменения скорости. При каротаже по затуханию измеряется амплитуда упругой волны и ослабление сигнала между двумя приемниками.

Скорость распространения упругих волн зависит от упругих модулей пород, их литологического состава, плотности и пористости, а величина затухания - от характера заполнителя пор, текстуры и структуры породы (рис. 7.7). На акустических диаграммах высокими значениями скоростей распространения упругих волн выделяются плотные породы - магматические, метаморфические, скальные, осадочные. В рыхлых песках и песчаниках скорость тем ниже, чем больше пористость. Наибольшее затухание (наименьшая амплитуда сигнала) наблюдается в породах, заполненных газом, меньше затухание в породах нефтенасыщенных, еще меньше - у водонасыщенных.

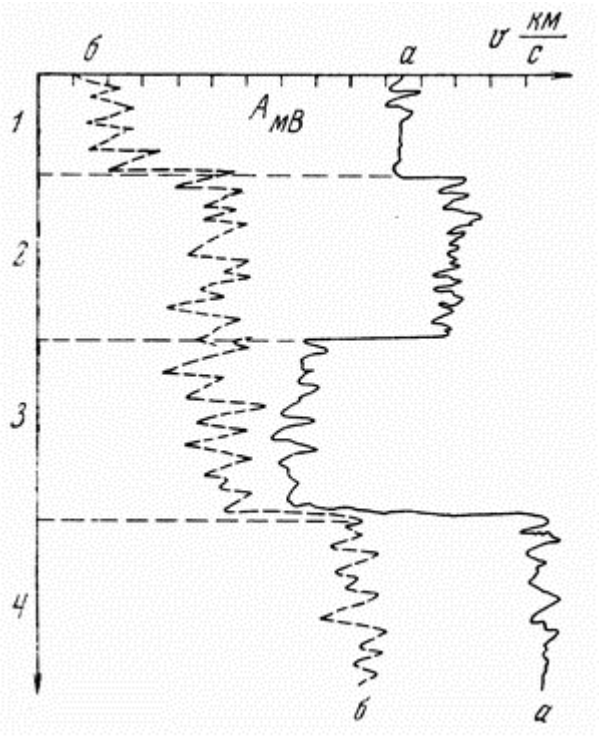


Рис. 7.7. Общий вид диаграммы скорости (а) и амплитуды (б) при акустическом каротаже: 1 - породы средней пористости, сухие; 2 - породы средней пористости, влажные; 3 - породы высокой пористости; 4 - породы низкой пористости, плотные

Акустический метод применяется для расчленения разрезов скважин по плотности, пористости, коллекторским свойствам, а также для выявления границ газ - нефть, нефть - вода и определения состава насыщающего породы флюида. Кроме того, по данным этого метода можно судить о техническом состоянии скважин и, в частности, о качестве цементации обсадных колонн.

18.4. Другие методы геофизических исследований скважин

18.4.1. Термический метод.

При термическом (или геотермическом) каротаже вдоль ствола скважины непрерывно регистрируется температура среды (см. 14.4). Для термических исследований чаще всего применяют электрические

термометры (или термометры сопротивлений) разных марок и регистрирующее устройство обычной каротажной станции.

На температуры в скважинах искажающее влияние могут оказывать разные причины: изменение диаметра скважины, потоки воздуха или буровой жидкости, нагрев породы после бурения и др. Эти факторы необходимо учитывать или исключать при выявлении температурных аномалий.

Термический каротаж подразделяется на методы естественных (МЕТ) и искусственных (МИТ) тепловых полей. Кривая изменения естественных температур пород в скважине (рис. 7.8, а) и рассчитанный по ней геотермический градиент каждого i-го пласта $\Gamma_i = \Delta T_i / \Delta H_i = q_i / \lambda_i$ зависят от теплового потока q_i и теплопроводности слагающих пород λ_i. В случае горизонтального залегания пород тепловой поток по стволу скважины остается практически постоянным, и по графику геотермического градиента легко выделить породы с разной теплопроводностью.

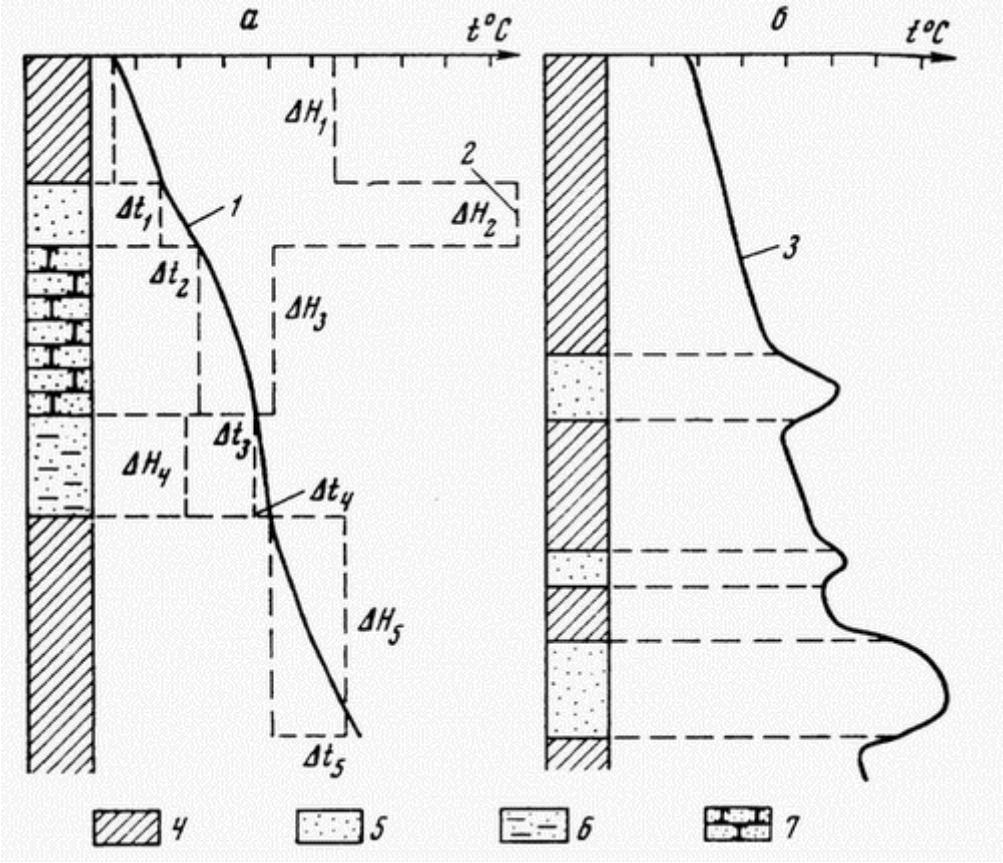


Рис. 7.8. Общий вид скважинных термограмм тепловых полей, естественного (а) и искусственного (б) при температуре бурового раствора, меньшей температуры породы: 1, 3 - термограммы; 2 - график геотермического градиента; 4 - глины; 5 - пески сухие; 6 - пески влажные; 7 - песчаники

При изучении искусственных тепловых полей буровая жидкость или вода в скважине подогревается или охлаждается. Периодически измеряют температуру по стволу скважины до установления нормальных температур. В результате выявляются аномалии (рис. 7.8, б).

Термические исследования применяют для изучения тепловых потоков в земной коре, изучения границ распространения мерзлых пород, выявления в разрезах скважин газо-, нефте- и водоносных пород, углей, различных руд, определения мест притоков газа, нефти, подземных вод, оценки скоростей фильтрации подземных вод и решения ряда других задач. Методы искусственного теплового поля применяют в основном для изучения пористости пород и их фильтрационных свойств.

18.4.2. Магнитный и гравитационный скважинные методы

1. В магнитном скважинном методе (магнитном каротаже) изучается либо магнитная восприимчивость пород χ, окружающих ствол скважины, либо изменения вертикальной составляющей геомагнитного поля ΔZ (см. 4.2) с помощью скважинных магнитометров (см. 17.2). По магнитограммам можно судить о местоположении и мощности слоев с повышенными магнитными свойствами. Магнитный каротаж применяется при изучении разрезов скважин, для выявления железных, полиметаллических руд с вкрапленностью ферромагнитных минералов, а также выделения пластов песчаников, кварцитов, изверженных пород. Ценное преимущество этого метода - возможность выявления высокомагнитных руд, расположенных в стороне (от 1 до 30 м) от скважины.

2. К магнитному близок метод ядерно-магнитного каротажа (ЯМК), в котором изучается свободная прецессия протонов жидкости, окружающей ствол скважины (см. 5.1). Этот метод может применяться для изучения коллекторских свойств пород и их водонасыщенности.

3. При гравиметрических исследованиях в скважинах (гравиметрическом каротаже) вдоль ствола скважины через 50 - 100 м с помощью специальных скважинных гравиметров измеряется приращение силы тяжести с глубиной. Гравиметрический каротаж может проводиться как в необсаженных, так и в обсаженных скважинах. В результате обработки кривых Δg вдоль ствола скважины можно определить среднюю плотность пород в естественном залегании на разных глубинах и в радиусе нескольких метров от оси скважины.

19. Комплексные геофизические исследования скважин

19.1. Качественная интерпретация ГИС

19.1.1. Принципы качественной интерпретации ГИС

Геофизические исследования в скважинах служат для геологической документации разрезов при бескерновом бурении и дают сведения о литологии пород, наличии тех или иных полезных ископаемых, мощности отдельных пластов, коллекторских, фильтрационных свойствах, пористости окружающих пород и т.п.

Интерпретация данных скважинных геофизических исследований часто бывает качественной, т.е. по графикам тех или иных параметров, полученных вдоль ствола скважины. Визуально выделяются аномалии (минимумы, максимумы, средние, нулевые значения и др.) (см. 17.3.5). По ним оценивается местоположение пластов с разными физическими свойствами, а затем дается геологическое истолкование разреза.

19.1.2. Геологическое расчленение разрезов скважин

Геологическое расчленение разрезов скважин и, в частности, определение литологии, мощности слоев, наличия различных полезных ископаемых - главное назначение геофизических методов исследований скважин. Эти задачи в ходе качественной интерпретации решаются в такой последовательности. На диаграммах, полученных разными методами, выделяются аномалии: максимумы, минимумы, положительные, отрицательные, повышенные, пониженные, средние, нулевые значения тех или иных параметров поля. Производится расчленение разреза на пласты, выясняются их положение и мощность, которая может быть определена по ширине большинства аномалий (ПС, КС, I_γ и др.). Кровля или подошва пластов выделяется по экстремумам КС, измеренным градиент-зондом, $I_{n\gamma}, I_{\gamma\gamma}$, акустическому каротажу.

Далее проводится корреляция одинаковых по виду аномалий по соседним скважинам. Сначала выделяются опорные горизонты (реперы), т.е. такие участки диаграмм, которые связаны с выдержанными по простиранию пластами, четко отличающимися по физическим свойствам от окружающих пород (например, в песчано-глинистых отложениях репером может быть пласт глин, слой известняков). Затем по каротажным диаграммам соседних скважин проводится корреляция всех слоев с одинаковым типом и формой аномалий.

Следующий этап интерпретации - сопоставление полученных по аномалиям разных методов каротажа пластов с определенными литологическими комплексами, или геологическое истолкование результатов. Для увязки геофизических данных с литологией используют все сведения по геологическому строению района, в том числе данные картировочного бурения, поинтервального отбора керна, анализа образцов, полученных с помощью грунтоносов, а также шлама и буровой жидкости в процессе проходки скважин.

В результате сопоставления геологических данных с типичными диаграммами каротажа, полученными разными методами, составляют нормальные или сводные геолого-геофизические разрезы, которые служат "эталоном" для интерпретации всех материалов каротажа в данном районе (рис. 7.3). При подготовке этих разрезов используют диаграммы, полученные стандартными зондами, однотипной аппаратурой, с учетом характера бурового раствора, обсадных колонн и т.д. При сопоставлении нормальных или сводных геолого-геофизических разрезов, а также при интерпретации материалов используют наборы типичных аномалий геофизических параметров, полученных теоретическим и экспериментальным путем.

Изверженные породы на диаграммах естественного поля (ПС) выделяются слабыми аномалиями положительного и отрицательного знака. Кажущиеся сопротивления (КС) у этих пород высокие (сотни и тысячи ом*метров), вызванные потенциалы (ВП) небольшие. На графиках акустического и магнитного методов они выявляются максимумами.

Полиметаллические, железные, сульфидные руды отличаются следующими аномалиями: интенсивными максимумами и минимумами ПС (особенно сульфидные руды), минимумами КС, максимумами ВП, повышенными значениями естественного гамма-излучения, скорости распространения упругих волн и магнитной восприимчивости (особенно у железных руд), пониженной интенсивностью рассеянного гамма-излучения.

Карбонатные породы характеризуются отрицательными значениями ПС, высокими сопротивлениями (сотни и даже тысячи ом*метров) у плотных пород и низкими сопротивлениями (десятки ом*метров) у трещиноватых и обводненных, небольшими аномалиями вызванных потенциалов. На диаграмме гамма-каротажа они выделяются низкими значениями I_γ, а на диаграммах нейтронных методов больших зондов - повышенными I_{nn}и $I_{n\gamma}$у сухих пород и пониженными у трещиноватых и обводненных. Они отличаются высокими скоростями распространения упругих волн и очень низкими значениями магнитной восприимчивости.

Песчаники и пески на диаграммах собственной поляризации выделяются, как правило, отрицательными аномалиями; сопротивление их меняется от долей ом*метров у песков, насыщенных минерализованными водами, до сотен ом*метров у сцементированных песчаников; вызванные потенциалы бывают повышенными, особенно если в породе присутствуют глинистые частицы. Естественное гамма-излучение песчаников и песков по сравнению с глинами невелико, а вторичное гамма-излучение большое.

Глины и глинистые сланцы отмечаются на диаграммах положительными аномалиями ПС, низкими сопротивлениями (1 - 50 ом*м), малыми значениями вызванных потенциалов. Гамма-излучение у глин выше, чем у всех других осадочных пород. На диаграммах нейтронных методов глины отличаются минимумами, тем большими, чем больше их кавернозность, пористость и влагонасыщенность. Скорость распространения упругих волн у глин больше, чем у песков, и меньше, чем у песчаников.

Угли отличаются резкими положительными значениями ПС, широким диапазоном изменения КС (от единиц у антрацитов до сотен ом*метров у коксующихся и газовых углей), максимумами вызванных потенциалов. На диаграммах ядерных, акустических и магнитных методов пласты угля выделяются минимумами.

Приведенный обзор особенностей аномалий, наблюденных при каротаже против разных пород, показывает, что по данным одного-двух методов трудно судить о литологии пород, пройденных скважиной. Имея же несколько параметров (4 - 8), литологическую характеристику разреза можно дать довольно точно. Геологическую интерпретацию каротажных диаграмм можно проводить автоматически, применяя электронные вычислительные машины. Проще всего такую обработку вести при цифровой регистрации геофизических полей в скважинах.

По данным интерпретации диаграмм каротажа и корреляционных разрезов в изученном районе можно построить геологические разрезы, структурные карты, карты мощностей и решить другие геологические задачи.

19.2. Количественная интерпретация ГИС

19.2.1. Принципы количественной интерпретации ГИС.

К количественной интерпретации ГИС относится точное определение мощности пластов и их физико-геологических характеристик.

С помощью теоретических кривых, номограмм, таблиц, имеющихся для каждого скважинного метода, можно вести количественную, а чаще всего полуколичественную (оценочную) интерпретацию. Конечная цель такой интерпретации - определение мощности и физических свойств выделенных в разрезе пластов, оценка литологии коллекторских, фильтрационных свойств, наличия тех или иных полезных ископаемых (особенно нефти, газа, воды и др.) и т.п.

Наилучшее решение поставленных задач получается при проведении комплексных скважинных геофизических исследований. Рациональный комплекс методов определяется конкретными геолого-геофизическими условиями. Однако, учитывая сравнительно большую скорость скважинных работ и наличие в комплекте каротажных станций аппаратуры почти для всех видов исследований, следует стремиться получить больше параметров по каждой скважине.

19.2.2. Оценка пористости, проницаемости коллекторских свойств и нефтегазоносности пород.

При разведочном и промышленном (эксплуатационном) бурении на нефть и газ геофизические методы исследования скважин служат не только для геологической документации разрезов, но и для оценки пористости, проницаемости,коллекторских свойств пород, а также их промышленной продуктивности. По данным каротажа выделяются нефтегазоносные пласты и осуществляется перфорация обсадных колонн. При решении указанных задач первым этапом интерпретации является качественное выделение перспективных на нефть или газ пластов. По данных комплексных геофизических исследований в скважинах выделяются породы, которые могут быть коллекторами, т.е. отличаются большой пористостью, проницаемостью, малой глинистостью.

Породы с хорошими коллекторскими свойствами характеризуются отрицательными значениями собственных потенциалов, повышенными или пониженными величинами КС (в зависимости от того, чем заполнены поры: нефтью или водой), минимумами естественного и вызванного гамма-излучения. Наоборот, осадочные породы с повышенной глинистостью, являющиеся плохими коллекторами, выделяются положительными аномалиями ПС, низкими величинами КС, пониженными значениями вызванных потенциалов, максимумами$I_{\gamma}, I_{\text{пп}}, I_{\text{п}\gamma}$ на больших зондах.

Важный этап интерпретации каротажных диаграмм - разделение коллекторов на водо- и нефтегазосодержащие. Так, водонасыщенные, особенно минерализованными водами, породы отличаются минимумами КС, пониженными $I_{\text{пп}}$, $I_{\text{п}\gamma}$(за счет содержания хлора в воде), повышенными скоростями распространения и малым затуханием упругих волн (по сравнению с теми же породами, но сухими). Нефтегазонасыщенные коллекторы выделяются высокими (иногда средними) значениями КС, пониженными величинами $I_{\text{пп}}$, $I_{\text{п}\gamma}$, пониженными скоростями распространения и большим затуханием упругих волн. По остальным параметрам водо- и нефтесодержащие коллекторы, как правило, не различаются.

Количественная (или полуколичественная) интерпретация имеет конечной целью определение пористости, проницаемости, нефтегазонасыщенности отдельных пластов.

Пористость горных пород характеризуется коэффициентом пористости $K_{\text{п}}$, являющимся отношением объема пор и пустот в горной породе $V_{\text{п}}$к общему объему породы V($K_{\text{п}} = V_{\text{п}}/V$). С помощью специальных теоретических и эмпирических формул, графиков и номограмм величина $\text{К}_{\text{п}}$может быть определена различными методами: ПС, КС с разной длиной зонда (в том числе микрокаротаж и боковое каротажное зондирование), нейтронным, гамма-гамма, акустическим. Комплекс разных параметров необходим не только для уточнения значений коэффициентов пористости, но и как материал для обработки данных, полученных другими методами. Так, для определения пористости по данным ПС или НГК необходимо знать удельное сопротивление бурового раствора, которое оценивается по данным резистивиметрии. Определенные разными способами величины коэффициентов пористости усредняются и сравниваются с лабораторными измерениями на образцах пород изучаемого района и с данными других геологических методов.

Свойство пород пропускать жидкости или газы через систему взаимосообщающихся пор называется проницаемостью. Коэффициент проницаемости пород $K_{\text{пр}}$зависит от коэффициента пористости, характера, формы пор, размера зерен и поверхности порового пространства. Оценить величину коэффициента проницаемости можно по данным исследования скважин методами естественных потенциалов, сопротивлений и вызванной поляризации с использованием материалов анализа керна, по которым

определяется литология пройденных скважиной пластов и размер зерен. Для разных типов пород имеются свои эмпирические зависимости коэффициента проницаемости от геофизических параметров.

К количественной интерпретации результатов ГИС относится также определение коэффициентов водонасыщения, нефтенасыщения, газонасыщения и некоторых других свойств пласта и насыщающей его жидкости, по которым можно судить о продуктивности пластов и предполагаемой отдаче скважиной воды, нефти и газа.

19.2.3. Принципы количественной интерпретации ГИС рудных, угольных, инженерно-гидрогеологических скважин.

При количественной интерпретации данных ГИС рудных скважин по интенсивности аномалий нескольких методов, например, ПС, КС, ВП, напротив рудных пластов и данным количественного состава руд по анализам образцов керна устанавливаются многомерные корреляционно-статистические геолого-геофизические связи. Полученные уравнения регрессии могут служить для оценки процентного состава рудных минералов в рудоносных породах по данным ряда методов ГИС.

В угольных скважинах по набору аномалий методов ГИС, например, ПС, КС, ВП, ГК, не только определяется мощность угольных пластов, но и оценивается их зольность и качество углей.

В инженерно-геологических и гидрогеологических скважинах количественными параметрами ГИС являются: оценка крепости, плотности, пористости пород (по сейсмическим и ядерным методам) и коэффициентов водонасыщенности и фильтрации подземных вод (по электрическим и ядерным методам), а также их минерализация (по данным резистивиметрии).

Список литературы

- Бондаренко В.М., Демура Г.В., Ларионов А.М. Общий курс геофизических методов разведки. - М.: Недра, 1986.
- Геофизические методы исследования / Под ред. В.К.Хмелевского. - М.: Недра, 1988.
- Геофизические методы исследования скважин. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1883.
- Гравиразведка. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1990.
- Магниторазведка. Справочник геофизика. - М.: Недра, 1990.
- Сейсморазведка. Справочник геофизика в двух книгах. - М.: Недра, 1990.
- Хмелевской В.К. Краткий курс разведочной геофизики. М.: Изд-во МГУ, 1967, 1979.
- Шарма П. Геофизические методы в региональной геологии. - М.: Мир, 1989.
- Электроразведка. Справочник геофизика в двух книгах. - М.: Недра, 1989.

- Книга 2. Региональная, разведочная, инженерная и экологическая геофизика
  - Введение
  - Глава 1. Принципы комплексирования геофизических методов
  - Глава 2. Глубинные исследования земли геофизическими методами
  - Глава 3. Региональные геофизические исследования суши и акваторий
  - Глава 4. Поиски и разведка полезных ископаемых геофизическими методами
  - Глава 5. Инженерная геофизика
  - Глава 6. Экологическая геофизика

- # Введение
- Геофизические методы исследования земной коры (их называют также прикладной и промысловой или региональной, разведочной и скважинной геофизикой) - это научно-прикладной раздел геофизики - фундаментальной науки, изучающей Землю и околоземное пространство с помощью естественных и искусственно создаваемых (управляемых) физических полей. Геофизика подразделяется на физику Земли, изучающую Землю как планету и содержащую такие разделы, как гравиметрия, магнитометрия, геоэлектрика, сейсмология, сейсмометрия, термометрия, ядерная геофизика, и геофизику ее оболочек: воздушной (атмосфера), водной (гидросфера) и каменной (литосфера).

- Учитывая все возрастающую роль природных эндогенных (внутренних) факторов, таких как землетрясения, медленные подъемы и опускания суши и др., и экзогенных (внешних) факторов, например, выветривания, оползнепроявления и др., а также антропогенно-техногенных сил (взрывов, загрязнений окружающей среды и др.), целесообразно выделить еще одну оболочку - биотехносферу. В нее следует включить части атмосферы, гидросферы, земной коры, являющиеся средой обитания человека и испытывающие антропогенно-техногенную нагрузку. Раздел геофизики, предназначенный для изучения этой оболочки Земли, можно назвать геофизикой биотехносферы или геофизической экологией [Хмелевской В.К., 1997].
- Из фундаментальных геофизических наук, предназначенных для исследования Земли и ее оболочек, выделяются научно-прикладные разделы. Так, геофизика воздушной оболочки включает физику космоса и атмосферы, метеорологию, климатологию и др. Геофизика гидросферы состоит из гидрофизики, океанологии, физики моря, лимнологии (изучение озер), гидрологии (изучение рек), гидрогеологии (изучение подземной гидросферы), гляциологии (изучение ледников) и др. Из геофизики литосферы выделились прикладная и промысловая геофизика, содержащие методы: гравиразведку, магниторазведку, электроразведку, сейсморазведку, терморазведку, ядерную геофизику и геофизические исследования скважин (ГИС). Научно-прикладным разделом геофизики биотехносферы становится экологическая геофизика.
- Предметом исследований прикладной и промысловой геофизики является земная кора, т.е. часть литосферы мощностью до 70 км на суше и до 10 км в океанах. Целью этих научно-прикладных дисциплин являются исследования глубинного строения земной коры, кристаллического фундамента, осадочного чехла, поиск и разведка полезных ископаемых, изучение геологической или геофизической среды мощностью в первые сотни метров, верхней части разреза земной коры (ВЧР) мощностью порядка 100 м и окрестностей скважин на основе косвенной информации об интенсивности и структуре различных физических полей.
- Основными задачами геофизических исследований земной коры являются следующие: выяснение состава, структуры и состояния горных пород, слагающих земную кору, выявление полезных ископаемых, изучение геологической среды как основы для промышленного, сельскохозяйственного, гражданского, военного освоения и сохранения ее экологических функций, как источника жизни на Земле.
- Эти же задачи решаются другими геолого-геохимическими методами. Если геологические и геохимические методы являются прямыми методами "близкого действия", основанными на непосредственном изучении минерального, петрографического или геохимического состава вскрытых выработками горных пород, то геофизические методы являются методами как "ближнего" (до 1 м), так и "дальнего" (до тысяч километров) действия. Они обеспечивают равномерность, объемный, интегральный характер получаемой объективной информации. При этом производительность экспериментальных геофизических работ значительно выше, а стоимость в несколько раз меньше по сравнению с разведкой с помощью неглубоких (до 100 м) и в сотни раз меньше, чем глубоких (свыше 1 км) скважин. Повышая геологическую и экономическую эффективность изучения недр, геофизические методы исследования являются важнейшим фактором ускорения научно-технического прогресса в геологии и горном деле.
- В соответствии с решаемыми задачами основными прикладными направлениями геофизических исследований земной коры являются: глубинная; региональная; разведочная, подразделяемая на нефтегазовую, рудную, нерудную, угольную; инженерная, включающая инженерно-геологическую, гидрогеологическую, почвенно-мелиоративную, мерзлотно-гляциологическую, археологическую и техническую; экологическая геофизика. Формирование последней идет за счет экологических аспектов всех перечисленных прикладных направлений геофизики.
- Остановимся на краткой характеристике физических полей Земли, их параметров, физических свойствах среды, обеспечивающих возможность выявления различных объектов в ней, последовательности процесса геофизических исследований. Этим проблемам была посвящена кн. 1 настоящей работы. Однако краткое их повторение в кн. 2 придаст ей определенную самостоятельность.
- Каждое физическое поле численно характеризуется своими наблюденными (наблюдаемыми, измеряемыми или регистрируемыми) физическими параметрами поля ($П_н$). Их получают в результате геофизических работ ($Г_р$) с помощью сложной, как правило, компьютеризированной аппаратуры. Так, гравитационное поле определяется ускорением свободного падения или силой тяжести (g) и ее градиентами по осям координат (g_x, g_y, g_z), геомагнитное поле - полным вектором напряженности T и различными его элементами (вертикальной Z, горизонтальной H составляющими и др.), электромагнитное - векторами магнитной (H) и электрической (E) составляющих, упругое - амплитудой (A) и временем (t) распространения упругих волн различного вида, термическое - температурой ($T°$), ядерно-физическое - интенсивностью естественного (J_γ) и искусственно вызванных ($J_{\gamma\gamma}, J_{nn}$) гамма- и нейтронных излучений.

- Принципиальная возможность проведения геологической разведки на основе различных физических полей Земли определяется тем, что распределение параметров полей в воздушной оболочке, на поверхности акваторий или земли, в горных выработках и скважинах зависит не только от происхождения естественных или способа создания искусственных полей, но и распределения в Земле геометрических и литолого-петрографических неоднородностей. Эти неоднородности отличаются по физическим свойствам от вмещающей среды, и в результате создаются аномальные физические поля. Аномалией, или полезным сигналом, в геофизике считается отклонение измеренного параметра поля от нормального, за которое чаще всего принимается поле над однородным полупространством. При этом возникновение аномалий связано с тем, что объект поисков, называемый источником аномалий (возмущений) или аномалосоздающим объектом, либо сам создает поле в силу естественных причин, например, естественное постоянное электрическое поле вокруг рудных залежей, либо искажает искусственно созданное поле вследствие различия физических свойств, например, за счет отражения сейсмических или электромагнитных волн от контактов разных толщ.
- Эффективность выделения аномалий во многом определяется методикой (способом) проведения работ, куда входит система наблюдений, т.е. выбор расстояний между пунктами наблюдений (шаг съемки при профильных наблюдениях) и между профилями (при площадной съемке). Густота сети наблюдений зависит от решаемых задач, масштабов съемок, простирания, размеров и глубины залегания разведываемых объектов, в крест предполагаемого простирания которых профили обычно и ориентируются.
- Аномалии приходится выявлять на фоне не всегда однородного и спокойного поля среди разнообразных помех геологического, природного, техногенного характера (неоднородности верхней части геологической среды, неровности рельефа, наличие космических, атмосферных, климатических, промышленных и других помех). В результате наблюдается интерференция полезных сигналов и помех разной природы. При этом наблюдается как простое наложение (суперпозиция) полей, так и сложные, нелинейные их взаимодействия.
- Выявление аномальных параметров физических полей ($П_а$) - актуальная физико-математическая проблема, которая решается путем применения, как правило, компьютерных способов обработки геофизических данных (ОГД). Она сводится или к аппаратурно-калибровочным преобразованиям, или к введению поправок в наблюденное поле с учетом нормального поля, или разного рода трансформаций $П_н$ в $П_а$, или специальных способов компьютерной обработки и перехода от реальных, наблюденных, к информационным параметрам поля в виде цифровых данных, в которых уменьшен уровень тех или иных помех. В результате получаются: графики аномалий (по горизонтали откладываются точки записи, т.е. пункты измерений или пикеты (ПК), а по вертикали $П_а$), карты графиков (на карте в заданном масштабе наносятся линии профилей, а перпендикулярно линиям профилей откладываются $П_а$ и строятся графики); карты аномалий (на карте проставляются ПК, рядом записываются $П_а$ и вычерчиваются изолинии равных значений $П_а$); временные разрезы (по горизонтали откладываются ПК, а по вертикали вниз времена прихода (t) сигналов от объектов, расположенных на разных глубинах).
- Следующим этапом геофизического процесса является преобразование аномальных (информационных) параметров поля ($П_а$) в реальные, непосредственно связанные с параметрами разведываемых аномалосоздающих объектов ($П_о$). К параметрам объектов относятся их физические (геофизические) свойства (ФС) и геометрические (структурные) характеристики (ГФХ), т.е. $П_о$ = ФС + ГФХ.
- Каждое физическое поле определяется соответствующими физическими свойствами разведываемых объектов и вмещающей среды. Так, гравитационное поле зависит от изменения плотности пород (σ); магнитное поле - от магнитной восприимчивости (χ) и остаточной намагниченности (J_r); электрическое и электромагнитное поля - от удельного электрического сопротивления пород (ρ), диэлектрической (ϵ) и магнитной (μ) проницаемостей, естественной поляризуемости, или электрохимической активности (α), и вызванной поляризуемости (η); упругое поле - от скорости распространения (V) и затухания (β) различных типов волн, а последние, в свою очередь, - от плотности, упругих констант (модуль Юнга (E), коэффициент Пуассона (γ) и др.); термическое поле - от тепловых свойств: теплопроводности ($\lambda_т$), теплоемкости (C), температуропроводности (a) и др.; ядерные - от естественной и наведенной радиоактивности, гамма-лучевых и нейтронных свойств. Физические свойства горных пород изменяются иногда в небольших пределах (например, плотность изменяется от 1 до 6 г/см^3), а иногда в очень широких пределах (например, удельное электрическое сопротивление изменяется от 0,001 до 10^{15} Ом*м). В зависимости от целого ряда физико-геологических факторов одна и та же порода может характеризоваться разными свойствами, и наоборот, разные породы могут иметь одинаковые свойства.
- Геометрическими характеристиками аномалосоздающих объектов являются: глубина, размеры, особенности физических границ, на которых физические свойства могут изменяться резко (контрастно) или плавно (градиентно).

- Определение геометрических и физических параметров объектов ($П_о$) по аномальным параметрам физических полей ($П_а$) называется решением обратной задачи (ОЗ) геофизики ($П_а \rightarrow П_о$). Определение аномальных параметров физических полей по известным геофизическим и физическим параметрам объектов составляет суть прямой задачи (ПЗ) геофизики ($П_о \rightarrow П_а$). Решение прямых и обратных задач в каждом геофизическом методе основано на известных в теории поля интегральных и дифференциальных уравнениях связи $П_а$ и $П_о$. Такое решение называется математическим моделированием. При этом реальные аномалосоздающие объекты аппроксимируются физико-геологическими моделями (ФГМ), т.е. телами сравнительно простой геометрической формы с заданными размерами и физическими свойствами или контрастностями свойств.
- В прямых задачах геофизики для простых ФГМ (одномерные среды, когда физические свойства меняются в одном направлении, например, горизонтально-слоистая среда, некоторые двумерные или трехмерные, например, длинный цилиндр или шар в однородной среде) имеются аналитические связи между $П_а$ и $П_о$. Для более сложных ФГМ, близких к реальным, определение $П_а$ по $П_о$ производится приближенными численными методами. Однако практически все решения настолько сложны, что даже с помощью компьютеров можно получить их далеко не для всех ФГМ.
- Решение обратных задач чаще всего проводится методом сравнения. Сущность его заключается в том, что экспериментальные кривые, графики или карты аномальных параметров последовательно сравниваются с соответствующими графическими материалами, рассчитанными в ходе решения прямой задачи на компьютерах для априорных (до опыта) ФГМ. Они выбираются в ходе ОГД и качественной (визуальной) интерпретации, когда на графически представленных аномальных полях выявляются аномалии, коррелируются аномалии и сопоставляются со всей имеющейся геолого-геофизической информацией. Меняя параметры модели (физические свойства и геометрические характеристики) и проводя расчеты прямых задач в автоматическом или диалоговом режиме работы на компьютере, добиваются наилучшего совпадения экспериментальных и теоретических данных. Параметры совпадающей теоретической модели (ФС и ГФХ), называемой апостериорной (после опыта) ФГМ, считаются наиболее вероятными для аппроксимации разведываемого объекта ($П_о$).
- Математическое решение прямых задач, т.е. определение параметров физического поля по известным физическим свойствам, размерам и форме геологических объектов, хотя и сложно, но однозначно. Вместе с тем одно и то же распределение параметров физического поля может соответствовать различным соотношениям физических свойств и размеров геологических объектов. Иными словами, математическое решение обратной задачи геофизики, т.е. определение размеров геологических объектов и свойств слагающих их пород по наблюденному полю, не только значительно сложнее, но и, как правило, неоднозначно. Это объясняется некорректностью обратных задач математической физики, когда малым изменениям $П_а$ могут соответствовать большие изменения $П_о$.
- Решение обратных задач (ОЗ) и обработка геофизических данных (ОГД) составляют самый ответственный цикл геофизических исследований - интерпретацию, или истолкование, результатов, т.е. восстановление физико-геометрических параметров объектов ($П_о$) по создаваемым ими аномалиям ($П_а$). Интерпретация геофизических данных проводится в рамках ФГМ и дает некоторое эквивалентное решение, которое в неблагоприятных геолого-геофизических условиях, например, для объектов малых размеров, расположенных на большой глубине, может резко отличаться от истинного. Для повышения точности геофизической интерпретации необходимо иметь дополнительную информацию: результаты нескольких геофизических методов, опорные скважины, данные ГИС в них и др.
- Наконец, заключительным этапом геофизического процесса, конечной целью исследований является геологическая интерпретация (ГИ) или обращение физико-геометрических параметров объекта ($П_о$ = ФС + ГФХ) в геолого-геометрические ($П_г$ = ГС + ГГХ). Если перевод геометрических характеристик, полученных в результате геофизических исследований (ГФХ), в геологические (ГГХ) понятен, хотя и производится с разными погрешностями, то обращение физических свойств (ФС) выявленных объектов в геологические (ГС) - проблема очень сложная. Ее решение проводится в рамках петрофизики, т.е. научной дисциплины, находящейся на стыке петрологии и физики горных пород, предназначенной устанавливать теоретические, эвристические и статистические связи между ФС и ГС. Трудности здесь прежде всего в том, что если ФС выражается количественно (хотя и с погрешностями), то ГС далеко не всегда можно формализовать в виде чисел.
- Основными геологическими свойствами являются: литология (Л), структурно-текстурное строение (С-Т), флюидонасыщенность (Ф), характеризующие соответственно минеральный и петрографический состав твердой среды, объем, характер строения пустот, пор, трещин и прочность пород; содержание в них воздуха (газа), нефти, воды.
- Литология пластичных и рыхлых осадочных пород численно может быть выражена, например, в виде арифметического ряда чисел: от Л = 1, 2, 3 для тяжелых, средних, легких глин, далее таких же суглинков (4, 5, 6), супесей (7, 8, 9), песков (10, 11, 12), а также галечников (13) и валунов (14). В

этом ряду Л пропорциональна среднему диаметру твердых частиц ($d_{ср}$), который является основным диагностическим признаком пластичных и рыхлых осадочных пород.

- Пустотность породы может быть выражена через пористость и трещиноватость, т.е. отношение объема пор и трещин к объему твердой фазы ($n = V_п/V_{тф}$).
- К структурно-текстурным особенностям породы относятся деформационно-прочностные свойства: модуль деформации ($E_{деф}$), предел прочности на сжатие ($\sigma_{сж}$) и др.
- Флюидонасыщенность можно охарактеризовать через коэффициенты газо-, нефте-, водонасыщенности, или отношения объемов этих фаз к объему всей породы ($K_г, K_н, K_в$), коэффициенты фильтрации ($K_ф$), проницаемости (K_μ) и др.
- Физико-геологические связи многофакторны, поэтому их лучше всего определять с помощью многомерной корреляции. С этой целью для любого геологического свойства изучаемого района надо получать уравнение многомерной связи, называемое уравнением регрессии, с рядом геофизических свойств. Например, коэффициент нефтенасыщенности можно определить по формуле: $K_н = aV_p + b\rho + c\eta$, где a, b, c- коэффициенты, которые находятся в ходе эталонирования (обучения) на участках с известными $K_н$, скоростями продольных волн (V_p), удельными электрическими сопротивлениями (ρ) и поляризуемостями (η) нефтеносных пород изучаемого района. По одному геофизическому свойству можно пытаться определить ряд геологических с помощью одномерных уравнений линейной связи. Однако надежность таких расчетов невысока.
- Таким образом, геофизические исследования представляют собой последовательность операций:

$$ПР \rightarrow ОГД \rightarrow ОЗ \rightarrow ГИ,$$

- позволяющую получить цепочку соответствующих параметров:

$$П_н \rightarrow П_а \rightarrow П_о(ФС + ГФХ) \rightarrow П_г(ГС + ГГХ).$$

- Такая последовательность геофизических исследований с набором информативных параметров разной природы называется информационной моделью геофизики.
- Каждая из четырех операций геофизического процесса характеризуется своей погрешностью, зависящей от ряда факторов. Общая погрешность наблюдений равна сумме погрешностей, т.е. складывается из погрешностей наблюдений ($\delta_н$), процедур обработки ($\delta_{обр}$), решения обратной задачи ($\delta_{оз}$) и геологической интерпретации ($\delta_{ги}$). Погрешности наблюдений и обработки наиболее управляемы, взаимопогашаемы. Погрешности $\delta_{оз}$останутся большими, даже если свести к минимуму погрешности наблюдений и обработки, так как в этом случае перед геофизиками стоит труднопреодолимая некорректность решения обратной задачи. Большие ошибки в $\delta_{ги}$будут, если геологическое свойство определяется только по одному геофизическому параметру.
- Поэтому комплексирование методов и повышение точности решения ОЗ за счет использования более точных ФГМ, все более мощных компьютеров, использования методов регуляризации некорректных задач (уменьшение неоднозначности) и других приемов является условием повышения точности геофизических исследований. Вместе с тем лишь при полнейшем использовании всей геологической информации, когда геологическое истолкование проводится геофизиками и геологами совместно, можно ожидать наибольшего эффекта в изучении недр Земли.
- Существуют различные виды классификации геофизических методов исследования земной коры по:
- • используемым полям (грави-, магнито-, электро-, сейсмо-, термогеофизика и ядерная геофизика);
- • технологиям и месту проведения работ (аэрокосмические, полевые, акваториальные, подземные методы и геофизические исследования скважин);
- • прикладным, целевым направлениям и решаемым задачам (глубинная, региональная, разведочная, инженерная и экологическая геофизика);
- • видам деятельности (теоретическая, инструментальная, экспериментальная, вычислительная и интерпретационная геофизика). Особое место в геофизике занимают геофизические исследования скважин (ГИС), отличающиеся от прочих геофизических методов специальной аппаратурой, техникой проведения наблюдений и имеющие большое прикладное значение при документации разрезов скважин и их эксплуатации при добыче нефти и газа.
- Как отмечалось выше, верхние оболочки Земли являются предметом исследования не только геофизики, но и других наук: геологии со всеми разделами, геохимии, географии и др. Геофизические методы исследования, базируясь на этих науках, являются, прежде всего, геологическими. Вместе с тем, давая другим наукам о Земле всевозможную информацию, они изменяют сам характер геолого-разведочных работ. О большой роли геофизики говорит, например, такой факт: треть ассигнований и четверть специалистов в геолого-разведочных организациях связаны с геофизикой. Вместе с тем важнейшим методологическим принципом, под которым понимается теория рациональной деятельности, для геофизической разведки является

комплексирование: межметодное геофизическое (применение хотя бы двух-трех из перечисленных методов геофизики), разноуровневое (аэрокосмические, аквально-полевые, подземно-скважинные наблюдения), междисциплинарное (использование геологической, гидрогеологической, биологической, экологической, медицинской и другой информации). Методика комплексных исследований характеризуется стадийностью (переходом от простых методов к более трудоемким, от мелких масштабов к крупным), выбором типовых комплексов для определенных условий и решаемых задач, переходом к рациональным, экономически обоснованным методам решения конкретных задач. Теория комплексной интерпретации на базе компьютерных технологий разрабатывается в рамках вычислительной геофизики или геофизической информатики. Цель комплексной интерпретации сводится к достижению однозначности геологических выводов путем выбора, анализа, оптимизации ФГМ.

- Возрастание роли геофизики в связи с увеличением глубин и сложности разведки месторождений ведет не к замене геологических методов геофизическими, а к рациональному их сочетанию, широкому использованию всеми геологами данных геофизики. Единство и взаимодействие геологической и геофизической информации - руководящий методологический принцип комплексирования наук о Земле. Объясняется это тем, что возможности каждого частного метода геологоразведки (геологическая съемка, бурение, проходка выработок, геофизика, геохимическая разведка и др.) ограничены. В любом случае геофизика облегчает разведку глубокозалегающих полезных ископаемых, особенно в труднодоступных районах, а также изучение геологической среды с инженерными и экологическими целями. Сближение и совместное использование геологической, геофизической и геохимической информации - единственно разумный и экономически целесообразный путь изучения недр.
- В настоящей работе рассмотрены особенности геолого-геофизического комплексирования как в общем случае, так и применительно к таким видам прикладной геофизики, как глубинная, региональная, разведочная, инженерная и экологическая. Первые четыре вида прикладной геофизики существуют давно, достаточно хорошо разработаны и неоднократно рассматривались в учебниках и учебных пособиях. Экологическая же геофизика, предназначенная для изучения структурных нарушений, химического и физического загрязнения природной среды, представляет собой новый научно-прикладной раздел геофизики. Основы экологической геофизики заложены в сформировавшихся методах прикладной геофизики, поскольку экологические аспекты присутствуют в глубинной, региональной, разведочной и особенно инженерной геофизике. В главе 6 настоящей работы они выделены в виде нового геофизического направления - экологической геофизики.

Глава 1. Принципы комплексирования геофизических методов

- 1.1. Внутриметодные геофизические комплексы
  - 1.1.1. Необходимость комплексирования разных методов изучения земных недр и виды геофизических комплексов
  - 1.1.2. Методология и виды геофизических комплексов
- 1.2. Системный подход к геолого-геофизическим исследованиям
  - 1.2.1. Общие закономерности системного подхода к изучению недр
  - 1.2.2. Принципы коррелируемости
  - 1.2.3. Принцип суперпозиции
  - 1.2.4. Физико-геологическое моделирование
- 1.3. Принципы качественной и количественной интерпретации комплексных геофизических данных
  - 1.3.1. Качественная интерпретация при комплексировании геофизических методов
  - 1.3.2. Принципы количественной интерпретации комплексных геофизических данных
- 1.4. Основы петрофизики
  - 1.4.1. Петрофизика и геофизические свойства горных пород
  - 1.4.2. Геолого-гидрогеологические свойства
  - 1.4.3. Методика измерений физических свойств горных пород'
  - 1.4.4. Характеристика геофизических свойств горных пород
  - 1.4.5. Взаимосвязи петрофизических свойств горных пород
  - 1.4.6. Построение петрофизических карт

1.1. Внутриметодные геофизические комплексы

Основными тенденциями исследований недр, геокартирования, поисков и разведки полезных ископаемых, изучения геологической среды с геологическими, инженерно-геологическими, гидрогеологическими и геоэкологическими целями являются повышение глубин исследования объектов, точности их выделения и

усложнение поставленных задач. Наличие десятков методов геофизики не случайно. Оно свидетельствует об отсутствии универсальных методов. Поэтому только рациональный выбор их комплексов (наряду с совершенствованием каждого метода) может дать высокий эффект при изучении земной коры с различными целями. Особая роль при этом принадлежит петрофизике, научной дисциплине, которая обеспечивает перевод петрофизических параметров в комплексные геолого-гидрогеологические свойства горных пород [Вахромеев Г.С. и др., 1997].

1.1.1. Необходимость комплексирования разных методов изучения земных недр и виды геофизических комплексов.

Необходимость комплексирования геофизических методов обусловлена тем, что каждый из них, во-первых, теоретически некорректен, т.е. малым изменениям сигналов от изучаемых объектов могут соответствовать большие изменения их физико-геометрических параметров. Закономерность эта известна как принцип эквивалентности. Во-вторых, по мере увеличения глубинности разведки уменьшается отношение величины сигнала к уровню геологических и технических помех. Поэтому, несмотря на совершенствование методов, отношение сигнал/помеха увеличивается слабо. По этим причинам определение геометрических и физических параметров аномалосоздающих объектов оказывается неоднозначным. Для ограничения некорректности необходима дополнительная информация: применение ряда методов с разными физическими основами, уровнем некорректности и точности разведки, использование параметрических скважин, с помощью которых можно определить петрофизические характеристики объектов, уточнить их геометрические размеры. Тем не менее повышение точности съемок, использование накопления сигналов, применение сложных компьютерных способов обработки и комплексирование методов должны обеспечить возрастание роли геофизики [Справочник геофизика, 1984].

Для ряда современных геофизических методов погрешности съемок уже практически доведены до минимума. Уверенное выделение полезной информации возможно лишь тогда, когда сигнал превышает уровень помех. С помощью вероятностно-статистических методов удается выделить полезные сигналы при отношении сигнал/помеха ≤ 1. Так как ни технические, ни тем более геологические помехи, возникающие, например, за счет неоднородностей поверхностных отложений, существенно уменьшить нельзя, то отношение сигнал/помеха становится основным препятствием для дальнейшего увеличения точности решения обратной задачи геофизики. Определение физических свойств пород (например, по измерениям на образцах или по скважинным геофизическим наблюдениям), хотя и позволяет устранить или уменьшить действие принципа эквивалентности, но стоит очень дорого, снижая экономическую эффективность геофизической разведки [Тархов А.Г. и др., 1982].

Иными словами, в связи с тем, что геологическая эффективность любого отдельно взятого геофизического метода оказывается не очень высокой, важной проблемой становится системный подход к изучению недр. Практически он сводится к внутриметодному геофизическому комплексированию, основанному на использовании различных физических полей, и межметодному комплексированию геофизических исследований совместно с другими геолого-разведочными. Поскольку разведываемые объекты характеризуются многообразием свойств и связей, то геологическая эффективность при их изучении в общем случае станет тем выше, чем более широким будет комплекс. В свою очередь, возрастание количества комплексируемых методов ведет к удорожанию стоимости исследований и увеличению времени на их выполнение. Проблема поиска компромисса между этими факторами - одна из сложных в теории и практике комплексирования геофизических исследований недр.

1.1.2. Методология и виды геофизических комплексов.

Целью геофизического комплексирования является выбор такого комплекса методов, который может обеспечить однозначное решение поставленной геологической задачи, т.е. получение минимальной погрешности в определении местоположения, геометрии разведываемых объектов и достоверной расшифровки их физических свойств. При выборе комплексов следует руководствоваться определенными методологическими приемами, т.е. наиболее рациональной методикой проведения работ и интерпретацией материалов, а именно: проведением работ от общего к частному; от мелких масштабов к более крупным; от изучения больших площадей (попланшетное картирование) к разведке перспективных участков; от сравнительно быстрых (аэрокосмических, морских) к детальным полевым и подземно-скважинным методам; повторением съемок более точной аппаратурой по более густой сети наблюдений; переходом от интерпретации данных каждого отдельного геофизического метода к комплексной компьютерной обработке всех материалов; от качественного геологического истолкования материалов - к количественному, с использованием петрофизической информации.

Существуют различные виды геофизических комплексов:

- типовые комплексы, т.е. такое сочетание избыточного числа методов, которое на данной стадии исследований обеспечивает точное решение поставленных задач;
- рациональный комплекс - это экономически обоснованный ограниченный набор типовых комплексов, обеспечивающих надежное решение поставленных задач;
- технологические комплексы, объединяющие методы по месту и уровню проведения работ: космические, аэрогеофизические, полевые, акваториальные, подземные и скважинные.

Разработка теории и методологии комплексирования (разнометодной, многоуровневой, геолого-геофизической) - проблема сложная и решается на основе разнообразных информационно-компьютерных технологий.

1.2. Системный подход к геолого-геофизическим исследованиям

1.2.1. Общие закономерности системного подхода к изучению недр.

Системный подход при изучении недр Земли предполагает: формулировку решаемых геолого-гидрогеологических задач; оценку физико-геологических условий района и установление связей геолого-геофизических свойств; выбор рациональной методики, техники, систем наблюдения, масштаба, точности всей совокупности геолого-геофизических работ, необходимых для достижения целей и решения поставленных задач; разработку стадийности, последовательности как геофизических, так и проверочно-эталонных геологических работ; построение физико-геологических моделей для изучаемого района, их последовательное уточнение в ходе интерпретации; выдачу конечных материалов с оценкой их точности, геологической и экономической эффективности и т.п.

Теория и практика геофизических исследований позволяет сформулировать основные закономерности (принципы) системного подхода к геофизическому изучению недр. Рассмотрим некоторые из них, взяв за основу методические разработки академика РАН В.Н.Страхова (1995).

1.2.2. Принципы коррелируемости.

Между источниками геофизических аномалий (физико-геометрическими параметрами аномалосоздающих объектов) и геологическими неоднородностями земной коры (структурно-геологическими, литолого-петрографическими, водно-механическими и др.) существуют либо детерминистские, закономерно обусловленные, либо вероятностные связи. Иными словами, любой аномалосоздающий геофизический объект в той или иной степени соответствует какой-либо геологической неоднородности Земли. В различных физических полях корреляционные связи могут быть прямыми и обратными, устойчивыми и неустойчивыми, внутренними (логически или теоретически объяснимыми) и внешними (возможно, ложными и необъяснимыми). В каких-то полях они могут быть полностью скрыты " шумами " и помехами за счет различных геолого-геофизических неоднородностей и технических помех.

Принцип корреляции используется, прежде всего, на стадии качественной интерпретации, когда геофизические карты и разрезы сопоставляются с имеющимися геологическими данными. В результате выбирается тот вариант геологического строения, который максимально соответствует всем физическим полям. Если же по геофизическим данным имеются геофизические аномалии, а по геологическим их нет, то можно говорить об обнаружении новых объектов. Принцип корреляции широко применяется и при количественной интерпретации и геолого-геофизическом истолковании данных, когда главным результатом системного подхода является установление многомерных связей между выражаемыми количественно геолого-геометрическими и физико-геометрическими характеристиками разведываемых объектов.

1.2.3. Принцип суперпозиции.

Наблюдаемые геофизические аномалии почти всегда являются результатом наложения физических аномалий от разных геолого-геофизических объектов или от разных структурных этажей Земли. Для потенциальных полей, например гравимагнитных, или волновых полей, например сейсмических, это может быть линейное сложение или суперпозиция. Для некоторых геофизических методов формирование аномалий - процесс нелинейный. Таковы, например, аномалии вызванной поляризации в электроразведке, ядерно-магнитного резонанса при подмагничивании пород и др. В результате наложения полей связи между

ними и геологическим строением либо ослабляются, либо усиливаются. Так, например, однократно отраженную волну трудно выделить на фоне многократно отраженных волн, антиклинальные поднятия, прослеживаемые по всем структурным этажам, выявить методами геофизики легче, чем в случае, когда они наблюдаются по какому-нибудь одному горизонту.

Принцип суперпозиции широко используется в однометодной интерпретации. В гравимагниторазведке применяются различные компьютерные приемы разделения полей на региональные и локальные. При цифровой обработке сейсмических данных подавляются кратные волны. При комплексном использовании нескольких методов принцип суперпозиции реализуется как на качественном, так и на количественном уровне. Например, при совместном анализе региональных или локальных аномалий на гравитационных, магнитных, электромагнитных картах и графиках учитываются форма и простирание геофизических аномалий. Они могут совпадать с местонахождением и простиранием геологических структур и объектов или не совпадать. В последнем случае аномалии, фиксируемые разными методами, свидетельствуют об отражении ими геологических неоднородностей разной природы, возраста, состава, глубины залегания.

1.2.4. Физико-геологическое моделирование.

Физико-геологическое моделирование используется для оценки возможностей комплексных геофизических исследований [Тархов А.Г. и др., 1982].

1. *Оценка сравнительной эффективности геофизических методов*. Сравнительную эффективность выявления аномалосоздающих объектов теми или иными геофизическими методами можно получить с помощью математического и физического моделирования. Суть его сводится к расчету аномалий над типичными физико-геологическими или физико-геолого-гидрогеологическими моделями (ФГМ или ФГГМ), которыми с той или иной степенью приближения аппроксимируют реальные геологические образования. Под такими моделями понимаются возмущающие тела простой геометрической формы (шар, цилиндр, столб, пласты, контакты и др.) с определенными размерами и глубиной залегания (геометрией) и отличием физических свойств от свойств окружающей среды (физикой). Для них можно рассчитать аномалии (при математическом моделировании) или получить их (при физическом моделировании). Один и тот же геологический объект (например, горизонтально-слоистая среда, антиклинальная складка, сброс, кимберлитовая трубка, изометрическая полиметаллическая рудная залежь и т.д.) может для разных геофизических методов аппроксимироваться сходными или несколько различающимися ФГМ (или ФГГМ).

Проведя расчет аномалий для разных методов, можно получить сравнительные характеристики, например, через показатель контрастности (γ):

$$\gamma = (A_{max} - A_{ср}) / \sigma_{фон}, \qquad (1.1)$$

где $A_{ср} = \sum_{i=1}^{n} A_i/n, \sigma_{фон} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (A_i - A_{ср})^2 / n}$. Здесь $A_i, A_{ср}$ и A_{max}- соответственно аномалия в любой точке, средняя по изучаемому участку с n точками наблюдений и максимальная аномалия над центром объекта, $\sigma_{фон}$- фоновое стандартное отклонение, характеризующее уровень помех и точность съемки. При выявлении аномалий руководствуются правилом " трех сигм и трех точек " . Согласно этому правилу, аномалии считаются надежными, если они по амплитуде превышают $3\sigma_{фон}$, а по протяженности прослеживаются более чем на трех точках профиля. Показателем надежности аномалии является γm, где m- ширина аномалий на уровне $3\sigma_{фон}$.

Более универсальной характеристикой эффективности метода является энергетическое отношение аномалия/помеха ($\gamma_э$)

$$\gamma_э = \sum A_i^2/\sigma_{фон}^2 = A_{ср}^2 n/\sigma_{фон}^2, \qquad (1.2)$$

где $\sigma_{фон}^2$называется общей дисперсией, зависящей от уровня помех и точности съемки.

В целом эффективность того или иного геофизического метода определяется: природой или способом создания поля, контрастностью физических свойств разведываемого объекта и окружающей среды, соотношением вертикальной мощности (размеров) и глубины залегания, наличием сверху экранирующих горизонтов с резко контрастными свойствами, а также неоднородностью вмещающей среды и

поверхностных отложений, создающих геологические помехи, интенсивностью природных и промышленных помех, точностью съемок, влияющих на величину $\sigma_{фон}$, и другими факторами.

Физико-математическое моделирование и расчет отношений аномалия/помеха (γ или $\gamma_э$) можно проводить на разных стадиях геолого-геофизических работ. На стадии проектирования работ, пользуясь априорными данными предыдущих геолого-геофизических работ, можно оценить разрешающую способность, а значит, эффективность обнаружения искомого объекта разными геофизическими методами и выбрать из них для проведения работ 2-3 наиболее подходящих. На стадии поисковых работ, построив графики и карты γ или $\gamma_э$ для всех используемых методов, можно более достоверно выявить местоположение разведываемых объектов. На стадии разведки по данным количественной интерпретации ФГМ для разных методов можно уточнить глубину залегания, размеры, физические свойства объекта, по которым оценить его геолого-гидрогеологические параметры и целенаправленно поставить разведочное бурение.

2. *Решение прямых и обратных геофизических задач для разных классов ФГМ*. Сущность теории геофизики в общем плане сводится к математическому или физическому моделированию прямых и обратных задач для разных классов ФГМ (или ФГГМ). Наиболее распространенным классом ФГМ являются одномерные модели, в которых физические свойства меняются в одном направлении, например, с глубиной. Это типично для горизонтально-слоистых сред или сред, залегающих с углами наклона меньше 10°. Основными методами изучения таких разрезов является сейсморазведка методами отраженных (МОВ) и преломленных (МПВ) волн и электромагнитные зондирования (ЭМЗ).

Двумерные модели (наклонно-слоистые пласты, среды с вытянутыми структурами, тектонические нарушения, линзообразные залежи твердых ископаемых и др.) изучаются как этими же методами (МОВ, МПВ, ЭМЗ), так и методами гравиразведки, магниторазведки, электромагнитного профилирования (ЭМП), терморазведки, ядерной геофизики.

Трехмерные модели (штокообразные, изометрические залежи полезных ископаемых и др.) изучаются методами гравиразведки, магниторазведки, электромагнитного профилирования, ядерной геофизики.

Основными ФГГМ являются:

- горизонтально-слоистые толщи, представленные сверху сухими породами зоны аэрации, а ниже обводненными породами либо с резко контрастирующей по физическим свойствам границей - уровнем грунтовых вод (в грубообломочных отложениях и песках), либо с градиентным изменением физических свойств в зоне капиллярной каймы (в мелкозернистых песчано-глинистых отложениях). Снизу обводненные породы подстилаются водоупорными глинистыми или скальными породами. В них может находиться еще несколько горизонтов подземных вод, включая артезианские, с разной минерализацией, обычно повышающейся с глубиной;
- крутозалегающие слоистые толщи с трещинно-карстовыми подземными водами, приуроченными к тектоническим нарушениям, зонам трещиноватости скальных и закарстованности карбонатных отложений. Первые изучаются сейсморазведкой методом преломленных волн (МПВ), а также различными модификациями электромагнитных зондирований (ЭМЗ): вертикальными электрическими с измерением кажущихся сопротивлений (ВЭЗ) и вызванных потенциалов (ВЭЗ-ВП), частотными зондированиями (ЧЗ), зондированиями становлением поля (ЗС) и др. Вторые разведываются различными модификациями электромагнитного профилирования (ЭМП), ядерными методами, реже гравиразведкой и магниторазведкой.

ФГМ и ФГГМ бывают априорными и интерпретационными. По мере повышения детальности работ, расширения числа методов и в ходе комплексной интерпретации представления о виде и параметрах ФГМ и ФГГМ меняются, уточняются. Сами модели становятся основой для построения окончательных геолого-геофизических разрезов и карт.

1.3. Принципы качественной и количественной интерпретации комплексных геофизических данных

1.3.1. Качественная интерпретация при комплексировании геофизических методов.

Качественная интерпретация сводится к выделению местоположения аномалообразующих объектов, объяснению их природы, выявлению аномалий, созданных одними и теми же источниками (например, рудные) или разными (например, рудные и нерудные). Выделение аномалий может проводиться визуально или статистическим способом с помощью ЭВМ. Сущность его основана на принципе аналогий, который

состоит в перенесении на неизвестный участок подходов к анализу аномалий с эталонных, изученных участков сходного геологического строения или из " банка данных " [Тархов А.Г. и др., 1982].

Начинают качественную интерпретацию с выделения: аномалий разного знака (максимумов, минимумов), с разной степенью " изрезанности " , где чередуются небольшие знакопеременные аномалии с тем или иным пространственным периодом, нулевых (спокойных) значений и т.п. Закодировав их, например, в виде нормального ряда цифр 1, 2, 3, ... и подсчитав, сколько аномалий того или иного кода приходится на единицу изучаемой площади, можно с помощью ЭВМ провести картирование, сначала по одному (x), а затем по комплексу ($x, y, z, \dots$) методов.

Для оценки связи между аномалиями того или иного вида (например, максимумов или минимумов) разных методов можно рассчитать по nаномалиям коэффициент линейной корреляции (r_{xy}):

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - x_{cp})(y_i - y_{cp})}{n\sigma_x \sigma_y}, \qquad (1.3)$$

где $x_{cp} = \sum_{i=1}^{n} x_i / n,\ \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - x_{cp})^2}{n}}$. Аналогичным образом рассчитываются значения y_{cp}и σ_y. При 0,7 < $|r_{xy}|$ < 1 связи между разными физическими полями устойчивы и обусловлены одним и тем же источником. При $|r_{xy}|$ <0,5 можно говорить о слабых связях или об их отсутствии, что свидетельствует, например, о различной природе аномалий.

Заканчивают качественную интерпретацию анализом количественных признаков аномалий. Обычно это коэффициенты контрастности γ_kи γ_{ak}(1.1), где k- номер метода. Надежное выделение аномалосоздающих объектов по комплексу методов (k= 1, 2, 3, ..., M) можно, например, получить с помощью функции комплексного показателя (ФКП):

$$\text{ФКП} = \sum_{k=1}^{M} C_k |\gamma_k|, \qquad (1.4)$$

где M- число методов в комплексе, $|\gamma_k|$- абсолютное значение коэффициента контрастности, C_k- логико-эвристический весовой коэффициент, вводимый интерпретатором на основе общих теоретических или практических представлений (например, при изучении массивной сульфидной залежи можно принять $C_{сп}$= 2, $C_{вп}$= 1,5, $C_{вс}$= 1 и т.д.). На картах и графиках ФПК максимумами выделяются положения эпицентров самых достоверных аномалосоздающих объектов.

Существуют и другие приемы выделения слабых аномалий: приемы распознавания образов, дискриминантный, кластерный, факторный и другие виды анализов. Сущность их сводится к изучению аномалий на этапах обучения и анализа. При обучении используются математические приемы оценки признаков аномалий над заведомо известными объектами, например, промышленными залежами руд. На этапе анализа эти признаки используются для обработки рядовых аномалий и распознавания искомых объектов. Алгоритмы разнообразных методов распознавания образов требуют большого объема вычислений с использованием ЭВМ.

1.3.2. Принципы количественной интерпретации комплексных геофизических данных.

Количественная интерпретация геофизических данных бывает пометодной и совместной, с использованием компьютеров или автоматизированных систем (Кузне-цов О.Л., Никитин А.А., 1992).

1. *Сущность пометодной и совместной комплексной интерпретации*. Количественная интерпретация комплексных геофизических данных сводится к определению геометрических и геолого-гидрологических характеристик разведываемых объектов по совокупности решений обратных задач для разных методов. Наиболее простым является решение обратных задач для геофизических методов, описываемых сходными законами, например, для потенциальных методов геофизики (гравитационного, магнитного, естественного электрического поля). При решении обратных задач методом сравнения полевых кривых с расчетными постепенно изменяются геометрические и физические параметры разведываемых объектов до получения таких размеров, формы, глубины залегания и физических свойств, которые обеспечивают совпадения полевых и расчетных кривых.

Совместное решение обратных задач для нескольких методов реализуется путем использования способов многомерной статистики. Простейшим из них является получение уравнения многомерной регрессии. Для этого экспериментально, с помощью параметрических наблюдений, например, по скважинам и результатам петрофизических исследований, рассчитываются те или иные геолого-гидрологические и геометрические параметры, выражаемые численно (y_i). Это могут быть литология рыхлых осадочных пород, определяемая через средний диаметр твердых частиц ($d_{ср}$); коэффициенты содержания рудных минералов в породе ($K_р$), пористости ($K_п$), водонасыщенности ($K_в$), фильтрации ($K_ф$), водопроводимости ($T_в = K_{ср} \cdot h$, где h- мощность слоя); глубины залегания опорных горизонтов (H), например, кристаллического фундамента и др.

Для тех же объектов определяются геофизические параметры (x_i), получаемые наиболее точно, т.е. те, на которые принцип эквивалентности действует наименьшим образом. Например, $\Delta g_{max} \cdot h/\Delta\sigma$(Δg_{max}- максимальная гравитационная аномалия от объекта с избыточной плотностью $\Delta\sigma$, расположенного на глубине h); продольная электрическая проводимость слоя, подстилаемого высокоомной толщей ($S_i = h_i/\rho_i$); поперечное электрическое сопротивление слоя постоянному току ($T_i = h_i \cdot \rho_i$) или мощность (h_i) слоя при зондировании переменными полями, если он подстилается низкоомной толщей, и др. В ходе параметрических наблюдений (алгоритм обучения) используется формула многомерной линейной регрессии:

$$y_j = a_0 + \sum_{i=1}^{n} a_i x_i, \qquad (1.5)$$

где $a_0 = y_{jср} - \sum a_i x_{iср}$, $a_i = b_i \frac{\sigma_{yj}}{\sigma_i}$. Здесь y_j- геологический параметр, определяемый по n геофизическим методам ($x_1, x_2, \ldots, x_i, \ldots, x_n$), a_0- свободный член, a_i- коэффициенты регрессии, значения $x_{iср}, y_{jср}, \sigma_{xi}, \sigma_{yj}$ рассчитываются по формуле (1.3), b_i- вспомогательные коэффициенты, получаемые при решении системы линейных уравнений множественной регрессии, $r_{nj} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} b_i \cdot r_{iy}}$ - множественный коэффициент корреляции, r_{iy}- коэффициент парной корреляции между y_jи x_i(1.3).

В качестве примера можно привести полученное автором уравнение связи между процентным содержанием меди (Cu) на одном из пластовых месторождений медьсодержащих руд и параметрами вызванной (η) и естественной (α) поляризации Cu = 1,46 + 0,35 η- 0,04 αпри r= 0,83.

2. *Автоматизированные системы комплексной интерпретации*. Современные методы изучения недр основаны на использовании геологических, геохимических и разноуровневых (космических, воздушных, наземных, морских и скважинных) геофизических методов. В результате регистрируются огромные массивы информации, из которой реально обрабатывается не более 10%. Повышение эффективности и качества работ требует создания автоматизированных систем обработки (и интерпретации) данных (АСОД) на ЭВМ. Этим занимается новая отрасль геологии - геоинформатика. Разрабатываются АСОД, ориентированные на отдельные методы (грави-, магнито-, электро-, сейсморазведку, ядерную геофизику, ГИС), технологии (космические, аэрогеофизические, полевые, морские, скважинные), проблемы (поиски нефти и газа, рудных ископаемых, воды, решение задач инженерной геологии, гидрогеологии, геоэкологии и охраны окружающей среды), регионы (Русская платформа, Восточная и Западная Сибирь и др.). Любая из систем состоит из банка (базы) данных, системы управления и библиотеки обрабатывающих (прикладных) программ.

Более сложным этапом является создание интегрированных АСОД для комплексного геолого-геофизического проведения геолого-разведочных работ, совместной обработки и интерпретации материалов. Их основой станет не только база данных, но и база знаний как персональных (ПБЗ), так и обобщенных (ОБЗ). Ядром базы знаний являются данные опросов специалистов-экспертов, проводимых с целью разработки стратегии комплексных исследований недр. В результате будут создаваться автоматизированные и экспертные системы на основе тех или иных компьютерных технологий. Последние должны включать проектирование, проведение работ и комплексную интерпретацию.

1.4. Основы петрофизики

Ответственным, иногда самым трудным и неоднозначным по результатам этапом комплексных геофизических исследований является геолого-тектоническое, петрофизическое, гидрогеологическое, инженерно-геологическое, мерзлотно-гляциологическое и экологическое истолкование результатов. Оно выполняется с помощью петрофизических исследований [Вахромеев Г.С. и др., 1997].

1.4.1. Петрофизика и геофизические свойства горных пород.

Петрофизика (физика горных пород) - это прикладной раздел наук о Земле, находящийся на стыке геологии (петрологии, литологии, наук о полезных ископаемых, гидрогеологии, инженерной геологии, геокриологии и др.), геофизики (глубинной, региональной, разведочной, инженерной, экологической), а также физических исследований Земли и физики вещества. Петрофизика изучает различные физические свойства горных пород, взаимосвязи их между собой и с физическими полями Земли. Основными разделами петрофизики являются:

- исследования природы каждого из многочисленных геофизических свойств горных пород, зависимости их от естественных и техногенных факторов;
- построение физической модели среды как непосредственно через измеренные свойства, так и по данным физико-математической интерпретации результатов различных геофизических методов;
- построение физико-геологических моделей среды (ФГМ) в ходе геологического истолкования геофизических материалов.

С точки зрения петрофизики каждая горная порода - это сложное вещество трехфазового состава, т.е. состоящее из твердой (один или несколько минералов), жидкой (вода, нефть, нефтепродукты) и газообразной (воздух, горючие газы) фаз. Физические свойства горных пород определяются прежде всего свойствами самих фаз, их количественным соотношением в породе и взаимодействием. Такие физические свойства твердой фазы, как плотность, магнитные, электрические, упругие, тепловые, ядерные, определяются, в основном, атомным строением химических элементов минералов, из которых состоит порода, соотношением твердой, жидкой и газообразной фаз, температурой и зависят от геологических факторов: термодинамических условий образования магматических пород, степени их метаморфизма, условий накопления осадочных пород, структурно-текстурных особенностей массивов пород. Используемые в геофизике физические поля Земли определяются перечисленными геофизическими свойствами горных пород.

Существующие классификации горных пород, в основу которых положен их минеральный и химический состав, отличаются от петрофизических, основанных на фазовых состояниях горных пород. Одна из таких возможных классификаций дана в табл. 1.1. В ней приведены часто встречающиеся значения некоторых физических свойств горных пород: плотностных (плотности (σ) и пористости (n)), упругих (скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн), магнитных (магнитная восприимчивость (χ) и др.), электрических (удельное электрическое сопротивление (ρ) и др.), изучаемые как в петрофизике, так и в теории соответствующих геофизических методов.

Т а б л и ц а 1.1

Породы	Плотность σ, г/см^3	Пористость n, %	Скорости упругих волн			Магнитная восприимчивость χ, 10^{-5} ед. СИ	Удельное электрич. сопр. ρ, Ом*м
			V_p, км/с		V_s, км/с		
			газона с.	водона с.			
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 диорит	 2,9-3,0 2,7-2,8	 0,01-1 0,01-1	 6,0 5,6	 6,6 6,3	 3,8 3,5	 300-15000 1000-70000	 10^4 - 10^7 10^3 - 10^7
Кислые гранодиорит гранит	 2,7 2,6	 0,2-5 0,1-3	 4,6 3,0	 6,0 5,5	 3,3 2,8	 100-45000 50-40000	 10^3 - 10^6 10^3 - 10^5
Эффузивные диабаз базальт	 2,9 2,5	 0,1-5 3-6	 3,5 3,0	 6,5 5,5	 3,5 3,0	 500-150000 100-150000	 10^5 - 10^6 10^3 - 10^7

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ Гнейсы Сланцы	2,7 2,6	0,01-1 0,01-1	3,8 3,5	5,6 4,8	3,2 3,0	100-20000 50-3000	10^3 - 10^5 10^3 - 10^5
ОСАДОЧНЫЕ Скальные и полускальные известняк доломит мергель песчаники	 2,6 2,7 2,4 2,5	 2-25 2-17 5-35 2-35	 2 1 1,5 1	 6 5,5 4,5 4,5	 3 2,5 2 1	 50-2500 50-800 10-1000 50-5000	 100 - 10^5 100 - 10^4 10 - 10^3 100 - 10^4
Песчано-обломочные (рыхлые) гравийно-галечные пески	3 1,3-2	2-20 2-40	0,8 0,5	2,5 2	0,5 0,2	50-5000 50-2500	100 - 10^3 10 - 10^4
Пластичные (глинистые) (глина, аргиллит)	1,2-2,4	2-40	1,5	2,5	0,4	10-3000	1-100

1.4.2. Геолого-гидрогеологические свойства.

Горные породы различаются по минеральному составу, размерам твердых частиц, соотношению объемов твердой, жидкой и газообразной фаз, структурно-тектоническим особенностям и другим факторам, определяющим их геолого-гидрогеологические свойства. Некоторые из них, как и геомеханические, физико-механические, деформационно-прочностные и фильтрационно-емкостные (водо-, нефте- и газоколлекторские), могут характеризоваться количественно. К физико-механическим можно отнести следующие основные свойства (см. табл. 1.2):

- средний диаметр твердых частиц ($d_{\text{ф}}$в мм) рыхлых (песчано-обломочных) и пластичных осадочных пород;
- литологию пластичных и рыхлых осадочных пород, которая численно может быть выражена, например, в виде арифметического ряда чисел: от Л = 1, 2, 3 для тяжелых, средних, легких глин, далее таких же суглинков (4, 5, 6), супесей (7, 8, 9), песков (10, 11, 12) , а также галечников (13) и валунов (14). В этом ряду Л пропорциональна среднему диаметру твердых частиц ($d_{\text{ф}}$), который является основным диагностическим признаком пластичных и рыхлых осадочных пород;
- глинистость (Г) и коэффициент глинистости ($\mathrm{C_г}$) песчано-глинистых пород: $\Г = V_{\text{т}\{<0,01\}}/V$и $\mathrm{C_г} = m_{\text{т}\{<0,01\}}/m$, где $V_{\text{т}\{<0,01\}}$и $m_{\text{т}\{<0,01\}}$- объем и масса твердых частиц (глинистых минералов) с $d_{\text{ф}} <$ 0,01 мм = 10 мкм, а Vи m- общий объем и масса изучаемых пород. Здесь, как и везде в дальнейшем, отношения каких-либо объемов или масс измеряются в долях единицы или в процентах;
- число пластичности ($\text{П}_\text{л}$), которым определяется способность глинистых пород деформироваться при обводнении;
- пустотность (пористость) $n = V_\text{п}/V_\text{т}$и коэффициент пустотности (пористости) $\mathrm{K_п} = V_\text{п}/V$, где $n = \mathrm{K_п}(1 - \mathrm{K_п})$, $V_\text{п}$- объем пустот. Это может быть первичная пористость рыхлых осадочных пород, вторичная трещиноватость скальных магматических, метаморфических и осадочных или то и другое, $V_\text{т}$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 (σи δизмеряются в г/см^3 = 10^3 кг/м^3).

Т а б л и ц а 1.2

Инженерно-геологическиеи гидрогеологические параметры	Глина			Суглинок			Супесь			Песок			Галечник	Валуны
	Т	С	Л	Т	С	Л	Т	С	Л	МЗ	СЗ	КЗ		

пород														
Л	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$d_{ср}$, мм	n*10^{-5}	n*10^{-4}	10^{-3}	0,002-0,005	0,005-0,01	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	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
$k_п$, %	60	40	20	55	45	25	50	40	30	50	40	30	30	
k_m , %	5			10			20			30			40	
$k_ф$, м/сут	0,001			0,01			0,1			10			100	
Примечание. Т, С, Л - тяжелые, средние, легкие породы соответственно; МЗ, СЗ,КЗ - мелко-, средне-, крупнозернистые пески соответственно.														

К деформационно-прочностным свойствам можно отнести такие упругие свойства, как:

- модуль упругости или модуль Юнга (E), являющийся коэффициентом пропорциональности между растягивающе-сжимающими напряжениями, действующими на упругое тело, и относительными линейными его деформациями того же направления;
- коэффициент Пуассона ν- отношение поперечного сжатия к продольному удлинению при одноосном растяжении;
- скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) упругих (сейсмических) волн, аналитически связанных с Eи σпри малых напряжениях и деформациях пород, наблюдаемых при сейсмоакустических исследованиях, следующими уравнениями:

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\sigma(1+\nu)(1-2\nu)}},\ V_s = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\nu)}}; \qquad (1.6)$$

- модули общей деформации ($E_{деф}$) и пределы прочности образцов горных пород при сжатии ($\sigma_{сж}$), характеризующие прочностные свойства образцов при значительных длительных нагрузках и др.

Модули $E, E_{деф}, \sigma_{сж}$измеряются в паскалях (Па), ν- в относительных единицах, а скорости - в км/с.

К фильтрационно-емкостным относятся следующие основные свойства, характеризующие флюидонасыщенность, т.е. способность пористых пород удерживать, пропускать и отдавать жидкости и газы:

- коэффициент водонасыщенности (общей влажности) $K_в = (V_{связ} + V_{своб})/V_п$, где $V_{связ}$- капиллярно и физически связанная вода, адсорбированная глинистыми частицами, $V_{своб}$- свободная вода, отдаваемая породой, например, при откачках из скважин, $V_п$- объем пор. Для полностью водонасыщенной породы $K_в$= 1;
- активная пористость или водоотдача $K_\mu = V_{своб}/V_п$и коэффициент остаточного водонасыщения $K_{во} = V_{связ}/V_п$, указывающие на доли воды, извлекаемой и не извлекаемой из породы ($K_в = K_m + K_{во}$);
- коэффициент фильтрации ($K_ф$), которым определяется скорость (в м/сут) фильтрации свободных подземных вод, и коэффициент водопроводимости ($T = K_ф h$, где h-мощность водоносного пласта, в м^2/сут), которым характеризуется погонная мощность фильтрационного потока;
- коэффициенты нефте-, газо-, водонасыщенности пор ($K_н = V_н/V_п,\ K_г = V_г/V_п,\ K_в = V_в/V_п$, где $V_н, V_г, V_в$и $V_п$- объемы соответствующих фаз и общий объем пор);
- коэффициент проницаемости ($K_{пр}$) - один из обобщенных параметров, характеризующий водоупорные и коллекторские свойства горных пород, т.е. способность их давать промышленные притоки нефти, газа, воды. Он сложным образом зависит от коэффициента пустотности, удельной

поверхности и строения поровых каналов, пропорционален коэффициенту фильтрации и измеряется в (мкм)^2. К проницаемым коллекторам относят породы с $K_{пр} > 10^{-2}$ (мкм)^2, к полупроницаемым с $K_{пр} = 10^{-4} - 10^{-2}$ (мкм)^2. Водоупорными считаются породы с $K_{пр} < 10^{-4}$ (мкм)^2.

- ### *1.4.3. Методика измерений физических свойств горных пород.*

- Физические свойства горных пород определяются путем прямых лабораторных измерений на образцах и испытаний пород на опытных площадках, а также косвенным путем в результате интерпретации скважинных и полевых, акваториальных и воздушных геофизических наблюдений.
- Большинство геолого-гидрогеологических (литология, механический состав, глинистость, пористость, статические деформационно-прочностные, некоторые водные свойства), а также физических (плотность, магнитные, электрические, упругие, тепловые, ядерные) свойств горных пород определяются в лабораторных условиях на образцах, взятых из обнажений, горных выработок и скважин (керн). Физические свойства, измеренные на образцах и в естественном залегании, отличаются. Это принято объяснять масштабным коэффициентом, т.е. несовпадением малых объемов изучаемых образцов (истинные свойства) и больших объемов массивов (пластовые и осредненные свойства толщ горных пород). Методика и техника измерений физических свойств хорошо разработаны и изложены в учебниках и руководствах [Вахромеев Г.С. и др., 1997; Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений, 1990]. Некоторые свойства, например, деформационно-прочностные (применения штампов и прессов), магнитные (каппа-метрия), упругие (ультразвуковые) и др., определяются на опытных площадках, где коренные породы выходят на поверхность. Водные свойства изучаются с помощью специальных гидрогеологических исследований (наливы воды в шурфы, откачки ее из скважины). Скважинные наблюдения (геофизические исследования скважин - ГИС) - основной источник информации о линейном распределении геофизических свойств горных пород в естественном залегании по глубине в цилиндрическом объеме радиусом порядка метра вокруг скважины [Горбачев Ю.И., 1990]. Аэро-, наземные, акваториальные геофизические съемки позволяют получать информацию об осредненных физических свойствах отдельных пластов, толщ, объектов в естественном залегании. Для объективности определения физических свойств необходимы массовые (свыше 20) измерения.
- Полученные физические свойства должны быть подвергнуты статистической обработке. Сначала выявляется закон распределения, рассчитываются средние значения, среднеквадратические отклонения (дисперсии). Далее устанавливаются корреляционные связи между некоторыми свойствами с определением коэффициентов корреляции и получением уравнений регрессии. Существует множество способов и программ статистической обработки данных на ЭВМ [Кузнецов О.Л., Никитин А.А., 1992].

- ### *1.4.4. Характеристика геофизических свойств горных пород.*

- Свойства горных пород, получаемые в результате интерпретации данных геофизических методов исследования, необходимы как для петрофизического и геологического истолкования результатов, так и для косвенного определения геолого-гидрогеологических свойств, обычно сложно поддающихся измерениям прямыми методами. Остановимся на краткой характеристике основных из этих свойств [Горбачев Ю.И., 1990].
- Латеральные (плановые) изменения плотности горных пород приводят к появлению гравитационных аномалий, или аномалий приращения силы тяжести Δg_a. Плотность разных пород меняется от 1 до 3,5 г/см^3 в зависимости от плотности минерального скелета (σ), которая изменяется от 2,1 до 3,5 г/см^3 , а также от пустотности (пористости и трещиноватости) и водогазонасыщенности (см. рис. 1.1).

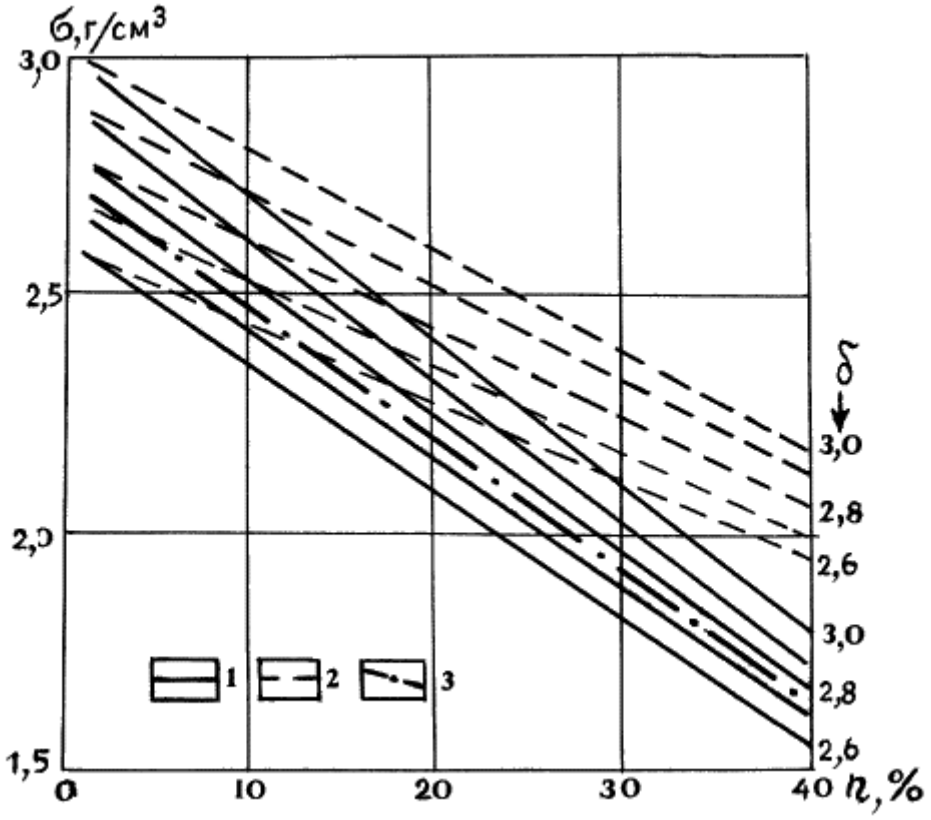


Рис. 1.1. Графики зависимости плотности (σ) от пористости (n) газонасыщенных (1) и водонасыщенных (2 и 3) осадочных горных пород при разной минеральной плотности скелета (δ): 1 и 2 - расчетные данные М.Л. Озерской, 3 - экспериментальные данные И.Х. Юдборовского для песчано-глинистых пород

- У магматических и метаморфических горных пород плотность определяется в основном их минеральным составом и увеличивается при переходе от пород кислых к основным и ультраосновным в соответствии с увеличением количества плотных железосодержащих минералов. Для осадочных пород она зависит в основном от пористости и водонасыщенности (см. табл. 1.1).
- Основным магнитным параметром горных пород является магнитная восприимчивость χ(каппа), представляющая собой коэффициент пропорциональности между интенсивностью намагничивания (J_i) и напряженностью намагничивающего геомагнитного поля (T), т.е.$J_i = \chi \mathrm{T}$. За единицу χ принимается 10^{-5} ед. СИ. В практике магниторазведки измеряется не только T(в эрстедах), но и магнитная индукция $< tr > \mathrm{B} = m\mathrm{T} < /tr >$(в теслах), где $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$- магнитная проницаемость воздуха и большинства немагнитных пород. По сравнению с абсолютными значениями (Tили Z) точнее определяются их относительные величины (ΔTили ΔZ), т.е. приращения поля по отношению к какому-то опорному (исходному) пункту. Большинство горных пород относятся к парамагнетикам: намагниченность этих пород направлена по вектору напряженности геомагнитного поля в месте, где порода залегает, а χменяется от единицы до 100000 единиц 10^{-5} СИ (см. табл. 1.1). У ферромагнитных пород и руд намагниченность зависит от наличия и количества железосодержащих и некоторых других минералов - ферромагнетиков при значениях χдо единицы СИ. В целом интервал изменения χу горных пород достаточно велик и зависит от их минерального состава, условий залегания и множества других факторов. Среди магматических пород наиболее высокие и устойчивые значения χу ультраосновных и основных пород, несколько меньшие у кислых, эффузивных и метаморфических. Осадочные породы за исключением некоторых разновидностей песчаников и глин практически не магнитные.
- Большинство методов электроразведки основаны на определении удельного электрического сопротивления (УЭС или ρ), измеряемого в Ом*м, или обратного ему параметра ($\gamma = 1/\rho$) - электропроводности, измеряемой в сименсах (См). В практике электроразведки \rho часто определяют по кажущемуся сопротивлению (КС или $\rho_к$), являющемуся сложной функцией

параметров геологического разреза. По электрическому сопротивлению все горные породы и руды делятся на породы-проводники I рода с высокой электронной проводимостью за счет электропроводящих минералов (самородные металлы, многие окислы, сульфиды, графит) и породы-проводники II рода с ионной проводимостью, в которых породообразующие минералы (полевые шпаты, алюмосиликаты, слюды и многие другие) являются практически изоляторами, а ток проводится ионами заполняющего поры флюида. Проводниками II рода являются все породы: магматические, метаморфические (УЭС 10^3 - 10^7 Ом*м), скальные, осадочные (10 - 10^5 Ом*м), песчано-обломочные (10 - 10^4), глинистые (1-100 Ом*м). Большие интервалы изменения УЭС горных пород обусловлены литологией, разными величинами пустотности, водонасыщенности, минерализации подземных вод, температуры и других факторов (см. табл. 1.1).

- Кроме УЭС в электроразведке используется электрохимическая активность (αв мВ), которой обусловлены естественные электрические потенциалы (ЕП), поляризуемость (ηв %), приводящая к появлению вызванных потенциалов (ВП). ЕП связаны с существованием естественных зарядов на контакте твердой и жидкой фаз горной породы, а ВП - с появлением их при пропускании через породу электрического тока.
- Физическим свойством, на котором основываются сейсмоакустические методы, является упругость горных пород, выражающаяся через скорости распространения продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, аналитически связанные с модулем Юнга, коэффициентом Пуассона и плотностью горных пород (см. (1.6)). V_pи V_sопределяются путем измерения времени (t) прихода упругих волн к сейсмоприемникам при известных расстояниях от них до пунктов возбуждения (x).
- Главными факторами, влияющими на величины V_pи V_s, являются: наличие структурных связей в породах (жестких - в скальных и полускальных, водно-коллоидных в глинистых) и отсутствие связей в рыхлых песчано-гравийных породах (см. табл. 1.1). Скорости упругих волн магматических пород возрастают с увеличением в них содержания минералов основного состава, т.е. при переходе от кислых (граниты) к основным (габбро) и особенно ультраосновным (дунит, перидотит) породам (V_pвозрастает с 3 до 8,5 км/с, V_s- с 2,8 до 4,5 км/с). Скорости увеличиваются также с уменьшением пустотности (первичной пористости и вторичной трещиноватости), а для продольных волн - и водонасыщенности. Скорости поперечных волн не зависят от того, чем заполнены пустоты: воздухом или водой, а в жидкостях они не распространяются.
- У метаморфических пород скорости упругих волн определяются минеральным составом и возрастают при переходе к более высоким степеням метаморфизма. Отношение V_s/V_pдля скальных магматических и метаморфических пород меняется от 0,5 до 0,6, а для полускальных - от 0,2 до 0,5. Для осадочных пород определяющими факторами, изменяющими скорости упругих волн в широких пределах, являются соотношения твердой, жидкой и газообразной фаз, что зависит от их пустотности и водонасыщенности. Связь скоростей упругих волн с литологией более сложная и часто неоднозначная. В целом для осадочных пород V_pменяется от 0,5 до 6 км/с, а V_s- от 0,2 до 3 км/с. Отношение V_s/V_pменяется от 0,1 у песков до 0,6 у глин и известняков. При замерзании любых пород скорости резко возрастают.
- В терморазведке измеряемыми параметрами являются температура горных пород (T) в градусах Цельсия (°С) или кельвинах (К), градиенты температуры (ΔT) и величины теплового потока из земных недр (q) в Вт/м^2 . По ним рассчитываются основные тепловые (теплофизические) свойства: теплопроводность $\lambda_т = q/\mathrm{grad T^\circ}$(в Вт/К*м), теплоемкость $C = Q/(m \cdot \mathrm{grad T^\circ})$, где Q- количество теплоты, подводимой к массе тела m(в Дж/кг*К), температуропроводность $a = \lambda_т/Cs$, где σ- плотность (в м^2/с). Тепловые свойства пород определяются тепловыми свойствами и соотношениями составляющих их фаз. Основной тепловой параметр (теплопроводность) изменяется у магматических и метаморфических пород от 0,5 до 5 Вт/К*м, а у осадочных - от 0,1 до 5 Вт/К*м, возрастая в ряду пород: торф - глина - пески - конгломераты - известняки - каменная соль. Самая высокая - в полиметаллических рудах (~10 Вт/К*м) и особенно у самородных минералов (до 500 Вт/К*м), а самая низкая - у воздуха, нефти и воды, соответственно равная 0,01 - 0,04, 0,14, 0,6 - 0,7 Вт/К*м. Остальные теплофизические свойства горных пород меняются в 2-10 раз и практически используются редко.
- Ядерно-физические свойства горных пород разделяются на естественные (радиоактивность) и искусственные (гамма-лучевые и нейтронные). Среди более 200 радиоактивных элементов наиболее распространены в земной коре: уран (U) - ~2*10^{-4} %, торий (Th) - ~7*10^{-4} % и калий-40 (К) - ~1,8 %, дающие вместе около 99 % радиогенного тепла. Количественную оценку радиоактивности в радиометрии чаще всего рассчитывают в единицах уранового эквивалента: 1 eU = 1 Ur = 10^{-4} % U. Урановый эквивалент - это такая концентрация (масса) естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ), которая эквивалентна излучению урановой руды с концентрацией урана 10^{-4} %. Радиоактивность горных пород определяется радиоактивностью минералов, содержащих ЕРЭ. Максимальные значения радиоактивности (свыше 1000 eU) у радиоактивных минералов и руд. В

магматических породах при переходе от кислых к основным и ультраосновным радиоактивность уменьшается от 30 до 0,3 eU, у метаморфических меняется в пределах 1-15 eU. У осадочных пород она максимальна в россыпях с радиоактивными элементами (свыше 1000 eU), калийных солях, илах, горючих сланцах (около 100 eU) и глинах, песчаниках, мергелях (около 10 eU), минимальна у карбонатов, кварцевых песков, гипсов, поваренной соли (единицы eU).

- Гамма-лучевыми и нейтронными свойствами горных пород определяется их реакция при облучении их гамма-лучами или нейтронами разных энергий и длительности. По эффектам взаимодействия с ядрами и электронами атомов минералов, приводящим к замедлению, рассеянию и поглощению нейтронов, можно судить о химическом составе элементов, а также о плотности, пористости, водородосодержании горных пород. Основным гамма-лучевым свойством, которое определяется химическим составом и плотностью, является коэффициент поглощения гамма-лучей (μ_γ), рассчитываемый по вторичному гамма-излучению ($J_{\gamma\gamma}$). В магматических, эффузивных, метаморфических и скальных осадочных породах коэффициенты поглощения высокие, а в пористых водо-, нефте- и газонасыщенных - низкие.
- Основными нейтронными свойствами горных пород, характеризующими их химический состав, водородосодержание (наличие воды, нефти, газа), коллекторские свойства, являются: длина замедления (l_sв см), время замедления (tв мкс), поглощение (μ_n) нейтронов, определяемые по интенсивности тепловых нейтронов (J_{nn}) или вторичному гамма-излучению ($J_{n\gamma}$). Хлор и водородосодержащие породы отличаются наиболее заметными аномалиями нейтронных свойств.

• *1.4.5. Взаимосвязи петрофизических свойств горных пород.*

- Связи родственных геолого-гидрогеологических свойств горных пород (физико-механических, деформационно-прочностных, фильтрационно-емкостных) иногда можно выразить в аналитическом виде. Однако чаще они являются корреляционно-статистическими. Иногда они обобщены в виде достаточно стабильных эмпирических формул. Самый надежный способ установления межпараметрических связей - постановка геолого-геофизических работ на ключевых участках изучаемого района. В этом случае в результате статистической обработки материалов можно получить уравнения регрессии для парной или множественной корреляции между разными геолого-гидрогеологическими и геофизическими параметрами.
- Особый практический интерес представляют определения геолого-гидрогеологических свойств полевыми геофизическими методами. Например, с помощью гравитационных и магнитных или электрических и ядерных методов можно вести петрофизическое (литологическое) картирование. Применение комплекса методов ГИС позволяет изучать коллекторские свойства пород и выявлять заполнитель пустот (вода, нефть, газ). Основными прикладными задачами петрофизики и является установление подобных связей. Поскольку физико-геологические связи многофакторны, их лучше всего определять с помощью многомерной корреляции. С этой целью для любого геологического свойства в пределах изучаемого района надо получить уравнение многомерной связи этого свойства с рядом геофизических, называемое уравнением регрессии. Например, коэффициент нефтенасыщенности можно определить по формуле $K_н = aV_p + b\rho + c\eta$, где a, b, c- коэффициенты, которые находятся в ходе эталонирования (обучения) на участках с известными $K_н$, скоростями продольных волн (V_p), удельными электрическими сопротивлениями (ρ) и поляризуемостями (η) нефтеносных пород. Можно попытаться определить ряд геологических свойств по одному геофизическому параметру с помощью одномерных линейных уравнений связи. Однако надежность таких определений невысока.

• *1.4.6. Построение петрофизических карт.*

- Петрофизические карты или карты физических свойств пород (петроплотностная, петромагнитная, петроэлектрическая, петроскоростная и др.), полученные по данным лабораторных измерений на образцах, являются фактической основой для петрографического (литологического) картирования изучаемой площади. Масштабы карт определяются густотой точек наблюдения (средние расстояния между точками должны быть не больше 1 см в масштабе карты). Сечение изолиний на картах зависит от точности съемки и должно быть в 3 раза больше среднеквадратических или арифметических ошибок наблюдений. Рекомендуется группировать физические свойства по интервалам их изменения буквенными индексами в алфавитном порядке. Так, для плотности при $\sigma \leq 2$ г/см^3 вводится индекс а, далее с ростом σна 0,05 г/см^3 группам придаются индексы в виде букв русского алфавита: при σ= 2-2,05 (б), 2,05-2,10 (в), 2,10-2,15 (г), ..., >3,2 (я). Магнитная восприимчивость большинства ферро- и парамагнитных пород с $\chi < 100*10^{-5}$ ед. СИ обозначается заглавной буквой А, а далее обозначают: при χ= 100-300 (Б), 300-700 (В), 700-1500 (Г) и т.д. (с увеличением интервала группирования вдвое при $\chi > 40000*10^{-5}$ ед. СИ (К)). Для скоростей продольных волн вводится латинский алфавит: при V_p= 2,0-2,3 км/с (а) и далее скорости с

интервалом 0,3 км/с обозначаются 2,4-2,7 (b), 2,8-3,1 (c), 3,2-3,5 (d), ..., 7,6-7,9 (v). При необходимости дается более дробная индексация: a1, a2, ..., A1, A2, ..., d1, d2 и т.п. Один или несколько интервалов группирования физических свойств, соответствующие определенным литологическим или стратиграфическим образованиям на геологической карте, заштриховываются или закрашиваются в соответствии с правилами оформления геологических карт. При достаточном количестве и качестве геологических данных, в том числе петрографических определений образцов, ведется петрографическое (литологическое) группирование пород по физическим свойствам. Сначала выделяются основные генетические типы пород: магматические (интрузивные и эффузивные), метаморфические и осадочные, затем их подразделения (ультраосновные, основные, кислые, карбонатные, песчано-обломочные, глинистые) и, наконец, при достаточной информации дается более точный петрографический (литологический) состав (см. табл. 1.1).

- Наиболее важно на картах выделить полезные ископаемые, характеризующиеся экстремальными значениями физических свойств: рудные, отличающиеся очень низкими значениями УЭС ($\rho \ll 1$ Ом*м), высокими плотностями ($\sigma > 4$ г/см^3); радиоактивные - высокими концентрациями урана (eU > 0,1); железорудные - высокими плотностями ($\sigma > 4$ г/см^3) и магнитными восприимчивостями ($\chi > 0{,}01$ ед. СИ); нерудные - высокими плотностями ($\sigma > 4$ г/см^3) и высокими скоростями продольных упругих волн ($V_p > 6$ км/с) и т.д.

1.4.7. Выявление аномалосоздающих объектов по геофизическим исследованиям скважин и полевым геофизическим съемкам.

- В результате геофизических исследований в скважинах (ГИС) и полевых геофизических съемок получаются графики измеренных параметров (ИП): по одной оси откладываются величины ИП (в скважинах по горизонтали, на графиках полевого профилирования - по вертикали), на другой оси - точки записи (ТЗ), за которые в скважинах принимаются глубины расположения измерительного прибора, а на графиках полевого профилирования - пикеты профиля. В качестве ИП могут быть: гравитационные (Δg_a), магнитные ($\Delta T_a, \Delta Z_a$), электрические ($\rho_к$), упругие (V_p, V_s), термические ($T°, \Delta T°$), ядерные ($J_\gamma, J_{\gamma\gamma}, J_{n\gamma}$) и другие аномалии.
- Аномалосоздающие объекты с отличающимися физическими свойствами располагаются, как правило, под экстремумами аномалий. Разрезы с горизонтальной слоистостью лучше изучать в вертикальных скважинах, а среды с вертикальной или наклонной слоистостью, даже перекрытые наносами, - с помощью наземного профилирования.
- Интерпретация графиков изменения ИП в зависимости от положения ТЗ может быть качественной, т.е. сводиться к визуальному выделению аномалий в виде максимумов, положительных, очень высоких, высоких, повышенных, или минимумов, отрицательных, очень низких, низких, пониженных значений, или участков средних, нулевых значений. По резким градиентам на графиках ИП определяются контакты толщ, отдельных слоев, других геологических тел, а по экстремумам - чаще всего положения центра аномалосоздающих объектов.
- Величина аномалий ИП пропорциональна относительным изменениям следующих геофизических свойств горных пород (см. 1.4.1): избыточной плотности ($\Delta\sigma$) в гравиразведке; интенсивности намагничивания ($J = \chi T_{ср}$) в магниторазведке; УЭС (ρ), величины естественных (ЕП) и вызванных (ВП) потенциалов и других параметров поля в электроразведке; упругих параметров (V_p, V_s, E, δ) в сейсморазведке; теплопроводности ($\lambda_т$) в терморазведке, концентрации урана (eU) в радиометрии; длины пути (l_s) и времени (τ_s) замедления нейтронов и их поглощений (μ_n), а также коэффициентам поглощений гамма-лучей (μ_γ) в ядерной геофизике. Поэтому по соотношениям аномалий на графиках можно судить о соотношениях соответствующих свойств, что при комплексировании нескольких методов дает возможность выяснить литологию и оценить геолого-гидрогеологические свойства пород даже без количественных определений самих свойств (см. табл. 1.1, 1.2). В практике геофизических исследований используются методы количественной интерпретации, позволяющие с помощью ЭВМ по величинам ИП определить физические свойства и геометрические параметры объектов.

Глава 2. Глубинные исследования земли геофизическими методами

- 2.1. Методы глубинной геофизики и строение Земли по геофизическим данным
  - 2.1.1. Сейсмология, глубинная сейсморазведка и гравиметрия
  - 2.1.2. Геомагнетизм и геоэлектрика
  - 2.1.3. Структура и физическое состояние недр Земли
- 2.2. Строение недр под океанами
  - 2.2.1. Структура дна Мирового океана
  - 2.2.2. Аномальные геофизические поля в срединно-океанических хребтах

    - 2.2.3. Аномалии геофизических полей в глубоководных котловинах и переходных зонах от океана к континенту
- 2.3. Тектоника литосферных плит и дрейф континентов
    - 2.3.1. Концепция тектоники литосферных плит
    - 2.3.2. Теория дрейфа континентов

2.1. Методы глубинной геофизики и строение Земли по геофизическим данным

Глубинное строение Земли недоступно для непосредственных исследований и может быть изучено только геофизическими методами. Глубинная геофизика объединяет физические методы исследования Земли и ее геосфер, основанные на изучении различных физических полей на поверхности суши или океанов и морей и предназначенные для выявления в Земле физических неоднородностей. Вместе с физикой вещества при высоких давлениях и температурах она составляет физику Земли, т.е. науку, изучающую физические поля Земли, ее строение и свойства вещества недр.

Физика Земли как наука включает: сейсмологию, глубинную сейсморазведку, гравиметрию, магнитометрию, глубинную геоэлектрику, термометрию, радиометрию. Теоретической основой для изучения строения Земли служат механика и физика сплошных сред в приложении к горным породам и минеральным ассоциациям в условиях больших давлений и высоких температур. Интерпретируя материалы глубинной геофизики, удалось расчленить Землю на сферические оболочки, определить скачки физических свойств на них и изменения свойств по латерали, строить физические модели недр Земли, а по ним судить о химическом составе. Глубинная геофизика как раздел физики Земли является источником информации для глубинной геологии и геодинамики, а также геоэкологии [Хмелевской В.К. и др., 1988].

2.1.1. Сейсмология, глубинная сейсморазведка и гравиметрия.

Основным источником информации о строении Земли является сейсмология - наука о землетрясениях и глубинная сейсморазведка, основанная на изучении упругих волн от больших взрывов.

1. *Сейсмичность Земли*. Землетрясения связывают с деформациями вещества мантии, проявляющимися в виде быстрых его смещений по разрывам. Выделяющаяся при этом энергия проявляется в виде деформации вблизи очага, а также передается по всем направлениям в виде упругих волн. Землетрясение, возникающее в очаге (гипоцентре), располагающемся на глубинах 10-700 км, принято характеризовать следующими параметрами: сейсмическим моментом (M_0); смещением в гипоцентре (u) среды, обладающей упругим модулем сдвига (μ_c); площадью смещения (s) за время (τ); скачком сдвигового напряжения ($\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$), где σ_0и σ_1- напряжения до и после сдвига; энергией, затрачиваемой на деформацию среды (V) и создание упругих колебаний (E). Все эти параметры связаны между собой следующими соотношениями, известными в теории сейсмичности Земли:

$$M_0 = \mu_c us,\ V = \sigma_1 us,\ E = \Delta\sigma M_0/(2\mu_c). \qquad (2.1)$$

Оценку мощности землетрясений принято проводить по относительным магнитудам (M). Они рассчитываются через амплитуды сейсмических волн ($a(\Delta)$), зарегистрированных сейсмографами на разных расстояниях (Δ) от эпицентра (проекция гипоцентра на земную поверхность) до сейсмоприемников, по формуле

$$M = \log[a(\Delta)/a_0(\Delta)]. \qquad (2.2)$$

Здесь a_0- стандартная амплитуда, соответствующая землетрясению, при котором на расстоянии Δ= 100 км амплитуда сейсмической волны равна 1 мкм. Установлена эмпирическая связь между Mи E: $\log E = 11,8 + 1,5M$. Например, магнитуды в 8, 7, 6 и 5 единиц соответствуют энергии упругих волн 6,3*10^{16}, 2,0*10^{15}, 6,3*10^{13} и 2*10^{12} Дж. Известная оценка балльности (Б) землетрясений по 12-балльной шкале Рихтера связана с М следующим образом. Для самых слабых толчков, ощущаемых людьми, $M \approx 2$ (Б около 3 баллов), повреждения зданий наблюдаются при $M \approx 5$ (Б \ {} 6), а разрушительные землетрясения характеризуются от $M > 6$ (Б > 7) до М = 8-10 (Б = 10-12).

Сейсмическая активность на Земле различна и приурочена к зонам наиболее активных современных тектонических движений, областям альпийского орогенеза, расположенным вдоль средиземноморского и

трансазиатского поясов, активным региональным разломам и др. Если места возможных землетрясений достаточно хорошо известны, то предсказание времени землетрясений остается нерешенной проблемой.

2. *Строение Земли по сейсмическим данным*. В результате анализа времен прихода, амплитуд и затуханий различных упругих волн (продольных и поперечных, объемных и поверхностных, отраженных, преломленных и рефрагированных), а также характеристик собственных колебаний Земли, созданных землетрясениями или большими взрывами, было установлено слоисто-концентрическое строение Земли.

Первая существенная граница в Земле, выделяемая по скачкообразному изменению скоростей продольных волн (V_p) от 7 км/с в кристаллическом фундаменте до 7,7-8,4 км/с в мантии, названа поверхностью Мохоровичича или границей Мохо. Эта поверхность принята за подошву земной коры, которая залегает на глубинах в среднем 35 км, приближаясь к поверхности до 6 км в океанах и опускаясь до 70 км в некоторых горных областях.

Второй резкий скачок скоростей V_p(от 15,7 км/с до 8 км/с), V_s(с 7,2 км/с почти до нуля) соответствует границе между мантией и ядром Земли на глубине 2900 км (см. рис. 2.1). Третий резкий скачок V_p(от 10 до 11 км/с), V_s(от нуля до 3,5 км/с) наблюдается на глубине 5100 км на поверхности твердого внутреннего ядра Земли. Ряд поверхностей раздела выделяют по зонам градиентов скоростей. В Земле по данным сейсмологии и глубинной сейсморазведки выделяется до семи концентрических оболочек. Твердая оболочка Земли, состоящая из земной коры и верхней мантии, залегающая до глубин 100-400 км, называется литосферой. Ниже (до глубин 1000 км) располагается мягкая полупластичная оболочка, называемая астеносферой. Литосферу и астеносферу иногда объединяют в периферическую оболочку Земли, называемую верхней мантией. В интервале 1000-2900 км располагается нижняя мантия, от 2900 до 5100 км - внешнее " жидкое " , а глубже - внутреннее " твердое " ядро Земли.

Мощность земной коры, литосферы и скорости упругих волн в них изменяются по латерали, образуя зоны повышенных и пониженных скоростей. Мантия Земли (до 2900 км) также характеризуется латеральной неоднородностью: повышенными скоростями упругих волн под океаническими областями и пониженными под континентами.

3. *Плотностная неоднородность недр Земли по гравиметрическим и сейсмическим данным*. По данным спутниковой альтиметрии и полевой гравиметрии выявлена латеральная плотностная неоднородность литосферы до глубин около 100 км. Плотностная неоднородность Земли на больших глубинах определяется по сейсмическим данным. Для этого используются эмпирически установленные связи между V_p, V_s, с одной стороны, и плотностью, упругими модулями - с другой. За основу берется очевидное предположение о возрастании плотности с глубиной под действием гидростатического давления.

На рис. 2.1 представлена наиболее вероятная модель распределения плотности по радиусу Земли.

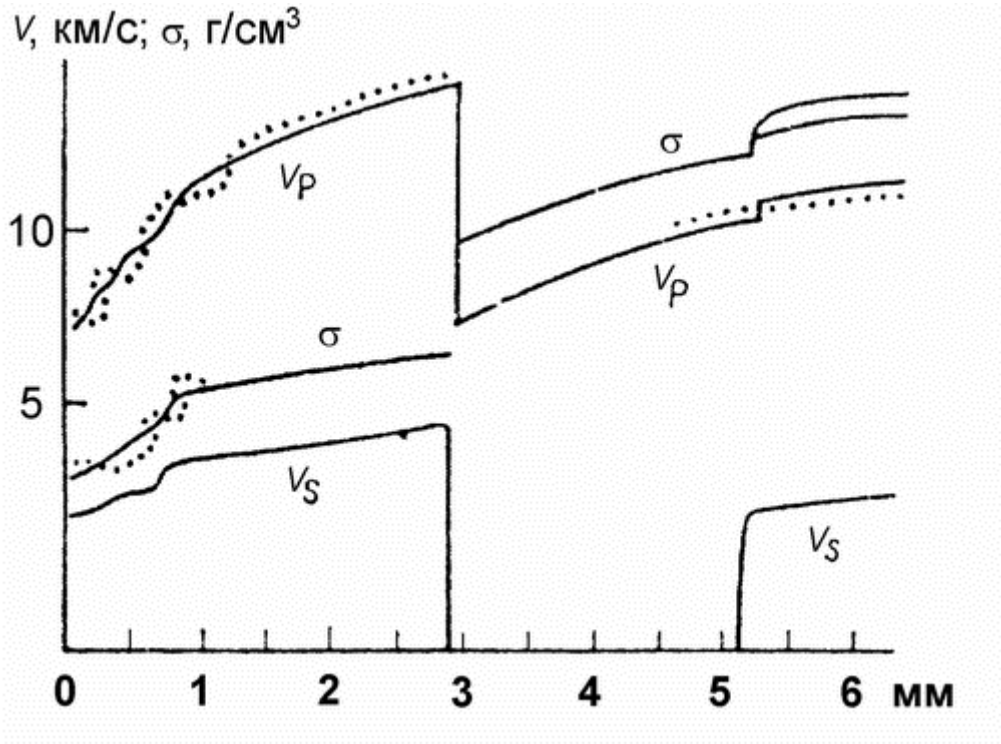
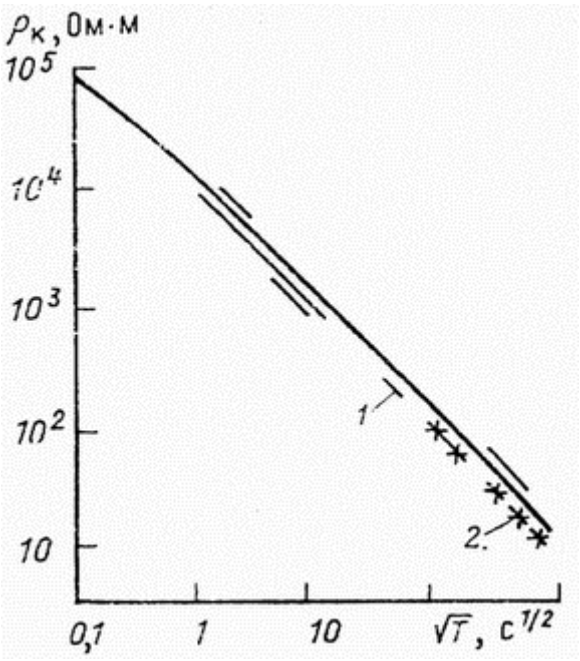


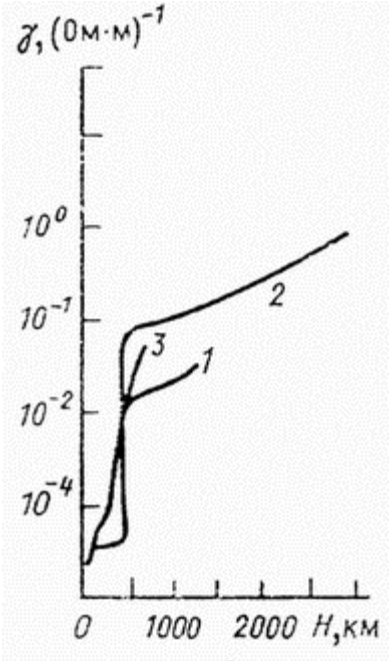
Рис. 2.1. Графики изменения скоростей продольных (V_p), поперечных (V_s) упругих волн и плотности (σ) с глубиной (по В.А.Магницкому и М.С.Молоденскому)

2.1.2. Геомагнетизм и геоэлектрика.

Геомагнитные исследования служат для выделения неоднородностей по магнитным свойствам до глубин 50-100 км. Электропроводность Земли до глубин 500 км изучается глубинными магнитовариационными (ГМВЗ) и магнитотеллурическими (ГМТЗ) зондированиями. На рис. 2.2 приведены кривые изменения кажущихся сопротивлений с глубиной по данным интерпретации этих методов.



а



б

Рис. 2.2. Кривые изменения кажущегося сопротивления с глубиной (а) по данным интерпретации ГМВЗ (1), ГМТЗ (2)

и изменение электропроводности Земли с глубиной (б) по данным геомагнитных вариаций (1), вековых вариаций (2) и ГМТЗ (3)

Региональные исследования методом ГМТЗ обнаруживают отклонения от приведенной кривой, характерной для платформенных областей. Их объясняют существованием слоя повышенной электропроводности в мантии на глубине 100-200 км. В целом с глубиной возрастает как электропроводность пород, так и температура недр. На глубинах 100-200 км градиент температуры уменьшается. Это можно объяснить минимумом теплопроводности и существованием здесь " тепло запирающего " слоя, препятствующего выходу тепла земных недр наружу. Наличие хорошо проводящих астеносферных (перегретых) слоев обнаружено в ряде районов Земли (в частности, в Байкальском регионе, на Сахалине и в Прикарпатье). Иногда они коррелируются с зонами понижения сейсмических скоростей, но смещены по глубине.

2.1.3. Структура и физическое состояние недр Земли.

Исследование больших глубин Земли геофизическими методами дает возможность оценить изменения физических параметров температуры и химического состава с глубиной, а также изучать происходящие в недрах процессы.

Наибольшие изменения с глубиной скоростей сейсмических волн, упругих модулей, плотности и поля силы тяжести происходят вдоль радиуса Земли. Особенно они велики на границах мантии и внешнего ядра, внешнего и внутреннего ядра (рис. 2.1-2.3). Отклонения физических параметров по латерали, наблюдаемые в мантии, невелики (до 20%) по сравнению с их средними значениями, но они сложным образом распределены в объеме Земли. По сейсмологическим данным, внешнее ядро не пропускает поперечные волны, что говорит о его жидком фазовом состоянии. Кроме того, существование у Земли геомагнитного поля и его вековых вариаций указывает на возможность движения электропроводящего вещества в ядре, что также связано с его жидким состоянием и металлическими свойствами. Высокая плотность в дополнение к указанным фактам позволяет предположить, что основная масса вещества ядра Земли представлена железом, а верхняя часть является силикатной. Подобным же образом на два класса разделяются метеориты. Это служит основой при выборе модели изменения химического состава Земли с глубиной в предположении, что она образована из метеоритного вещества.

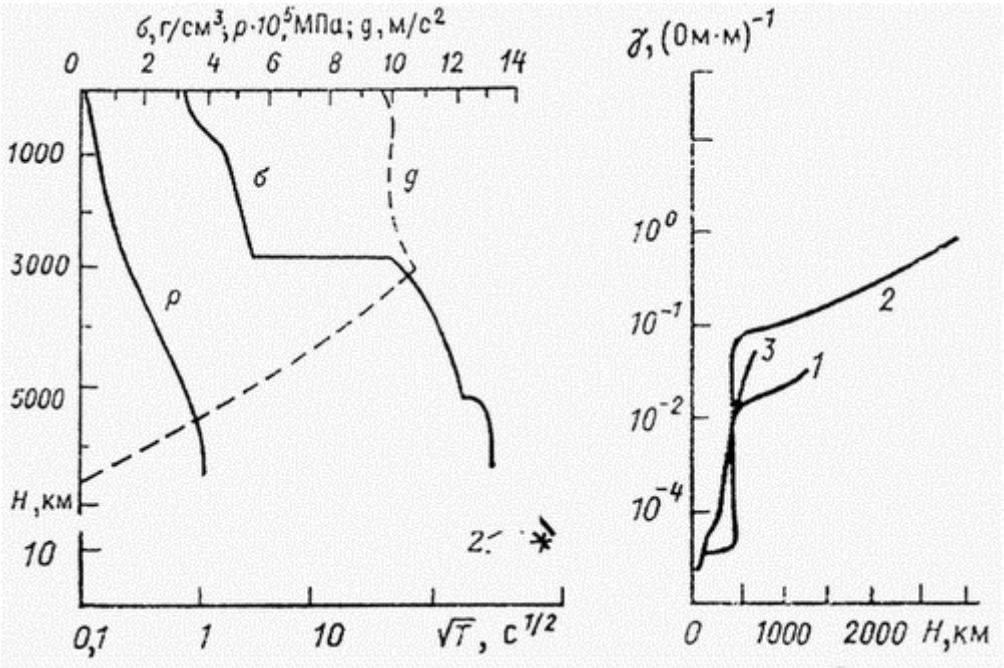


Рис. 2.3. Графики изменения давления p, плотности σ и ускорения свободного падения g в Земле с глубиной

Силикатная часть Земли, слагающая мантию, предположительно представлена минералами, образующими породы типа перидотитов, состав которых близок к составу хондритов. Наличие в мантии Земли " границ " с резким возрастанием скоростей упругих волн связывают с фазовыми переходами. Такие фазовые переходы с

изменением плотности до 10% могут быть на глубинах 450 км (переход оливин - шпинель), 700 км (переход шпинель - перовскит). Наблюдается и ряд других переходов. Указанные глубины соответствуют адиабатическому распределению температур. Однако латеральная неоднородность Земли, выявляемая по сейсмическим данным, позволяет сделать вывод о механической неустойчивости такого распределения, что приводит к глубинным движениям вещества или конвекции. Из-за конвекции в Земле распределение температур имеет сложный характер, и поэтому границы фазовых переходов, или сейсмические границы, находятся на различных глубинах в разных регионах. Среднее распределение температур близко к адиабатическому, и только вблизи границ наблюдаются резкие градиенты. Области градиентов называются пограничными слоями.

На основании изложенных представлений в настоящее время делаются попытки обосновать движения вещества мантии Земли и выявить основные тектонические структуры, которые ими порождаются.

Разработка моделей конвекции в Земле и их согласование с наблюденными геофизическими полями и тектоническими структурами находятся в самом начале. Сам эволюционный характер геологических процессов связан с деформациями периферической оболочки под воздействием движения вещества Земли на больших глубинах.

2.2. Строение недр под океанами

Предметом глубинных исследований в океанах являются литосфера и астеносфера, т.е. верхняя часть Земли мощностью в несколько сотен километров. Задачами этих исследований являются определение мощности и строения земной коры, литосферы (относительно жесткой и холодной оболочки Земли, в которой вещество полностью раскристаллизовано), а также астеносферы или части оболочки Земли (мантии), содержащей заметную долю расплавов.

Основную информацию о мощности земной коры и литосферы как на суше, так и в океанах дает сейсморазведка методами отраженных и преломленных волн (МОВ и МПВ), а также общей глубинной точки (МОГТ). Мощность земной коры в океанах значительно меньше, чем на суше, и изменяется от 5 до 10 км, а литосферы - от 10 км (в рифтовых зонах) до 120 км (в глубоководных впадинах). Поверхность Мохоровичича, или подошва земной коры, выделяется увеличением (скачком) скоростей упругих волн, а поверхность астеносферы - уменьшением скоростей. Это объясняется сменой в литосфере литологии преимущественно кислых изверженных пород (гранитов) земной коры на преимущественно основные породы (базальты). Вещество в этих оболочках, т.е. на сравнительно небольших глубинах (до 120 км), находится в твердом, полностью раскристаллизованном состоянии. Астеносфера же содержит как расплавленную часть, сложенную легкоплавкими базальтами, так и кристаллическую часть, представленную ультраосновными породами.

В астеносфере, по данным терморазведки, наблюдаются повышенные градиенты температуры, а по данным электромагнитных зондирований, встречаются электропроводящие зоны. Эти материалы, наряду с другими геофизическими, геологическими и расчетными результатами, подтверждают наличие в астеносфере расплавов. Их присутствие и объемы отображаются изменением состава, температуры, возраста вещества в разных частях недр под океанами. На основании этого было установлено, что мощность литосферы океанов уменьшается более чем на порядок по сравнению с материками.

Наиболее полно геолого-геофизическое строение океанов представлено в работе Э.М.Литвинова " Введение в морскую геофизику " (1993), в соответствии с которой и дано описание строения дна океанов.

2.2.1. Структура дна Мирового океана.

Батиметрическими (измерения глубин дна), геофизическими и геологическими методами в Мировом океане выделены три типа основных геоморфологических провинций (структур): срединно-океанические хребты, глубоководные океанические котловины и переходные зоны от океанов к материкам. В них меняются мощность и строение донных осадков, земной коры и литосферы.

Срединно-океанические хребты, расположенные в центре всех океанов и имеющие общую протяженность около 100 тыс. км (17% площади океанов), представляют собой подводные горы (валы) с пологими склонами. Они в каждом океане вытянуты на тысячи километров, имеют ширину десятки-первые сотни километров. В центре каждого хребта располагаются узкие ущелья (рифтовые долины), ограниченные по

бокам гребневыми горами. Все подводные хребты разбиты поперечными трансформными разломами, расстояния между которыми составляют десятки километров.

Глубоководные океанические котловины, занимая более половины площади Мирового океана, отличаются выровненным горизонтальным рельефом и наличием локальных подводных гор.

Переходные зоны от океанов к материкам в тектонически активных зонах характеризуются вытянутыми параллельно материкам валами, котловинами, островными горными сооружениями, а рельеф дна отличается наибольшей для Земли контрастностью (до 15 км). В относительно тектонически пассивных переходных зонах наблюдается спокойный рельеф.

В целом рельеф дна океанов отражает глубинные процессы Земли, ее активную жизнь, проявляющуюся в структуре физических полей и их эволюции в истории Земли.

2.2.2. Аномальные геофизические поля в срединно-океанических хребтах.

Срединно-океанические хребты характеризуются резкими аномалиями физических полей. Наиболее интенсивны и закономерно проявляются здесь аномалии полного геомагнитного поля Земли, которые характеризуются следующими особенностями:

- Вдоль хребтов располагается система параллельных знакопеременных магнитных аномалий, хорошо коррелирующихся по простиранию на тысячи километров и имеющих ширину в первые сотни километров.
- На оси всех рифтов наблюдаются максимальные положительные аномалии, соответствующие намагниченности пород современным магнитным полем. Симметрично по обе стороны идет чередование отрицательных и положительных аномалий, что объясняется разным направлением намагничивающих полей. Подобная структура аномалий связана с имевшими место в истории Земли регулярными (более 30 раз) инверсиями (сменой знака) главного магнитного поля. Продолжительность прямой и обратной намагниченности в разные периоды истории Земли менялась от 1 до 40 млн. лет с преобладанием полей современного знака. Инверсия полей всегда проходила быстро ($< 10^4$ лет).
- Пространственный период колебаний геомагнитных аномалий увеличивается от центрального максимума над гребнем массива к склонам срединно-океанических хребтов и по мере удаления от них.
- Одинаковая структура аномалий геомагнитного поля во всех океанах свидетельствует о единой инверсионно-спрединговой природе формирования магнитоактивного слоя. Объяснить этот факт можно раздвижением (спредингом) литосферных плит в разные стороны от рифтовой зоны и привносом в образовавшиеся трещины расплавленного мантийного вещества. По мере остывания вещества ниже точки Кюри оно намагничивалось существовавшим геомагнитным полем, приобретая остаточную намагниченность. Новые более молодые порции мантийного вещества остывали при другом направлении геомагнитного поля вследствие его инверсии, поэтому рядом расположенные толщи приобретают намагниченность противоположного знака. В результате дальнейшего раздвижения плит магнитоактивный слой земной коры будет проявляться чередованием геологических структур, намагниченных отрицательно и положительно.

Гравитационные аномалии над срединно-океаническими хребтами характеризуются положительными (+130 - +150 мГал) аномалиями силы тяжести в редукции Буге, увеличивающимися к периферии хребтов до +200 мГал. Трансформные разломы четко проявляются в виде гравитационных аномалий типа ступени.

Региональные максимумы температурных полей в донных отложениях океанов также приурочены к рифтовым зонам. Чем моложе возраст дна океана, тем выше тепловые потоки.

К трансформным разломам срединно-океанических хребтов приурочены малоглубинные землетрясения с гипоцентрами на глубинах до 10 км. Однако интенсивность этих землетрясений невелика (магнитуды не превышают 5,5).

По данным сейсморазведки, срединно-океанические хребты характеризуются небольшой мощностью земной коры (до 5 км) и ее вертикально-субвертикальной раздробленностью на блоки, поперечные размеры которых составляют 8-10 км.

2.2.3. Аномалии геофизических полей в глубоководных котловинах и переходных зонах от океана к континенту.

Геофизические аномалии глубоководных котловин и переходных зон резко неоднородны по площади. Они лучше всего изучены гидромагнитными съемками.

Глубоководные впадины океанов характеризуются преимущественно линейными геомагнитными аномалиями, отражающими регулярное, т.е. закономерное, последовательное чередование положительных и отрицательных аномалий, параллельных рифтовым зонам. Это подтверждает инверсионно-спрединговую природу аномальных геомагнитных полей. Чем дальше от оси рифта, тем глубже под осадками располагаются образовавшиеся в рифтах магнитоактивные слои, т.е. на периферии располагаются породы, образовавшиеся в стадии активного рифтогенеза, но сейчас находящиеся в стабилизированном платформенном режиме. По мере удаления от осей рифтов на расстояния до 3000 км регулярность геомагнитных аномалий начинает нарушаться за счет зон разломов, перпендикулярных простиранию аномалий, появляются зонально-полосовые, скрыто-полосовые, а еще дальше располагаются мозаичные магнитные аномалии.

В переходных зонах от океана к континенту структура аномального геомагнитного поля перестает быть закономерной (нелинейной или линейной) и характеризует природу контакта между океанической и континентальной земной корой: пассивное соприкосновение или активное пододвигание океанической коры под континентальную.

Гравитационные аномалии глубоководных котловин характеризуются плавными структурами полей и максимальными положительными (до +400 мГал) аномалиями силы тяжести в редукции Буге. Переходные зоны от океана к континентам выделяются неоднородными гравитационными полями, в виде полосовых аномалий больших градиентов, а также высокими положительными значениями аномалий Буге вдоль глубоководных желобов.

Геотермическое поле на огромных пространствах океана, вдалеке от срединно-океанических хребтов достаточно однородно и спокойно. Повышенные тепловые потоки наблюдаются лишь вблизи подводных вулканов, а пониженные - в глубоководных впадинах. Активные окраины океанов отличаются контрастными тепловыми полями.

Глубоководные котловины и внутренние части океанов, удаленные от океанических хребтов и берегов на сотни километров, являются асейсмичными, в их пределах землетрясения не наблюдались. Переходные зоны от океана к материкам, наоборот, характеризуются самой высокой сейсмичностью. При этом свыше 80% всех землетрясений сосредоточены в пределах так называемого Тихоокеанского кольцевого пояса, включающего островные дуги и глубоководные желоба в океане и горные хребты на суше. Здесь находится стык океанических и платформенных литосферных плит и наблюдаются большие упругие деформации среды. Когда предел прочности литосферы становится меньше накопившихся напряжений, происходят землетрясения с глубиной эпицентров от 30 до 700 км. Балльность землетрясений переходных зон выше, чем в рифтовых областях.

По данным сейсмических исследований (МПВ, МОВ), в глубоководных котловинах земная кора имеет мощность около 10 км. Кора состоит из трех толщ линзо-блокового и блоково-слоистого строения и характеризуется отсутствием непрерывных отражающих границ длиной более 10 км, т.е. для нее типична вертикальная и горизонтальная раздробленность на блоки, размеры которых меняются от 1 до 10 км. Верхняя из этих толщ мощностью в несколько километров сложена осадочно-вулканогенными породами. Вторая и третья толщи примерно одинаковой мощности представлены соответственно породами преимущественно базальтового и габбрового типа. Подстилающий их слой Мохоровичича (слой М) сложен субгоризонтальными и наклонными породами, разбитыми на субвертикальные блоки размером порядка 10 км.

Высокая степень геолого-геофизической изученности Мирового океана и выявление структуроопределяющей роли срединно-океанических хребтов послужили основой для создания современной теории тектогенеза, сердцевиной которой является гипотеза тектоники литосферных плит.

2.3. Тектоника литосферных плит и дрейф континентов

2.3.1. Концепция тектоники литосферных плит.

Согласно концепции тектоники литосферных плит на Земле выделяют 6 крупных и 6 мелких плит (Евразийская, Африканская, Индо-Австралийская, Американская и др.). Их структура отличается наличием в центре каждой континентальной плиты ядра жесткой литосферы с большой общей мощностью (до 120 км), в том числе мощной (35-75 км) земной корой. На границах плит развиваются конвекционные потоки вещества из мантии: в восходящих потоках формируются зоны растяжения (их называют дивергентными межплитовыми границами), а в нисходящих потоках образуются зоны сжатия (их называют конвергентными межплитовыми границами).

Дивергентные (конструктивные) границы совпадают с рифтами на континентах (например, Байкальский рифт) и срединно-океаническими хребтами Мирового океана. Здесь происходит раздвижение плит с формированием молодой земной коры. Через тонкую океаническую литосферу в срединно-океанических хребтах расплавы магмы из астеносферы поднимаются в океан. В результате океаническая литосфера раздвигается в крест простиранию хребтов и продвигается к литосферным плитам материков, т.е. происходит спрединг морского дна.

В переходных зонах от океана к материкам наблюдаются сложные геодинамические процессы, изменения структуры земной коры и поверхностных образований. Если такая зона совпадает с конвергентной (деструктивной) межплитовой границей, то она называется активной. В ней геодинамические процессы оказываются максимальными. Океаническая литосфера может пододвигаться под континентальную (зона субдукции). Здесь наблюдаются интенсивные полосовые гравимагнитные и тепловые аномалии разного знака и располагаются районы максимальной сейсмичности. Характерно наличие единой фокальной плоскости землетрясений (поверхности Заварицкого-Беньоффа), которая начинается в глубоководном желобе океана и уходит под континент под углом 60-70° . Малоглубинные землетрясения (гипоцентры до 10 км) зарождаются в этом желобе, а самые глубокие очаги (600-700 км) уходят под континенты.

В ряде переходных зон геодинамические процессы менее активны или даже пассивны. Пассивные переходные зоны характеризуются наличием сбросов, обрушивающих или опускающих континентальные блоки, что приводит к разрастанию океана. Физические поля здесь спокойные, наблюдается несколько полосовых аномалий, окаймляющих континент, сейсмичность более низкая.

В целом срединно-океанические хребты и зоны перехода от океана к материкам являются областями интенсивного тектогенеза. Их развитие во времени и пространстве (спрединг океанического дна) под действием глубинных конвекционных потоков меняет облик суши и океанов. Особенностью тектоники литосферных плит является то, что она объясняет историю развития океанов и материков в прошлом и позволяет делать прогноз развития на будущее.

2.3.2. Теория дрейфа континентов.

Спрединговый механизм развития океанов явился убедительным подтверждением давно существовавшей красивой гипотезы о дрейфе континентов Земли. Сущность ее в том, что некогда существовавший единый материк с мощной земной корой раскололся на части. Эти части (будущие континенты) со скоростью 1-10 см/год дрейфовали в горизонтальном направлении, по-разному удаляясь друг от друга и поворачиваясь. В результате и получился современный облик суши и океанов Земли.

В течение сотен миллионов лет, наряду с горизонтальным движением, материки периодически претерпевали вертикальные колебательные движения: на месте геосинклинальных прогибов, заполнявшихся мощными толщами морских осадков, возникала суша, где накапливались континентальные отложения. Затем происходили мощные антиклинальные поднятия с процессами горообразования.

Гипотеза дрейфа континентов, благодаря концепции тектоники литосферных плит, а также палеонтологическим, палеоботаническим, палеогеографическим, палеомагнитным данным, находит подтверждение, становится одной из фундаментальных теорий наук о Земле, сочетающей гипотезы о горизонтальных и вертикальных движениях земной коры.

Глава 3. Региональные геофизические исследования суши и акваторий

- 3.1. Общая характеристика методов региональной геофизики
- 3.2. Региональные глубинные геофизические исследования
- 3.3. Региональные структурные среднемасштабные геофизические исследования

    - 3.3.1. Основные геоструктуры земной коры и выявление их региональными структурными геофизическими исследованиями
    - 3.3.2. Изучение строения и состава кристаллического фундамента и осадочного чехла
- 3.4. Картировочно-поисковые крупномасштабные геофизические исследования
    - 3.4.1. Общая характеристика картировочно-поисковой геофизики
    - 3.4.2. Природные условия проведения картировочно-поисковых работ
    - 3.4.3. Геофизические методы картирования разных региональных типов суши
    - 3.4.4. Особенности методики и интерпретации крупномасштабных картировочно-поисковых геофизических исследований
    - 3.4.5. Изучение четвертичных и покровных образований геофизическими методами
    - 3.4.6. Детальное изучение фундамента геофизическими методами
    - 3.4.7. Изучение разрывных нарушений

3.1. Общая характеристика методов региональной геофизики

Целью региональной геофизики является решение задач структурно-геологического картирования, которое выполняется в виде сплошных (попланшетных) внемасшабных и мелко- (масштаб меньше 1:500000), средне- (масштаб 1:100000 - 1:200000) и крупномасштабных (масштаб 1:50000 и крупнее) съемок суши и акваторий. В результате в комплексе с геологическим картированием определяются: литолого-петрографический состав и структурно-тектоническое строение осадочных горных пород, подстилающего их кристаллического фундамента и земной коры, т.е. осуществляется изучение объемного строения недр до глубин в несколько первых десятков километров с построением глубинных разрезов и карт-срезов по опорным геолого-геофизическим горизонтам на разной глубине. Данные геофизики используются для составления геологических, тектонических карт, которые необходимы для выявления месторождений нефти, газа, твердых полезных ископаемых, участков, благоприятных для промышленного, энергетического, сельскохозяйственного освоения и строительства. По мере накопления геолого-геофизической информации и уточнения геологического строения масштабы съемок укрупняются, осуществляется переход от профильных работ к площадным с более густой сетью геофизических наблюдений, привлечением геофизических методов повышенной точности и стоимости. Выполнение сплошного (попланшетного) структурно-геологического объемного картирования суши и акваторий, во-первых, без геофизики не проводится из-за высокой стоимости глубокого бурения и, во-вторых, является идеальной методологией и основой для эффективного комплексного изучения недр. Однако из-за высокой стоимости сплошное картирование в настоящее время проводится лишь для перспективных на полезные ископаемые территорий. Поэтому геологическая изученность разных регионов отличается детальностью (масштабом) съемок.

Методы региональной геофизики подразделяются на глубинные исследования, региональные структурные (среднемасштабные) и картировочно-поисковые (крупномасштабные). Приведенные ниже геофизические комплексы исследований являются оптимальными для достаточно точного решения поставленных задач, а их выбор определяется природными условиями [Хмелевской В.К. и др., 1988; Тархов А.Г. и др., 1982].

3.2. Региональные глубинные геофизические исследования

На стыке между глубинной и региональной геофизикой иногда выделяют внемасштабные или мелкомасштабные региональные глубинные исследования. Они начинаются с изучения опорной сети геотраверсов протяженностью в тысячи километров, пересекающих ряд крупных геотектонических провинций. На геотраверсах выполняются комплексные геофизические исследования, включающие сейсморазведку, магнитотеллурические, реже другие электромагнитные зондирования, гравимагниторазведку, а также проводится опорное бурение глубоких скважин. В результате выясняется гипсометрическое положение и рельеф поверхности Мохоровичича (кровля мантии), выявляются границы раздела в земной коре, изучается положение кристаллического складчатого фундамента, картируются структуры в осадочном чехле, особенно благоприятные для нефтегазонакопления. Много новой информации дало бурение сверхглубоких скважин (Кольской, Уральской и др.) и комплексные геофизические исследования в них. Так, Кольская сверхглубокая скважина (глубина 12,5 км) и геофизические исследования в ней с помощью уникальной отечественной аппаратуры существенно изменили представление о строении района, предсказываемого ранее по данным полевых геофизических работ. Обнаружены крутая слоистость земной коры, наклонное залегание границ с разными степенями метаморфизма, уплотненная низкоскоростная зона в интервале глубин 4,5-9,5 км, не выявляемая полевой сейсморазведкой, дана новая трактовка сейсмических границ, которые связаны в большей степени с деформационно-метаморфическими процессами и меньше зависят от литологии.

Если глубинные геофизические исследования океанов решают фундаментальные проблемы геофизики и геологии, направленные на изучение Мирового океана и Земли, то региональные исследования, преимущественно шельфа океанов и морей, предназначены для изучения осадков и земной коры с целью структурно-геологического картирования и расчленения донных осадков с выходом на поиски подводных месторождений полезных ископаемых, в основном нефти и газа.

Основным методом решения этих задач является сейсморазведка. Она предназначена для изучения донных осадков, т.е. определения литологии, мощности отдельных толщ, слоев, их возраста (сейсмостратиграфические исследования), выявления структур как в осадках, так и в подстилающей земной коре. Особое внимание уделяют поиску тех структур, которые могут быть залежами нефти, газа или газогидратов (растворенных в воде современных осадков скоплений газа и органического вещества).

Оценка изменения мощностей и возраста толщ пород по профилям, перпендикулярным срединно-океаническим хребтам, проводится с помощью гидромагнитной съемки в комплексе с гравиметровыми, термическими наблюдениями, непрерывным сейсмоакустическим профилированием (НСП).

Достаточно перспективны для расчленения осадочных пород, хотя и мало практически используются электромагнитные зондирования на акваториях (ЭМЗ), такие как дипольные, осевые (ДОЗ), частотные (ЧЗ), становлением поля (ЗС), магнитотеллурические (МТЗ). Используя переменные электромагнитные поля разной частоты (от долей до десятков герц), можно расчленять породы по их электрическому сопротивлению и поляризуемости.

3.3. Региональные структурные среднемасштабные геофизические исследования

Региональные структурные среднемасштабные (1:200000 - 1:100000) исследования, включающие геологическое картирование, геофизические исследования и бурение, предназначены для тектонического районирования суши, выявления основных структур земной коры, разделения чехла и фундамента, изучения особенностей их строения, поисков структур в осадочных породах, особенно благоприятных для нефтегазонакопления.

Для изучения строения верхней десятикилометровой оболочки Земли обычно применяют комплекс геофизических методов: сначала ускоренных портативных, но менее информативных, а затем более трудоемких, но точных. Методы, относящиеся к первой группе, являются достаточно производительными и сравнительно дешевыми (аэрокосмические и полевые гравимагнитные). Их выполняют по сети наблюдений с расстояниями между профилями исследований, не превышающими 1 см в масштабе выдаваемой в результате съемки карты. Например, при масштабе съемки 1:100000 эти расстояния равны 1 км. Методы второй группы могут быть более сложными и дорогими (например, электромагнитные зондирования) с более редкой сетью (расстояния между центрами зондирований составляют несколько сантиметров в масштабе получаемых карт и разрезов). Однако опорную, но дорогую, информацию дает лишь сейсморазведка МОВ и МПВ.

3.3.1. Основные геоструктуры земной коры и выявление их региональными структурными геофизическими исследованиями.

Основными геоструктурами земной коры, выявляемыми геофизическими методами, являются: глубинные разломы, структуры геосинклинальных и складчатых областей (геосинклинальные прогибы, антиклинальные поднятия, срединные массивы, межгорные впадины и др.), платформенные структуры (прогибы, впадины и поднятия и др.).

Глубинные разломы являются одним из основных элементов земной коры, определяющим иногда общий структурно-тектонический план крупных территорий. Разломы имеют ширину от 2-3 до 15-20 км, глубину заложения до ста километров, протяженность в сотни и тысячи километров. К ним приурочены очаги землетрясений, повышенные тепловые потоки, аномалии электропроводности, намагниченности, плотности, радиоактивности. В зоне разломов отмечаются: изменения положения границ осадочных пород и кристаллического фундамента; различия фациального, литологического состава пород; наличие магматических излияний; увеличение числа сбросов, надвигов, сдвигов; характерные геоморфологические признаки (линейные формы рельефа, впадины, изгибы русел рек и т.п.).

Зоны глубинных разломов картируются с использованием следующих геофизических методов:

- гравиразведки - по высоким градиентам силы тяжести, вытянутости аномалий, перепадам глубин до верхних кромок возмущающих масс в окружающих породах;
- магниторазведки - по высоким градиентам геомагнитного поля, линейной вытянутости аномалий разного знака, наличию цепочек аномалий, смене характера поля в крест зон разломов;
- сейсморазведки (методами преломленных, дифрагированных, рефрагированных и отраженных волн) - по уменьшению скоростей упругих волн, увеличению их поглощения, потере корреляции волн непосредственно в зоне разломов и по ступеням в положениях опорных сейсмических горизонтов в прилегающих блоках;
- электрических и электромагнитных зондирований - по искажению и смене типов кривых, наличию уступов в опорных горизонтах по сторонам от разломов;
- терморазведки - по повышенным тепловым потокам в зонах разломов;
- аэрокосмической инфракрасной и радиометрической съемок - по наличию линейно вытянутых систем (линеаментов).

Геосинклинальные области представляют собой сложные по строению, неоднородные по свойствам и мощностям блоки земной коры и мантии, разграниченные, как правило, глубинными разломами. Если в целом в геосинклинальных, горных областях глубины залегания мантии максимальны (до 70 км), а земная кора состоит из мощного осадочного чехла, " гранитного " и " базальтового " слоев, то в отдельных блоках состав и суммарная мощность земной коры могут резко меняться.

Выяснение общего структурного плана геосинклинальных областей, картирование их границ и основных структурных элементов (синклинальных прогибов, межгорных впадин, антиклинальных поднятий, срединных массивов и др.) проводятся следующими геофизическими методами:

- гравиразведкой - по отрицательным, реже положительным аномалиям Буге;
- магниторазведкой - по наличию намагниченных вулканогенных пород, включенных в немагнитные осадочные;
- электромагнитными профилированиями - по аномалиям от круто залегающих пластов;
- электрозондированиями и сейсморазведкой - по изменениям геоэлектрических и сейсмогеологических разрезов.

Платформенные области приурочены к регионам, в пределах которых отсутствуют интенсивные проявления послепалеозойских этапов складчатости. Для них характерны достаточно выдержанная мощность земной коры (около 35 км), различная мощность осадочного чехла, пологие формы складчатости, образующие своды, впадины, поднятия, прогибы и др. Изучение платформенных областей начинают с проведения аэромагнитной съемки и гравиразведки. Чем меньше мощность осадочного чехла, тем большее влияние на характер магнитных и гравитационных аномалий оказывают состав и строение кристаллического фундамента. Для картирования структур, определения глубины фундамента и мощности чехла осадочных пород основным методом является сейсморазведка (МПВ и МОВ). Сеть дорогостоящих сейсморазведочных работ можно сделать реже, если использовать электромагнитные зондирования: магнитотеллурические (МТЗ и МТП) при больших глубинах (> 1 км), вертикальные электрические (ВЭЗ) при малых глубинах (< 500 м), частотные (ЧЗ) или становлением поля (ЗС) (при глубинах 0,5-3 км).

3.3.2. Изучение строения и состава кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Кристаллический фундамент, располагающийся на глубинах от 0 до 15 км, а также перекрывающие его осадочные породы являются главным объектом изучения среднемасштабной региональной структурной геофизики, которая решает следующие задачи:

- изучение глубины залегания поверхности кристаллического фундамента;
- выяснение состава пород и строения фундамента;
- расчленение осадочного чехла и выявление структур в нем, особенно благоприятных для нефтегазонакопления.

Изучение глубины залегания поверхности фундамента - одна из хорошо решаемых задач региональной структурной геофизики. Поверхность фундамента является сложной эрозионной границей различных по составу вулканогенных и метаморфических пород, часто разбитых на отдельные блоки. Она служит опорным геофизическим горизонтом, так как основные физические свойства (плотность, намагниченность, удельное электрическое сопротивление, скорости распространения упругих волн и др.) кристаллических

пород фундамента существенно отличаются от свойств перекрывающих их рыхлых осадочных пород. Наименьшую погрешность в определении глубины залегания фундамента (±1%) дает сейсморазведка, более высокую (до ±10-20%) - электрические и электромагнитные зондирования и еще большую (до ±30%) - гравиметрические методы.

По региональным профилям, отстоящим друг от друга на расстоянии до 10 км, с использованием сейсморазведки (МПВ, МОВ, МОГТ) создают опорную сеть наблюдений с определением глубины залегания фундамента. Данные сейсморазведки, в свою очередь, опираются на ряд скважин, которые бурят в различных структурно-фациальных условиях. При глубине залегания фундамента до 2-3 км между профилями сейсмических работ целесообразно располагать профили электрических (ВЭЗ, ДЗ), а при большей глубине залегания - электромагнитных (МТЗ, ЗС) зондирований. Комплексирование сейсмо- и электроразведки снижает стоимость региональных исследований в 2-5 раз по сравнению со стоимостью непрерывного сейсмического профилирования в том же масштабе. Наименьшая стоимость работ по изучению глубины залегания фундамента достигается при аэромагнитной и гравиметрической съемках, опирающихся на опорные сейсмические профили и бурение.

Изучение состава пород и строения фундамента в геосинклинальных областях проводят преимущественно по данным гравитационных и магнитных съемок, а в платформенных - с помощью сейсморазведки МПВ. Объясняется это тем, что гравимагнитные аномалии связаны со значительными плотностными и магнитными неоднородностями пород фундамента, а с помощью МПВ определяют граничные скорости в нем. Однако основное назначение сейсморазведки - определение геометрии, а не свойств поверхности фундамента. Еще меньше информации о составе пород фундамента дает электроразведка.

Расчленение осадочного чехла, а также выявление структур в нем проводят методами электро-, грави- и, главным образом, сейсморазведки. Если рыхлые осадочные породы по физическим свойствам резко отличаются от пород фундамента, то у скальных (карбонатных и хемогенных) пород электрические сопротивления и скорости распространения упругих волн практически такие же, как у пород фундамента. Поэтому электрическими зондированиями (ВЭЗ, ДЗ) выявляют, как правило, только поверхность верхнего горизонта высокого сопротивления, приуроченного чаще всего к поверхности соленосных или карбонатных пород в осадочном чехле. С помощью электромагнитных зондирований (МТЗ, ЗС) удается проводить расчленение разреза и под высокоомными экранами. В ряде случаев, особенно при унаследованности структур фундамента структурами в осадочном чехле, последние четко выделяются гравиразведкой. Однако основным методом выявления и подготовки структур к поисковому бурению является сейсморазведка методом общей глубинной точки (МОГТ), проводимая на заключительных этапах региональных исследований и на перспективных на нефть и газ площадях. Сеть наблюдений МОГТ сгущают до 1 км профиля на 1 км^2 изучаемой площади. Работы проводят с помощью современных цифровых сейсмических станций и систем наблюдений, обеспечивающих трехмерное изучение осадочного чехла, а также сложных приемов обработки материалов на ЭВМ, позволяющих увеличить глубинность, разрешающую способность, а в целом точность разведки.

В результате комплексной интерпретации устанавливают корреляционные или даже аналитические связи между наблюденными или расчетными параметрами для разных геолого-геофизических методов, что позволяет разредить сеть дорогой сейсморазведки. Далее строят региональные карты поверхности фундамента и основных (опорных) горизонтов осадочного чехла (глубинное, объемное картирование). На них выявляют и оконтуривают такие перспективные на нефть и газ структуры, как антиклинальные поднятия, брахиантиклинальные складки, валы, протяженные флексуры, локальные поднятия, рифогенные массивы, соляные купола и др. Важным результирующим материалом комплексных региональных геолого-разведочных работ являются сводные (нормальные), опорные, проходящие через опорные и параметрические скважины, и рядовые геолого-геофизические разрезы.

3.4. Картировочно-поисковые крупномасштабные геофизические исследования

3.4.1. Общая характеристика картировочно-поисковой геофизики.

Особым разделом региональной геофизики являются крупномасштабные картировочно-поисковые геофизические исследования, направленные на поиски, в основном, твердых полезных ископаемых и изучение территорий, преназначенных под промышленное и гражданское строительство. Комплексное крупномасштабное геологическое картирование (масштабы 1:50000 - 1:25000) предназначено для изучения геологического строения верхних частей земной коры до 2 км и выяснения перспектив в отношении минерально-сырьевых ресурсов с помощью геологических съемок, аэрокосмических, геофизических, геохимических исследований, проходки горных выработок, скважин и геофизических исследований в них.

Если в горных районах с хорошей обнаженностью коренных пород визуальную геологическую съемку можно проводить без геофизических методов, то в районах, закрытых четвертичными и покровными отложениями, роль геофизических методов становится ведущей. Обычно в результате геологической съемки составляют карту поверхности коренных (дочетвертичных) отложений. Однако одной такой карты недостаточно для оценки перспективности района на те или иные полезные ископаемые и тем более для их поисков. Поэтому геологические съемки являются лишь частью глубинного, или объемного, картирования, обеспечивающего изучение района на разных глубинах и построение структурно-геологических карт по разным структурным этажам. Без данных геофизики такое картирование проводить практически невозможно.

Большинство твердых (рудных и нерудных) полезных ископаемых, представляющих интерес для промышленности, залегает на глубинах до 2 км. Такие глубины изучают определенным комплексом геофизических методов, опережающих или сопровождающих геологическую съемку и объединяемых в картировочно-поисковую геофизику. Подход к проведению картировочно-поисковых геофизических работ с целевым назначением - выявление месторождений твердых полезных ископаемых - должен быть системным. Он наиболее четко сформулирован В.В.Бродовым (1979) и включает следующие принципы, имеющие методологическое значение для любых площадных поисково-разведочных работ:

- последовательность укрупнения масштабов съемок от рекогносцировочных и региональных мелко- и среднемасштабных на больших территориях к сплошному попланшетному крупномасштабному картированию, а затем к поискам и разведке полезных ископаемых на перспективных участках;
- постепенная смена менее точных высокопроизводительных (аэрокосмических) менее мобильными, но более детальными (полевыми), а затем "громоздкими" (скважинными и подземными) геофизическими методами;
- переход от глубинного исследования земной коры к изучению глубин до 5-10 км, от поисков к разведке на глубинах до 2 км;
- чередование геолого-геофизических методов, нацеленных на последовательное уточнение геофизической информации и углубление ее геологического истолкования;
- цикличность и повторяемость исследований одними и теми же методами, но с более точной аппаратурой и по сгущенной сети наблюдений, с переинтерпретацией материалов по более совершенным программам.

3.4.2. Природные условия проведения картировочно-поисковых работ.

Набор и эффективность геофизических методов при картировочно-поисковых работах определяются природными геолого-геофизическими условиями, физическими свойствами пород, геологическим строением, характером и ценностью имеющихся полезных ископаемых и другими факторами. Удобную классификацию проведения геолого-геофизических картировочно-поисковых работ на суше по природным (геологическим и геофизическим) условиям предложил В.И.Красников. Он выделил три типа региональных геологических структур [Хмелевской В.К. и др., 1988].

Первый тип - открытые районы, поднятые и в разной степени эродированные древние щиты, древние и молодые складчатые области, характеризующиеся интенсивным проявлением магматизма и метаморфизма, крутым залеганием пород и рудных комплексов, отсутствием или наличием четвертичных отложений малой мощности. К ним можно отнести, например, Балтийский, Алданский, Анабарский и другие древние щиты, регионы палеозойской, мезозойской, кайнозойской складчатости (Урал, Казахстан, горные районы Средней Азии и Кавказа, Енисейскую, Байкальскую и другие складчатые области).

Второй тип - полузакрытые районы платформ, характеризующиеся отсутствием или слабым проявлением магматизма, наличием над складчатым основанием (фундаментом) полого залегающего чехла осадочных пород мощностью до 500 м. В районах этого типа породы залегают слабо наклонно и почти горизонтально, а месторождения твердых полезных ископаемых имеют пластовую или линзовидную форму и субгоризонтальную ориентировку. Примером таких районов служат окраины Русской и Сибирской платформ, Западно-Сибирской и Туранской плит и др.

К третьему типу относят закрытые районы платформ и геосинклинальных областей с мощностью осадочного чехла более 500 м. В районах этого типа породы чехла залегают практически горизонтально, фундамент дислоцирован. Развиты пластовые залежи полезных ископаемых, а также месторождения нефти и газа. Такими районами являются Русская платформа, Западно-Сибирская плита, предгорные котловины горных систем Кавказа, Средней Азии, Восточной Сибири и т.д.

3.4.3. Геофизические методы картирования разных региональных типов суши.

Открытые районы изучают следующими методами: аэрокосмическими; аэрогеофизическими (одним методом, например, магниторазведкой, двумя - к магниторазведке добавляют гамма-спектрометрию, тремя - к указанным двум добавляют электроразведку с измерением низкочастотных естественных полей или высокочастотных полей, четырьмя - добавляют еще инфракрасную съемку); полевыми геофизическими (гамма-, эманационной и гравимагнитной съемками, электрическим и электромагнитным профилированием); геохимическими (металлометрической, литохимической, гидрохимической и биохимической съемками). Кроме того, выборочно на опорных профилях можно проводить электрические (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП), электромагнитные (МТЗ, ЧЗ, ЗС) и сейсмические (МПВ, МОВ) зондирования. Рациональный комплекс из 2-4 названных методов определяется физико-геологическими условиями.

В полузакрытых районах с мощностью четвертичных и покровных отложений до 500 м применяют аэрокосмические и полевые гравимагнитные съемки, а также проводят электрические, электромагнитные и сейсмические зондирования.

В районах закрытого типа с мощным чехлом осадочных пород используют полевые методы: грави-, магниторазведку, электромагнитные зондирования и сейсморазведку.

3.4.4. Особенности методики и интерпретации крупномасштабных картировочно-поисковых геофизических исследований.

Крупномасштабные картировочно-поисковые геофизические исследования бывают, как правило, площадными с расстояниями между профилями, составляющими 1 см в масштабе результативных карт, например, в масштабах 1:50000 - 1:25000 в среднем они составляют 500-250 м. Как отмечалось выше, с точки зрения картировочных работ геофизические методы можно условно разделить на легкие (портативные) и громоздкие (сложные). При переходе от первых ко вторым уменьшается производительность, увеличиваются габариты и масса аппаратуры, возрастает информативность и точность количественной интерпретации. Кроме того, легкие геофизические методы чаще бывают опережающими, а громоздкие - сопровождающими геолого-разведочные работы.

Для портативных (легких) методов (аэрогеофизические, полевые гравимагнитные, радиометрические и электромагнитные профилирования) межпрофильные расстояния можно уменьшать, а для громоздких (электрические и электромагнитные зондирования, сейсморазведка) - увеличивать, а иногда проводить работы лишь на опорных (интерпретационных) профилях. Направления профилей выбирают в крест простиранию геологических структур и геофизических аномалий, выявленных предыдущими геолого-геофизическими работами. Шаг наблюдений на профилях обычно близок к межпрофильному расстоянию (при электрических и сейсмических зондированиях) или в 2-10 раз меньше (для портативных методов и работ в движении, например, при аэро-, авто- и акваториальных съемках).

В результате интерпретации карт графиков и карт тех или иных геофизических параметров строят разного рода геолого-геофизические разрезы, карты изогипс опорных геофизических горизонтов и фундамента, изоглубин перспективных или опорных толщ, петрофизических характеристик и др. При использовании данных геохимических и геологических съемок, картировочных скважин и каротажа в них строят геологические карты по кровле коренных пород и опорным литостратиграфическим горизонтам, уточненные геолого-геофизические разрезы с локальным прогнозом полезных ископаемых. Кроме того, дается " командная " информация на прекращение или продолжение исследований с указанием, где и какими методами вести специальные поиски.

Следует подчеркнуть целесообразность опережающего проведения геофизических работ с тем, чтобы геофизические аномалии можно было проверить геохимической и геологической съемкой, горными выработками и скважинами. Так как целью поисково-картировочных геофизических работ является оценка перспективности района на полезные ископаемые, особое внимание следует уделить геофизическим аномалиям " рудного типа " (экстремумам на гравимагнитных и гамма-эманационных картах, зонам минимумов сопротивлений, участкам " рудных пересечений " на графиках несимметричных электропрофилирований, проводящим аномалиям индуктивных методов). Участки таких аномалий уже в ходе картировочно-поисковых работ необходимо, по возможности, обследовать основными методами рудной электроразведки: естественного поля (ЕП), вызванной поляризации (ВП), переходных процессов (МПП).

3.4.5. Изучение четвертичных и покровных образований геофизическими методами.

Открытые, полузакрытые и закрытые районы могут иметь одно-, двух- и трехъярусное строение в зависимости от наличия четвертичного, покровного и вулканогенного комплекса пород. Каждый из этих комплексов, с одной стороны, представляет самостоятельный интерес и исследуется определенным набором геофизических методов, а с другой - имеет большое значение для изучения соседних, в основном подстилающих, комплексов и выбора для этого соответствующих геофизических методов.

Четвертичные (как правило, глинистые и песчано-обломочные) отложения характеризуются пониженными значениями плотности (1,2-2,5 г/см^3) и скоростей распространения упругих волн (от 300 до 2000 м/с), изменчивой (более чем в 100 раз) и невысокой намагниченностью, широким интервалом изменения удельных электрических сопротивлений (от единиц омметров для глин до десятков - для песков и сотен - для гравийных отложений), различными значениями электрохимической активности, поляризуемости, диэлектрической проницаемости, слабой для песчаных и повышенной для глинистых пород радиоактивностью.

Литологические разности четвертичных отложений выделяют, в основном, методами электроразведки (электрическое и электромагнитное профилирование), магниторазведки, радиометрии, реже сейсморазведки. Для расчленения разреза по вертикали и определения мощности четвертичных отложений используют вертикальные электрические зондирования и опорную сейсморазведку МПВ, реже МОВ.

На графиках, картах, кривых зондирований глинистые и суглинистые породы выделяются минимумами кажущихся и эффективных сопротивлений, положительными естественными электрическими потенциалами, иногда локальными аномалиями повышенного магнитного поля, повышенными радиоактивностью и скоростями распространения упругих волн. Песчано-галечниковые породы отличаются повышенными и высокими сопротивлениями, отрицательными естественными потенциалами, отсутствием аномалий магнитного поля (за исключением железистых песков) и гамма-активности, пониженными скоростями упругих волн.

Покровные (т.е. коренные осадочные) отложения, особенно глинистые и песчано-гравийные, характеризуются теми же физическими свойствами и выделяются такими же аномалиями, как четвертичные. У скальных осадочных пород, по сравнению с рыхлыми, выше плотность, скорость распространения упругих волн, удельное электрическое сопротивление, ниже электрохимическая активность, намагниченность, радиоактивность.

Геофизические методы при изучении покровных осадочных отложений служат для решения следующих задач:

- определения общей мощности покровных отложений и глубины залегания коренных складчатых пород (кристаллического фундамента);
- литологического расчленения покровных образований по вертикали;
- выделения литологических разностей пород в плане, а также круто слоистых толщ;
- решения структурно-тектонических задач (определения падения, простирания пород, выделения складчатых структур и разрывных нарушений).

Решение первых двух задач осуществляется сейсморазведкой (МОВ, МПВ) и зондированиями: электрическими (ВЭЗ, ДЗ) при мощности покровных отложений до 500 м или электромагнитными (МТЗ, ЗС, реже ЧЗ) при больших мощностях, а также гравиразведкой. Для решения третьей и четвертой задач наибольшее применение находит электрическое профилирование на постоянном (при глубинности до 500 м) и на переменном (при глубинности до 200-300 м) токе. При больших глубинах используют грави-, магнито-, электро- и сейсморазведку.

3.4.6. Детальное изучение фундамента геофизическими методами.

Вулканогенные породы, которые слагают фундамент, отличаются повышенными значениями плотности (2,6-3,3 г/см^3) и намагниченности ((10^2 - 10^5)*10^{-5} ед. СИ), увеличивающимися по мере того, как становится более основным состав пород; разной остаточной намагниченностью; высокими скоростями распространения упругих волн (3-7 км/с); высокими значениями электрических сопротивлений (10^3 - 10^5 Ом*м); слабой естественной и вызванной поляризуемостью; различной радиоактивностью (повышенной у кислых и пониженной у основных пород).

При крупномасштабном, т.е. детальном, изучении вулканогенных пород перед геофизическими методами ставят следующие задачи:

- выделение площадей распространения вулканогенных образований;
- расчленение вулканогенных толщ по составу и морфологии;
- определение границ, формы, строения отдельных вулканогенных тел.

Вулканогенные породы складчатого основания, как в условиях одно-, так и двух-, и трехъярусного строения изучают методами магнито-, гравиразведки, радиометрии, меньшее значение при этом имеют электропрофилирование и сейсморазведка. Работы по картированию вулканогенных пород начинают с комплексных двух- и трехметодных аэрогеофизических съемок с дальнейшим уточнением геологического строения с помощью полевых гравимагнитных и гамма-эманационных съемок. При малой мощности покровных отложений (единицы - первые десятки метров) можно использовать высокочастотные методы электромагнитного профилирования: сверхдлинноволновое радиокомпарационное (СДВР) и дипольное электромагнитное (ДЭМП), а при повышенной мощности (десятки - первые сотни метров) - методы профилирования: низкочастотные: переменного естественного электрического или магнитного (ПЕЭП или ПЭМП) или на постоянном токе естественными (ЕП) или искусственными полями (ЭП). Выбор одного, а лучше двух-трех полевых методов определяется физическими свойствами пород и геолого-геофизическим строением района работ.

Для различных вулканогенных пород характерны следующие аномалии. Гранитоидные интрузии отличаются от основных и ультраосновных по составу минимумами аномалий гравитационного поля, кажущихся сопротивлений и скоростей распространения упругих волн, повышенными магнитными и радиоактивными аномалиями. Аномалии типа ступени наблюдаются над вытянутыми контактами разных пород, а кольцевые аномалии - над куполами и горстами, субвулканами, вулканическими аппаратами, трубками взрыва. Эффузивные породы в геофизических полях отображаются менее четко, чем интрузивные.

Метаморфические породы фундамента характеризуются большими интервалами изменения физических параметров. Например, плотность у них изменяется от 2,4 до 3,4 г/см^3, возрастая с увеличением степени метаморфизма. Метаморфические породы могут быть как немагнитными, так и сильно магнитными, что определяется содержанием ферромагнитных минералов. Они различаются высокими значениями скоростей распространения упругих волн (4-7 км/с) и электрических сопротивлений (10^3 - $10/^6$ Ом*м), низкой естественной и вызванной поляризуемостью, слабой радиоактивностью.

При исследовании метаморфических толщ применяют практически те же геофизические методы, что и при изучении вулканогенных.

Характер геофизических аномалий над различными метаморфическими образованиями зависит от того, какие породы, как и в какой степени подвергались метаморфизму. Наиболее уверенно картируются границы между осадочными и метаморфическими породами. Границы вулканогенных и метаморфических пород выделяются хуже, так как физические свойства тех и других различаются мало. Окварцевание и серицитизация приводят к уменьшению значений гравитационного, магнитного, естественных электрического и радиоактивного полей, увеличению кажущихся электрических сопротивлений и скоростей распространения упругих волн. Пиритизация и графитизация ведут к увеличению значения параметров гравитационного, магнитного полей и радиоактивности, к появлению интенсивных аномалий естественных и вызванных потенциалов, проводимости по данным электрического и электромагнитного профилирования.

3.4.7. Изучение разрывных нарушений.

Особым объектом детальных картировочных геофизических исследований являются зоны разрывных нарушений. Они представляют собой сравнительно узкие и вытянутые участки с нарушенной сплошностью осадочных, изверженных и метаморфических пород. По зонам разрывных нарушений может происходить смещение контактирующих пород, а сами они характеризуются дроблением, разрушенностью, трещиноватостью. Благодаря этому по ослабленным участкам может происходить внедрение магматических расплавов и минерализованных растворов. В самой зоне дробления изменяются физические свойства пород: уменьшается плотность за счет повышения пористости; возрастает магнитная восприимчивость вследствие привноса ферромагнитных минералов (иногда, наоборот, она уменьшается); уменьшается скорость, увеличиваются затухание и дифракция упругих волн из-за раздробленности пород; уменьшается электрическое сопротивление либо из-за наличия рудных минералов, либо за счет присутствия глинистого материала и увлажненности пород; повышается содержание радона и других радиоактивных газов и т.п.

Таким образом, зоны разрывных нарушений характеризуются четкими структурными и физическими признаками. С помощью геофизических методов их детально изучают как при площадном картировании окружающей территории, так и самостоятельно. В обоих случаях вдоль профилей, перпендикулярных к предполагаемым направлениям разрывных нарушений, проводят сначала аэрогеофизическую, а затем с учетом геологического строения и физических свойств пород - наземную геофизическую съемку.

Разрывные нарушения выделяются вытянутыми линеаментами на аэрокосмических снимках или полосовыми, линейно вытянутыми, ступенчатообразными хорошо коррелирующимися по профилям аномалиями по данным ряда геофизических методов. Над ними наблюдаются слабые гравитационные и интенсивные магнитные аномалии или градиентные зоны для этих методов; зоны повышенной проводимости (при наличии раздробленных обводненных пород или рудной минерализации) и повышенного сопротивления (при окварцевании, ороговиковании пород) по данным электрического и электромагнитного профилирования; резкая смена геоэлектрических и геосейсмических условий. В блоках пород, контактирующих по сбросам, по данным электрических, электромагнитных зондирований и сейсморазведки наблюдаются смещения по вертикали опорных горизонтов.

Для изучения динамики процессов в зонах нарушений, т.е. с целью мониторинга геодинамических процессов, напряженного состояния пород, техногенных воздействий, особенно в пределах городских агломераций и крупных промышленных или энергетических объектов, необходимы регулярные повторные измерения физических полей, желательно с помощью телеметрических систем наблюдений.

Глава 4. Поиски и разведка полезных ископаемых геофизическими методами

- 4.1. Поисково-разведочные геофизические работы на нефть и газ
  - 4.1.1. Поисковые геофизические работы на нефть и газ
  - 4.1.2. Разведка нефтяных и газовых месторождений
  - 4.1.3. Прямые геофизические поиски нефти и газа
  - 4.1.4. Сейсмические методы поисков и разведки нефти и газа под дном акваторий
- 4.2. Поиски и разведка рудных месторождений
  - 4.2.1. Региональные и геолого-съемочные работы на рудные полезные ископаемые
  - 4.2.2. Поисково-разведочные геофизические работы на рудные полезные ископаемые (рудная геофизика)
  - 4.2.3. Детальная геофизическая разведка рудных месторождений
  - 4.2.4. Поиски и разведка черных металлов
  - 4.2.5. Поиски и разведка цветных и редких металлов
- 4.3. Поиски нерудных месторождений полезных ископаемых и угля
  - 4.3.1. Общая характеристика нерудных и твердых горючих полезных ископаемых
  - 4.3.2. Индустриальное сырье и его геофизические поиски
  - 4.3.3. Поиски химического и агрохимического сырья методами геофизики
  - 4.3.4. Изучение месторождений строительного минерального сырья геофизическими методами
  - 4.3.5. Разведка угольных месторождений полевыми и скважинными геофизическими методами
- 4.4. Изучение подводных месторождений твердых полезных ископаемых
  - 4.4.1. Подводные месторождения твердых полезных ископаемых
  - 4.4.2. Геофизические поиски подводных рудных месторождений

Поиски и разведка полезных ископаемых - важнейший прикладной раздел геофизики, называемый разведочной геофизикой. Основные ассигнования на геофизические исследования идут от нефтяных корпораций, для которых нефтяная геофизика дает большой экономический эффект. Меньше применяется геофизика при поисках и разведке рудных, нерудных и угольных месторождений. С каждым годом возрастают поиски и разведка полезных ископаемых (особенно нефти и газа) на акваториях.

4.1. Поисково-разведочные геофизические работы на нефть и газ

Месторождения нефти и газа располагаются среди осадочных пород на глубинах 1-6 км. Поиски и разведка их с помощью бурения скважин на таких глубинах стоят очень дорого, поэтому нефтяная геофизика, в которой основным методом является сейсморазведка МОВ, становится обязательной в этой отрасли энергетики. Сейсморазведка для разведки на таких сравнительно больших глубинах также стоит дорого.

Однако это обходится в 3-10 раз дешевле и осуществляется во столько же раз быстрее, чем разведка месторождений бурением. Комплексирование сейсморазведки с другими геофизическими методами может дать еще больший геологический и экономический эффект. Следует отметить необходимость использования аэрокосмической информации и прежде всего данных инфракрасной и спектрометрической съемок. Кольцевые структуры, выделяемые с их помощью, иногда бывают приурочены к нефтегазоносным структурам.

При разведке месторождений нефти и газа широко применяют геофизические исследования в скважинах (ГИС). Они допускают проходку скважин с минимальным отбором керна, что сокращает время, стоимость и повышает информативность бурения.

Основными направлениями нефтегазовой геофизики являются поисковые работы, с помощью которых выявляются структурно-литологические ловушки, где могут находиться нефть и газ (а может быть и нет!), а также разведочные работы на выявленных ловушках, предназначенные для оценки параметров месторождений (залежей) и подготовки их к разведочному или промышленному бурению. Выявление местоположения структур-ловушек и определение их геометрии успешно осуществляются сейсморазведкой. Однако, как отмечалось выше, лишь около трети таких структур могут, как показывает практика, содержать нефть и газ. Поэтому прямые поиски нефти и газа - проблема более сложная, требующая привлечения высокоточной сейсморазведки и других геолого-геофизических методов. Большая роль в нефтяной геофизике принадлежит геофизическим исследованиям как разведочных скважин, так и скважин промышленных, когда эти исследования направлены на увеличение степени извлекаемости нефти и газа.

4.1.1. Поисковые геофизические работы на нефть и газ.

Месторождение нефти и газа - это структурно-тектонический и литологический комплекс, в котором располагаются залежи, т.е. скопления нефти и газа. Залежи приурочены к ловушкам, сложенным пористыми, трещиноватыми породами (коллекторами) и ограниченными, по крайней мере, в кровле слабопроницаемыми породами-покрышками (экранами). Основными структурными ловушками являются:

- крупные (размером с десятки и сотни километров и амплитудой свыше 1% от глубины залегания) антиклинальные и сводовые поднятия;
- локальные поднятия небольших размеров (единицы и первые десятки километров в поперечнике и амплитудой менее 0,1% от глубины залегания);
- структурно-литологические (комбинированные) ловушки, связанные с погребенными рифами, соляными куполами и тектоническими нарушениями;
- неантиклинальные ловушки в терригенных отложениях (зоны выклинивания слоев, фациальных замещений, стратиграфических несогласий, эрозионно-аккумулятивных древних долин, дельт и т.п.).

В зависимости от природной обстановки эти структуры в разной степени отличаются по физическим свойствам от окружающих пород. Поэтому они могут выделяться по аномалиям тех или иных геофизических методов. Такие аномалии называют аномалиями типа залежей (АТЗ). Подтвержденная и оконтуренная по данным нескольких методов, в том числе обязательно сейсморазведкой и желательно поисковым бурением, АТЗ становится нефтегазоперспективной структурой (НГПС). Если она расположена в нефтегазовой провинции, то на ней закладываются поисковые скважины. Однако, как отмечалось выше, лишь до трети подобных структур, выделенных геофизиками, содержат промышленные запасы нефти и газа. В связи с этим геофизические методы все еще остаются косвенными методами поисков и разведки нефти и газа.

Поиски НГПС проводятся в основном сейсморазведкой, подчиненное значение имеют электрические и электромагнитные зондирования, грави- и магниторазведка. Площадная, трехмерная (3- *D*) и объемная сейсморазведка МОВ обладает наибольшей разрешающей способностью, так как позволяет выделять поднятия по нескольким структурным горизонтам с амплитудой свыше 30-100 м, или с погрешностью менее 1% от глубины залегания. Электрические и электромагнитные зондирования применяют лишь при разведке крупных структур (с поперечным размером больше их глубины залегания и амплитудой не менее 10% от этой глубины). С помощью высокоточной гравиметрической съемки в случае унаследованных по всем структурным этажам структур положительными аномалиями могут выделяться антиклинали, имеющие амплитуду до 10-30% от глубины залегания. Однако при несовпадении структурных планов, сложном региональном фоне, плотностной неоднородности разреза в горизонтальном направлении результаты гравиразведки оказываются недостаточно определенными. Магниторазведка при поисках нефти и газа имеет вспомогательное значение.

Обычно поисковые работы на нефть и газ начинают с аэромагнитной и гравитационной съемок перспективных площадей в масштабе 1:50000 и крупнее. Над нефтегазоперспективными структурами в зависимости от их размеров, глубины залегания, знака и величины избыточной плотности аномалии Δg могут составлять от долей до первых десятков миллигал. Положительные и отрицательные аномалии на гравимагнитных картах, как и вообще перспективные участки с пологими формами складчатости, целесообразно проверять площадными электромагнитными зондированиями с расстояниями между точками наблюдения 0,5-1 км.

Сейсморазведка методом отраженных волн (МОВ) являлась ведущим методом поисков таких нефтегазоперспективных структур, как антиклинальные ловушки. Однако в настоящее время чаще приходится иметь дело с малоамплитудными (амплитуды поднятий меньше 0,01 от глубины залегания), комбинированными и неантиклинальными ловушками, встречающимися в районах развития промежуточного структурного этажа, солянокупольной тектоники, траппового магматизма, погребенных рифов, в зонах литологических и тектонических экранирований и т.п. В подобных условиях проводят сейсмопрофилирование методом общей глубинной точки (МОГТ). Поисковые сети наблюдений при работах МОГТ в масштабе 1:50000 и крупнее изменяются от 2 (4-6) км при выявлении структур до 0,2 (0,5-1) км при разведке наиболее перспективных участков с целью оконтуривания структур и подготовки к поисковому бурению.

Как известно, в МОГТ применяются системы наблюдений с многократным (до 20 раз и более) прослеживанием отраженных и других волн по одним и тем же профилям и всей изучаемой площади (трехмерная и объемная сейсморазведка). Это обеспечивает накопление информации, а в результате - повышение отношения сигнал/помеха, что способствует более четкому выделению полезных волн и построению временных разрезов. Для превращения временных разрезов в глубинные необходимо определение скоростей упругих волн с малой погрешностью (до 1). С этой целью желательно иметь структурные скважины и данные сейсмических наблюдений в них.

Автоматизированную обработку материалов проводят с помощью ЭВМ по программам с введением различных кинематических и динамических поправок. В результате строят временные или глубинные разрезы, структурные карты. На рис. 4.1 приведены результаты сейсморазведки МОГТ на одном из нефтяных месторождений Западной Сибири.

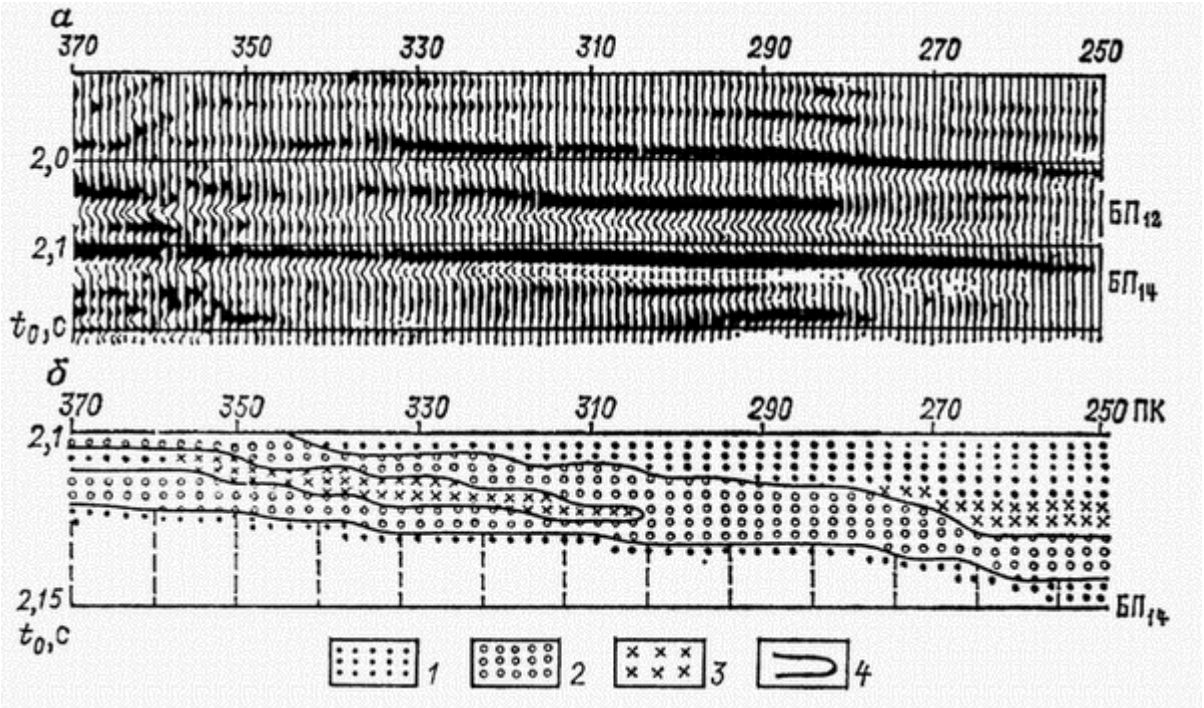


Рис. 4.1. Временной разрез МОГТ и результаты его обработки (Восточно-Тарасовское месторождение нефти - по Е.А.Галаган): а - участок временного разреза МОГТ, б - результат динамической обработки материала; 1 - глина, 2 - песчаник, 3 - песчано-глинистые отложения, 4 - границы песчаников продуктивного пласта

4.1.2. Разведка нефтяных и газовых месторождений.

Нефтегазоносные структуры, выявленные в ходе поисковых геолого-геофизических работ, становятся объектом детальной разведки. Целью ее является уточнение геометрии нефтегазоперспективных структур (положение кровли и подошвы продуктивных пластов); определение коллекторских свойств пород; выявление положения в залежах нефти и газа водонефтяного, газонефтяного и газоводяного контактов; подсчет запасов нефти и газа.

На стадии разведки нефти и газа применяют следующие геофизические методы: сейсморазведку (МОГТ) в трехмерном (3- *D*) площадном варианте (сейсмическая томография), когда по сотням расставленных на изучаемой площади сейсмоприемников улавливаются упругие волны, приходящие от расположенных в разных частях этой площади пунктов возбуждения. Проверка выявленных структур-ловушек осуществляется бурением параметрических и поисково-разведочных скважин и проведением в них геофизических исследований. Окончательные выводы по разведанным месторождениям делают на основе результатов комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных как при разведке, так и в ходе предшествующих поисковых работ и обычно заканчивающихся построением сейсмостратиграфических карт и разрезов.

Особенностями полевых и скважинных разведочных работ на нефть и газ являются:

- повышенная детальность сейсмических работ и плотность сети наблюдений на изучаемых площадях;
- применение сложных приемов обработки информации с помощью ЭВМ для изучения кинематических (времен прихода) и динамических (амплитуд и их затуханий) характеристик волн;
- тесная связь данных полевых сейсмических работ и геофизических исследований скважин (электрическими, сейсмоакустическими, ядерными);
- геохимические, гидрогеологические, гидродинамические, технологические опробования и испытания скважин, позволяющие совместно с ГИС и петрофизическим изучением керна определять пространственные положения контактов газ - нефть - вода в разрезе скважин;
- тщательное использование всей геолого-геофизической информации для прогнозирования геологического разреза, четкого определения геометрии и контуров залежей, сейсмостратификации разрезов, изучения коллекторских свойств и нефтегазонасыщенности слоев для подсчета запасов и составления схемы разработки месторождения нефти и газа.

Большие перспективы открываются при внедрении автоматизированных систем управления процессом разведки, что возможно при тесной совместной работе геологов-нефтяников и геофизиков.

4.1.3. Прямые геофизические поиски нефти и газа.

Косвенные геофизические поиски нефти и газа и, прежде всего, выявление ловушек являются необходимым, но недостаточным этапом разведки, поскольку только треть структур, выявленных геофизическими методами и проверенных поисково-разведочным бурением, оказываются промышленно нефтегазоносными. Поэтому важное значение имеет разработка способов прямых поисков (ПП) или оценка нефтегазоносности выявленных структур до вскрытия их скважинами. На разных этапах поисково-разведочных работ на нефть и газ с использованием самых совершенных техники, методики проведения и интерпретации результатов геофизических исследований при обязательном комплексировании сейсмо-, грави-, электро-, терморазведки, радиометрии и геохимических методов проблема прямых поисков, в принципе, может быть решена.

Основанием для возможности и осуществления прямых поисков является то, что физические свойства нефтегазонасыщенных залежей, а также подстилающих и перекрывающих их пород различаются между собой и отличаются от свойств пород аналогичных структурно-литологических этажей тех районов, где нефти и газа нет. Это объясняется тем, что присутствие углеводородов формирует следующие дополнительные физико-геологические неоднородности как в самой залежи, так и вокруг нее и особенно над ней (вплоть до земной поверхности): разуплотнение пород; растворение некоторых минералов и окисление углеводородов, приводящее к возникновению вторичных минеральных образований в порах и трещинах, например, пирита и др.; изменение минерализации подземных вод; образование вокруг залежи субвертикальных зонально-кольцевых физико-химических и деформационных полей, а над залежью - " столбов " пород с измененными физико-химическими свойствами.

Установлено, что в нефтегазонасыщенных коллекторах, а иногда и в перекрывающих породах, уменьшается акустическая жесткость (σv) за счет снижения скорости (v) распространения продольных волн и уменьшения плотности (σ). В результате получаются отражения упругих волн от водонефтяного и газоводяного контактов. Кроме того, наблюдается аномальное затухание (поглощение) упругих волн как в нефтеносных, так и в большей степени в газоносных породах, что ведет к появлению аномалий в волновом поле.

Над нефтегазовой залежью на фоне обычно наблюдаемого гравитационного максимума за счет антиклинальных структур и более высокой плотности подстилающих водоносных пород могут быть получены локальные минимумы поля силы тяжести малой амплитуды (0,05-1 мГал). Они обусловлены разуплотнением пород, вмещающих нефть и газ и перекрывающих их, из-за наличия углеводородов и повышения пористости, разрушенности пород в сводах антиклиналей. Вследствие немагнитности нефтегазонасыщенных пород они иногда выделяются отрицательными локальными магнитными аномалиями с амплитудой от единиц до сотен нанотесла.

Достаточно эффективными методами для прямых поисков нефти и газа иногда оказываются электрические и электромагнитные зондирования (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, ЗСБ) в комплексе с сейсморазведкой. Обусловлено это тем, что нефтегазонасыщенные коллекторы выделяются повышенными по сравнению с окружающими породами удельными электрическими сопротивлениями. Это объясняется рядом факторов. Во-первых, более высоким сопротивлением самих нефтегазоносных пластов за счет наличия непроводящих ток нефти и газа в породах высокой пористости. Во-вторых, более низкой минерализацией подземных вод (в контуре нефтеносности) и их специфическим химическим составом. В-третьих, уплотнением пород за счет высокого пластового давления, а также карбонатизации пород. Возможны и другие причины, увеличивающие, а иногда уменьшающие удельное электрическое сопротивление продуктивной толщи.

При комплексировании электромагнитных зондирований с сейсморазведкой и бурением совместную интерпретацию проводят следующим образом. В результате интерпретации кривых зондирований с высокой точностью получают лишь параметры эквивалентности нефтегазоносной толщи. В зависимости от типа разреза это могут быть продольная проводимость (S), поперечное сопротивление (T) или мощность толщи (h). По данным сейсморазведки или бурения определяется более точно h, поэтому для той же толщи можно получить величину ее сопротивления ($\rho = h/S$, или $\rho = T/h$), которая является диагностическим признаком нефтегазоносности.

На некоторых нефтяных и газовых месторождениях в контуре нефтеносности и над залежью параметры поляризуемости становятся несколько выше, чем вокруг залежи. Это обусловлено наличием вкрапленности мелкокристаллического пирита и других продуктов окисления, образующихся за счет миграции и окисления углеводородов залежи. Поэтому при площадных наблюдениях методом вызванных потенциалов на постоянном токе (ВЭЗ-ВП) и частотно меняющемся поле (ЧЗ-ВП) по аномально высоким значениям параметров ВП можно оконтурить залежь. К сожалению, небольшие аномалии ВП могут получаться над бывшим месторождением, из которого нефть и газ мигрировали или выработаны.

Над многими нефтяными и газовыми месторождениями наблюдаются радиометрические и геохимические аномалии: минимумы гамма- и бета-активности, уменьшение содержания сорбированного урана, хрома, никеля и других тяжелых элементов. Причиной этого является поглощение их потоком углеводородов, распространяющихся от залежи. На некоторых месторождениях нефти и газа за счет конвекционного перемещения флюидов и газов наблюдаются положительные аномалии температуры (1-2° С) при измерении в неглубоких (1-2 м) шпурах на земной поверхности.

В целом поиски и разведка нефти и газа методами нефтяной геофизики являются сложным, перспективным, дорогим направлением геофизики, требующим выбора для каждого района своих комплексов геолого-геофизических методов и совместной интерпретации данных с помощью ЭВМ.

Даже на эксплуатируемых месторождениях нефти и газа, например, с помощью так называемой четырехмерной (4- *D*) сейсморазведки, когда площадные наблюдения по осям *x, y, z* проводятся периодически через разное число месяцев (t), можно осуществлять мониторинг, т.е. изучать изменения физических условий месторождения, происходящие в ходе откачки нефти и газа.

4.1.4. Сейсмические методы поисков и разведки нефти и газа под дном акваторий.

Поиски и разведка подводных месторождений нефти и газа на акваториях океанов и морей являются крайне важными, так как почти треть нефти и газа добывается на акваториях. Они сводятся прежде всего к

выявлению литолого-стратиграфических и структурных ловушек, где могут быть залежи нефти, газа или современных газогидратов.

Основным методом изучения донных осадков как на поисковом этапе, так и в ходе разведки и обустройства скважин на акваториях является непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), представляющее собой одноканальный вариант метода отраженных волн (МОВ). Метод НСП по технике проведения наблюдений близок к эхолотированию или ультразвуковой локации, но благодаря использованию более низких частот позволяет получать отраженные сигналы от многих контактов поддонных слоев с контрастными акустическими жесткостями. На автоматически получаемых временных разрезах для каждой точки определяется нулевое время: $t_0 = 2H/v_{ср}$, где H- эхоглубина залегания отражающего контакта, а $v_{ср}$- средняя скорость в толще горных пород мощностью H. Чтобы определить глубину отражающей границы, необходимо получить $v_{ср}$. Для этого используется многоканальная сейсморазведка МОВ или МОГТ. Последний метод оказывается крайне необходимым для выявления полезных отраженных волн на фоне многократно отраженных, которые особенно интенсивны при работах на акваториях.

Методика и глубинность исследований этими методами различаются. Так, НСП служит для изучения верхней части осадочного чехла глубиной до 1,5 км при больших скоростях движения судна по одному проходу галса (профиля). МОГТ позволяет детально изучать разрез глубиной в несколько километров, но при многократных проходах судна по одному галсу. Получаемые в результате НСП и МОГТ временные и глубинные сейсмогеологические разрезы позволяют выявлять отражающие контакты, картировать структуры и сейсмостратиграфические комплексы, которые могут быть потенциально нефтегазоносными. Разведка перспективных участков проводится детальными площадными работами МОГТ (трехмерной сейсморазведкой (3- *D*) или томографической сейсморазведкой). При ее выполнении сотни донных сейсмоприемников устанавливаются на изучаемой площади и подключаются либо проводами, либо с помощью радиобуев к многоканальной цифровой сейсмической станции на измерительном корабле. С помощью второго корабля, несущего невзрывные источники упругих волн, производится их возбуждение во множестве точек. В результате недра как бы " подсвечиваются " со всех сторон и получается их объемная " голографическая картина " в поле упругих волн. Обработка информации производится на измерительном корабле с помощью мощных ЭВМ. Такая морская сейсморазведка оказывается высокоточной и экономически выгодной, несмотря на высокую стоимость техники и проведения работ на акваториях. Окончательная разведка месторождений, за которой часто следует добыча нефти и газа, ведется с помощью морских (океанических) скважин и комплексных геофизических исследований в них.

4.2. Поиски и разведка рудных месторождений

К рудным полезным ископаемым относят различные типы минерального сырья, из которого технологически возможно и экономически целесообразно извлекать в промышленных масштабах металлы или получать на их основе другие материалы, используемые в народном хозяйстве. Геофизические методы при поисках и разведке месторождений рудных полезных ископаемых (рудная геофизика) применяются на всех стадиях геологоразведочных работ - от региональных исследований до обслуживания рудничной геологии во время эксплуатации месторождений.

4.2.1. Региональные и геолого-съемочные работы на рудные полезные ископаемые.

Поиски рудных ископаемых начинаются с постановки или анализа данных уже имеющихся среднемасштабных (1:200000) геофизических съемок (см. 3.3), а иногда с их целевой переинтерпретации. В результате аэрокосмических съемок в видимом и инфракрасном диапазонах частот, аэромагнитных и аэрогамма-спектрометрических, полевых гравимагнитных, электромагнитных или сейсмических исследований устанавливают основные закономерности в распределении месторождений полезных ископаемых, связи между положением рудных поясов, полей и месторождений, рудовмещающих и рудоконтролирующих структур с глубинным строением земной коры.

Картировочно-поисковые крупномасштабные (1:50000) геофизические исследования перечисленными выше методами обеспечивают уточнение и выделение перспективных на поиск полезных ископаемых площадей (см. 3.4).

4.2.2. Поисково-разведочные геофизические работы на рудные полезные ископаемые (рудная геофизика).

Поисково-разведочные работы на рудных месторождениях начинаются с поисков в первую очередь крупных или средних рудопроявлений, приуроченных к рудоконтролирующим структурам. Из числа наземных геофизических методов для решения поисковых и особенно разведочных задач выбирают наиболее эффективные, но, как правило, трудоемкие методы: профилирование и зондирование ВП или детализированные работы индуктивными методами с использованием широкого спектра частот: низкочастотными (НЧМ) или переходных процессов (МПП); высокоточную гравиразведку; иногда сейсморазведку методом преломленных волн (МПВ).

В результате количественной интерпретации геофизических данных оценивают геометрические и физические параметры разведываемых объектов. Далее строят физико-геологические модели (ФГМ) исследуемого объекта, которые используются для интерпретации наблюденных аномалий в рамках этих ФГМ. Затем выявленные аномалии разбуривают контрольными разведочными скважинами, что необходимо не только для проверки достоверности полученной геофизической информации и уточнения методики дальнейших наземных работ, но и для проведения исследований методами скважинной геофизики, оценки запасов полезных ископаемых.

Геофизические исследования в этих скважинах, позволяющие с достаточной степенью детальности расчленить геологический разрез и выявить рудные интервалы, проводят с использованием электрических, ядерных, магнитных, реже сейсмоакустических методов.

4.2.3. Детальная геофизическая разведка рудных месторождений.

Если по данным поисково-оценочных работ и предварительной разведки прогнозные запасы полезного ископаемого на выявленном месторождении достаточны, а предполагаемые горнотехнические условия его добычи благоприятны, то разрабатывают технико-экономическое обоснование (ТЭО) на детальную разведку месторождений.

Целью детальной разведки является изучение особенностей морфологии и внутреннего строения отдельных рудных тел, что необходимо для подсчета запасов, оценки горнотехнических и гидрогеологических условий проведения эксплуатационных работ. Детальную разведку осуществляют главным образом с помощью скважин и горных выработок. Из геофизических методов на этом этапе применяют исследования скважин и геоэлектрохимические и подземные методы. В результате геологи и геофизики составляют геолого-геофизическую документацию в масштабе 1:5000, 1:2000, 1:1000 для подсчета запасов и представления материалов в Государственную комиссию по запасам полезных ископаемых.

При доразведке и эксплуатационной разведке месторождений, сопровождающейся проходкой вертикальных и горизонтальных подземных горных выработок, а также в ходе непосредственной эксплуатации месторождений иногда применяют комплекс методов шахтно-рудничной геофизики (методы радиоволнового и сейсмоакустического просвечивания или ядерно-физические методы).

4.2.4. Поиски и разведка черных металлов.

При поисках и разведке черных металлов используют комплекс геофизических методов, среди которых основными являются методы магнито- и гравиразведки, а методы электро- и сейсморазведки носят вспомогательный характер. Месторождения черных металлов по условиям образования весьма разнообразны, а слагающие их руды обладают различными физическими свойствами. Например, магнетитовые рудные тела характеризуются высокими значениями магнитной восприимчивости, плотности и электропроводности. Поэтому прежде всего для их поисков и разведки следует применять магниторазведку. Эффективному применению гравиразведки способствует большая плотность железных руд (3,2-4,7 г/см^3) по сравнению с рудовмещающими породами (2,6-3 г/см^3). Значение методов электроразведки существенно повышается при поисках слабомагнитных буро-железистых месторождений в осадочных породах и коре выветривания. Сейсморазведку при поисках и разведке черных металлов применяют, в основном, для изучения рельефа поверхности кристаллического фундамента и определения мощности покровных отложений над рудными залежами.

В качестве примера рассмотрим результаты применения магнито- и электроразведки на контактово-метасоматическом месторождении в Горной Шории (рис. 4.2). Рудные тела столбообразной формы, содержащие магнетит, приурочены здесь к сланцевой толще, прорванной мелкими штоками порфиритов и сиенитов. На одном из профилей наблюдений рудное тело уверенно фиксируется повышенными значениями

вертикальной составляющей аномального магнитного поля, кажущейся поляризуемости (ВП) и пониженными значениями кажущегося сопротивления (КС).

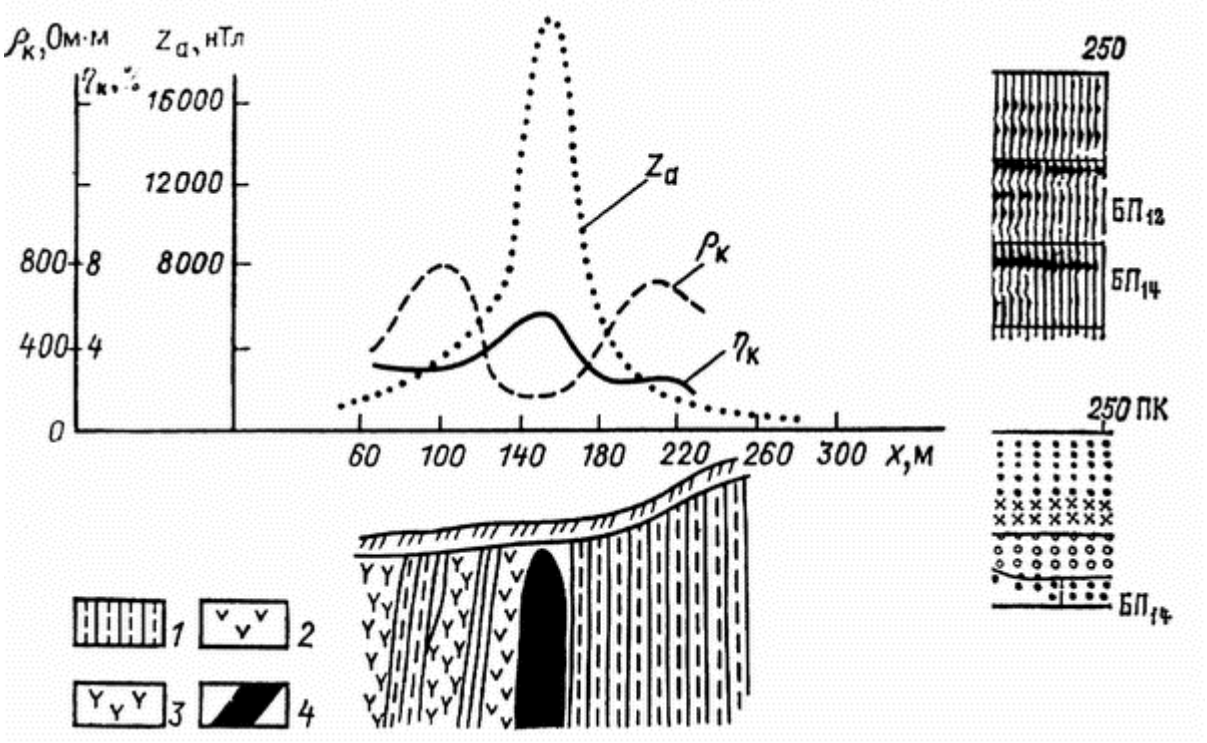


Рис. 4.2. Графики Z_a, $\eta_к$ и $\rho_к$ на железорудном месторождении (по А.З.Горину): 1 - сланцевая толща, 2 - порфириты, 3 - сиениты, 4 - магнетитовая руда

4.2.5. Поиски и разведка цветных и редких металлов.

Поиски месторождений цветных и особенно редких металлов затруднены тем, что объекты исследований содержат малые концентрации полезных элементов с очень неравномерным их распределением в горных породах, отличаются небольшими по сравнению с глубиной залегания размерами рудных тел. Поэтому они слабо проявляются в физических полях на дневной поверхности. Однако применение геофизических методов значительно повышает эффективность поисково-разведочных работ на цветные и редкие металлы, позволяя вести разведку целенаправленно на заведомо перспективных площадях и на " слепых " месторождениях. В каждом конкретном случае, исходя из геологических условий, выбирают тот или иной комплекс методов. Как правило, геофизические методы дают не прямые, а косвенные указания на наличие месторождений, выявляя участки, наиболее благоприятные для залегания руд, в том числе на флангах известных месторождений. Поэтому в комплексе с геофизическими в качестве прямых поисковых применяют геохимические методы, чаще всего металлометрическую съемку.

Для поисков цветных металлов, как правило полиметаллических руд, используются электромагнитные профилирования естественными и вызванными потенциалами (ЕП, ВП) и индуктивные методы: низкочастотные (НЧМ) или переходных процессов (МПП). Детальная разведка проводится методами ВЭЗ-ВП, МПП, геоэлектрохимическими методами с использованием скважин.

При поисках и разведке месторождений радиоактивного сырья, разнообразных по генетическим признакам и условиям залегания, основными поисковыми методами являются ядерно-геофизические. При этом измеряется естественная радиоактивность горных пород и руд (пешеходная, автомобильная и аэрогамма-съемки, эманационная съемка, гамма-каротаж) (см. рис. 4.3).

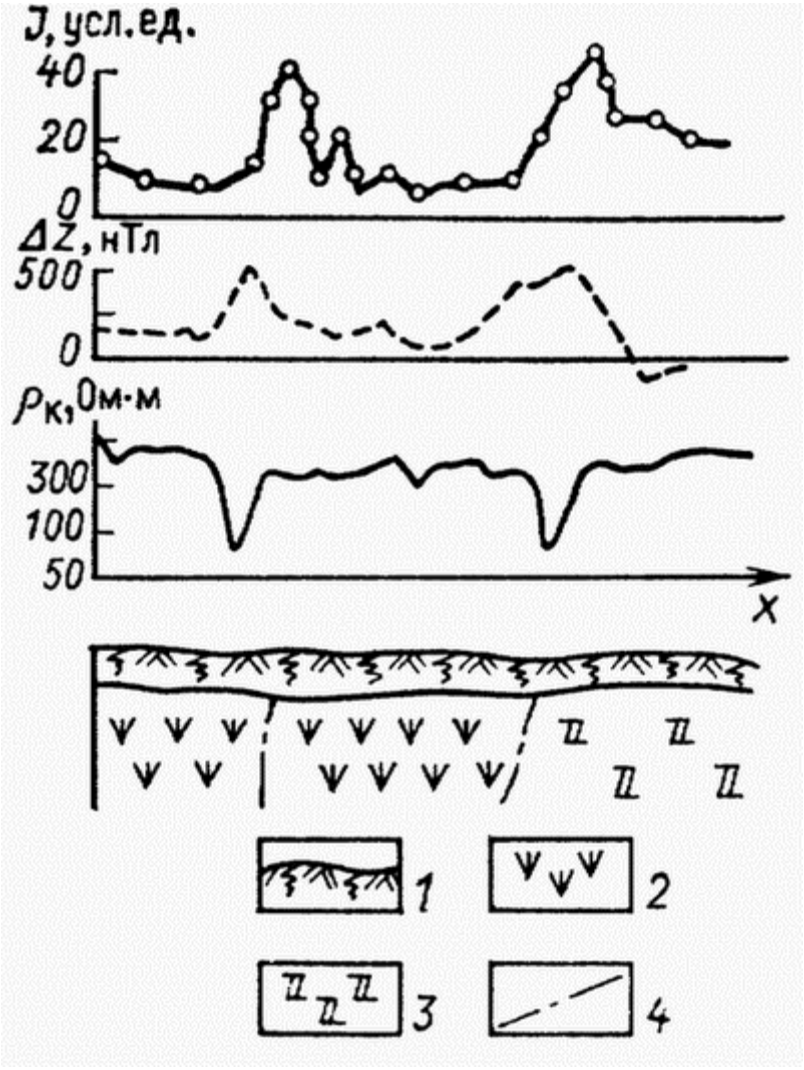


Рис. 4.3. Графики $J, \Delta Z$ и $\rho_к$ над урановосными тектоническими зонами дробления в эффузивах: 1 - элювий-делювий, 2 - трахилипариты, 3 - трахидациты и их туфы, 4 - разрывные нарушения

Полезные ископаемые россыпных месторождений благородных металлов (золото, платина и др.) содержатся в рудах в ничтожных концентрациях, и их присутствие практически не изменяет физические свойства рудных залежей по сравнению с аналогичными безрудными участками. Поэтому геофизические методы при их поисках и разведке решают задачи геолого-геоморфологического картирования, по результатам которого изучают особенности современного и погребенного (древнего) рельефа, определяют характер формирования россыпей и возможное положение их в современных и древних долинах.

4.3. Поиски нерудных месторождений полезных ископаемых и угля

4.3.1. Общая характеристика нерудных и твердых горючих полезных ископаемых.

К нерудным (неметаллическим) полезным ископаемым относятся свыше 200 минералов и горных пород, которые могут служить сырьем: индустриальным (алмаз, пьезокварц, слюда, корунд, графит, барит, флюорит, боксит и др.); химическим и агрохимическим (соли натрия, калия, апатит, фосфорит и др.); строительным минеральным, в том числе керамическим (глина, полевой шпат, кварцевый песок и др.), огнеупорным (магнезит, песчаники, кварциты и др.) и строительным (известняк, песок, гравий, изверженные и метаморфические породы и др.).

Объемы и стоимость разработки нерудных полезных ископаемых больше, чем рудных, а удельные затраты на геофизические методы среди других геологоразведочных работ меньше. Объективно не способствуют развитию нерудной геофизики сравнительно небольшие глубины залегания продуктивных толщ и слабое

отличие их по физическим свойствам от вмещающих пород. Вместе с тем рациональный комплекс из нескольких (двух-четырех) геофизических методов может, как показывает практика нерудной геофизики, более чем на треть сократить расходы на разведку этих полезных ископаемых с помощью буровых скважин только бурением скважин при повышении качества геологических результатов и сокращении сроков на изыскания.

Основными задачами нерудной геофизики являются: выявление особенностей геологического строения, установление прогнозно-поисковых признаков, выделение перспективных площадей и, наконец, поиски и разведка сырья. Решение первых трех задач можно проводить в ходе целенаправленной переинтерпретации материалов крупномасштабных картировочных работ с применением геофизических методов (см. 3.4). На перспективных площадях следует применять более детальные комплексные поисково-разведочные геолого-геофизические исследования в масштабах 1:25000 - 1:2000. Площадная сеть геофизических наблюдений изменяется от 250 х 100 до 20 х 10 м.

Выбор того или иного комплекса методов геофизики определяется контрастностью физических свойств объектов исследований и вмещающих пород и их геометрией, т.е. начинается с формирования физико-геологической модели (ФГМ) объекта. Простейшими ФГМ в нерудной геофизике являются горизонтально-, полого- и крутослоистые тонкие (мощностью меньше глубины залегания верхней кромки) и толстые (мощностью больше глубины залегания) пласты конечного и бесконечного простирания, столбообразные, изометрические и другие объекты с петрофизическими характеристиками, отличающимися от вмещающей среды. ФГМ используются для математического моделирования прямых и обратных задач, необходимого для интерпретации полевых материалов. В ходе поисково-разведочных работ ФГМ уточняют, а в результате проверки горно-геологическими работами получают точные сведения о положении и запасах выявляемого сырья или материалов.

Определенное сходство по количеству разрабатываемого сырья, морфологическим особенностям и физическим параметрам залежи наблюдается между нерудными и твердыми горючими ископаемыми (уголь, горючие сланцы, торф). Хотя методы угольной геофизики развиваются относительно самостоятельно, общность методических принципов, особенно при наземных работах, позволяет пока объединить их в один раздел разведочной геофизики - нерудную и угольную.

4.3.2. Индустриальное сырье и его геофизические поиски.

Алмаз является одним из ценных видов индустриального сырья. Коренные месторождения алмазов приурочены к кимберлитам, а вторичные осадочные (россыпные) располагаются в углублениях палеозойских пород и речных долинах. Кимберлитовые, вертикально залегающие, столбообразные тела диаметром от 10 до 700-800 м, уходящие на большую глубину, сложены ультраосновной брекчированной породой с многочисленными включениями ксенолитов (обломков окружающих пород и фундамента). Физико-геологической моделью для кимберлитовых трубок служит вертикальный цилиндр (столб) бесконечного простирания с отличающимися от вмещающей среды плотностью, магнитной восприимчивостью, удельным электрическим сопротивлением. Сами же алмазы, занимая малый объем в кимберлите, не могут служить объектом геофизических поисков.

Ведущими методами поисково-разведочных работ на кимберлитовые трубки являются аэромагниторазведка и наземная магнитная съемка. Однако узкими локальными аномалиями на графиках магнитной съемки выделяются не только кимберлитовые трубки, но и многочисленные дайки пород основного состава, траппов и т.п. Поэтому для разбраковки полученных магнитных аномалий применяют гравиразведку, электрическое и электромагнитное профилирование (ЭП, ДЭМП, СДВР).

Россыпные месторождения алмаза изучают так же, как и подобные месторождения металлов, с помощью геофизических методов (ВЭЗ, электропрофилирование, сейсморазведка МПВ). Они служат для выявления углублений в фундаменте, которые могут быть ловушками для алмазов.

Пьезоэлектрическое минеральное сырье (пьезокварц, оптический флюорит), слюды, а также некоторые редкие и благородные металлы (вольфрам, молибден, золото и др.), приуроченные к кварцевым и пегматитовым жилам, изучаются геофизическими методами реже. В целом кварцевые жилы отличаются от вмещающих интрузивных, а иногда осадочных пород низкими величинами магнитной восприимчивости и гамма-активности, повышенными (для плотных, ненарушенных) или пониженными (у разрушенных, трещиноватых жил с глинистым заполнителем) сопротивлением и плотностью, повышенной теплопроводностью, а главное - очень высокими (в 10-100 раз больше, чем во вмещающих породах) пьезоэлектрическими модулями.

Поисковыми методами на кварц являются магнитная, тепловая (шпуровая) и гамма-съемки, электрическое и электромагнитное профилирование (ЭП, ДЭМП, СДВР), электрические зондирования методом ВЭЗ для определения мощности наносов, высокоточные грави- и сейсморазведка для выявления россыпей кварца. Выбор комплекса методов определяется геолого-геофизическими условиями. Наиболее надежный поиск и разведку (в наземном, скважинном и шахтном вариантах) кварца можно провести пьезоэлектрическим или сейсмоэлектрическим методами.

Пегматитовые жилы характеризуются высокими (свыше 10^4 Ом*м) удельными электрическими сопротивлениями, повышенными поляризуемостью, гамма-активностью, пьезоэлектрическим модулем. Иногда они отличаются от вмещающих пород по плотности, скорости распространения упругих волн и магнитным свойствам. Наземными поисково-разведочными методами на пегматитовые жилы являются: электропрофилирование, радиометрия, магниторазведка, иногда высокоточная гравиразведка. При детальной разведке пегматитовых жил следует применять пьезоэлектрический метод.

4.3.3. Поиски химического и агрохимического сырья методами геофизики.

Минеральные соли (простые и сложные хлориды и сульфаты натрия, калия, магния и ряд других соединений) разрабатываются открытым и закрытым способами. Месторождения представлены в виде пластовых, штокообразных, куполообразных залежей. От вмещающих терригенных пород минеральные соли отличаются пониженными плотностью и магнитной восприимчивостью, повышенными удельным электрическим сопротивлением, скоростью распространения упругих колебаний, теплопроводностью, пониженной для солей натрия и магния и повышенной для солей калия гамма-активностью.

Поиск минеральных солей можно проводить гравимагнитными и радиометрическими съемками, электрическим и электромагнитным профилированием, используемым при изучении крутозалегающих приповерхностных залежей, и зондированиями (ВЭЗ, ЗСБ, ЧЗ), применяемыми при изучении глубоко залегающих соляных структур. Разведку минеральных солей проводят с помощью полевых электромагнитных и сейсмических зондирований (ВЭЗ, ЗСБ и МПВ, МОВ) и геофизическими исследованиями скважин (электрическими, ядерными).

Агрохимическое сырье (апатиты, фосфориты) изучается геофизическими методами редко. Апатитовые руды приурочены к изверженно-метаморфическим комплексам пород. В зависимости от генезиса, морфологии и состава вмещающих пород апатитовые залежи отличаются от них: повышенными плотностью, гамма-активностью, повышенными или пониженными магнитной восприимчивостью и удельным электрическим сопротивлением.

Фосфориты, используемые для производства фосфорных и комплексных удобрений, приурочены к осадочным породам. Для фосфоритов характерны: повышенные гамма-активность (за счет аномально высокого содержания урана) и поляризуемость; повышенные, а иногда пониженные магнитная восприимчивость и удельное электрическое сопротивление.

Основными поисковыми методами на агрохимическое сырье могут быть гравимагниторазведка, ядерно-физические методы (гамма-, эманационная и нейтронно-активационная съемки), электрическое профилирование (ЭП) и зондирование (ВЭЗ), иногда для структурных исследований применяют сейсморазведку (МПВ, МОВ).

4.3.4. Изучение месторождений строительного минерального сырья геофизическими методами.

Рыхлые глинистые, песчанистые, песчано-гравийные, гравийно-галечниковые, галечно-валунные материалы, широко применяемые в строительстве, связаны, главным образом, с четвертичными отложениями и добываются как на суше, так и на дне акваторий (рек, озер, на шельфе морей).

В ряду рыхлых осадочных пород (глины - пески - гравий - галька - валуны) физические свойства увеличиваются следующим образом: от 0,01 до 100 мм - средний диаметр твердых частиц, от единиц до тысячи омметров - удельное электрическое сопротивление, незначительно - плотность. Уменьшаются естественная, иногда вызванная поляризуемость, гамма-активность, скорость распространения упругих волн, иногда магнитная восприимчивость.

Для расчленения перечисленных рыхлых пород, поисков и разведки тех или иных из них можно использовать электрические профилирования (ЭП, ЕП, ВП) и зондирования (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП), сейсморазведку МПВ, гамма-съемку, иногда гравимагниторазведку. Обычно применяют одновременно не более двух методов.

Скальные строительные материалы: изверженные (граниты, гранодиориты, габбро, диабазы, базальты и др.), метаморфические (гнейсы, кварциты, песчаники, мрамор и др.) и осадочные (известняки, доломиты, мрамор, мел и др.) породы широко используются в строительстве. Для изверженных и метаморфических пород характерны высокие плотности, скорости распространения упругих волн, удельные электрические сопротивления, хотя разрушенные разности этих пород могут отличаться пониженными значениями перечисленных параметров. Магнитная восприимчивость у них изменяется в зависимости от петрографо-тектонических особенностей. Радиоактивность возрастает от метаморфических к ультраосновным, основным и кислым породам.

Месторождения скальных карбонатных пород относятся к осадочным и метаморфическим типам. Карбонатные породы, по сравнению с изверженными и метаморфическими, имеют меньшие, а по сравнению с осадочными - большие значения следующих физических свойств: плотности, скорости распространения упругих волн, удельного электрического сопротивления, магнитной восприимчивости. Они отличаются низкой гамма-активностью.

Физико-геологические модели при изучении скальных строительных материалов бывают разными: от горизонтально и полого залегающих пластов до мощных лакколитов. Поэтому комплексы геофизических методов различаются. Пластовые крутослоистые залежи изучают гравимагниторазведкой, электрическим и электромагнитным профилированием, гамма- и эманационной съемкой, а полого залегающие - методами гравимагниторазведки, электрическими и электромагнитными зондированиями, сейсморазведкой.

4.3.5. Разведка угольных месторождений полевыми и скважинными геофизическими методами.

Ведущими наземными и скважинными методами разведки угольных месторождений являются электрические. Это объясняется характерными свойствами углей, удельное электрическое сопротивление которых изменяется в очень широких пределах (от 10^{-5} до 10^{4} Ом*м). Оно зависит от химико-технологических характеристик угля, степени их углефикации и обводненности. Под химико-технологическими характеристиками понимают качественный (химический) и количественный состав органической массы (углерод, водород, кислород, азот и др.), а также количество твердой негорючей массы, называемой золой. На величину электрического сопротивления оказывает влияние в основном зольность углей. При переходе от малозольных (негорючий остаток меньше 10%) к среднезольным (10-30%) и высокозольным (золы больше 30%) бурым и каменным углям сопротивление уменьшается в 3-5 раз. Наоборот, у хорошо проводящих ток антрацитов с увеличением зольности сопротивление растет.

Антрациты и графит, являясь электронными проводниками, отличаются высокой электропроводностью, электрохимической активностью и поляризуемостью. В зависимости от литологии, степени метаморфизма и обводненности угли могут отличаться как высоким, так и низким электрическим сопротивлением от вмещающих пород. Иногда их электрическое сопротивление такое же, как у вмещающих пород. Кроме того, угольные пласты характеризуются пониженными, по сравнению с вмещающими породами, плотностью, скоростью упругих волн, повышенной поляризуемостью.

Сланцы, торф отличаются от окружающих пород пониженными значениями плотности, скорости распространения упругих волн, электрохимического сопротивления.

В целом с помощью методов угольной геофизики решают следующие задачи:

- уточняют границы месторождения;
- картируют выходы пластов угля, сланцев под наносы;
- определяют мощность надугольных, угленосных отложений;
- прослеживают обводненные, трещиноватые и закарстованные породы;
- трассируют малоамплитудные нарушения в угленосной толще;
- изучают горно-геологические условия эксплуатации месторождений;
- оценивают физико-механические и прочностные свойства пород в целях прогнозирования устойчивости горных выработок;

- определяют литологический состав вмещающих пород, марку (зольность) углей, мощность угольных пластов, ведут подсчет запасов;
- выявляют зоны выгорания угольных пластов.

В зависимости от структурных и генетических особенностей угольных месторождений их изучение проводят разными комплексами геофизических методов. Например, на месторождениях платформенного типа с горизонтальным и пологим залеганием угленосных толщ применяют электрические и электромагнитные зондирования, сейсморазведку МОВ, гравиразведку. На месторождениях геосинклинального типа с крутым залеганием угольных толщ набор геофизических методов определяется глубиной их залегания. При больших глубинах залегания (на закрытых угольных месторождениях) применяют те же методы, что и на месторождениях платформенного типа. На месторождениях открытого типа с мощностью наносов до нескольких десятков метров широко используют методы электрического и электромагнитного профилирования (ЭП, ЕП, ДЭМП), гравиразведку и сейсморазведку МПВ.

Изучение мощности залежей торфа целесообразно проводить зимой, когда болота замерзают, с помощью зондирований (ВЭЗ, ЧЗ), особенно радиолокационного (РЛЗ), выполняемого в движении с помощью вездеходов и вручную.

На стадии детальной разведки при подготовке и в ходе эксплуатации угольных месторождений основным методом разведки является бурение. Оно служит для проверки геофизических данных, подсчета запасов, определения качества (марки) углей. Особое место на этом этапе детальной разведки занимают геофизические методы исследования скважин: электрические, ядерные, сейсмоакустические. С их помощью не только сокращается стоимость бурения благодаря проходке скважин без отбора керна, но и проводится документация разреза не менее точно, чем при сплошном отборе керна. Комплексные геофизические исследования в скважинах служат также для определения зольности, плотности, пористости, механического, петрографо-минерального состава угля и окружающих пород, оценки их физико-механических свойств и прочности, что необходимо для выбора способов крепления выработок. В ходе интерпретации материалов устанавливают корреляционные зависимости между геофизическими параметрами и перечисленными выше физико-химическими свойствами углей.

4.4. Изучение подводных месторождений твердых полезных ископаемых

4.4.1. Подводные месторождения твердых полезных ископаемых.

На дне океанов и морей выявлены разнообразные по генезису и видам минерального сырья месторождения твердых полезных ископаемых. По запасам сырья многие из них сопоставимы, а в ряде случаев и превосходят известные рудно-сырьевые месторождения на суше. Эксплуатация этих месторождений может осуществляться драгированием, откачками, эрлифтным (воздушным) подъемом и т.д.

В настоящее время среди разнообразных подводных месторождений твердых полезных ископаемых можно выделить:

- прибрежно-морские россыпи благородных (золото, платина и др.), редких (тантал, ниобий и др.), цветных (цинк, ванадий и др.) и черных (железо, титан, хром) металлов, а также алмазов;
- скопления железомарганцевых конкреций (ЖМК) абиссальных (глубинных) равнин Мирового океана;
- железомарганцевые корки на склонах подводных гор;
- скопления глубоководных полиметаллических и сульфидных руд в срединно-океанических хребтах.

4.4.2. Геофизические поиски подводных рудных месторождений.

Основной задачей геофизических исследований при разведке россыпных месторождений является выяснение общей морфологии залежи, определение мощности и состава рыхлых отложений и рельефа подстилающих коренных пород. В связи с приуроченностью многих прибрежных морских россыпей к затопленным речным долинам, содержащим древние аллювиальные россыпи, важной задачей является выяснение геоморфологических особенностей шельфа и прослеживание аллювиальных отложений в подводных палеодолинах рек. Ведущими геофизическими методами при разведке россыпных месторождений шельфа являются непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), электроразведка (ЕП, ВП, КС), магниторазведка и скважинные наблюдения.

Глубоководные месторождения железомарганцевых конкреций (ЖМК) привлекают особое внимание промышленности как весьма перспективный и крупнейший источник марганца, никеля, кобальта, частично меди и некоторых редких металлов. Месторождения ЖМК распространены почти на половине площади дна Мирового океана. В большинстве случаев они приурочены к абиссальным (глубинным) котловинам глубиной 4-5 км. Близки к ЖМК по составу и, видимо, по условиям образования железомарганцевые корки, покрывающие склоны подводных гор на глубинах от 600 до 2000 м. При поисках и разведке ЖМК и рудных корок применяют магниторазведку, НСП, электроразведку (КС, ВП, ЕП) и в меньшем объеме гравиразведку.

По данным магниторазведки и электроразведки по соседним профилям (галсам) коррелируются аномалии, к которым приурочены скопления ЖМК. Метод НСП позволяет определить мощность рыхлых донных осадков над консолидированными или кристаллическими породами. С ростом мощности донных осадков от нескольких метров до 300 м изменяется состав конкреций и уменьшается практически до нуля концентрация полезных компонент в них.

Месторождения глубоководных полиметаллических сульфидных руд вошли в разряд перспективных потенциальных источников меди, цинка, серебра и ряда других металлов. Несмотря на слабую изученность этого нового типа рудных месторождений океанов, уже сейчас ясно, что концентрация в них цветных металлов может быть сопоставима с крупнейшими рудно-сырьевыми объектами континентальных областей. Подводные сульфидные руды образуют сплошные линзообразные залежи в центральных частях срединно-океанических хребтов, преимущественно в тех зонах, где активно проявляется подводный вулканизм.

Установлена связь между скоростью раздвижения дна в рифтах и условиями, благоприятствующими сульфидообразованию. Поэтому интерпретация результатов региональных гидромагнитных и гравиметровых съемок в океанах с точки зрения возраста пород могут служить поисковым критерием на сульфидоносность. При разведке выявленных сульфидных месторождений эффективны придонная сейсморазведка, электромагнитное профилирование на постоянном токе (ЭП), переменными полями (НЧМ) и вызванными потенциалами (ВП), съемка естественных электрических полей (ЕП). Если сейсморазведка решает литолого-структурные задачи, то электроразведка служит для прямых поисков сульфидных руд. Объясняется это тем, что руды отличаются от донных осадков высокой электрохимической активностью, электропроводностью, поляризуемостью.

Перспективны для промышленной разработки месторождения донных фосфоритов, которые встречаются на шельфе и континентальном склоне океанов и морей. По данным региональных акваториальных наблюдений выявляются участки дна, где благоприятны условия для залегания фосфоритов. Поисково-разведочные работы на фосфориты ведутся донной гравиметрией, методом НСП и электрическим профилированиям.

К поискам поддонных рудных месторождений примыкают проблемы выявления затонувших кораблей, археологических объектов, выполняемые сейсмоакустическими и электрическими методами.

Глава 5. Инженерная геофизика

- 5.1. Геологическая среда и геофизические методы для ее исследования
- 5.2. Гидрогеологическая и почвенно-мелиоративная геофизика
  - 5.2.1. Геофизические методы при гидрогеологических съемках
  - 5.2.2. Поиски и разведка пресных подземных вод
  - 5.2.3.Поиски и разведка термальных вод
  - 5.2.4. Поиски и разведка минеральных вод
  - 5.2.5. Изучение динамики подземных вод и водных свойств толщ горных пород
  - 5.2.6. Изучение условий обводненности горных выработок
  - 5.2.7. Гидромелиоративные и почвенно-мелиоративные исследования
  - 5.2.8. Изучение минерализации подземных вод, литологии и флюидонасыщенности горных пород электроразведкой методом сопротивлений
- 5.3. Инженерно-геологическая геофизика
  - 5.3.1. Общая характеристика инженерно-геологической геофизики
  - 5.3.2. Инженерно-геологические съемки
  - 5.3.3. Изучение условий строительства инженерных сооружений
  - 5.3.4. Изучение тектонических нарушений
  - 5.3.5. Изучение физико-геологических явлений и процессов
  - 5.3.6. Изучение инженерно-геологических условий строительства на акваториях и берегах
  - 5.3.7. Определение физико-механических свойств горных пород по данным сейсморазведки

    - 5.3.8. Определение деформационно-прочностных свойств горных пород по данным сейсморазведки и сейсмоакустических исследований
- 5.4. Мерзлотно-гляциологическая геофизика
    - 5.4.1. Строение мерзлых пород и задачи их изучения
    - 5.4.2. Физические свойства и строение мерзлотно-геофизических разрезов
    - 5.4.3. Картирование мерзлых и талых пород
    - 5.4.4. Расчленение мерзлых и талых горных пород
    - 5.4.5. Изучение ледников
- 5.5. Археологическая и техническая геофизика
    - 5.5.1. Особенности выявления искусственных малоглубинных погруженных объектов
    - 5.5.2. Археологическая геофизика
    - 5.5.3. Техническая геофизика (изучение подземных коммуникаций)

5.1. Геологическая среда и геофизические методы для ее исследования

Верхнюю оболочку земной коры (мощностью в первые тысячи метров), где в наибольшей степени проявляются природные, экзогенные геологические и антропогенно-техногенные процессы, геологи называют геологической средой, а геофизики - геофизической средой. По нашему мнению, ее следует называть экзотехносферой, так как здесь на почвы, грунты, горные породы воздействуют внешние, экзогенные, воздушные и водные процессы, влияют естественные и искусственные физические поля, проявляется антропогенная (инженерно-хозяйственная) деятельность человека. Геологическая среда и особенно ее верхняя часть разреза (ВЧР) мощностью в десятки, реже первые сотни метров является объектом исследований прикладного раздела геофизики, называемого инженерной или инженерно-гидрогеологической геофизикой [Огильви А.А., 1990].

К геофизическим методам, используемым для изучения геологической среды, предъявляют специфические требования:

- высокую детальность изучения геологической среды на сравнительно небольших глубинах (от нескольких единиц до десятков, реже первых сотен метров) с изменяющимися в пространстве и во времени физическими свойствами, а значит, литологией, водно-физическими характеристиками, с широким проявлением природных процессов и инженерно-хозяйственной деятельности человека;
- использование портативных методов и облегченных измерительных установок для ускорения, удешевления геофизических работ и возможности проведения повторных наблюдений;
- применение нескольких (до 3-4) геофизических методов разной физической природы для повышения точности получаемой информации;
- широкое использование буровых скважин и горных выработок, проходка которых не сложна при небольших глубинах разведки.

Геологическая среда является объектом прямых исследований различных научно-прикладных дисциплин: гидрогеологии, почвоведения, инженерной геологии, мерзлотоведения, гляциологии, геоэкологии. Однако геофизика может дать дополнительную информацию, в результате чего повышается общая эффективность работ.

В соответствии с названными научно-прикладными направлениями инженерная геофизика подразделяется на гидрогеологическую, почвенно-мелиоративную, инженерно-геологическую, мерзлотную, гляциологическую. К ней можно отнести и экологическую геофизику. Однако возрастающее значение для человечества экологических проблем приводит к целесообразности выделения ее в отдельный научно-прикладной раздел геофизики.

5.2. Гидрогеологическая и почвенно-мелиоративная геофизика

Геофизические методы давно и с успехом используют для решения следующих гидрогеологических задач: гидрогеологических съемок разных масштабов; поисков и разведки грунтовых, пластовых, трещинно-карстовых и артезианских вод; изучения динамики подземных вод; выяснения условий обводнения месторождений полезных ископаемых и объектов строительства или реконструкции; определения минерализации грунтовых и подземных вод; проведения гидромелиоративных и почвенно-мелиоративных исследований. Методы решения этих и других задач исследований подземной гидросферы объединяют в гидрогеологическую геофизику, выделяя в ней почвенно-мелиоративное направление [Шарапанов Н.Н. и др., 1974].

5.2.1. Геофизические методы при гидрогеологических съемках.

Гидрогеологические съемки начинаются с обзорных и мелкомасштабных (мельче 1:500000) съемок крупных территорий, проводимых в ходе геологических съемок более мелкого масштаба. Их целью является районирование территорий с точки зрения выделения гидрогеологических бассейнов и структур с артезианскими, пластовыми, трещинными, пластово-трещинными, грунтовыми водами и грубой оценки ресурсов пресных, минерализованных и термальных вод [Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, мерзлотных и инженерно-геофизических исследований, 1982].

Специальные исследования геофизическими методами при этих съемках не проводят, а используют данные структурно-картировочных геофизических методов (см. 3.3). Результаты геофизических исследований целесообразно подвергать целенаправленной переинтерпретации с точки зрения выделения водоносных толщ и водоупоров, определения глубины залегания регионального водоупора (по данным сейсморазведки и электромагнитных зондирований), оценки водных свойств толщ по суммарным поперечным сопротивлениям и продольным проводимостям, рассчитываемым в результате интерпретации вертикальных и дипольных электрических зондирований (ВЭЗ, ДЭЗ).

Среднемасштабные гидрогеологические съемки (1:200000 - 1:100000) предназначены для попланшетного (полистного) изучения территории. Они служат для решения следующих гидрогеологических задач: гидрогеологической стратификации разрезов с выделением водоносных и водоупорных комплексов; изучения зон аэрации, грунтовых, пластовых и трещинных вод; выявления пресных, минеральных, термальных вод; выяснения изменений гидродинамических, гидрохимических, гидротермических и криологических условий в плане и по глубине; проведения работ по водоснабжению, сельскохозяйственной мелиорации и изучению инженерно-геологических условий территории.

При среднемасштабных гидрогеологических съемках используют данные дистанционных аэрокосмических (радиотепловых и радиотелеметрических) съемок, а также методов электромагнитных зондирований, профилирований и гравимагниторазведки. Выбор методов определяется природными условиями (аридные, гумидные области или территории распространения многолетнемерзлых пород), геолого-геофизическим строением, решаемыми задачами и глубиной залегания подземных вод.

Полевые работы ведут либо в виде сплошных площадных съемок с густотой сети зондирований около 1 х 1 км, либо путем изучения по более густой сети отдельных ключевых участков с интерполяцией результатов между ними. Профилирование с шагом до 100-200 м проводят по направлениям с наиболее контрастными изменениями геоморфологических и геолого-геофизических условий.

Интерпретация данных геофизических методов должна быть направлена не только на получение геометрических параметров разреза, но главным образом на геолого-гидрогеологическое истолкование результатов и, прежде всего, определение фильтрационных свойств пород (коэффициентов фильтрации, водопроводимости и др.). Для этого устанавливаются вероятностно-статистические связи между геолого-геофизическими свойствами по данным параметрического бурения, опорных геофизических наблюдений у скважин и выполнения ГИС в скважинах.

Крупномасштабные (1:50000 и крупнее) гидрогеологические съемки предназначены для решения конкретных задач питьевого, промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения, обводнения пастбищ и мелиорации земель подземными водами. Гидрогеологические цели детальных крупномасштабных геофизических съемок те же, что и среднемасштабных. Они предназначены для технического проектирования водоснабженческих и мелиоративных мероприятий и поэтому должны отличаться: высокой точностью количественных определений физико-механических и водно-фильтрационных свойств, сравнимой с точностью, получаемой с помощью наблюдений в скважинах; ограниченными сроками проведения работ и меньшей стоимостью за счет сокращения в 2-5 раз бурения, но с обязательным проведением опытно-фильтрационных параметрических наблюдений в скважинах (или шурфах).

При крупномасштабных гидрогеологических съемках применяют комплекс полевых и скважинных геофизических методов, а также геолого-гидрогеологических опытных наблюдений. Основными полевыми геофизическими методами в рамках этого комплекса являются зондирования: электрические (ВЭЗ), электромагнитные частотные (ЧЗ) или становлением поля (ЗС) (в условиях распространения пресных вод), вызванных потенциалов (ВЭЗ-ВП) или сейсморазведки методом преломленных волн (МПВ) (в условиях распространения подземных вод повышенной минерализации). Вспомогательными методами служат электромагнитные профилирования.

Густота сети наблюдений при выполнении зондирований не должна превышать 200 х 500 м, а на ключевых участках 100 х 200 м. Шаг наблюдений при профилировании не должен превышать 50 м. Интерпретация данных крупномасштабных геофизических съемок, проводимых с целью решения гидрогеологических задач, сводится к построению разрезов и карт послойных или обобщенных геофильтрационных параметров. Их получают в результате корреляции геофизических и гидрогеологических параметров по опытно-фильтрационным наблюдениям в скважинах и в ходе геофизических работ около них.

5.2.2. Поиски и разведка пресных подземных вод.

С увеличением водонасыщенности горных пород увеличивается их электропроводность и скорости распространения упругих волн, меняются электрохимическая активность и поляризуемость, поэтому методы электроразведки и сейсморазведки давно используются при поисках и разведке подземных вод (см. 1.4).

Основными задачами геофизических методов при поисках, предварительной и детальной разведке месторождений подземных вод являются (Методы геофизики..., 1985):

- на стадии поисков - литологическое картирование в плане и по глубине с выделением водовмещающих рыхлых или трещиноватых и закарстованных скальных пород, изучение грунтовых, пластовых и трещинных подземных вод, оценка геофильтрационной и гидрохимической обстановки;
- на стадии предварительной разведки - изучение литологического строения, выделение зон повышенной обводненности по значениям коэффициентов фильтрации и водопроводимости, определение глубин залегания и мощностей водоносных и водоупорных горизонтов, выявление " гидрогеологических окон " в локальных водоупорах, обеспечивающих связь разных водоносных горизонтов, гидрогеохимическое картирование зон с разной минерализацией подземных вод;
- на стадии детальной разведки - детализация и проверка данных предварительной разведки бурением скважин, определение эксплуатационных запасов подземных вод разной минерализации путем анализа всех полевых материалов и данных скважинных, в том числе режимных, геофизических наблюдений.

Основными методами поисков и предварительной разведки месторождений пресных, пластовых и грунтовых подземных вод являются вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП) и сейсморазведка методом преломленных волн (МПВ), а при изучении глубоких артезианских бассейнов - сейсморазведка методом отраженных волн (МОВ) и электроразведка (ДЗ, ЗСБ, МТЗ). Трещиноватые обводненные зоны выявляют с помощью методов электромагнитного профилирования. Детализацию выявленных зон с трещинно-карстовыми водами осуществляют методами кругового профилирования (КЭП) и кругового вертикального зондирования (КВЗ).

Сеть наблюдений зависит от масштаба съемок и сложности гидрогеофизических условий. Расстояние между точками наблюдения должно составлять около 1 см в масштабе результирующих разрезов и карт. Очень ответственным является этап физической интерпретации материалов, который обычно проводят с использованием ЭВМ. Геолого-гидрогеологическое истолкование геофизических данных осуществляется на основе вероятностно-статистических связей между геофизическими параметрами и геофильтрационными свойствами в массиве горных пород, определяемыми по данным опытно-фильтрационных работ и геофизических исследований в скважинах.

5.2.3.Поиски и разведка термальных вод.

Крупные месторождения термальных вод приурочены к парогидротермальным системам и резервуарам с термальной водой (" тепловым котлам "), которые характеризуются следующими особенностями:

- повышенными значениями теплопроводности, температуры, геотермических градиентов и тепловых потоков, что вызывает появление аномалий при геотермических исследованиях;
- пониженными электрическими сопротивлениями, что приводит к появлению минимумов на кривых электромагнитных зондирований;
- возрастанием термоэлектрических электрокинетических потенциалов, сопровождающимся максимумами потенциалов естественных электрических полей;
- обогащением разреза сульфидными минералами, вызывающими аномалии вызванной поляризации;
- низкими скоростями распространения упругих волн и их затуханий;

- понижениями плотности и магнитной восприимчивости, т.е. слабыми отрицательными гравимагнитными аномалиями.

В зависимости от природных физико-геологических условий осуществляют мелко-, средне-, крупномасштабные геофизические съемки с увеличенной густотой сети над резервуарами термальных вод. Основными методами поисков термальных вод являются аэрогеофизические (в том числе инфракрасные) съемки; шпуровая и скважинная терморазведка; электромагнитные зондирования (ЗСБ, ВЭЗ-ВП или МТЗ) и методы профилирования (ЕП, ВП); сейсморазведка МПВ и МОВ; гравимагнитные съемки. Среди скважинных ведущими методами являются термические, вспомогательными - электрические.

5.2.4. Поиски и разведка минеральных вод.

Поиски и разведка минеральных вод, пригодных для лечебных целей или являющихся источником химического сырья, - достаточно специфическая задача. Поиски таких месторождений имеют сходство с поисками месторождений пресных вод, а разведку проводят бурением скважин и проведением в них геофизических исследований. Среди методов ГИС основными являются резистивиметрия, электрические и ядерные. Ниже рассмотрены способы определения минерализации подземных вод по их удельному электрическому сопротивлению (5.2.8).

5.2.5. Изучение динамики подземных вод и водных свойств толщ горных пород.

Важным этапом разведки грунтовых, пластовых и трещинно-карстовых вод является оценка их запасов, расходов, динамики. На этом этапе исследований весьма перспективны скважинные электрические методы, с помощью которых проводят литологическое расчленение разрезов и определяют такие динамические характеристики потока, как скорость фильтрации (или коэффициент фильтрации) и действительная скорость.

Одним из давно применяющихся способов определения действительной скорости подземного потока по одиночной скважине является метод заряженного тела (МЗТ). На рис. 5.1 приведен пример определения действительной скорости подземных вод (V) этим методом, сводящимся к изучению эквипотенциальных линий электрического поля от помещенного в засоленную скважину источника постоянного тока на разных временах после добавления поваренной соли в поток подземных вод.

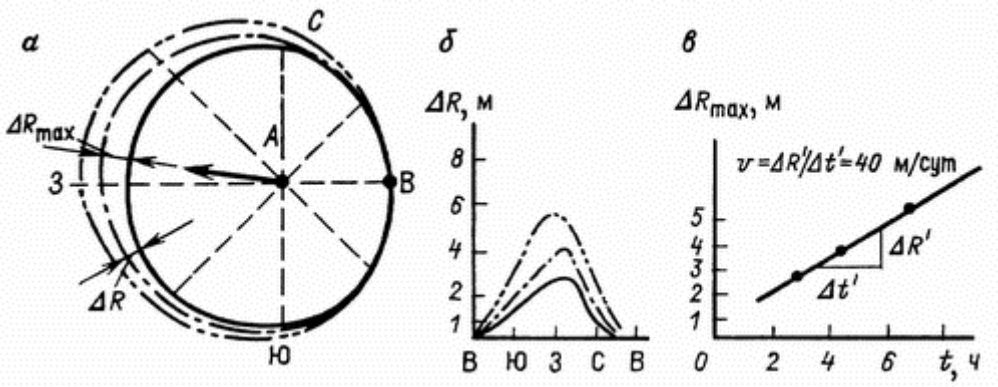


Рис. 5.1. Пример определения направления и скорости движения подземных вод методом заряженного тела: а - план эквипотенциальных линий, б - график смещения эквипотенциальных линий, в - график скоростей, $\Delta R'$- максимальное смещение изолиний за время $\Delta t'$после засолки

Для оценки вертикальной фильтрационной неоднородности водоносного пласта и послойного определения коэффициентов фильтрации разрезов с ненапорными подземными водами используют резистивиметрические наблюдения в скважинах с искусственно засоленным подземным потоком. При этом с помощью резистивиметра периодически измеряют удельное сопротивление предварительно засоленной поваренной солью воды в стволе скважины. По сопротивлениям до засоления ρ_0и после засоления ρ_1и ρ_2, определенным через время t_1и t_2после засолки, можно оценить скорость фильтрации по формуле

$$v_ф \approx \frac{2d}{(t_1 - t_2)} \cdot \lg \frac{\rho_2(\rho_0 - \rho_1)}{\rho_1(\rho_0 - \rho_2)},$$

где d- диаметр скважины.

На рис. 5.2 приведены результаты скважинных наблюдений на одном из участков Северо-Уральских бокситовых рудников (СУБР). В практике совместных гидрогеологических исследований динамики подземных вод широко используются определения водных и фильтрационных свойств по удельному электрическому сопротивлению слоев толщ горных пород (см. 5.2.8).

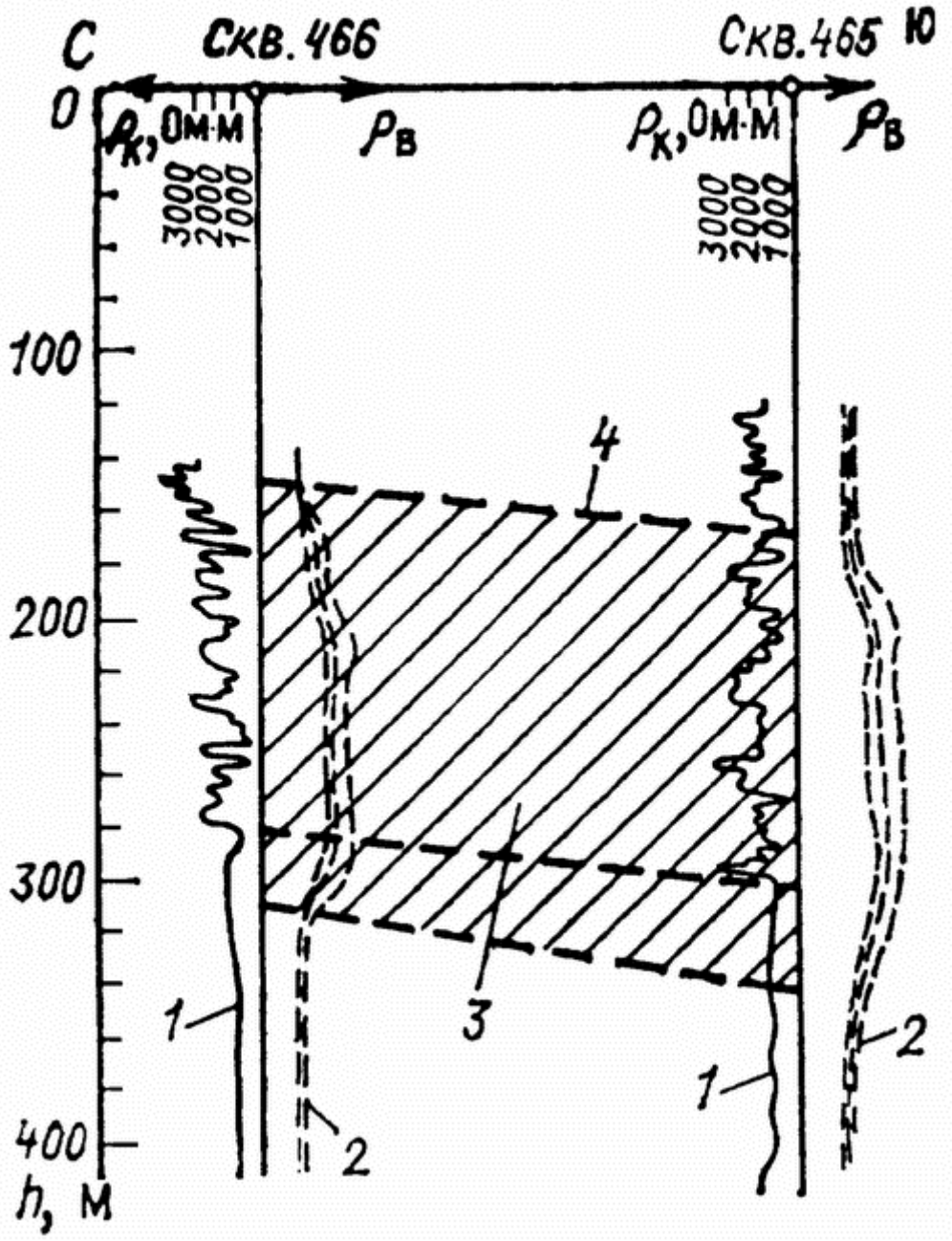


Рис. 5.2. Результаты скважинных геофизических исследований на одном из участков СУБР: 1 - график кажущихся сопротивлений по данным каротажа КС; 2 - кривые резистивиметрических наблюдений; 3 - зона активной циркуляции подземных вод; 4 - границы слоев

5.2.6. Изучение условий обводненности горных выработок.

При изучении обводненности горных выработок в ходе разработки месторождений твердых полезных ископаемых наиболее важной практической задачей является выявление обводненных зон для бурения водопонизительных скважин и проектирования других осушительных мероприятий. Особенно значительна обводненность месторождений, сложенных песчано-глинистыми или неравномерно закарстованными и

трещиноватыми карбонатными породами. Обводненные зоны здесь носят локальный, незакономерный характер и приурочены к увеличениям в разрезе содержания толщ песчаных коллекторов или карстовых водонасыщенных полостей и трещиноватых зон.

Основными полевыми методами изучения обводненности горных выработок являются ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, МПВ, а также электромагнитные профилирования (ЭП, ЕП). Методика полевых работ сводится к площадным съемкам с густотой сети наблюдений (100-500) \times (100-500) м. Глубинность разведки должна превышать проектируемые глубины выработок.

5.2.7. Гидромелиоративные и почвенно-мелиоративные исследования.

Мелиоративные работы, гарантирующие устойчивость сельскохозяйственного производства, требуют постановки научно обоснованных гидромелиоративных изысканий как на стадии проектирования и строительства различных водохозяйственных сооружений, так и особенно в процессе их эксплуатации для контроля качества осушения или обводнения земель.

В результате гидромелиоративных изысканий на объектах водохозяйственного строительства необходимо дать оценку условий заложения и работы дренажных и оросительных систем, а также водообмена через зону аэрации. При этом должны быть решены следующие задачи:

- определена литологическая характеристика верхней (5-10 м) толщи пород и проведено почвенное картирование;
- выявлены глубины залегания уровня грунтовых вод, регионального водоупора, мощности и взаимосвязь различных водоносных горизонтов между собой и с поверхностными потоками;
- изучены физико-механические и водные свойства горных пород зоны аэрации и полного водонасыщения, т.е. определены коэффициенты пористости, влажности, проницаемости, фильтрации, водопроводимости, а также минерализация и динамика вод, засоленность и заболоченность почв.

Решение этих задач только методами почвенных, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований (проходка скважин, шурфов и наблюдения в них) трудоемко, дорого и носит точечный характер. При использовании геофизических методов можно не только получить информацию о разрезе, но и повысить ценность точечных гидрогеологических обследований, так как водно-физические свойства, определенные в параметрических (опорных) точках, легко увязать с площадными электрическими, экстраполировав их на всю изучаемую площадь. При этом необходимы дешевые, ускоренные геофизические съемки, которые проводят следующими методами:

- среднемасштабными дистанционными электромагнитными исследованиями - инфракрасной (радиотепловой) съемкой с помощью тепловизоров и высокочастотной радиотелеметрией, активной радиолокацией с помощью радиолокаторов миллиметрового и сантиметрового диапазона волн;
- крупномасштабными электромагнитными профилированиями (СДВР, ДИП (ДЭМП), ЭП, ЕП, ВП) и зондированиями (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, РВЗ);
- скважинными наблюдениями электрическими, нейтронными, термическими методами.

Методика и принципы обработки данных геофизических методов, гидромелиоративных и почвенных исследований такие же, как и при рассмотренных выше гидрогеологических исследованиях. Особенно перспективны повторные измерения для контроля водного, солевого и температурного режимов мелиорируемых земель, которые можно выполнять с помощью дистанционных аэрокосмических, радиотепловой и радиотелеметрической съемок.

5.2.8. Изучение минерализации подземных вод, литологии и флюидонасыщенности горных пород электроразведкой методом сопротивлений.

Особо ценное значение гидрогеологической и почвенно-мелиоративной геофизики заключается в возможности получения количественных характеристик водных свойств горных пород при совместных гидрогеологических и почвенно-мелиоративных работах, с одной стороны, и электроразведки - с другой. Подобное совмещение обеспечивает повышение информативной и экономической эффективности работ, так как позволяет интерполировать и экстраполировать данные трудоемких геолого-гидрогеологических и почвенно-мелиоративных исследований на отдельных опорных точках на всю площадь, изученную высокопроизводительными электроразведочными методами.

Среди методов электроразведки методы сопротивлений, основанные на измерении кажущихся сопротивлений (КС или $\rho_к$) в постоянных и низкочастотных переменных искусственных полях, находят наибольшее применение при решении гидрогеологических задач. В результате интерпретации электроразведки методом сопротивлений получаются пластовые или осредненные по пачке слоев значения удельного электрического сопротивления (УЭС или $\rho_к$).

1. *Определение минерализации подземных вод*. УЭС горных пород, особенно трещиноватых и обводненных, определяется в значительной мере минерализацией подземных вод, так как электропроводность у пород в основном ионная. Поэтому для геологического истолкования данных метода сопротивлений надо знать общую минерализацию (M) подземных вод. Ее определяют путем резистивиметрических измерений, т.е. определением УЭС воды ($\rho_в$) с помощью установок метода сопротивлений малых размеров, помещенных в трубу (сосуд), изготовленную из изолирующего материала. Перемещая резистивиметр по скважине с водой или залив воду в сосуд, можно определить величину $\rho_в$(в Ом*м), а по ней можно рассчитать Mв г/л по формуле $M = 0,12\rho_в$. Если известен химический состав подземных вод по данным гидрохимических анализов, легко можно определить концентрацию солей Cв г/л (см. рис. 5.3).

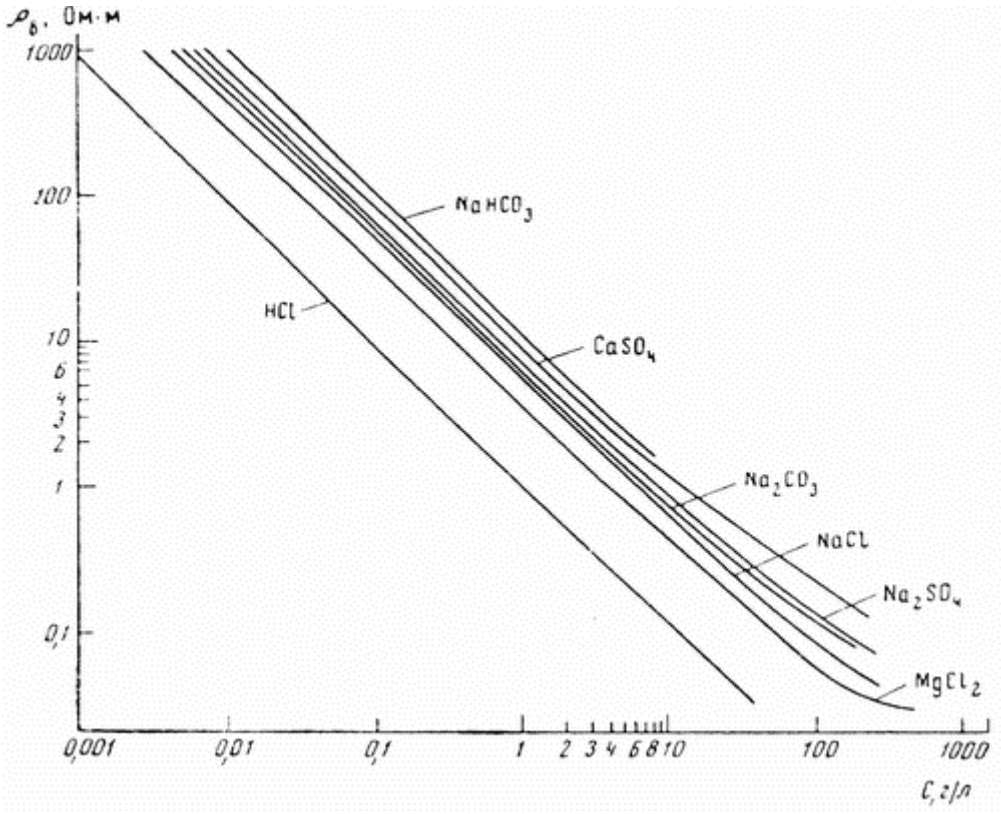


Рис. 5.3. Зависимости удельного электрического сопротивления подземных вод ($\rho_в$) от концентрации (C) и химического состава растворенных солей [Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии, 1985]

По общей минерализации подземные воды подразделяются на пресные (M <1 г/л), слабо минерализованные (M <3-5 г/л) и сильно минерализованные (M >5-10 г/л). Для сильно минерализованных подземных вод параметры Mи Cоказывают основное влияние на УЭС горных пород, особенно трещиноватых скальных и всех осадочных (см. рис. 5.4).

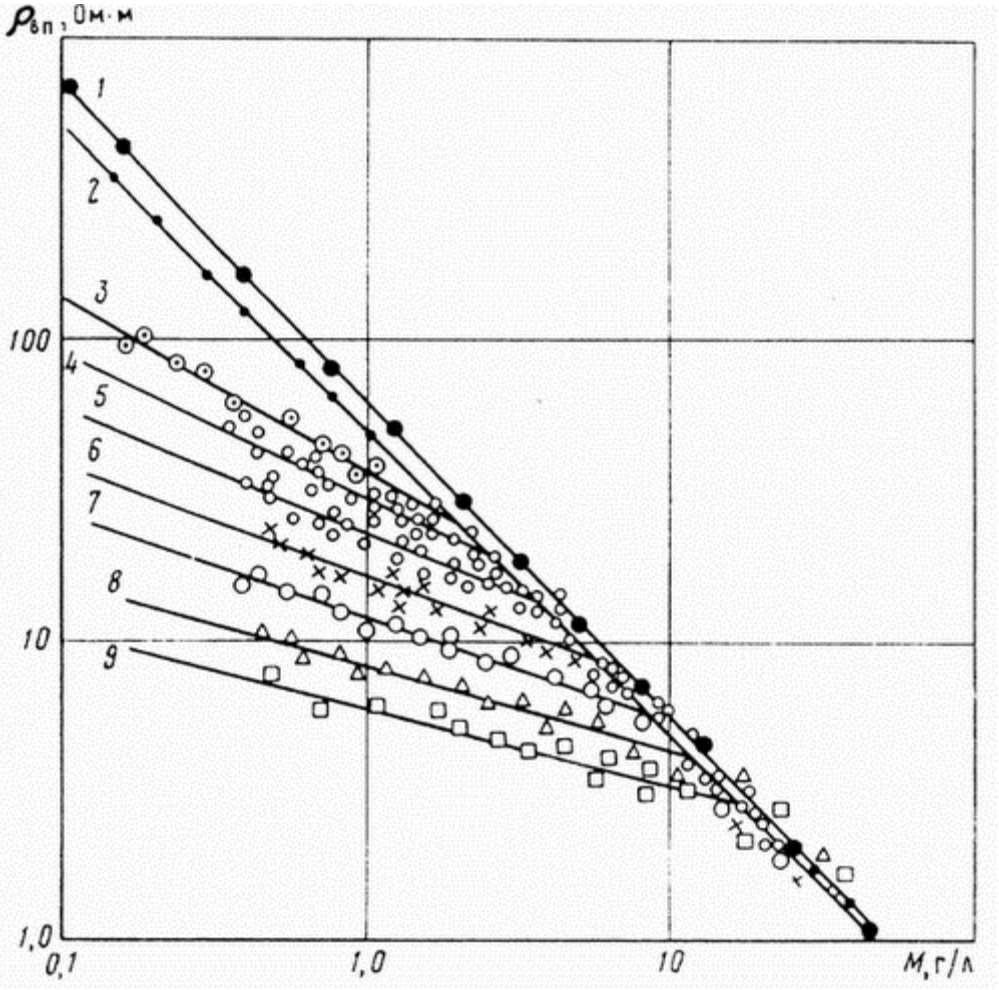


Рис. 5.4. Зависимость удельного электрического сопротивления ($\rho_{вп}$) водонасыщенных пород от минерализации ($М$): 1 - природные воды; 2 - гравийно-галечниковые отложения; пески: 3 - крупнозернистые, 4 - среднезернистые, 5 - мелкозернистые; суглинки: 6 - легкие, 7 - средние, 8 - тяжелые глины, 9 - глины [Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии, 1985]

2. *Определение литологии и водных свойств горных пород, насыщенных пресными водами*. При $М$ <10 г/л литология и прежде всего гранулометрический состав горных пород (средний диаметр твердых частиц $d_{ср}$), а также их пористость, глинистость, флюидонасыщенность начинают влиять на УЭС горных пород, становясь определяющими факторами при заполнении пород пресными подземными водами. С помощью диаграммы, представленной на рис. 5.4 по УЭС разных водонасыщенных пород и известной минерализации $М$можно оценить литологию пород.

Важной характеристикой коллекторских свойств песчано-глинистых пород является их глинистость, которая оценивается по формуле $Г = \rho_г/\rho_{пг}$, где $\rho_г$и $\rho_{пг}$- УЭС чистых глин и песчано-глинистых пород изучаемого района. Коэффициент пористости горных пород $K_п$можно определить с помощью их относительного сопротивления, называемого параметром пористости ($Р = \rho/\rho_в$, где ρи $\rho_в$- УЭС породы и насыщающей ее воды). На рис. 5.5 приведены кривые зависимости относительных сопротивлений некоторых горных пород от коэффициента пористости ($K_п$).

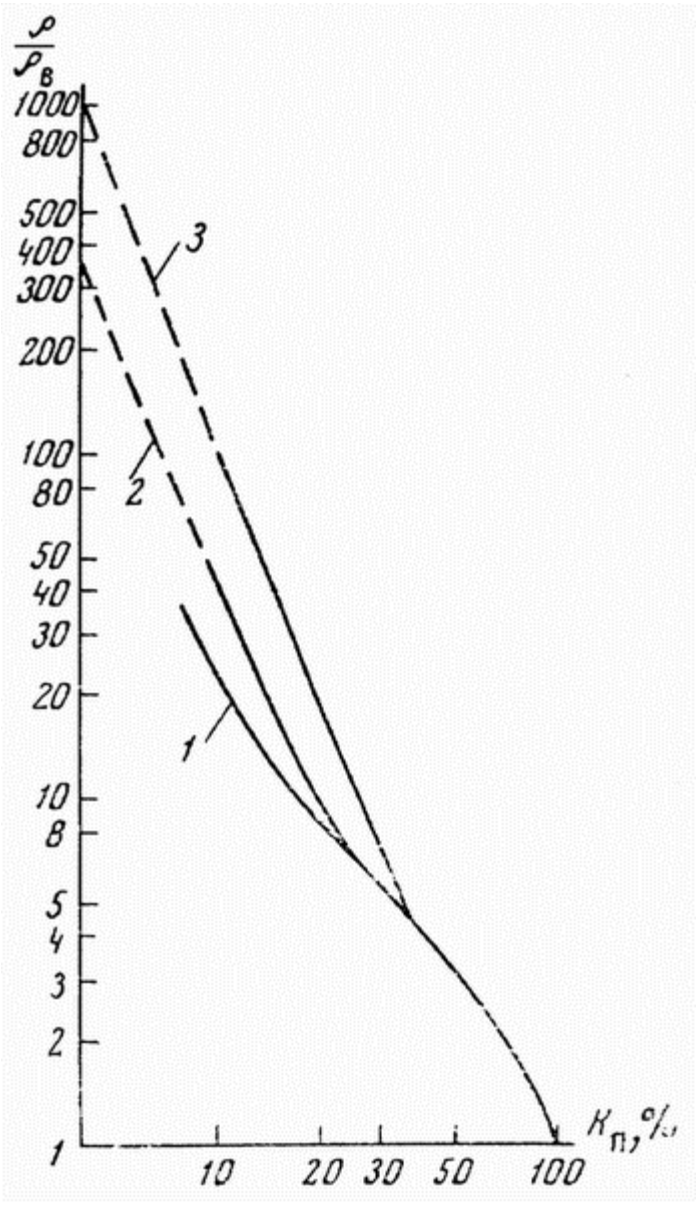


Рис. 5.5. Кривые зависимости относительного сопротивления ($\rho/\rho_в$) от коэффициента пористости ($K_п$): 1 - пески; 2 - слабосцементированные песчаники и рыхлые известняки; 3 - сильносцементированные песчаники, известняки и доломиты [Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии, 1985]

Среди водно-физических свойств горных пород основным является их водонасыщенность, выражаемая через коэффициент $K_в$. Для рыхлых осадочных пород коэффициент $K_в$может быть определен через параметр пористости с помощью табл. 5.1. Возможность отбора (откачки) подземных вод характеризуется водоотдачей, которая для песчано-глинистых пород определяется формулой $K_т = B/\rho$, где B- эмпирический коэффициент, который как здесь, так и в последующих формулах рассчитывается при совместных гидрогеологических и геофизических исследованиях на опорных точках.

Т а б л и ц а 5.1

$P = \rho/\rho_в$, отн. ед.	110	50	30	15	13	6,5	4	3,2	2,2	1
$K_в$, %	10	15	20	25	30	40	50	60	70	100

О количестве (запасах) подземных вод можно судить по коэффициенту фильтрации ($K_Ф$), измеряемому в м/сут, который через величину УЭС песчано-глинистых пород \rho (в Ом*м) оценивается по формуле $K_Ф = 0,01\rho$. Водопроводимость ($T_в = K_Фh$) толщи водоносных пород мощностью h корреляционно связана с

поперечным удельным сопротивлением этой толщи $T = \rho h$, которое при интерпретации данных электроразведки может быть получено самостоятельно. Формула связи имеет вид T^{e} = ДТ, где Д - эмпирический коэффициент, близкий для песчано-глинистых пород к 0,01.

3. *Зависимость удельного электрического сопротивления от насыщенности нефтепродуктами*. Одной из проблем гидрогеологических и гидроэкологических исследований является изучение загрязненности горных пород нефтепродуктами вследствие их непрерывных или залповых утечек из трубопроводов, емкостей нефтеперерабатывающих заводов, хранилищ и т.п. Проникая в горные породы, они скапливаются в коллекторах над грунтовыми водами (верхний водоносный горизонт) или в подземных водах. Поэтому решение гидроэкологических задач, связанных с загрязнением почв, грунтов и верхней части геологической среды нефтепродуктами, начинается с выявления коллекторов (песков, пористых известняков, полускальных пород) и водоупоров (глин, скальных пород).

Хотя нефтепродукты по УЭС близки к изоляторам, в горных породах, насыщенных ими, УЭС может быть как выше, так и ниже, чем у тех же пород, но водоносных. Объясняется это вымыванием нефти водой, химическим и биологическим (под воздействием микроорганизмов) окислением. Окисление, идущее на контакте вода - нефть, происходит тем быстрее, чем больше воды в породе и скорость ее движения, а значит, выше в ней концентрация кислорода. В результате нефтезагрязнение замещается продуктами окисления (сульфиды, в частности, пирит и др.), которые образуют в подземной воде электролит с низким УЭС. Поэтому в обводненных породах при разных соотношениях высокоомного слоя нефти или нефтепродуктов и окружающего их низкоомного слоя за счет переработки нефтепродуктов могут создаваться зоны как повышенного, так чаще и пониженного УЭС. В районах, где расположены необводненные породы, нефтепродукты могут сохраняться сколь угодно долго, а загрязненные ими породы выделяются как высокоомные объекты.

5.3. Инженерно-геологическая геофизика

5.3.1. Общая характеристика инженерно-геологической геофизики.

Инженерно-геологическая геофизика - это раздел прикладной геофизики, предназначенный для решения разнообразных инженерно-геологических задач. Геофизические исследования выполняются при проведении средне- и крупномасштабной инженерно-геологических съемок, а также при детальных работах, связанных с проектированием, строительством и эксплуатацией различных сооружений. Они позволяют повышать детальность и точность изысканий, уменьшать затраты времени и средств на проведение инженерно-геологических работ [Ляховицкий Ф.М. и др., 1989; Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии, 1985; Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, мерзлотных и инженерно-геофизических исследований, 1982].

Объектом этих исследований обычно является верхняя часть разреза (ВЧР), характеризующаяся значительной неоднородностью, изменчивостью литологического состава, строения и физических свойств горных пород. Эффективность геофизических исследований при изучении этого сложного объекта достигается применением методов различной физической природы, с повышенной детальностью наблюдений, получением интегральных характеристик, отражающих особенности строения и свойств массива пород в его естественном залегании, возможностью многократных повторных наблюдений без нарушения строения и состояния геологической среды. Последнее обстоятельство позволяет осуществлять режимные геофизические наблюдения за интенсивностью геологических процессов, происходящих под воздействием естественных и техногенных факторов.

Инженерно-геологические геофизические исследования выполняют на земной поверхности, в скважинах и горных выработках. Используют также аэрокосмические и аэрогеофизические материалы. Ведущими методами являются сейсмические: метод преломленных волн (МПВ), реже - отраженных волн (МОВ), а также один-два из следующих: электропрофилирование методами естественного поля (ЕП), кажущихся сопротивлений, радиоволновым (РВП), вертикальные электрические зондирования методом сопротивлений или вызванной поляризации (ВЭЗ или ВЭЗ-ВП), частотные зондирования (ЧЗ), зондирования становлением поля (ЗС) и радиоволновые (РВЗ), гравимагнитные, ядерные и скважинные методы.

5.3.2. Инженерно-геологические съемки.

Инженерно-геологические съемки бывают средне-, крупномасштабными и детальными. При этих видах съемок применяются некоторые из перечисленных в 5.3.1 методов.

При среднемасштабных съемках (1:200000 - 1:100000) используют данные одного-трех наиболее производительных геофизических методов профилирования (космические и воздушные, включая радиотепловые (РТС) или инфракрасные (ИКС) и магнитные съемки) и намечают детализационные или ключевые участки. В пределах этих участков работы проводят по более густой сети наблюдений и более широким комплексом, включающим два-три из упомянутых в 5.3.1 полевых геофизических методов. Работы проводят одновременно с бурением скважин, инженерно-геологическими и фильтрационными исследованиями, отбором образцов пород для лабораторных исследований и выполнением ГИС. Число пунктов геолого-гидрогеологических исследований может быть в два и более раз меньше, чем без применения геофизики.

Крупномасштабное картирование (1:25000 - 1:10000) проводят, как правило, без использования ключевых участков, а в виде сплошной съемки. Применяют комплекс геофизических методов, включающий преимущественно сейсморазведку МПВ и электромагнитные зондирования (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, ЗСБ, РВЗ), а при наличии скважин выполняют сейсмоакустические и электрические исследования в них.

5.3.3. Изучение условий строительства инженерных сооружений.

Расчленение поверхностных и коренных отложений и изучение оснований проектируемых наземных и подземных инженерных сооружений (промышленных, гражданских, гидротехнических, транспортных и др.) проводят для оценки несущей способности и устойчивости массивов горных пород на конкретных строительных площадках. Эти работы характеризуются большой детальностью (масштаб исследований от 1:10000 до 1:1000). Геофизические методы используют для картирования рыхлых отложений и определения глубины залегания коренных скальных пород, детального расчленения верхней части разреза, оценки физико-механических и водно-физических свойств пород в их естественном залегании, изучения трещиноватости и нарушенности массива, определения уровня грунтовых вод и их динамики (см. 5.2.8 - 5.3.8). В задачи геофизических методов входит также изучение напряженного состояния коренных пород, выявление геодинамических явлений и сейсмичности (карст, суффозия, оползни, обвалы, просадки и др.), представляющих опасность для будущего строительства, проведение мониторинга за работой ответственных сооружений и изучение их влияния на геологическую среду [Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений, 1990].

Для этого применяют комплекс методов, состав которого в значительной степени аналогичен используемому на ключевых участках, но ведущими в комплексе являются сейсморазведка методом преломленных волн (МПВ), а также электромагнитные зондирования (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП или ЗСБ), которые дополняются, по возможности, микромагнитной, эманационной, гамма-съемками. Применяют также сейсмоакустическое и электромагнитное межскважинные просвечивания. В качестве примера на рис. 5.6 приведены результаты комплексных геофизических исследований для изучения рыхлых и скальных пород.

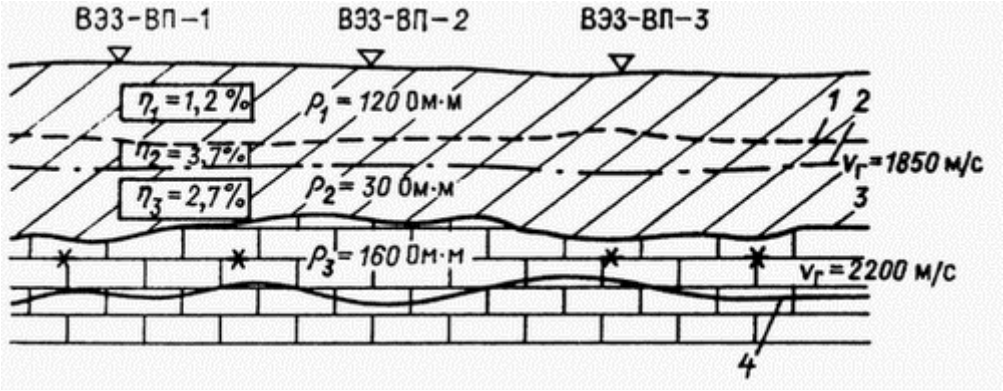


Рис. 5.6. Пример определения условий залегания скальных пород под рыхлыми образованиями по данным методов ВЭЗ, ВЭЗ-ВП и МПВ: 1 - уровень капиллярного поднятия по данным ВЭЗ-ВП; 2 - поверхность грунтовых вод по данным ВЭЗ, ВЭЗ-ВП и МПВ; 3 и 4 - кровля скальных пород по данным ВЭЗ, сохранных пород по данным МПВ ($v_г$ - граничная скорость) [Хмелевской В.К. и др., 1988]

5.3.4. Изучение тектонических нарушений.

При изучении тектонических нарушений, выделении трещиноватых и ослабленных зон целесообразно использовать аэрокосмические фото- и инфракрасные съемки, а также не менее двух-трех из следующих методов: электропрофилирование, метод преломленных волн, микромагнитную и эманационную съемки, круговые электрические зондирования (КВЭЗ).

Совместная интерпретация полученных материалов дает возможность определить положение тектонических нарушений, их амплитуды и простирания, оценить интенсивность трещиноватости пород и ее затухание с глубиной. В благоприятных условиях удается выяснить степень заполнения трещин переотложенным материалом и связанные с трещиноватостью особенности движения подземных вод, изучить локальные неоднородности пород и пустоты.

Особый интерес представляет выявление слабо проявленных в геолого-геофизических полях малоамплитудных тектонических разломов, связанных с активными движениями земной коры. Такие разломы, как правило, являются долгоживущими, т.е. прослеживаются от земной поверхности до больших глубин. К ним приурочены зоны повышенной трещиноватости и проницаемости, опасные как в динамическом, так и в экологическом отношении. Для выявления указанных зон широко используются методы комплексной интерпретации площадной или профильной геолого-геофизической информации. При этом чрезвычайно важно использовать методы, обладающие постепенно увеличивающейся глубинностью, например, аэрокосмические, гравимагнитные и эманационные съемки, электромагнитные профилирования. Применение специальных методик интерпретации (многоуровневого, системного интегрированного анализов) позволяет установить пространственное положение зон малоамплитудной тектоники и оценить особенности затухания трещиноватости с глубиной.

5.3.5. Изучение физико-геологических явлений и процессов.

Из всех физико-геологических явлений и процессов геофизические методы чаще всего используют при изучении карста и оползней.

Карст, т.е. наличие пустот и трещин в растворимых породах, активно изучается геофизическими методами, так как растворимые породы (карбонаты, соли) отличаются по физическим свойствам от нерастворимых (глины, песок, изверженные) горных пород.

Методика геофизических работ и состав методов определяются особенностями закарстованной территории. Например, при изучении поверхностных карстовых форм (воронок, впадин, понор), заполненных глинистым материалом и перекрытых рыхлыми отложениями небольшой мощности, используются методы электроразведки (ВЭЗ или ЕП, ЭП); можно применять тепловую съемку, высокоточную гравиразведку.

Изучение глубинных карстовых форм представляет собой сложную задачу. В этом случае, наряду с методами электроразведки (ВЭЗ, ЭП), можно использовать сейсморазведку (МПВ), гравиразведку, ядерно-физические и скважинные методы. Для детального изучения зон закарстованности используются круговые установки зондирований и профилирований. По вытянутости диаграмм КС можно определить направление трещиноватости, а по величине отношения больших осей диаграмм к малым - оценить ее интенсивность (Огильви А.А, 1990).

В задачи геофизических методов при изучении оползней входят:

- изучение строения оползневых склонов с определением глубины залегания уровня грунтовых вод, зеркала скольжения и поверхности коренных пород;
- оценка изменения физических свойств и состояния оползневых накоплений во времени;
- изучение динамики и прогноз оползневого процесса;
- выявление качества противооползневых мероприятий.

Предпосылки применения геофизических методов при изучении оползней заключаются в дифференциации физических свойств залегающих на склонах коренных пород и оползневых накоплений. В теле оползня появляются дополнительные границы, связанные с поверхностью фильтрационного потока.

Оползневые накопления картируют методами электро- и сейсмопрофилирования (ЭП, ЕП, МПВ). Детальное расчленение разреза оползневого склона проводят методами зондирований (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП) и МПВ.

Изучение обводненности оползней имеет решающее значение для прогноза их устойчивости. При определении уровня грунтовых вод, степени увлажнения оползневых тел эффективны методы МПВ, ВЭЗ, ВЭЗ-ВП. Изучение изменения физических свойств и состояния оползневых накоплений во времени осуществляется режимными геофизическими наблюдениями с использованием тех же полевых, а также скважинных методов.

Для изучения динамики оползневого процесса можно использовать магнитные реперы. Периодическая микромагнитная съемка, выполняемая над участком заземления таких реперов, позволяет оценить движение оползневого тела по смещению создаваемых реперами локальных магнитных аномалий.

Изучение динамики упругих напряжений в теле оползня вследствие внутренних процессов и внешних нагрузок, сопровождающих смещение оползневых масс, можно проводить с помощью методов акустической (АЭ) и электромагнитной (ЭМЭ) эмиссии. Сущность этих методов сводится к регулярному определению акустических и электромагнитных шумов, т.е. регистрации естественных упругих и электромагнитных колебаний разных частот. Количество и интенсивность акустических и электромагнитных импульсов изменяются при изменении напряженного состояния массива, что может служить для диагностирования движения оползня.

5.3.6. Изучение инженерно-геологических условий строительства на акваториях и берегах.

Изучение инженерно-геологических условий строительства разнообразных сооружений на акваториях морей, озер, рек невозможно без геофизических методов (Литвинов Э.М., 1993).

1. *Основные задачи инженерно-геологических исследований акваторий*. Интенсивное освоение шельфа океанов и морей для подводной добычи нефти и газа, строительства разнообразных прибрежных и речных объектов (портов, плотин, дамб, газонефтепроводов, тоннелей, каналов, мостов и др.) привело к появлению инженерной геологии акваторий. Перед ней ставятся различные задачи:

- расчленение прибрежных и донных осадков по литологии, возрасту, условиям осадконакопления;
- определение глубины залегания коренных пород или мощности современных осадков;
- восстановление палеогеографических условий формирования берегов, бухт, заливов и петрофизических свойств горных пород;
- картирование тектонических нарушений, зон трещиноватости и закарстованности скальных пород;
- изучение сейсмостойкости, физико-механических, прочностных и водно-физических свойств горных пород в массиве и на образцах;
- анализ связи подземных вод на суше с водами окружающих акваторий;
- оценка экологических последствий строительства.

Решение этих задач проводится на стадии предварительных изысканий под строительство, в ходе технического проектирования и эксплуатации сооружений.

В комплекс инженерно-геологических исследований акваторий входят: инженерно-геологическое картирование, геофизические исследования на акваториях и прибрежных участках, бурение скважин, проходка разведочных горных выработок с целью изучения горных пород в массиве и отбора образцов для лабораторных испытаний, геофизические исследования скважин.

2. *Целевые и технологические комплексы геофизических методов инженерно-геологических исследований акваторий.* Даже в самых благоприятных условиях один геофизический метод не может решить перечисленные в п. 1 задачи, поэтому одновременно используются несколько методов. Реализация комплексных геофизических исследований акваторий облегчается возможностью измерений нескольких геофизических параметров с одного движущегося судна, что во много раз сокращает стоимость и время проведения изысканий.

Расчленение горных пород по литологии, условиям залегания, физико-механическому состоянию, обводненности пресными или минерализованными водами осуществляется следующим акваториальным технологическим комплексом геофизических методов: сейсморазведкой методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП), многоразносными электрическими (ВЭЗ-ДОЗ) и одноразносными электромагнитными (ЭМЗ) зондированиями, съемкой естественных электрического (ЕП) и температурного (ТП) полей. НСП служит для расчленения слоистых осадков, определения глубины залегания коренных

(особенно скальных) пород, являющихся наилучшим основанием для сооружений, картирования тектонических нарушений и зон трещиноватости, оценки устойчивости и прочностных свойств массивов горных пород. ВЭЗ-ДОЗ и ЭМЗ дают информацию о физико-геологическом состоянии массивов пород, в том числе их закарстованности, трещиноватости, водонасыщенности. Метод ЕП позволяет разделить участки распространения скальных, песчаных и глинистых пород, отличающихся соответственно нулевыми, отрицательными и положительными естественными потенциалами. Метод ЕП служит также для изучения мест фильтрации вод из водохранилищ, рек или притока в них подземных вод. Совместное применение сейсморазведки и электроразведки позволяет решать практически все задачи, рассмотренные в 5.3.1.

Акваториальные (чисто водные) исследования сочетаются с наземными и скважинными геофизическими исследованиями на прибрежных участках.

Примером совместного применения наземного электропрофилирования (ЭП) и речных резистивиметрических наблюдений (определение электропроводности воды в реке) для изучения интенсивности карстовых явлений в хорошо растворимых породах могут служить исследования, выполненные вблизи одного из крупных химических заводов (рис. 5.7). Производство серной кислоты на этом заводе привело к непредвиденному привносу кислотных растворов в подземные воды, что повлекло за собой повышение агрессивности вод по отношению к присутствующим в разрезе гипсоносным породам. В результате процесс карстообразования в этих породах, залегающих на незначительной глубине, усилился. Стали увеличиваться существующие и возникать новые полости. Соединяясь между собой, они образовали протяженные водотоки, по которым растворенные вещества начали выноситься в реку. Повторные наземные наблюдения кажущихся сопротивлений ($\rho_к$) методом ЭП и измерений электропроводности воды в реке позволили выявить положение основных водотоков и оценить развитие карстового процесса во времени.

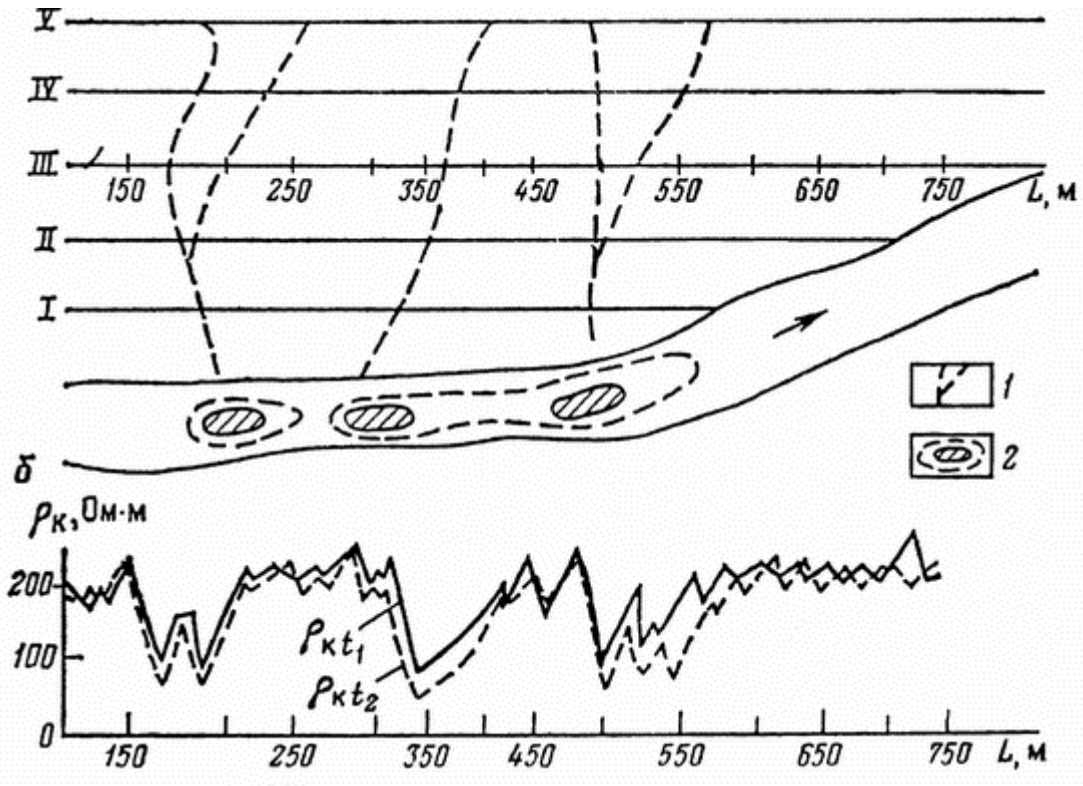


Рис. 5.7. Результаты наземного электропрофилирования и речной резистивиметрии для изучения техногенных карстовых явлений: а - план, б - графики $\rho_к$по профилю III в моменты времени t_1и t_2; I-IV - профили наблюдений; 1 - водотоки, 2 - зоны разгрузки (повышен-ная проводимость воды) в реке

5.3.7. Определение физико-механических свойств горных пород по данным сейсморазведки.

По скоростям продольных (желательно и поперечных) упругих волн, получаемым в результате полевой и акваториальной сейсморазведки, а также сейсмоакустических исследований скважин, определяются физико-

механические свойства горных пород (плотность, пустотность, пористость, заполнитель пустот) [Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений, 1990; Ляховицкий Ф.М. и др., 1989; Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, мерзлотных и инженерно-геофизических исследований, 1982; Савич А.И., Ященко З.Г., 1979].

Плотность (σ) горных пород, зависящая от плотности породообразующих минералов, пустотности, водо-, нефте-, газонасыщенности, может быть оценена по известным скоростям продольных упругих волн и литологии с помощью табл. 1.1 или рис. 5.8.

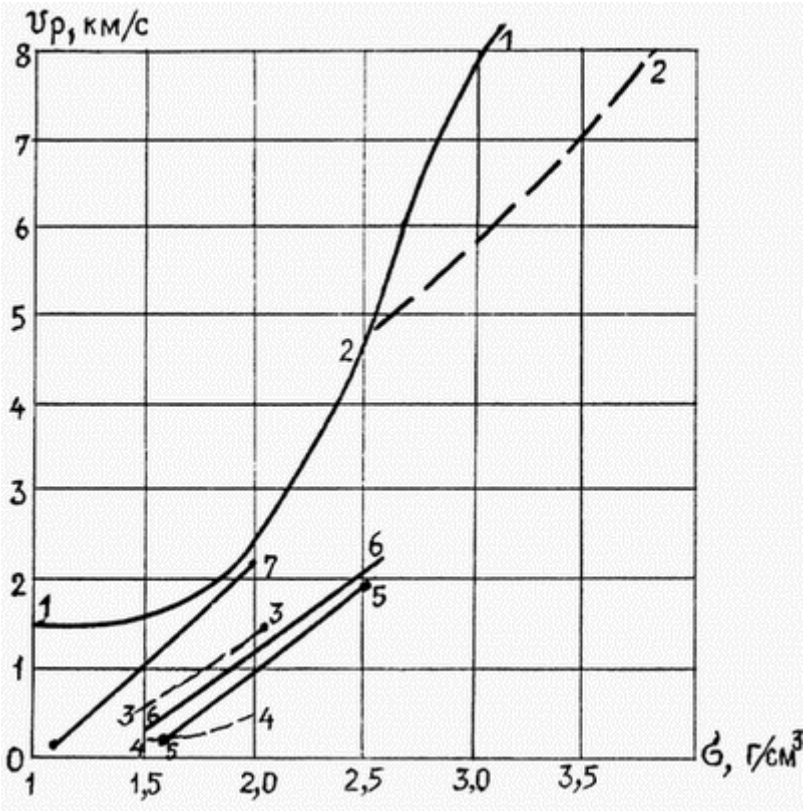


Рис. 5.8. Графики зависимостей скоростей продольных волн (V_p) от плотности (σ) по данным разных авторов: теоретические данные для осадочных пород (1); экспериментальные данные для магматических и метаморфических пород (2), глин (3), песчано-гравийных отложений (4), песков (5), песчано-глинистых грунтов (6), неводонасыщенных грунтов (7)

Пустотность магматических и метаморфических пород мала (0,01-5%). Если пустоты заполнены воздухом или водой, то пустотность называется открытой. Она может быть оценена через скорости продольных волн V_p(в км/с) по следующей эмпирической формуле $П = a/V_p - b$, где a= 0,3, b= -0,5 (при заполнении пор воздухом) и a= 0,4, b= -0,06 (при заполнении пор водой).

Пористость (n) песчано-глинистых пород через V_p(в км/с) можно рассчитать по эмпирической формуле В.И.Бондарева: $n = a\lg(3,5/V_p)$, где a= 0,5 (для сухих) и a= 1,7 (для водонасыщенных пород). Погрешности в определении плотности, пустотности и пористости составляют около 20% [Н.Н.Горяинов Н.Н. и др., 1992].

Относительную пустотность (трещиноватость) массива скальных пород можно оценить по коэффициенту сохранности $q_c \equiv 0,5(V_p/V_{pmax})^2$, где V_pи V_{pmax}- скорость продольных волн на данном участке и максимальная скорость продольных волн на той части изучаемой площади, где залегают заведомо массивные породы. Сохранность пород считается хорошей при q_c >70% и плохой при q_c <30%.

Насыщенность пустот воздухом, водой, вторичными продуктами разрушения по-разному влияют на V_pи V_s. В целом с увеличением пустотности (пористости и трещиноватости) скорость продольных волн уменьшается в большей степени для сухих пород и в меньшей - для полностью водонасыщенных. Например, для магматических пород увеличение пустотности от 0,1-0,3% до 0,3-1%, т.е. в три раза, уменьшает V_pна 10-

20% для водонасыщенных пород и на 30-50% - для газонасыщенных. При постоянной открытой пустотности (П) скорость продольных волн возрастает с ростом водонасыщенности ($K_в$) в 1,5-6 раз соответственно при П < 1% - П > 30%. Поскольку часть пор и трещин в полускальных и рыхлых породах заполнены вторичными продуктами разрушения с V_pна порядок меньшими, чем в твердом скелете породы, то V_p сложным образом зависит от П, $K_в$и заполнителя пор. Так, для скальных и полускальных пород, массивных ($V_{рм}$) и трещиноватых, насыщенных водой ($V_{рв}$), вторичными продуктами их разрушения ($V_{рп}$) или воздухом (газом) ($V_{рг}$) справедливо соотношение: $V_{рм} \geq V_{рв} > V_{рп} \geq V_{рг}$. Величины неравенств в зависимости от литологии и пористости бывают разными.

Таким образом, по скоростям продольных волн определить $K_в$сложно, а скорости поперечных волн еще меньше зависят от заполнителя пор. Например, увеличение V_sна 10-30% соответствует росту $K_в$от 0 до 100%.

5.3.8. Определение деформационно-прочностных свойств горных пород по данным сейсморазведки и сейсмоакустических исследований.

По скоростям продольных (желательно и поперечных) упругих волн, получаемых в результате интерпретации данных сейсморазведки МПВ, МОВ и сейсмоакустических исследований скважин, определяются динамические деформационно-прочностные свойства горных пород в массиве в естественных условиях залегания, по которым, в свою очередь, оцениваются статические деформационно-прочностные свойства [Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений, 1990; Савич А.И., Ященко З.Г., 1979].

Динамический коэффициент поперечных деформаций (коэффициент Пуассона ν_g) зависит от отношения V_s/V_p, которое меняется от 0,2 до 0,7. Его рассчитывают по формуле $\nu = (V_p^2 - 2V_s^2)/2(V_p - V_s^2)$или определяют по правой шкале номограммы на рис. 5.9. С помощью этой же номограммы определяется динамический модуль Юнга $E_g = 2V_s^2\sigma(1+\nu)$(E_g- в МПа, V_s- в км/с, σ- в г/см^3). Заметим, что все упругие модули измеряются в паскалях (Па), гигапаскалях (1 ГПа = 10^9 Па), мегапаскалях (1 МПа = 10^6 Па) или в ньютонах на 1 кв. м (1 Н/м^2 = 10 Па = 10^{-5} кг/см^2).

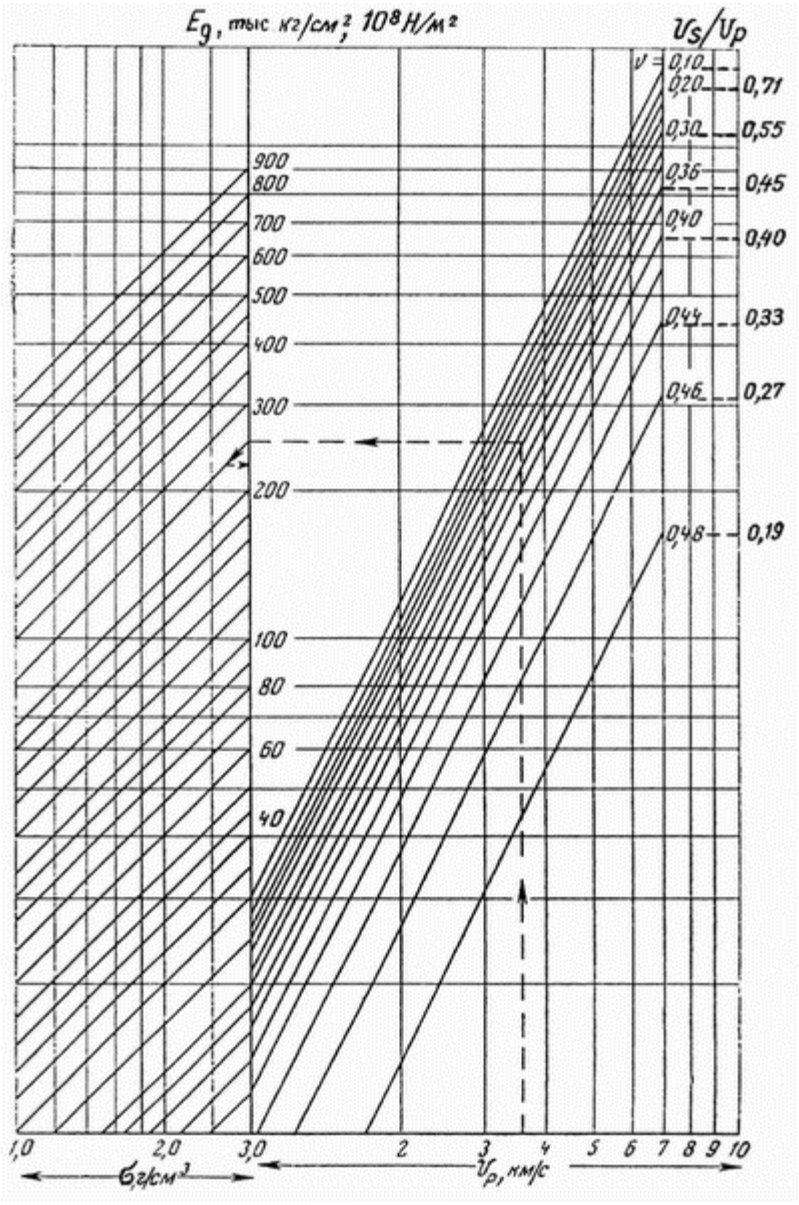


Рис. 5.9. Номограмма В.Н.Никитина для вычисления динамического модуля упругости (E_g) по V_p, σ, ν[Савич А.И., Ященко З.Г., 1979]

Номограмма на рис. 5.9 позволяет определить достаточно точно параметры ν_gи E_g(погрешности не превышают 20%) для сплошных однородных и изотропных упругих сред, к которым можно отнести скальные породы. Для дискретных неоднородных (полускальные и рыхлые осадочные) и особенно анизотропных (сланцы, глины) геологических сред получаемые с помощью этой номограммы параметры ν_gи E_gявляются эффективными, т.е. характеризуют усредненные упругие свойства. С достаточной точностью они могут использоваться для получения лишь относительных значений $\Delta\nu_g$, ΔE_g, которыми определяется упругая неоднородность среды. Абсолютные же величины этих модулей можно получить, установив корреляционные связи между геолого-геофизическими свойствами изучаемого района. В целом для различных пород ν_gменяется от 0,1 до 0,5, а E_g- от единиц до сотен 10^2 МПа (от долей единиц до десятков ГПа).

Поскольку при инженерно-геологических испытаниях получаются статические, а в МПВ и МОВ динамические модули упругости, то между ними пытаются установить корреляционные связи. Для скальных и мерзлых пород такие связи довольно устойчивы. Так, для скальных пород В.Н.Никитиным рекомендуется зависимость $E_c = 1,03E_g - 0,9$(E- в ГПа). E _{ c} называется приведенным модулем упругости и широко используется при изучении скальных массивов горных пород. Погрешности при расчетах E_cдостигают 40%. Для полускальных и рыхлых пород эти связи в каждом районе устанавливаются путем корреляции между геолого-геофизическими параметрами.

Модуль общей деформации ($E_{деф}$), характеризующий полные упругие деформации в массиве при значительных длительных нагрузках одного знака, сложным образом зависит от $E_{с}$и E_{g}, а аналитические связи между ними не установлены. Обобщенные многими авторами экспериментальные зависимости $E_{деф}$от E_{g}представлены на рис. 5.10.

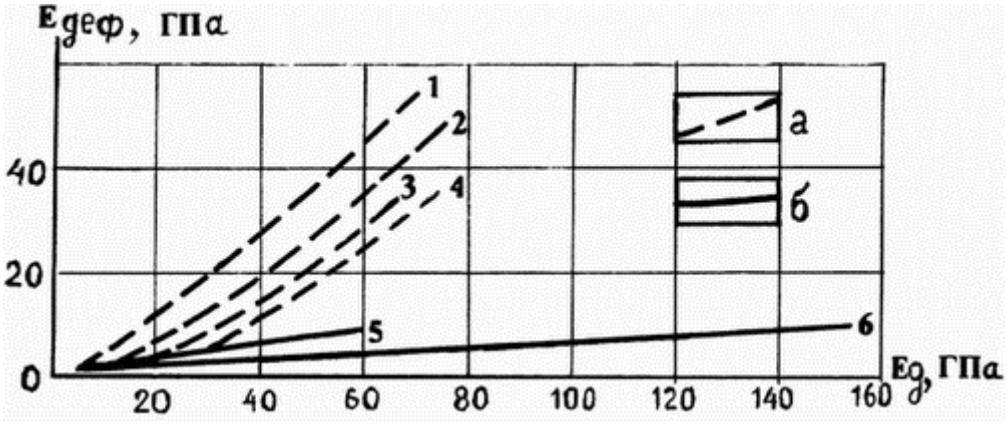


Рис. 5.10. Графики зависимости общего модуля деформации ($E_{деф}$) от динамического модуля упругости (E_{g}) для разных пород: 1 и 3 - воздушно-сухих и водонасыщенных магматических и метаморфических, 2, 5 и 4, 6 - воздушно-сухих и водонасыщенных осадочных при испытаниях на образцах (а) и натурных наблюдениях (б) [Савич А.И., Ященко З.Г., 1979]

Модуль общей деформации скальных пород может быть оценен либо с помощью рис. 5.10, либо вычислен по формуле В.И.Бондарева: $E_{деф} = (0,093E_{g} + 0,4)$МПа. Для песчано-глинистых пород его можно определить с помощью графиков, представленных на рис. 5.11, если известны скорости распространения продольных волн. Максимальные значения $E_{деф}$у массивных скальных горных пород (10000-50000) МПа = (10-50) ГПа, а у полускальных - в 100 раз меньше.

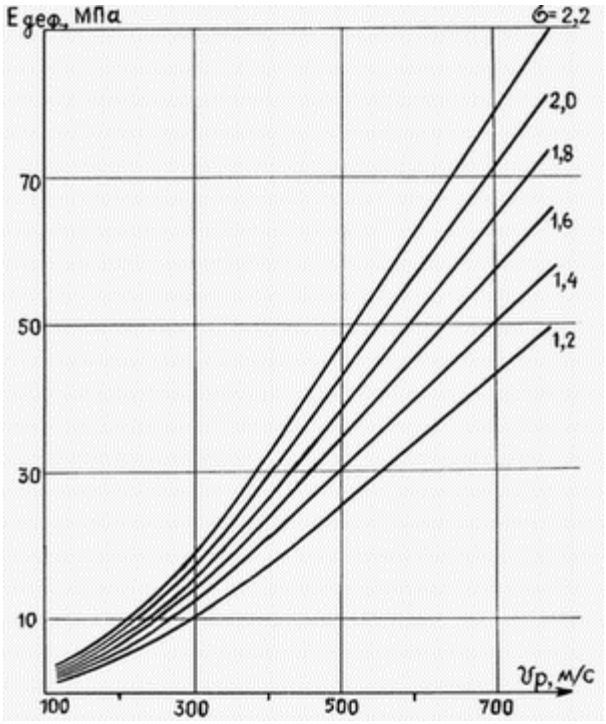


Рис. 5.11. Графики зависимости модуля общей деформации ($E_{деф}$) от скорости распространения продольных упругих волн $V_{р}$для песчано-глинистых пород разной плотности (σ) [Савич А.И., Ященко З.Г., 1979]

Среди прочностных свойств горных пород часто используется предел прочности на сжатие ($\sigma_{ск}$), равный напряжению одноосного сжатия образца, при котором он разрушается. Предел прочности характеризует крепость пород с точки зрения переносимых на$\sigma_{ск} = [V_p^2 \sigma_g (1 - 2\nu_g)]/[(1 - \nu_g) \cdot C]$ разцов V_p σ_g неводонасыщенных скальных пород имеет вид (- в Па, - в м/с, - в кг/м^3), где коэффициент устанавливается путем получения корреляционных связей при экспериментальных геолого-геофизических наблюдениях. Он приблизительно равен: 240 (для известняков), 180 (для метаморфических и древних (доюрских) эффузивных пород), 120 (для древних интрузивных пород), 60 (для молодых (послеюрских) скальных пород). Величину (в МПа) через (в км/с) для скальных пород можно о$\sigma_{ск} = 0,7V_p^2 - 0,07$цью графиков, представленных рис. 5.12, д глин - по $\sigma_{ск} \gg V_p^2/\nu^4 \gg CV_s^2/\nu^2$ва $\sigma_{ск}$ V . Для рыхлых осадочных пород связан с и зависимостью , где - в МПа, - в км/с, - коэффициент Пуассона, - коэффициент, который при относительных измерениях можно принять за 1, а при абсолютных его следует определить с помощью совместных геолого-геофизических работ. В целом наибольшие значения (200-300 МПа) наблюдаются в массивных магматических породах, примерно в 2 раза меньшие - у скальных осадочных пород и в 100-200 раз меньшие - у сильно трещиноватых полускальных пород.

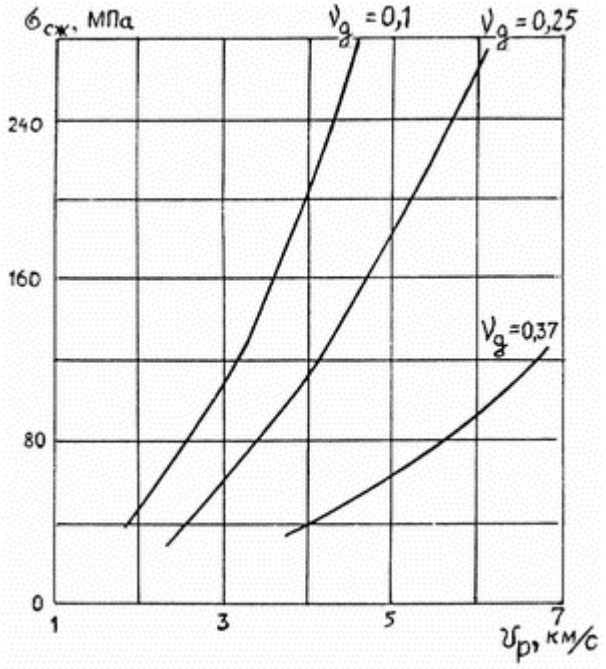


Рис. 5.12. Теоретические графики зависимости предела прочности пород на сжатие ($\sigma_{ск}$) от скорости продольных волн (V_p) для разных значений ν_gскальных пород [Савич А.И., Ященко З.Г., 1979]

В целом с помощью достаточно простого и быстрого геофизического метода (МПВ) получаются количественные параметры для построения обобщенных геомеханических моделей геологической среды, необходимых при проектировании сооружений. Абсолютные значения физико-механических свойств определяются с погрешностями до 20%, а деформационно-прочностных - порядка 50%. Однако относительные изменения тех или иных параметров вдоль профилей или в пределах площадей проведения МПВ, т.е. их пространственная изменчивость, определяются значительно точнее. В результате осуществляется картирование геологической среды, т.е. расчленение ее на неоднородные зонально-блоковые участки разных размеров. По различиям сейсмических и геомеханических свойств на изучаемой площади эти участки только по геофизическим данным можно разделить на относительно устойчивые с точки зрения строительства, где $V_p, V_s, \sigma, E_g, E_c, E_{деф}, \sigma_{ск}$достигают максимумов, и неустойчивые, где эти параметры меньше максимальных в 5-10 раз.

5.4. Мерзлотно-гляциологическая геофизика

5.4.1. Строение мерзлых пород и задачи их изучения.

Геофизические методы давно применяют при мерзлотных исследованиях, т.е. при изучении таких сложных объектов и явлений природной геологической среды, какими являются многолетнемерзлые породы мощностью от единиц до сотен метров. Они отличаются отрицательными температурами при положительных температурах подстилающих пород. Перекрывающий многолетнемерзлые породы деятельный слой мощностью 0,3-3 м характеризуется положительными температурами в течение меньшей части года (летом) и отрицательными температурами на протяжении остальной части года.

Физические свойства льдов и многолетнемерзлых горных пород определяются прежде всего их температурой, хотя и другие природные факторы (литология, структура, текстура, пористость, водонасыщенность, минерализация подземных вод) оказывают на них существенное влияние. Геолого-геофизические разрезы в районах распространения многолетнемерзлых пород характеризуются большой изменчивостью в пространстве и во времени.

Геофизические методы можно применять для решения следующих трех групп задач:

- картирования мерзлых и талых отложений (выявление литологических контактов, тектонических нарушений, зон трещиноватости, участков сквозных и несквозных таликов, подземных льдов, обводненных зон);
- расчленения мерзлых и талых горных пород по глубине (определение кровли и подошвы многолетнемерзлых пород, изучение распространения на глубине мерзлых и талых пород, сквозных и несквозных таликов, т.е. выяснение строения многолетнемерзлых пород в плане и по глубине, поиски и разведка межмерзлотных и подмерзлотных подземных вод);
- изучения мерзлотных процессов и явлений, в том числе динамики сезонного промерзания и оттаивания, процессов наледеобразования, пучения, термокарста, морозобойного растрескивания и др.

5.4.2. Физические свойства и строение мерзлотно-геофизических разрезов.

Для районов распространения многолетнемерзлых пород и льдов характерны особые типы мерзлотно-геофизических разрезов, которые обусловлены прежде всего физическими свойствами горных пород при отрицательных температурах. Например, плотность горных пород с увеличением льдистости уменьшается, так как лед имеет малую плотность (0,9-0,95 г/см^3). Магнитная проницаемость и восприимчивость при промерзании пород не изменяются. Вместе с тем магнитная восприимчивость подземных льдов в десятки и сотни раз меньше, чем вмещающих пород. Удельное электрическое сопротивление льдов из пресных вод очень высокое (10^5 - 10^8 Ом*м), а льдов из минерализованных вод ниже (10^2 - 10^4 Ом*м) и зависит от содержания в них солей и их состава. Поэтому при промерзании горных пород их сопротивление возрастает обычно скачком (при температурах от -0,5 до -5°С), а иногда плавно (при температурах от -2 до -10°С). В зависимости от литологии, пористости, обводненности, особенностей термического режима, льдистости и криогенного строения сопротивление скальных пород при замерзании увеличивается не более чем в 10 раз, тонкодисперсных рыхлых пород (глины, суглинки) в 10-100 раз, грубодисперсных пород (пески, гравийно-галечниковые отложения) в 100-1000 раз.

Электрохимическая активность (α) мерзлых и талых пород может значительно различаться вследствие наличия и движения надмерзлотных и межмерзлотных вод. Вызванная поляризация (η) у мерзлых пород выше, чем у талых, и достигает 2-3% для мелкодисперсных пород, 10% - для льда и 15 % - для грубодисперсных пород.

Так как относительная диэлектрическая проницаемость воды $\epsilon_{отн}$= 80, т.е. на порядок выше, чем для большинства породообразующих минералов, а для льда $\epsilon_{отн} \approx$3, то при замерзании пород $\epsilon_{отн}$убывает с уменьшением содержания незамерзшей воды. Скорость распространения упругих волн V при переходе пород в мерзлое состояние возрастает. Для льда скорость продольных волн больше ($V_p \approx$3500-4000 м/с), чем для воды ($V_p \approx$1450 м/с). При промерзании грубодисперсных пород значения V_pвозрастают резко, в 3-5 раз. Увеличение V_pтонкодисперсных пород происходит более плавно с общим увеличением в 1,5-3 раза. При промерзании скальных пород значения V_pвозрастают обычно не более чем в 2 раза для трещиноватых пород, а для массивных пород скорость может не изменяться. Аналогичные закономерности отмечаются для скорости поперечных волн V_s. Характерно, что для любых мерзлых пород отношение V_s/V_pпримерно постоянно и составляет 0,4-0,6.

Мерзлотно-геофизические разрезы характеризуются следующими основными особенностями:

- непостоянством физических свойств в плане и по глубине даже для одних и тех же литологических комплексов горных пород, если в них изменяются температура, льдистость, криогенное строение;
- резким (например, для ρ на несколько порядков) изменением физических свойств горных пород в слое годовых колебаний температур, мощность которого 0,3-3 м, что приводит к различиям " зимних " и " летних " свойств горных пород;
- скачкообразным, а иногда плавным (градиентным) увеличением ρ и V в зоне годовых теплообменов мощностью 10-30 м;
- наличием в средней части многолетнемерзлых отложений зоны (мощностью от 0,1 до 0,3 от общей мощности многолетнемерзлых пород) с высокими электрическими сопротивлениями и скоростями упругих волн;
- скачкообразным или плавным изменением физических свойств в нижней части многолетнемерзлых пород, т.е. на границе мерзлых и талых пород.

5.4.3. Картирование мерзлых и талых пород.

Для мерзлотного картирования и районирования, т.е. выявления контактов, тектонических нарушений, границ распространения мерзлых пород с разными геокриологическими особенностями, а также участков распространения талых пород можно применять следующие геофизические методы профилирования:

- аэрогеофизические (особенно аэромагнитные) и полевые гравимагнитные съемки;
- электрические и электромагнитные профилирования следующими методами: естественного поля (ЕП), кажущихся сопротивлений (ЭП), вызванной поляризации (ВП), бесконтактного измерения электрического поля (БИЭП), дипольного электромагнитного (ДЭМП), высокочастотного непрерывного (ВЧЭП или НЭП), сверхдлинноволнового радиокомпарационного (СДВ-РК);
- инфракрасные (ИКС) и радиотепловые (РТС) съемки.

Однако основным методом остается термометрия (измерения температуры в шпурах и скважинах).

Опорную информацию получают с помощью электромагнитных (ВЭЗ или ЗС) и сейсмических (МПВ, реже МОВ) зондирований и геофизических исследований сухих скважин (каротаж с промывочной жидкостью в таких условиях не дает сведений об истинных свойствах горных пород).

Для наиболее уверенного решения задач мерзлотного картирования используют не менее двух-трех из перечисленных выше геофизических методов (в том числе термические съемки). Выбор методов определяется мерзлотно-геофизическими и геоморфологическими условиями, а также глубинностью разведки. Наименьшей глубинностью (около 10 м) и удобством при проведении работ зимой, а также в районах с неблагоприятными поверхностными условиями (выходы скальных пород, курумы и др.) характеризуются методы ИКС, СДВ-РК. Глубинностью, превышающей несколько десятков метров, обладают методы ЕП, ДЭМП, БИЭП, а несколько первых сотен метров - ЭП, ВП, а также гравимагниторазведка и зондирования.

Система или сеть наблюдений зависят от масштаба, целевой направленности работ, особенностей мерзлотно-геофизических и геоморфологических условий. При мерзлотно-геофизических съемках в мелком и среднем масштабах работы проводят на отдельных ключевых участках, выявленных в ходе ландшафтно-мерзлотных съемок и дешифрирования аэрокосмических снимков. При крупномасштабных и детальных геофизических съемках выполняют площадные наблюдения с направлением профилей в крест простиранию элементов рельефа и границ участков, выделенных при ландшафтно-мерзлотных съемках. Расстояние между профилями в масштабе получаемых карт составляет 1-2 см, а шаг наблюдений берут в несколько раз меньше, так чтобы он составлял на местности 1-10 м.

Интерпретация материалов разных методов геофизического профилирования качественная и сводится к выделению на графиках и картах наблюденных параметров различных аномалий - максимумов, к которым чаще всего приурочены мерзлые породы, минимумов, обусловленных иногда талыми породами, участков разных уровней, степени изменчивости параметров и т.д. При истолковании результатов необходимо опираться на мерзлотно-геологическую информацию, устанавливая корреляционные связи между теми или иными геофизическими и мерзлотными (льдистость, литология и т.д.) параметрами.

5.4.4. Расчленение мерзлых и талых горных пород.

Для определения глубины залегания кровли и подошвы многолетнемерзлых пород, изучения строения надмерзлотной, мерзлотной и подмерзлотной частей разреза, выявления грунтовых, межмерзлотных и подмерзлотных вод, кроме термических исследований в скважинах, используют различные виды электромагнитных зондирований: вертикальные (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП), частотные (ЧЗ), радиолокационные (РЛЗ). Для этих же целей применяют сейсморазведку (МПВ, МОВ).

Выбор одного-двух из названных методов зондирования определяется геоморфологическими и мерзлотно-геофизическими условиями, а также задачами, стоящими перед геофизическими методами. Наибольшее применение находят ВЭЗ, отличающиеся простотой проведения измерений и приемов интерпретации. Их применяют летом, когда условия заземления бывают вполне удовлетворительными. Метод ВЭЗ-ВП относится к детализационным, его используют реже. Несмотря на методические преимущества зондирований, выполняемых на постоянных разносах и переменных частотах (ЧЗ) или временах становления поля (ЗС), эти методы применяются мало из-за сложных приемов интерпретации. В зимних условиях и в случае наличия поверхностных отложений высокого сопротивления целесообразно применять ЧЗ, ЗС или наиболее эффективное радиолокационное зондирование (РЛЗ). Сейсморазведку, несмотря на возможность проведения работ и летом и зимой, при мерзлотных исследованиях применяют реже, чем электроразведку. Это объясняется не только более сложной техникой и методикой, но и сложными сейсмогеологическими условиями.

Система наблюдений и густота точек зависят не только от масштаба работ (расстояния между центрами зондирований изменяются от 1 до 5 см в масштабе получаемых разрезов), но и от данных микрорайонирования и результатов предшествующих мерзлотно-геофизических съемок. Точки зондирований располагают в центральных участках выделенных микрорайонов, где искажающее влияние горизонтальных неоднородностей ожидается меньшим.

При интерпретации кривых зондирований и данных сейсморазведки, полученных в районах многолетнемерзлых пород, большие трудности связаны с боковыми искажениями; резким контрастом свойств отдельных слоев (особенно электрических сопротивлений мерзлых и талых пород); градиентным изменением свойств с глубиной в верхней и нижней частях слоя многолетнемерзлых пород; экранирующим влиянием высокольдистых слоев, затрудняющим изучение толщ под ними; изменчивостью летних и зимних кривых зондирований и другими факторами. Поэтому разработанные приемы интерпретации данных зондирований для пологослоистых (одномерных) разрезов с отсутствием многолетнемерзлых слоев не обеспечивают достаточной точности, а получаемые геоэлектрические и сейсмогеологические разрезы являются часто полуколичественными. Наиболее достоверное истолкование данных зондирований можно ожидать при комплексировании ряда геофизических методов с привлечением всей геолого-мерзлотной информации.

Динамику мерзлотных процессов и явлений изучают путем повторных геофизических съемок в разные времена года, особенно в конце лета и зимы.

5.4.5. Изучение ледников.

Для гляциологических исследований (определения мощности покровных и горных ледников, изучения их внутреннего строения, морфологии подледных пород) применяют электрические и электромагнитные зондирования (ВЭЗ, ЧЗ, ЗС, РЛЗ), сейсморазведку (МОВ, МПВ), гравиразведку. Методы ВЭЗ, ЧЗ, ЗС, МПВ используют в основном при исследовании относительно маломощных горных ледников. Сейсморазведку МОВ используют при исследовании мощных ледниковых покровов.

Ведущими и самыми точными методами исследования ледников являются воздушный и полевой варианты радиолокационного зондирования (РЛЗ). С их помощью определяют мощность ледника, глубину залегания различных отражающих границ в нем, среднюю температуру ледников, иногда скорость их движения, выявляют скрытые трещины и зоны инфильтрации в них морских вод. Высокая точность определения мощности ледников по формуле $h = Vt/2$, где $V \approx \frac{300}{\sqrt{\epsilon_{отн}}}$(в м/мкс) - скорость распространения радиоволн во льду, $\epsilon_{отн}$- относительная диэлектрическая проницаемость льда, t- время запаздывания отраженного импульса, объясняется постоянным значением $\epsilon_{отн}$= 3,1-3,5 для льда. Метод РЛЗ при ледовой разведке обладает очень большой глубинностью (до 4 км), что объясняется высоким удельным электрическим сопротивлением льда и малым поглощением радиоволн в нем. Методом РЛЗ исследованы значительные территории покровных ледников в Антарктиде, Гренландии, ледяные купола Арктики, многие горные ледники.

5.5. Археологическая и техническая геофизика

5.5.1. Особенности выявления искусственных малоглубинных погруженных объектов.

Актуальными направлениями инженерной геофизики являются археологическое и техническое, предназначенное для выявления в верхней части геологического разреза (ВЧР) искусственных древних и современных погруженных в землю сооружений. Вмещающей средой для них является та часть ВЧР, которая изменена человеческой деятельностью и называется " культурным слоем " , т.е. исторически сложившейся системой многовековых напластований или сравнительно современных техногенных накоплений, образовавшихся в ходе строительства и эксплуатации промышленных объектов и городских агломераций.

Особенностью изучения " культурного слоя " , мощностью от десятков сантиметров до десяти метров, является наличие переработанных грунтов с резко неоднородными физическими свойствами, высокого уровня как природных, так и особенно техногенных помех (электромагнитных, вибрационных, акустических, магнитных, ядерных, тепловых), а также вещественных загрязнений, обусловленных засоренностью мусором. Кроме того, физические свойства искомых объектов (археологических памятников, подземных сооружений, труб, кладов и т.п.) слабо изучены и резко меняются. Если к этому добавить неоднородность рельефа, то перед геофизиками стоит сложная задача, подобная той, которую можно представить при " рассмотрении объектов под разбитым стеклом или подернутой волновой рябью поверхностью воды " . Из-за малых глубин залегания искомых объектов выявленные аномалии нетрудно проверить, поэтому точность интерпретации должна быть высокой.

5.5.2. Археологическая геофизика.

По классификации А.К.Станюковича (1994), археологическая геофизика изучает скрытые объекты историко-культурного наследия: археологические объекты и комплексы, содержащиеся в культурных напластованиях; археологические памятники и комплексы, утратившие внешние отличительные признаки (грунтовые могильники, фундаменты несохранившихся архитектурных сооружений); умышленно спрятанные объекты-склады и иные сокрытия; памятники гидроархеологии и затонувшие объекты.

Геофизические методы исследований, в отличие от археологических, являются неразрушающими, что позволяет привлекать геофизику для создания кадастров археологических памятников и карт охранных историко-археологических зон. Сочетание результатов геофизических исследований всего археологического памятника с раскопками небольшой его части позволяет законсервировать культурный слой для будущих более совершенных методов археологических исследований. Актуальность проведения геофизической разведки особенно возрастает при экстренных исследованиях территорий перед застройкой, там, где раскопки не запланированы или по каким-либо причинам затруднены или невозможны, а также в случаях, когда ни в рельефе местности, ни в растительности нет каких-либо признаков погребенных объектов или они находятся под угрозой исчезновения в силу природных и техногенных процессов. При невозможности проведения раскопок на всей территории в зоне строительства такая геофизическая информация может оказаться единственным источником знаний о нераскопанной части памятника.

Предпосылками применения геофизических методов являются контрастность свойств объектов и среды, соотношение размеров объекта и глубины его залегания и уровень сигнала от объекта по сравнению с уровнем помех. Хотя глубины археологических объектов невелики, но по перечисленным выше предпосылкам применения археологическая геофизика не имеет серьезных преимуществ перед другими областями применения, скорее наоборот - археологические объекты оказываются весьма трудными для изучения геофизикой. У археологической геофизики есть два преимущества: обычно эти исследования столь детальны, что передвижение по площади осуществляется очень быстро и не требует транспорта, а проверки геофизических аномалий могут быть выполнены с небольшими затратами из-за их малых глубин. Без геофизики трудоемкость археологических раскопок велика, так как часто осуществляется с огромной избыточностью, напоминая поиск иголки в стоге сена. Поэтому археологи очень заинтересованы в использовании геофизических методов, чтобы заменить сплошные раскопки выборочными.

Для изучения археологических объектов могут применяться многие геофизические и близкие к ним другие методы дистанционных исследований: аэрофотосъемка, тепловая съемка, магниторазведка, электроразведка, в том числе радарная съемка, гравиразведка, сейсморазведка и ядерно-физические методы. Хорошо зарекомендовали себя в археологии каппа-метрия (изучение магнитных свойств верхнего слоя грунта) и

металлоискатели - приборы, аналогичные армейским миноискателям. Наиболее универсальными и эффективными для археологических целей являются магниторазведка и электроразведка.

Геофизические методы могут применяться для построения детальных планов погребенных объектов, поисков скоплений керамического материала, очагов, зольников, изучения рвов и валов, гончарных и металлургических печей, различных погребений: в грунтовых могилах, склепах и даже курганах. Отдельной интересной проблемой геофизики в археологии является археомагнитная датировка. Многие археологические объекты с высокой термоостаточной намагниченностью (очаги, печи, горны) " запоминают " положение магнитного поля, существовавшее во время их нагрева. Так как магнитное поле за исторический период меняло свое направление вплоть до инверсии полюсов, то определение точного положения вектора магнитного поля позволяет соотнести памятник с соответствующим этому положению поля историческим периодом. Датировка является однозначной только для некоторых исторических эпох, так как одинаковые значения элементов геомагнитного поля периодически повторяются. В палеомагнитном методе разведочной геофизики из породы, обладающей термоостаточной намагниченностью, вырезается ориентированный образец, который исследуется в лаборатории на остаточную намагниченность.

Рассмотрим несколько примеров изучения археологических памятников с помощью геофизических методов, полученных геофизической группой геологического факультета МГУ. Например, работы на некрополе Херсона (г.Севастополь) сводились к выработке оптимальной методики поиска склепов и их картированию на некрополе, занимающем склоны Песочной балки. Исследования в основном выполнялись электроразведкой методом симметричного профилирования (MN = 1, AB = 3 и 15 м) и срединного градиента (AB = 90 м, MN = 1 м) с сетью наблюдений 1 х 1 м. Из выявленных аномалий более 100 можно было, разумеется с разной степенью вероятности, связать со склепами. Источниками некоторых аномалий являлись неровности рельефа и неоднородности, которые исключались по аномалиям малоразностного электропрофилирования. Выявление наиболее вероятностного положения склепов осуществлялось с учетом строения геологического разреза.

Древние строители некрополей вырубали склепы только в определенных геологических горизонтах: рыхлых известняках, снизу и сверху ограниченных тонкими слоями очень крепких, перекристаллизованных известняков. На рис. 5.13 приведены результаты электропрофилирования по одному из профилей. Повышенными значениями кажущихся сопротивлений ($\rho_к$) выделяются склепы в рыхлых известняках. К сожалению, не все аномалии $\rho_к$оказывались над склепами.

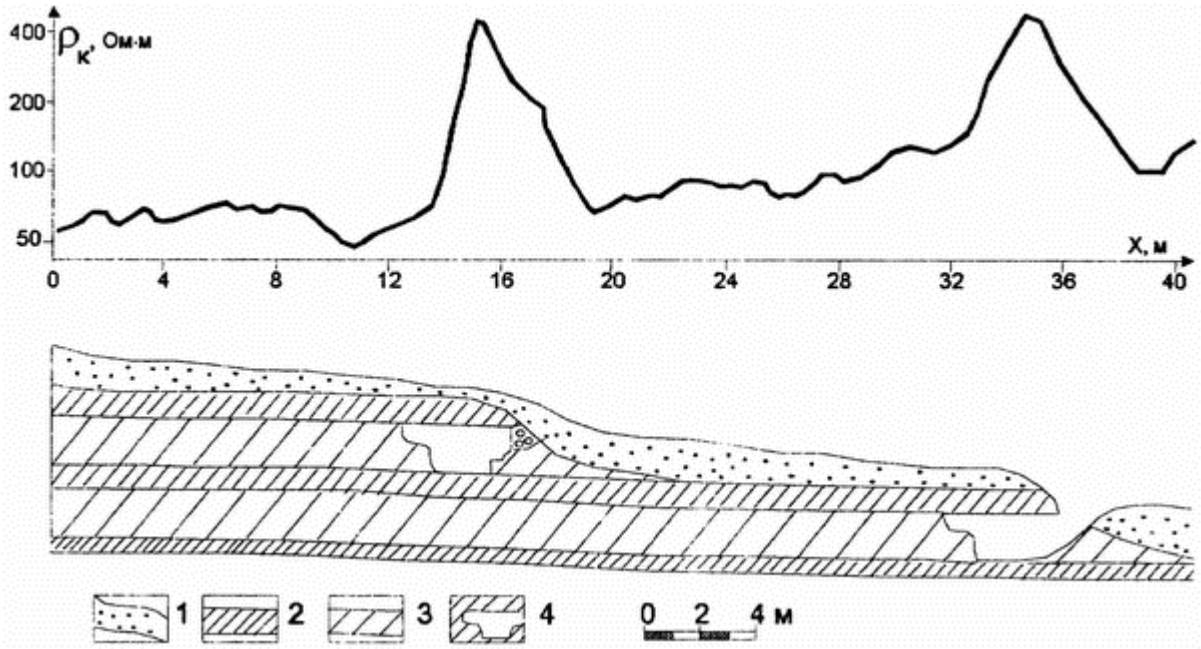


Рис. 5.13. Схема строения склона Песочной балки со склепами и идеализированный график электропроводности в крест склону: 1 - почвенный слой ($\rho_к$= 30-70 Ом*м); 2 - прослой плотных известняков ($\rho_к$= 300-600 Ом*м); 3 - рыхлые обломочные известняки ($\rho_к$ = 20-50 Ом*м); 4 - склепы

Второй пример связан с исследованием древних земельных наделов Гераклейского полуострова (г.Севастополь). Земельные наделы здесь являются античным археологическим памятником мирового значения, так как только на Гераклейском полуострове они сохранились практически полностью, а их изучение служит реконструкцией древнего способа возделывания винограда и фруктовых деревьев. Такая обширная территория не может быть изучена с помощью раскопок. Поэтому эффективным средством картирования плантажных стен оказались методы геофизики.

Верхняя часть геологического разреза изучаемой территории представляет собой переслаивание различных по плотности известняков сарматского возраста. Известняки перекрыты тонким чехлом рыхлых отложений (0,2-1 м). В более плотных известняках древние земледельцы прорубали канавы, а на глинистых известняках возводили плантажные стены из бутового камня. Канавы, расположенные между стенами, засыпались землей. Стены, на которые укладывалась виноградная лоза, выступали из почвы не более чем на 10 см и накапливали атмосферную влагу. Тонкий почвенный слой в случае необходимости искусственно наращивался.

Плантажные стены шириной около 1 м возводились параллельно друг другу через расстояние примерно 5 и 2 м. Они картировались с помощью электроразведки методом электропрофилирования дипольной экваториальной установкой, которая обладает высокой чувствительностью при прослеживании высокоомных объектов, какими являются стены (см. рис. 5.14). Амплитуды выявленных линейно вытянутых аномалий оказались невелики и плохо коррелировались по профилям из-за сравнительно большого межпрофильного расстояния. Поэтому были рассчитаны модули спектров пространственных частот аномалий $\rho_к$с наиболее ярко выраженными гармониками с периодами 2 и 6 м. Следовательно, расстояние между осевыми линиями основных плантажных стенок может составлять, по нашему мнению, около 6 м, а система плантажа - с периодом 2 м.

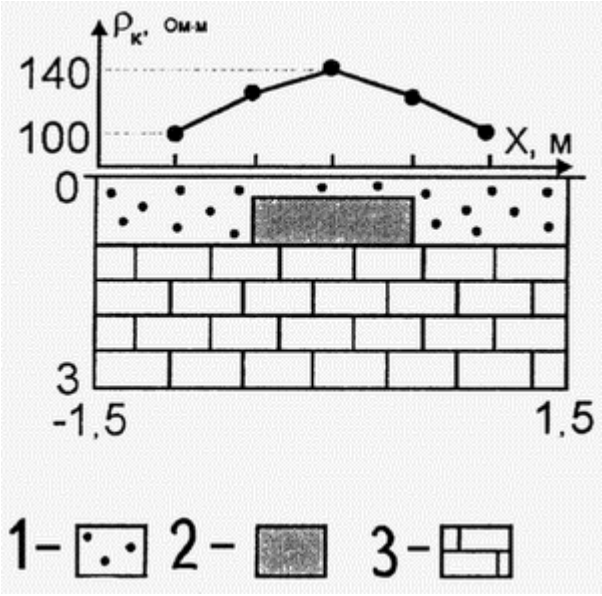


Рис. 5.14. Монтаж плантажной стены и аномалии $\rho_к$над ней в среде с электрическим сопротивлением: 1 -30 Ом*м, 2 - 100 Ом*м, 3 - 30 Ом* м

Третий пример, связанный с распознаванием типов источников статистического ансамбля магнитных аномалий городища Камно, расположенного недалеко от Пскова на высоком мысе при слиянии двух истоков р.Каменки, взят из работ В.В.Глазунова (1978). Городище занимает оконечность мыса и отделено от остальной части плато валом и рвом. Остатки построек не сохранились, поскольку стены были деревянными. В жилищах размещались очаги и глинобитные печи. Для реконструкции поселения требовалось уточнить стратиграфию культурного слоя и установить количество, назначение и размещение построек в пределах городища. Изучение культурного слоя с помощью магниторазведки оказалось возможным, потому что сохранившиеся очаги и печи, в отличие от вмещающего их слоя гумуса и подстилающих коренных пород, характеризуются индивидуальным и устойчивым комплексом магнитных свойств.

Магнитная съемка производилась по сети 1 х 1 м с помощью магнитометра М-27. Наблюдение выполнялось на высоте 0,65 м от земной поверхности. Соблюдение специальных мер обеспечивало точность съемки, вычисленной на основании 10% контрольных наблюдений, в +2,5 нТл.

Аномальное магнитное поле городища складывается из совокупности однотипных аномалий (изометричных или близких к изометричным) интенсивностью 7-40 нТл (см. рис. 5.15). Локальные аномалии магнитного поля складывались из 152 почти округлых в плане аномалий, имеющих примерно одинаковую форму, интенсивность и размеры 1-1,8 м. В размещении аномалий заметна закономерность. Они объединены в ряды. Центральные ряды прямолинейны и параллельны оси площадки, периферийные повторяют изгибы ее краев. Закономерная структура магнитного поля особенно четко проступает в средней части городища. Очаги представляли собой линзы прокаленного песка с круглой или прямоугольной оградкой из некрупного бутового камня. Остатки глинобитных печей представлены развалами обожженной глины, из которой был сооружен свод печей. В основании развалов находится вымостка из прокаленных булыжников, которые составляли под печи. Очаги являются древними сооружениями, а многие жилые постройки с печами создавались позднее. Польза от геофизических материалов во многом зависела от возможности распознавания этих объектов по аномалиям магнитного поля.

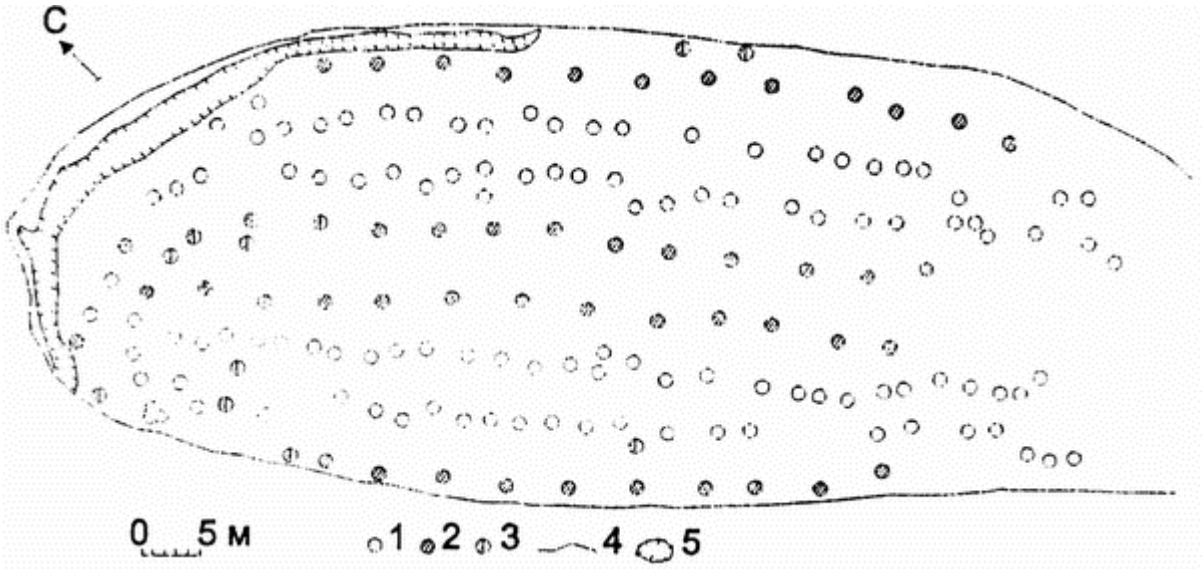


Рис. 5.15. Схематическая карта размещения очагов и печей в пределах городища Камно: 1 - очаг, 2 - печь, 3 - объект неустановленного типа, 4 - край площадки городища, 5 - траншеи и ямы по данным магнитных съемок

5.5.3. Техническая геофизика (изучение подземных коммуникаций).

Развитая сеть подземных коммуникаций - один из признаков высокоразвитой современной цивилизации. Трубопроводы являются системами жизнеобеспечения современного общества. С начала века десятки тысяч километров различных труб и кабелей были уложены в землю на глубину до 5-6 м. Большая их часть концентрируется в городах, особенно на территории крупных промышленных предприятий. По трубам на предприятия приходит нефть и нефтепродукты, питьевая и техническая вода, вода для отопления, отводятся бытовые и промышленные стоки. Большая часть труб погружена в землю. При длительном взаимодействии труб с окружающим их грунтом возникает коррозия металла. Просадки грунта вызывают напряжения и механические деформации труб, что приводит к образованию трещин в гидроизоляции.

Из основных задач, связанных с изучением подземных коммуникаций, можно выделить следующие:

- изучение трасс под строительство трубопроводов;
- поиск труб и определение их пространственного положения;
- оценка состояния гидроизоляции труб;
- наличие коррозируемых участков трубы;
- локализация мест утечек жидкого или газообразного наполнителя через повреждения в трубах.

Для защиты от коррозии применяют катодную защиту магистральных трубопроводов постоянным током низкого напряжения (около -1,5 В). При катодной защите на трубу подается отрицательный потенциал (катод), в то время как положительный полюс (анод) относится в сторону от трубы и заземляется в специальные скважины. В местах нарушения изоляции с трубы стекает электрический ток, который предохраняет трубу от коррозии. При нарушении слоя гидроизоляции коррозия сильно зависит от удельного электрического сопротивления окружающих пород. При этом чем ниже сопротивление вмещающего грунта, тем больше тока может перетекать из трубы и, следовательно, выше коррозионная опасность.

Трубы в земле имеют ограниченный срок эксплуатации порядка 25 лет. Многие из них находятся под повышенным давлением (в магистральных нефтепроводах поддерживается давление от 20 до 50 атм) и содержат опасные для человека горючие и токсичные вещества. Отклонения в состоянии трубопроводов часто приводят к авариям, которые приносят колоссальный экономический и экологический ущерб. Так или иначе для принятия инженерных решений необходимо знать реальное состояние подземных коммуникаций на данный момент. Замена труб по истечении срока эксплуатации - особенно дорогостоящая операция. При эксплуатации трубопроводов необходимы постоянные наблюдения за их состоянием, своевременное выявление различных нарушений в состоянии труб и их ремонт. Отдельная проблема - утечка воды из системы водоснабжения. Эта система труб самая разветвленная. Потери воды не представляют такой опасности, как утечки газа. В то же время чистая питьевая вода является ценным продуктом, а ее потери приводят к большим убыткам. Кроме этого избыточное увлажнение грунтов вблизи мест утечки и повышения уровня грунтовых вод приводит к так называемому подтоплению территорий. Оценки потерь воды из водопроводных сетей в разных странах осуществляются различными методами и оцениваются от 5 до 40%.

Как отмечалось выше, геофизические методы могут помочь при решении многих задач контроля состояния труб. Первая задача - это тщательное изучение трассы под строительство трубопровода, особенно в наиболее ответственных местах, например, на пересечениях рек. В последнее время переход к укладке труб под рекой осуществляется с помощью скважин наклонного бурения, которые проходят в слое с наилучшими прочностными свойствами. При изысканиях в местах переходов трубопровода через реки используется комплекс акваторных и наземных геофизических методов: речная сейсмоакустика, вертикальные (ВЭЗ) и сплошные (СЭЗ) электрические зондирования, исследования с георадаром, бурение опорных скважин на суше и на акваториях. Сейсмоакустика дает детальное послойное расчленение верхних слоев осадков в пределах акватории. Совместно с электроразведкой это позволяет оценить литологию каждого слоя, определить степень его сохранности. Наземная и акваториальная электроразведка позволяют связать в единый разрез исследования на берегах и на акватории. На рис. 5.16 показан разрез по геофизическим данным и бурению в месте проектируемого перехода трубопровода под проект наклонного бурения для прокладки трубы под рекой.

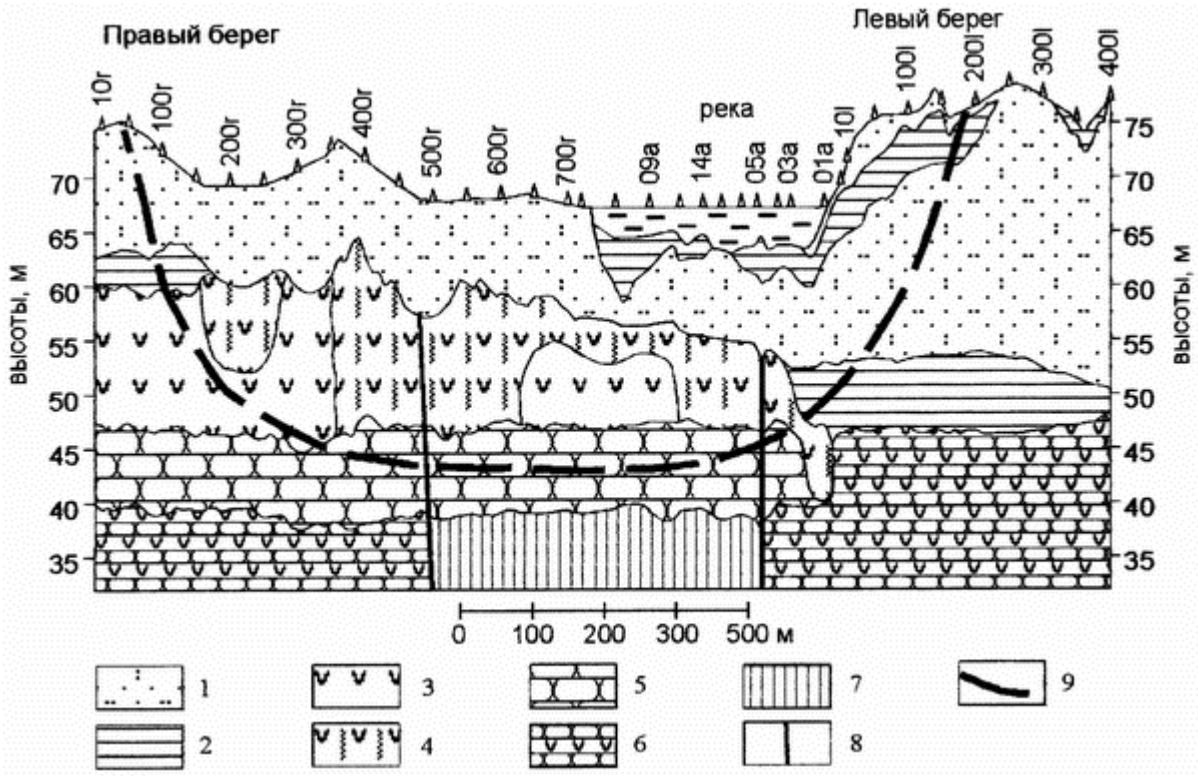


Рис. 5.16. Результаты геолого-геофизических исследований под проект наклонного бурения для прокладки трубы под рекой: 1 - пески и супеси (20 Ом*м), 2 - глины и суглинки (12-70 Ом*м), 3 - гипсы (300-500 Ом*м), 4 - гипсы трещиноватые (100-500 Ом*м), 5 - ангидриты (160-250 Ом*м), 6 - ангидриты и гипсы (> 400 Ом*м), 7 - проводящие зоны по данным ВЭЗ (20-30 Ом*м), 8 - разломы, 9 - проектная трасса трубы

Когда укладка труб завершена, возникает ряд других задач. Одна из них - достоверное определение местоположения и глубины трубы. Фактическое местоположение может отличаться от запланированного при строительстве. Глубина может быть изменена как в процессе укладки, так и в ходе их эксплуатации. В частности, при пересечении рек труба может быть закрыта слоем рыхлых осадков или обнажаться на дне реки. Грунты, окружающие трубу на всем пути ее следования, могут быть в разной степени коррозионно-опасными. Важными задачами являются: контроль за работой катодной защиты, контроль физической изношенности трубы (например толщины стенок), обнаружение микротрещин и утечек из труб.

Среди приборов, с помощью которых обследуют трассы трубопроводов, преобладают различные модификации трассоискателей, аппаратура для измерения потенциалов катодной защиты и георадары. Комплекс методов также включает метод сопротивлений в модификациях электрических зондирований, профилирований и более сложные методы индуктивной электроразведки.

Трубы в условиях города находятся в земле, поверхность которой закрыта асфальтом. Для их изучения в подобных условиях используют бесконтактные методы электрических зондирований без гальванических заземлений на переменном токе низкой частоты.

Для поисков местоположения трубы в плане и по глубине очень удобны наблюдения с георадаром. На радарограммах труба проявляется как характерное отражение в виде опрокинутой гиперболы (см. рис. 5.17). Кроме того, для обнаружения труб можно применить несколько других геофизических методов.

- Пассивное индукционное выявление положения трубы на частоте 50 Гц за счет промышленных помех, которые вызывают в трубе появление индуцированных токов, а над трубой - аномального магнитного поля. Недостаток этого метода состоит в высоком уровне помех частотой 50 Гц, поступающих от самых разных источников.
- Если труба находится под катодной защитой, то ее обнаружение и прослеживание может выполняться с помощью магнитной антенны на частоте 100 Гц или на другой частоте, в которой проявляется труба.
- Если к трубе удается подключить один или два полюса питающей линии от генератора переменного тока, то прослеживание трубы можно вести с помощью магнитной антенны на соответствующей частоте.
- Если параллельно трубе положить провод, питаемый переменным током, то возбужденную этим током трубу можно также обнаружить с помощью магнитной антенны.

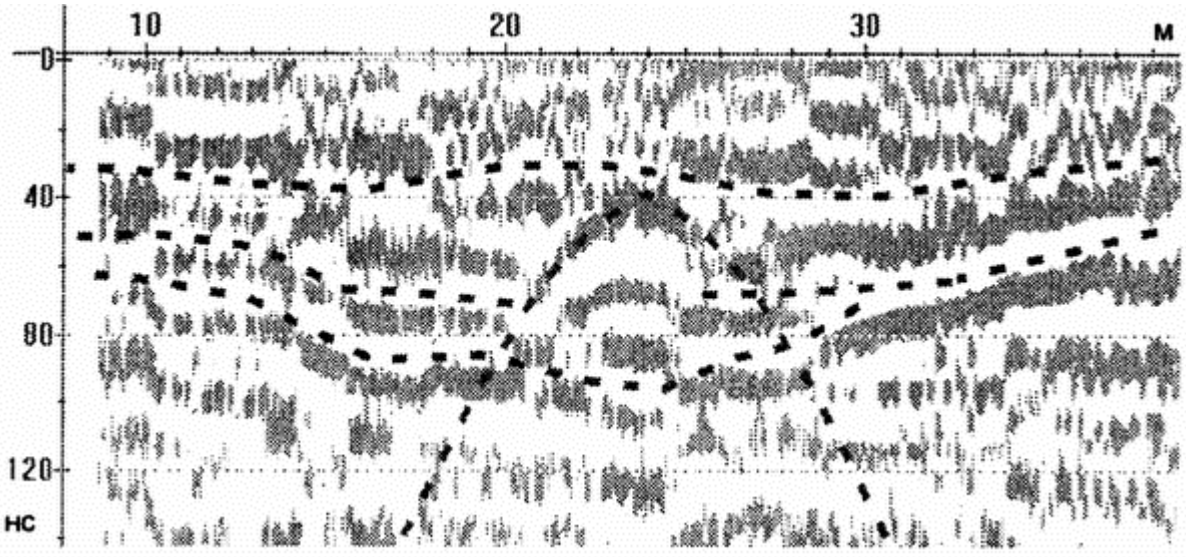


Рис. 5.17. Результаты георадарного профилирования над трубой магистрального нефтепровода, расположенного в траншее

За последнее время на кафедре геофизики геологического факультета МГУ накоплен большой опыт работ в этой области. Работы подкреплены исследованиями в области теории, методики и принципов интерпретации результатов наблюдений. Измерения ведутся с помощью геофизической аппаратуры " ЭРА " , которая дает возможность документально визуализировать наблюденные поля и путем обработки перевести их в параметры, понятные эксплуатационщикам. Исследования идут в три этапа. На первом этапе ведется поиск подземных коммуникаций. На втором производится точная разметка оси трубопровода, определяется его глубина и степень нарушения гидроизоляции. Кроме этого делается оценка степени коррозионной опасности грунтов, которые поражают трубу, и ищутся места, где развиваются коррозионные процессы. На третьем этапе производится детализация полученных аномалий, обработка и интерпретация полевых данных.

Пример применения измерений постоянной составляющей потенциалов катодной защиты (ПКЗ) магистрального нефтепровода приведен на рис. 5.18.

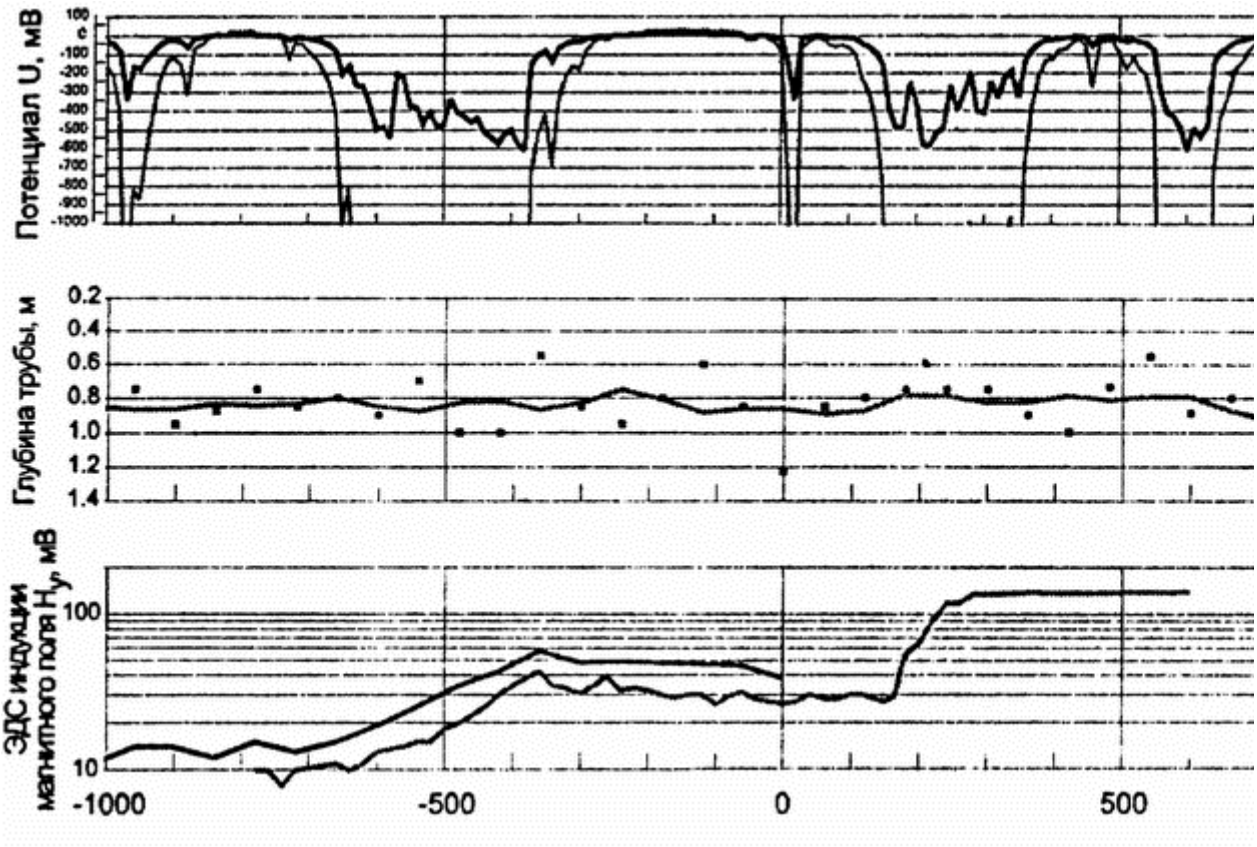


Рис. 5.18. Результаты измерения ПКЗ, глубины трубы и амплитуды H_y с магнитной антенной

Если гидроизоляция трубы идеальна, то между анодом и катодом не будет тока, а потенциал трубы не будет передаваться в окружающую среду. При нарушениях гидроизоляции в отдельных местах ток по трубе течет к местам нарушения изоляции и через них уходит в землю. Труба продолжает оставаться под отрицательным потенциалом, препятствующим коррозии, но значение потенциала передается в окружающую среду, и мы можем его измерить. Над трубой в местах нарушения изоляции появляются отрицательные аномалии потенциалов катодной защиты (ПКЗ): аномалии амплитудой до -10 мВ можно не учитывать, аномалии ПКЗ от -10 до -50 мВ соответствуют участкам слабого нарушения изоляции, участки со средними повреждениями изоляции дают аномалии от -50 до -200 мВ, а участки сильных повреждений - отрицательные аномалии ПКЗ от -200 до -1000 мВ.

Для обнаружения зон потенциально повышенной коррозионной опасности может выполняться как традиционное, так и бесконтактное электрическое профилирование (ЭП) и метод естественного электрического поля (ЕП). Участки пониженного сопротивления ЭП и интенсивных аномалий ЕП потенциально опасны с точки зрения коррозии.

Глава 6. Экологическая геофизика

- 6.1. Основные понятия, предмет и методы геолого-геофизических исследований в экологии
  - 6.1.1. Экогеофизика и экогеология
  - 6.1.2. Понятийная терминологическая база
  - 6.1.3. Геологическая экология и геофизическая экология
  - 6.1.4. Особенности физико-геологических моделей в экогеофизике
- 6.2. Эколого-геофизические исследования и мониторинг геодинамических природных и техногенных процессов
  - 6.2.1. Геодинамические природно-техногенные процессы и устойчивость геологической среды
  - 6.2.2. Экосейсмология
  - 6.2.3. Экогравитация
  - 6.2.4. Экогидрогеофизика
  - 6.2.5. Экокриология
- 6.3. Эколого-геофизические исследования и мониторинг вещественного (гео-химического) загрязнения окружающей среды
  - 6.3.1. Природа источников загрязнений окружающей среды и особенности геофизических аномалий
  - 6.3.2. Изучение загрязнения геологической среды геофизическими методами
  - 6.3.3. Комплексирование геофизических методов для изучения загрязнений геологической среды
- 6.4. Изучение техногенного физического загрязнения
  - 6.4.1. Природа техногенного физического загрязнения
  - 6.4.2. Виды техногенного физического загрязнения
  - 6.4.3. Оценка техногенного физического загрязнения геофизическими методами

6.1. Основные понятия, предмет и методы геолого-геофизических исследований в экологии

6.1.1. Экогеофизика и экогеология.

Экологическая геофизика (экогеофизика) - это научно-прикладной раздел геофизики, предназначенный для решения экологических задач с целью изучения состояния и динамики взаимоотношений человека и биоты (" живого вещества ") с верхней частью литосферы (каменной оболочки Земли, которую совместно с подземной гидросферой называют гидролитосферой). Взаимоотношения эти устанавливаются на уровне околоземных и земных (естественных) и техногенных (искусственных) физических полей. Похожие задачи стоят и перед экологической геологией (экогеологией) - разделом геологии, изучающим взаимоотношения биосферы (оболочки Земли, где обитает биота) с верхней частью литосферы, часто называемой геологической средой. Согласно Е.М.Сергееву, под геологической средой понимается " поверхностная оболочка литосферы, находящаяся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека и, в свою очередь, в известной степени определяющая эту деятельность " . Мощность геологической среды определяется глубиной, на которую распространяется производственно-техническая деятельность людей. За нее можно принять, например, максимальную глубину нефтегазовых скважин, которая по состоянию на конец XX века составляет 6-7 км.

Приповерхностная часть геологической среды мощностью в десятки, реже первые сотни метров называется верхней частью разреза (ВЧР). Она включает почвы, грунты, горные породы, поверхностные, грунтовые и подземные воды, приповерхностные физико-геологические явления (оползни, карст и т.п.), объекты человеческой деятельности. ВЧР в наибольшей степени подвержена экзогенным (атмосферным и поверхностным) и техногенным (физико-химическим и энергетическим) процессам, а также воздействию эндогенных (внутриземных) факторов. ВЧР характеризуется экстремальным проявлением процессов, как природных (резкой геологической, петрофизической и физической неоднородностью в пространстве и во времени), так и техногенных (максимальным проявлением всевозможных искусственных физических полей). Она является специфической частью геопространства, объектом изучения и основным источником информации, получаемой экогеофизикой об окружающей среде [Вахромеев Г.С., 1995].

Таким образом, у экогеологии и экогеофизики в сущности общий предмет исследования - геологическая среда и прежде всего ВЧР. Однако геофизики называют ее геофизической (или геолого-геофизической), подчеркивая этим то, что геологическая среда проявляется в изменяющихся в пространстве и во времени естественных и техногенных физических полях через количественно измеряемые аномалии этих полей.

Геофизическая среда, как часть литосферы, характеризуется нелинейностью и изменчивостью во времени параметров. Нелинейность проявляется в тензочувствительности (зависимости упругих параметров горных пород от давления), флюидочувствительности (зависимости упругих, электромагнитных и других параметров не только от геохимического состава твердой фазы горных пород, но и состава флюидов (вода, нефть, газ), их перемещений) и неадекватной реакции среды на внешние воздействия (Атлас временных вариаций..., 1994). Вариации космических полей во времени приводят как к ритмичным (упорядоченным), так и хаотичным (случайным) изменениям параметров естественных и искусственных земных физических полей и сопровождающих их процессов. Таким образом, геологическая среда зависит от физических и химических свойств, геометрических параметров твердой фазы и флюидов, а также от вариаций природных и все более возрастающих по интенсивности техногенных физических полей.

У экогеологии и экогеофизики близкие цели. По В.Т.Трофимову и др., они сводятся к выяснению таких экологических свойств и функций литосферы, как [Трофимов В.Т. и др., 1997]:

- органо-минеральные, необходимые для жизни биоты и человека;
- структурные (геодинамические) нарушения верхних частей литосферы;
- вещественные (геохимические) изменения в ВЧР;
- энергетические (полевые, физические) загрязнения окружающей человека и биоту среды.

Имеют сходство и основные решаемые задачи, которыми можно считать следующие:

- Изучение изменений приповерхностных частей литосферы под влиянием природных и техногенных катастрофических и медленных процессов и оценка их экологических последствий.
- Создание методов оценки экологической устойчивости литосферы и способов сохранения ее экологических функций.
- Медико-биологическое и социально-экологическое обеспечение деятельности людей, связанной с геологической средой.

Различаются лишь методы исследований: они либо прямые геолого-геохимические, либо прямые и косвенные - физические (геофизические).

Литосфера и геологическая среда являются предметом исследований всех методов прикладной геофизики: глубинной, региональной, разведочной и инженерной, а экологические задачи в какой-то мере давно ими решаются. Однако возрастающая роль экологии в жизни людей и движения общественности за сохранение окружающей среды, как и сложность поставленных проблем, приводят к необходимости создания отдельных научно-прикладных дисциплин - экологической геологии и экологической геофизики, так же тесно связанных между собой, как и фундаментальные науки - геология и геофизика.

Главная особенность экогеологии и экогеофизики состоит в организации мониторинга, т.е. слежения за изменением состояния геологической среды с целью определения места и времени как быстрых (катастрофических), так и медленных (эволюционных) отклонений от нормального устойчивого состояния. Эти отклонения сказываются на функционировании природно-техногенных (технических) систем (ПТС), таких, например, как крупные электростанции, отдельные природно-техногенно-социальные объекты (ПТСО), хранилища ядерных отходов, и особенно природно-техногенных процессов (ПТП). К последним относятся естественные и искусственно вызванные землетрясения, горные удары, оползни, сели, взрывы и т.п.

6.1.2. Понятийная терминологическая база.

В экологических дисциплинах терминологическая база неоднозначна. Она достаточно четко, по нашему мнению, упорядочена М.К.Бахтеевым в учебнике " Геоэкология " (1997) и в книге " Теория и методология экологической геологии " (1997) под редакцией В.Т.Трофимова.

Экология, возникшая как часть биологии, раньше означала науку о взаимоотношениях биоты с окружающей средой. В настоящее время такое понимание этого термина соответствует " биоэкологии " . Экология в широком значении этого термина - это комплексная наука (или система наук), изучающая общие законы функционирования экосистемы и воздействие человеческой (антропогенно-техногенной) деятельности на них.

Под экосистемой, называемой также геоэкосистемой, биосистемой или биогеоценозом, понимают сообщество живых организмов (растений, животных, микроорганизмов) и окружающей среды обитания. Такое сообщество представляется нам как единое функциональное целое с разными уровнями организации от отдельных особей до всей биосферы - " живой пленки " Земли, где существует жизнь. Биосфера состоит из естественной природной среды, занимая часть атмосферы, гидросферы, литосферы, и создает искусственную антропогенно-техногенную среду, называемую социосферой. Она, в свою очередь, состоит из техносферы, включающей искусственно созданные объекты инженерно-хозяйственной деятельности людей (агломерации, сельхозугодья, а также водохозяйственные, транспортные, энергетические, промышленные и другие сооружения), и ноосферы (сфера разума, по В.И.Вернадскому), связанной с преобразующей ролью человеческой цивилизации. Влияние техносферы на природную среду и биосферу настолько велико, что можно говорить о биотехносфере как окружающей среде обитания человека и биоты.

Таким образом, под окружающей средой (ее называют также географической оболочкой Земли) понимаются взаимосвязанные природная среда (части атмосферы, гидросферы, литосферы), биотехносфера и социосфера. Благодаря возрастающим темпам роста населения Земли, интенсивному использованию природных ресурсов и загрязненности природной среды человечество вступило в противоречие с ней. Судьба цивилизации стоит под угрозой, если не будет преодолено нарушение естественного экологического равновесия. Поэтому экологические исследования и экологическое воспитание населения становятся актуальным видом человеческой деятельности.

6.1.3. Геологическая экология и геофизическая экология.

Наряду с понятием экогеология, в географии, геологии и других науках, связанных с природоохранной деятельностью, используется термин геоэкология, в который разные авторы вкладывают свой смысл. Так, В.Т.Трофимов и др. (1997) считают геологическую экологию (геоэкологию) " междисциплинарной наукой, изучающей состав, структуру, закономерности функционирования и эволюции естественных и антропогенных экосистем высокого уровня организации с целью сохранения жизнеобеспечения человека и жизни на Земле " . В таком понимании геоэкология должна объединять исследования экологических проблем Земли, проводимые в биологии, геологии, географии, почвоведении, т.е. стать " биологией окружающей среды " . В.И.Осипов и др. (1997) считают, что геоэкология - это междисциплинарное направление, объединяющее только науки о Земле, занимающиеся экологией геосфер. В этом случае она подразделяется на экологию атмосферы (метеоэкологию), гидросферы (гидроэкологию), почв (педоэкологию), литосферы (экогеологию). Согласно этим определениям геоэкология - это фундаментальная междисциплинарная наука, находящаяся на стыке ряда наук, занимающихся экологическими проблемами. Поэтому геоэкология должна базироваться на комплексировании биологической, геологической, гидрогеологической, почвенной, геохимической, геофизической информации о состоянии природных систем, а главное - использовать эту информацию для организации мониторинга. Под мониторингом понимается система повторных измерений с прогнозом, анализом, слежением за изменением в пространстве и во времени параметров природной среды с оценкой состояния биосферы и принятием рекомендаций для управленческих решений по защите биоты и человека от антропогенно-техногенного воздействия, а также контроля за их осуществлением. Главные задачи экологического мониторинга - получение объективной, по возможности, количественной информации об изменении биологических, геологических, гидрогеологических, почвенных, геохимических, геофизических параметров природной среды в глобальном, региональном и локальном масштабах. Геофизической информации, получаемой в большом количестве с помощью экспресс-методов и позволяющей создавать простые системы мониторинга, должна принадлежать большая роль, поскольку ее можно использовать во всех перечисленных научных дисциплинах. В результате комплексного геосистемного мониторинга даются оценки территорий с точки зрения их медико-санитарного состояния и возможности нормального функционирования экосистем.

Геоэкологии в геофизике должно соответствовать фундаментальное научное теоретическое направление, которое можно назвать геофизической экологией или геофизикой биотехносферы. Это направление геофизики имеет тот же ранг, что и геофизика атмосферы, гидросферы и литосферы, которые вместе с физикой Земли и составляют геофизику (общую или фундаментальную геофизику).

Предметом исследования геофизической экологии являются физическое состояние и свойства, изменение в пространстве и во времени естественных (космических и земных), искусственных (антропогенно-техногенных) физических полей окружающей человека и биоту среды. В нее с учетом сказанного выше входят:

- природная среда (части атмосферы, литосферы, гидросферы);

- геологическая среда (почвы, грунты, горные породы и подземные воды);
- географическая среда (географические системы или природно-территориальные комплексы разного уровня организации (фации, урочища, наборы урочищ, ландшафты), взаимосвязанные в пространственно-временной организации материи на уровне ландшафтной среды Земли) [Дьяконов К.Н., 1988];
- поверхностная гидросфера (акватории рек, озер, шельфы морей и океанов);
- биосфера и техносфера (биотехносфера);
- социосфера.

Геофизическая экология как фундаментальный раздел геофизики, связанный с изучением экологических проблем физическими методами, находится в стадии формирования. Глобальный характер космических и земных физических полей (гравитационных, магнитных, электромагнитных и др.), их пространственно-временная дифференциация, косморитмичность и космокатастрофичность позволяют нам считать, что они играют главную роль в развитии Земли, литосферы, биосферы [Разработка концепции мониторинга природно-техногенных систем, 1993]. Поэтому правомерность геофизической экологии (геофизики биотехносферы) не вызывает сомнения. Научно-прикладной же раздел геофизической экологии - экологическая геофизика (экогеофизика) активно развивается. В этом разделе настоящей работы рассмотрены три основных направления экогеофизики, связанных со структурными (геодинамическими) нарушениями, вещественными (геохимическими) и энергетическими (полевыми и физическими) видами загрязнения окружающей среды.

6.1.4. Особенности физико-геологических моделей в экогеофизике.

Во всех рассмотренных выше прикладных методах геофизики (глубинной, региональной, разведочной и инженерной) в той или иной мере решаются экологические задачи. Их выделение в экологическую геофизику следует начать с построения физико-геологической модели источника экоаномалий (ФГМЭ) (Вахромеев Г.С., 1995). Это необходимо для осмысленной постановки задач, выбора геофизических методов для их решения, а также рациональной методики работ и интерпретации получаемых данных.

Под ФГМЭ можно понимать абстрактное тело простой геометрической формы, которым можно аппроксимировать источник экоаномалий. Например, захороненный радиоактивный источник - это точечный источник, зона тектонического нарушения - вертикальный пласт, пленка нефтепродуктов в грунтовом потоке - горизонтальная тонкая плоскость и т.п. Источник экоаномалии выделяется из вмещающей среды одним или несколькими петрофизическими свойствами и излучением (созданием) физических полей. В приведенном выше примере это повышенная радиоактивность источника и аномальное гамма-поле; повышенные электропроводность, альфа-активность, магнитность, теплопроводность зоны тектонического нарушения и аномальные электрическое, радоновое, магнитное, тепловые поля; пониженные значения удельного электрического сопротивления, диэлектрической проницаемости пленки нефтепродуктов. ФГМЭ, по Г.С.Вахромееву (1995), могут быть:

- статическими (постоянными во времени, например, создаваемыми радиоактивным источником или зоной нарушения) и динамическими (переменными во времени, например, наблюдаемыми над пленкой нефтепродуктов);
- двуальтернативными, когда геопространство делится на аномалосоздающий объект и вмещающую среду (например, в случае радиоактивного источника) и многоальтернативными, состоящими из нескольких возмущающих источников (например, в случае зон нарушений и пленки нефтепродуктов);
- детерминированными (закономерно обусловленными и рассчитываемыми), например, радиоактивное тело, зона нарушений, и вероятностно-статистическими, например, пленка нефтепродуктов;
- априорными, используемыми при проектировании работ и решении прямых задач, и апостериорными, которые получаются при интерпретации и решении обратных задач.

Кроме того, ФГМЭ могут быть локальными, региональными, планетарными, близповерхностными и глубинными, постоянными, низкочастотными, высокочастотными, импульсными и др. Разумеется, каждый экологический объект, исследуемый с помощью геофизики, может быть представлен несколькими ФГМЭ, постепенно меняющимися по мере получения дополнительной информации в ходе комплексных геолого-геофизических исследований.

Экогеофизическая информация отличается высокой точностью, воспроизводимостью и экспрессностью съемок, получением большого числа параметров, возможностью проведения дистанционных и повторных измерений, разработанностью компьютерных технологий получения " пометодных " и комплексных физических параметров. Конечной целью интерпретации является использование геофизических параметров

для получения тех или иных экологических, экогеохимических, экогеодинамических, экогидрогеологических и других экопараметров путем установления корреляционных связей.

Ниже рассмотрены сущность, задачи и методы геодинамического, геохимического и физического (энергетического) направлений экогеофизики.

6.2. Эколого-геофизические исследования и мониторинг геодинамических природных и техногенных процессов

6.2.1. Геодинамические природно-техногенные процессы и устойчивость геологической среды.

Геодинамическими природно-техногенными процессами называют:

- извержения вулканов;
- изменения напряженного состояния горных пород, приводящие к уплотнению, разрушениям, обвалам, осыпям и другим гравитационным процессам;
- сейсмичность, обусловленную удаленными, местными естественными и техногенными землетрясениями;
- оползневые процессы и абразию берегов, вызываемые природными процессами и инженерно-технической деятельностью;
- карстовые явления, связанные с суффозией (вымыванием) рыхлых пород и растворением карбонатных пород подземными водами, возрастающими при изменении их режима под воздействием природно-техногенных факторов;
- криогенные процессы, сопровождающиеся переходом температуры пород от отрицательной к положительной и приводящие к деструкции мерзлоты, а значит, к изменению физико-механических и прочностных свойств горных пород.

Природные геодинамические процессы развиваются или в виде плавных ритмичных изменений с периодами от секунд до миллионов лет, что является признаком " порядка " в литосфере и на Земле, или в виде катастрофических проявлений - " хаоса " [Атлас временных вариаций природных процессов, 1994]. " Порядок " и " хаос " определяются как земными, так и космическими причинами и передаются через физический вакуум. Он характеризуется безмассовой энергией высокой плотности и наличием колебаний. Сложение ритмов разной природы, например влияния Солнца, планет, Луны, может привести к резонансам, вызывающим катастрофы. Поскольку геологическая среда является неоднородной, состоящей из твердых частиц, пустот, флюидов, слоев, блоков и т.п. с разным напряженным состоянием, то ритмы и катастрофы передаются по-разному и фиксируются в породах неодинаково. А.Синяковым высказана гипотеза локальных геофизических резонансов (ЛГР), согласно которой сложение взаимодействий разных объектов Солнечной системы и космоса может быть направлено в некоторую локальную часть Земли, в " заданное " время (прошедшее и будущее). Возникший здесь ЛГР оказывает мощное воздействие на природу, технику, человека, что и приводит к природно-техногенным катастрофам, а также к нарушениям функциональной деятельности людей (оцепенение), сопутствующим техногенным катастрофам. Разработанные им алгоритмы, программы и результаты математического моделирования позволили объяснить некоторые антропогенно-техногенные катастрофы локальным геофизическим резонансом.

Современное состояние инженерно-геологических условий и прогноз их изменений под действием геодинамических природных и техногенных процессов и факторов можно охарактеризовать введенным В.Т.Трофимовым понятием устойчивости геологической среды (УГС). Под УГС следует понимать зависимость геологической среды (ГС) от состояния и скорости развития эндогенных (внутренних) и экзогенных (внешних) природных, а также техногенных процессов. Они, в свою очередь, изменяют геолого-геофизические свойства: физико-механические и деформационно-прочностные, характеризующие тензо- и виброчувствительность; водно-физические свойства, меняющие ее флюидочувствительность, и геофизические (плотность, намагниченность, электропроводность, упругие параметры, теплопроводность и др.), которыми и определяются аномалии физических полей.

Наблюдается непрерывное усиление естественных и техногенных геодинамических процессов. Плавные, эволюционные процессы приводят к отклонению состояния литосферы от оптимального, а катастрофические - к разрушению среды обитания и гибели людей.

Основными разделами геодинамической экогеофизики являются: экосейсмология, экогравитация, экогидрогеофизика, экокриология.

6.2.2. Экосейсмология.

Чтобы изучить геодинамическую и особенно сейсмологическую устойчивость геологической среды, надо, прежде всего, определить ее геолого-геофизические свойства, а затем оценить динамику их изменений посредством сейсмоэкомониторинга. Физико-геологической основой сейсмомониторинга является высокая тензочувствительность и флюидочувствительность границ блоков литосферы, проходящих, как правило, по тектоническим нарушениям, к эндогенным и экзогенным воздействиям, нередко обусловленным космическими и техногенными физическими полями [Разработка концепции мониторинга природно-техногенных систем, 1993].

Методика сейсмомониторинга сводится к изучению деформации оснований сооружений с помощью деформографов и наклономеров, а также напряженного состояния, физико-механических и прочностных свойств среды полевыми, акваториальными и скважинными сейсмоакустическими методами. К полевым и акваториальным относятся методы преломленных (МПВ) и отраженных (МОВ) волн. При исследовании в скважинах используются методы акустического профилирования и просвечивания и микросейсмокаротаж. По скоростям продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, а также их затуханиям и рассеяниям с помощью теоретических и экспериментально установленных зависимостей можно оценить пористость, динамический модуль упругости, коэффициент крепости пород и другие параметры (см. 1.4). Для точного определения этих же параметров необходимы разномасштабные (полевые, скважинные измерения на образцах) геолого-геофизические экспериментальные работы на изучаемом участке. С их помощью устанавливаются корреляционно-регрессионные уравнения для определения физико-механических и деформационно-прочностных свойств пород через данные сейсмоакустических наблюдений (см. 5.3).

Методика сплошных съемок изучаемых площадей, кроме определения физико-механических и прочностных свойств, должна обеспечить микросейсморайонирование, предназначенное для уточнения имеющихся карт регионального сейсмического районирования с точки зрения изменения ожидаемой балльности землетрясений. Определив особенности геолого-тектонического строения разных участков: наличие зон тектонических нарушений, трещиноватости, глинистых пород с плывунами, растепленных мерзлых пород или, наоборот, прочного скального основания мерзлых пород, можно уточнить балльность до ± 2 баллов 12-балльной шкалы сейсмичности. Точный количественный расчет балльности проводят на стационарных или временных сейсмических станциях, где автоматически в течение длительного времени регистрируются упругие колебания разных интенсивностей и частот. Приращение балльности какого-то участка по сравнению с данными регионального сейсмического районирования свидетельствует о его меньшей устойчивости к дальним, ближним или вызванным искусственно землетрясениям. Убывание балльности указывает на наличие устойчивых к ним массивов горных пород. Вспомогательную роль при районировании территории по устойчивости к землетрясениям, обвалам и другим динамическим процессам играют гравиразведка, магниторазведка, электромагнитные профилирование и зондирование.

Если сейсмическое и микросейсмическое районирование обеспечивает прогнозирование места и балльности ожидаемых землетрясений, то предсказание времени землетрясений - проблема более сложная. Она, являясь сердцевиной сейсмомониторинга, с той или иной степенью приближения решается комплексом режимных геофизических методов:

- изучением изменений упругих параметров среды и шумов (сейсмическая эмиссия или шумовая сейсмотомография), позволяющим выявить наиболее активные участки среды, строить временные ряды наблюденных упругих процессов, статистическая обработка которых позволяет дать прогноз этих процессов на будущее;
- регистрацией естественных электромагнитных полей космического и земного происхождения (электрическая эмиссия), с помощью которой намечаются подходы к предсказанию землетрясений;
- анализом концентрации газов (радон, гелий, аргон и др.), проникающих из глубин за счет раскрытия трещин перед землетрясениями (" газовое дыхание Земли "), и др.

В целом к прогнозу землетрясений подходят путем комплексного анализа предвестников землетрясений с учетом полевых, лабораторных, экспериментальных и теоретических работ и накопленного мирового эмпирического опыта [Разработка концепции мониторинга природно-техногенных систем, 1993]. К предвестникам сильного землетрясения, как отмечалось выше, относятся аномальные деформации блоков земной коры, статистический анализ слабой сейсмичности (сейсмотомография), особый вид вариаций геомагнитных и электромагнитных полей, изменение дебита, температуры, химического состава подземных

вод и десятки других факторов. Учет множества факторов позволяет в настоящее время давать долгосрочный (на десятки лет вперед) и среднесрочный (годы и месяцы) прогнозы. Что касается краткосрочного прогноза (дни и часы), то при существующей сети наблюдений и теории сейсмологии он не проводится.

Наряду с природными существуют возбужденные землетрясения (наведенная сейсмичность). Они возникают при перераспределении упругих напряжений в геологической среде под действием антропогенно-техногенных факторов (крупные города и промышленные объекты, шахты и карьеры, водохранилища и закачка вод в скважины, подземные воды и горные удары на шахтах и т.п.). Подобные факторы могут либо сами создавать землетрясения, либо служить спусковым " крючком " для природных землетрясений.

6.2.3. Экогравитация.

Экогравитация объединяет процессы механического перемещения горных пород под действием силы тяжести на склонах гор, берегах морей, озер, рек. Такие перемещения возникают как в результате экзогенной геодинамики, так и провоцируются эндогенными процессами (землетрясениями, вулканической деятельностью и т.п.) и техногенной деятельностью людей (строительство, подрезка склонов и т.п.). Наибольшее применение геофизические методы нашли при изучении оползневых процессов.

Оползни (медленные или внезапные перемещения горных пород по склонам под действием силы тяжести) являются проявлением нарушения устойчивости геологической среды и обусловлены определенной крутизной склонов, гор и прибрежных районов, литологией, обводненностью слагающих пород, наличием глин-плывунов. Оползни могут находиться в спокойном, стабилизированном состоянии, а сдвиги провоцируются как землетрясениями, так и искусственными вибрациями от промышленных предприятий, транспорта и т.п.

При изучении оползней перед геофизикой ставятся следующие основные задачи (см. 5.3.5):

- Выявление структуры и геологического строения тела оползня и окружающего горного массива.
- Изучение гидрогеологических условий как в теле оползня, так и в окружающем массиве.
- Оценка динамики (скорости движения) оползня, изменения напряженного состояния и определение ожидаемого времени подвижек.

Геофизические свойства горных пород тела оползня по сравнению с окружающим массивом отличаются увеличением естественных электрических потенциалов, понижением удельного электрического сопротивления и скоростей распространения упругих волн, увеличением их затухания, появлением термических аномалий и др. Поэтому основными методами решения 1-й и 2-й из названных задач являются методы естественного поля (ЕП), электромагнитные зондирования (ВЭЗ, ЗСБ) и профилирования (ЭП, ДИП), сейсморазведка методом преломленных волн (МПВ), прослушивание электрических и сейсмических шумов (электрическая и сейсмическая эмиссия). Выбор одного-трех из этих методов диктуется природными (геоморфологическими и геолого-гидрогеологическими) условиями. В стабилизированном состоянии оползня геофизические параметры, получаемые при интерпретации режимных наблюдений, сохраняются постоянными. При подготовке активизации оползня они начинают заметно изменяться, что объясняется увлажнением, ростом трещиноватости и напряженного состояния, техногенными причинами (подрезка склонов, строительство на оползнях и т.п.). Это и позволяет прогнозировать время начала скольжения и предсказывать катастрофические сходы оползней. За скоростью движения оползней (задача 3) можно следить, например, по сдвиганию магнитных реперов. Для этого в тело оползня помещают ряд вертикальных труб или стержней и проводят периодические магнитные съемки. По направлению максимального смещения изолиний и по величине смещений за известное время можно рассчитать направление движения и скорость оползня.

На рис. 6.1 приводится пример изучения скорости движения одного из оползней-потоков на Черноморском побережье Кавказа с помощью магнитных реперов, установленных на различных глубинах. Кроме того, здесь же был использован принцип наблюдений за " естественными " реперами, в качестве которых выбираются неоднородности литологического строения, обводненности, напряженного состояния оползневого тела. Эти неоднородности четко фиксируются аномалиями параметров, получаемых по данным метода естественного электрического поля (ЕП). При выполнении режимных наблюдений смещение центров таких аномалий указывает направление и скорость смещения оползневых масс. Можно видеть, что результаты за " естественными электрическими " реперами хорошо согласуются с данными магнитных реперов.

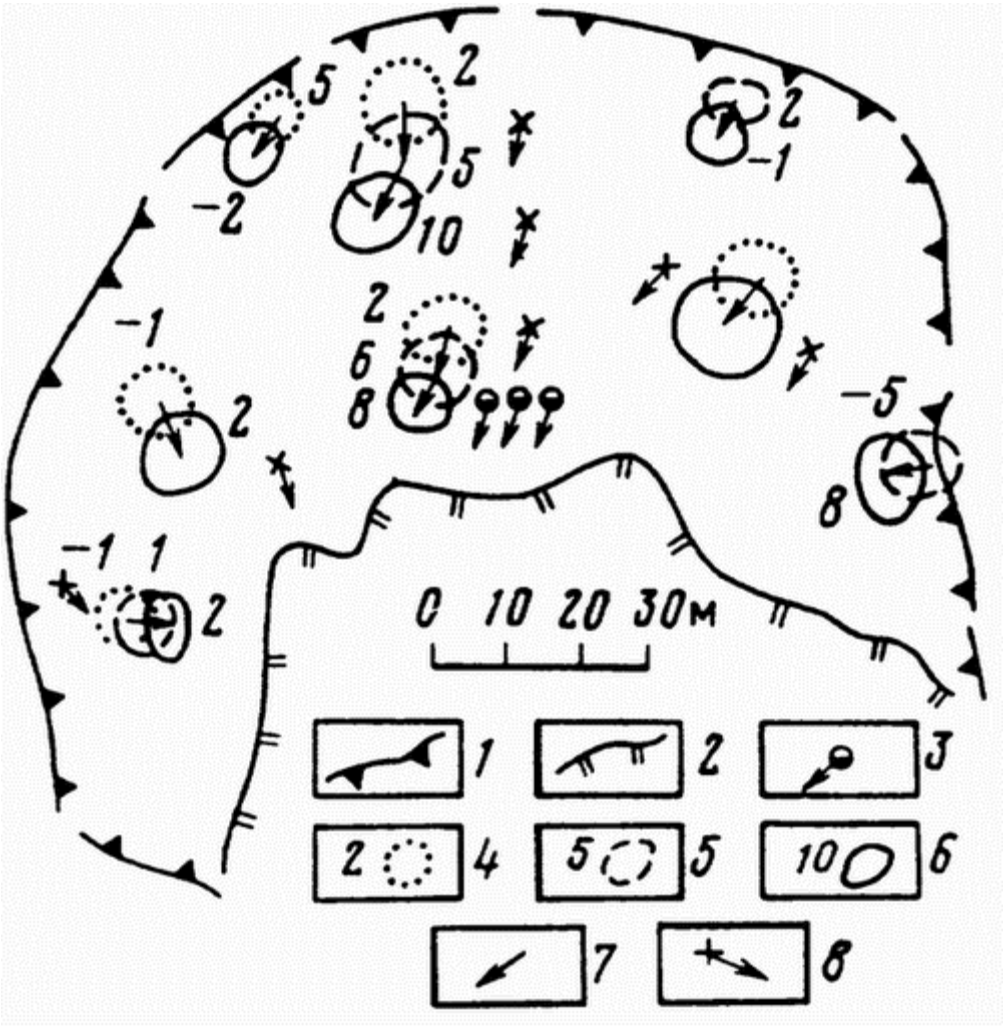


Рис. 6.1. Результаты комплексных геофизических и геодезических исследований на оползне: 1 - контур стенки отрыва; 2 - граница каньона; 3 - направление смещения магнитных реперов; 4-6 - эквипотенциалы естественного поля за три последовательных периода; 7 - направление смещения аномалии ЕП; 8 - направление смещений геодезических реперов

6.2.4. Экогидрогеофизика.

Экогидрогеофизика предназначена для изучения карстово-суффозионных явлений, изменения динамики и химизма подземных вод. Карстовые и суффозионные явления связаны с растворением скальных (карбонатных, гипсоносных, соленосных пород) и вымыванием рыхлых пород подземными водами. Эти явления встречаются почти на одной трети территории суши, нередко изменяя поверхностные формы рельефа. Благоприятствуют развитию карста тектоническая трещиноватость пород и ее увеличение вследствие природно-техногенных причин, интенсивное движение подземных вод и изменения гидрогеологического режима. Например, за счет подземного водоснабжения и возникающего вследствие этого понижения уровня грунтовых вод проникающие в породы загрязненные атмосферные и поверхностные воды оказываются более агрессивными и увеличивают скорость выщелачивания. В результате образуются как поверхностные карстовые формы (карстовые воронки, котловины, колодцы, шахты и т.п.), так и глубинные (подземные полости, каналы, пещеры, гроты). Часто они заполнены водой или глинистыми продуктами выветривания пород (см. 5.3).

Вследствие карстово-суффозионных процессов и явлений уменьшается устойчивость геологической среды, что приводит к катастрофическим последствиям (просадки, провалы, деформации сооружений) (см. 3.3.5).

Для изучения устойчивости геологической среды перед геофизикой ставятся следующие задачи [Огильви А.А., 1990]:

- Выделение регионов, где встречаются растворимые породы, оценка литологии и мощности перекрывающих пород, самих карстующихся пород и глубины залегания базиса коррозии, т.е. поверхности скальных пород, ниже которой закарстованности нет.
- Изучение гидрогеологических условий: наличия водоносных и водоупорных пород, пластовых и трещинно-карстовых вод, их минерализации, динамики (скоростей движения и фильтрации).
- Выявление трещинно-карстовых зон, отдельных карстовых форм, полостей и т.п.
- Оценка динамики карстово-суффозионных процессов и устойчивости закарстованных территорий.

Возможность решения поставленных задач геофизическими методами определяется различием геофизических свойств закарстованных скальных пород по сравнению с теми же породами, но не затронутыми карстовыми процессами (ниже базиса коррозии), и перекрывающими, как правило, песчано-глинистыми породами. Закарстованные породы, несмотря на наличие в них полостей, заполненных воздухом, отличаются тем не менее пониженными удельными электрическими сопротивлениями и скоростями распространения упругих волн, существованием аномалий естественного электрического поля, повышением гамма-активности. Это объясняется наличием в них глинистых пород и трещинно-карстовых подземных вод, характеризующихся пониженными удельными электрическими сопротивлениями, а часто и скоростями упругих волн. Глинистые породы повышают гамма-активность, измеряемую при гамма-съемках, а трещиноватые - альфа-активность, измеряемую при эманационной (радоновой) съемке.

Решение первой задачи производится геофизическими методами, используемыми для картирования. В условиях круто слоистых сред применяются методы гравиразведки, магниторазведки, электромагнитного профилирования (методами естественного поля (ЕП), сопротивлений (ЭП), низкочастотного (НЧП) и высокочастотного (РВП)), гамма- и эманационные съемки. В условиях горизонтально и полого залегающих пород используются электромагнитные зондирования (вертикальные (ВЭЗ), частотные (ЧЗ) или становлением поля (ЗС) или другие), а также сейсморазведка методом преломленных (МПВ) и отраженных (МОВ) волн (см. 3.4).

Решение задач 3 и 4 проводится одиночными или режимными электромагнитными профилированиями, сейсморазведкой МПВ. С помощью скважинных геофизических исследований изучаются физические свойства горных пород вокруг скважин и между скважинами, определяются скорости движения и фильтрации подземных вод. Применение не менее двух методов, например одного электроразведочного и одного сейсмического, может дать более достоверное решение поставленных задач (см. 1.3).

В качестве примера эффективности скважинных геофизических исследований при изучении карстово-суффозионных процессов можно привести результаты режимных наблюдений на территории г.Москвы. На рис. 6.2 видно, что полости в закарстованных известняках, заполненные переотложенным глинистым материалом естественных электрического ($\Delta U_{\text{ЕП}}$) и радиоактивного (J_γ) полей, интервального времени (Δt) по акустическим исследованиям и кажущегося сопротивления ($\rho_к$) по данным метода сопротивлений, отличаются заметными аномалиями. Процесс вымывания глинистого заполнителя из полостей, возникающий под влиянием интенсивной откачки подземных вод, особенно хорошо можно проследить по изменению комплексного показателя θ, рассчитанного на основании суммирования контрастностей Q_i (отношений аномалий к нормальному полю) всех измеренных геофизических параметров: $\theta = \sum_{i=1}^{n} |Q_i|$, где n-число методов, входящих в комплекс. В данном примере n= 4. График изменения значений θ, рассчитанный для серии наблюдений, выполненных в последовательные моменты времени t_1, t_2, t_3с интервалом 3 месяца, дает возможность оценить время активизации суффозионного процесса.

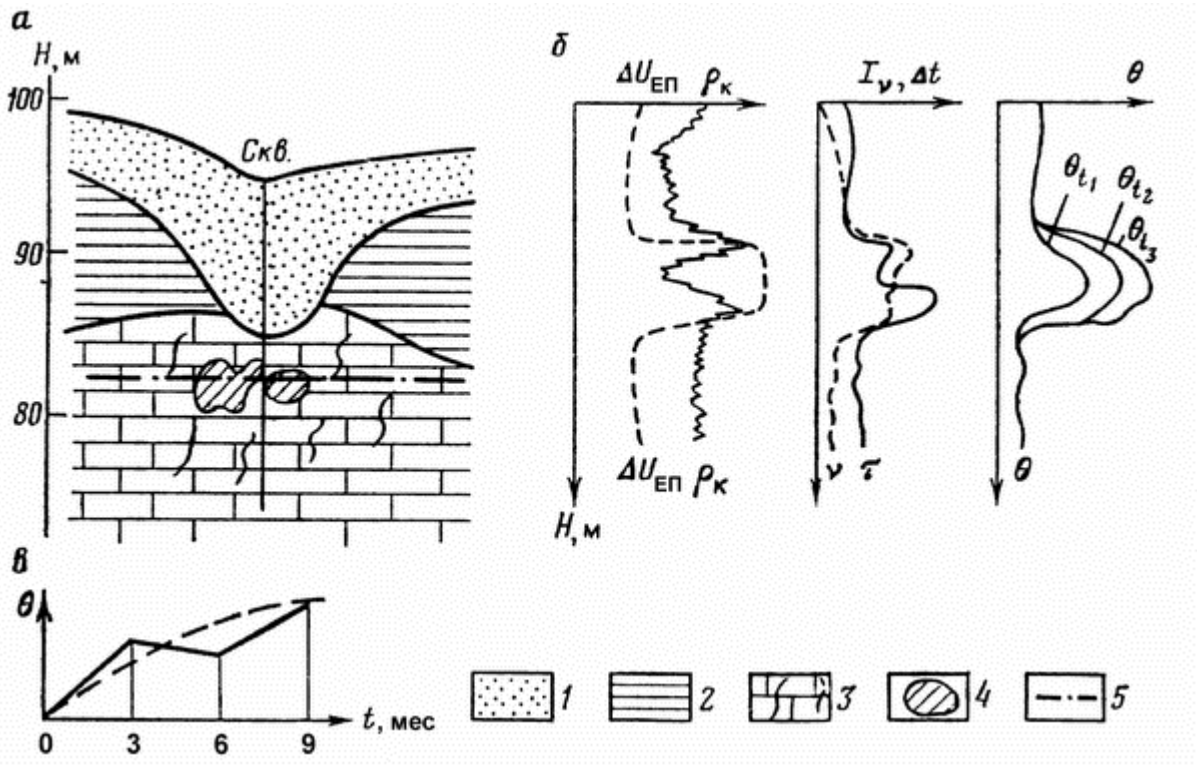


Рис. 6.2. Результаты комплексных скважинных геофизических наблюдений при изучении карстово-суффозионного процесса: а - геологический разрез, б - каротажные диаграммы и графики изменения во времени комплексного показателя $\theta = f(t)$, в - режим средних значений комплексного показателя θ в изучаемом интервале глубин; 1 - пески, 2 - глины, 3 - закарстованные известняки, 4 - карстовые полости, 5 - уровень грунтовых вод

Вопросы изучения динамики подземных вод, их химизма рассмотрены в 5.2. С ними тесно связаны проблемы истощения подземных вод и их загрязнения, подтопления городов, промышленных объектов, сельскохозяйственных земель (заболачивание), вторичное засоление мелиорируемых земель и др. Особенности решения этих проблем сводятся к периодическим повторениям геофизических съемок, сопоставлению с результатами опытных гидрогеологических наблюдений, получению совместных гидрогеофизических рекомендаций.

6.2.5. Экокриология.

Криогенные (мерзлотно-геологические) процессы проявляются в районах распространения многолетнемерзлых пород и замерзшей воды в порах и трещинах пород. Изучение строения геологического разреза в условиях криолитозоны сводится к определению мощности деятельного слоя, который в летний период оттаивает на 1-2 м, и надмерзлотных вод; изучению строения и мощности мерзлых пород, наличия в них и под ними межмерзлотных и подмерзлотных вод; картированию поверхностных талых пород; выявлению зон термокарста, бугров пучения, наледей, зон течения мерзлых пород на склонах (солифлюкция) и каменных потоков (курумы) и других неблагоприятных криогенных процессов (см. 5.4). Для изучения этих явлений широко используются геофизические методы. Важную роль с точки зрения экологии играют периодические повторения геофизических съемок, т.е. организация экомониторинга криогенных процессов, особенно в промышленно освоенных районах.

Под воздействием инженерно-технических сооружений в районах распространения многолетнемерзлых горных пород тепловой режим постепенно нарушается, что при приближении температур к 0 °С ведет к деградации мерзлоты и протаиванию пород. По геологической устойчивости массивов горных пород мерзлые породы близки к скальным, а талые - к рыхлым. Как отмечалось выше (см. 5.4), одни и те же горные породы в мерзлом и талом состоянии различаются в 1,5-5 раз по скоростям распространения упругих волн и в 2-1000 раз по удельным электрическим сопротивлениям. В мерзлых породах эти параметры выше, чем в талых. Поэтому основными методами экомониторинга многолетнемерзлых горных пород на объектах промышленного и гражданского строительства являются сейсморазведка (чаще методом преломленных волн) и электромагнитные зондирования (чаще вертикальные электрические, частотные или

радиолокационные), выполняемые в режиме периодических повторений. Обязательной является и термометрия (см. 5.4).

6.3. Эколого-геофизические исследования и мониторинг вещественного (геохимического) загрязнения окружающей среды

6.3.1. Природа источников загрязнений окружающей среды и особенности геофизических аномалий.

Природа источников загрязнений окружающей среды и специфика экогеофизических аномалий, наиболее полно рассмотренные в работе Г.С.Вахромеева " Экологическая геофизика " (1995), приводятся ниже.

Антропогенно-техногенное вещественное (или химическое, точнее геохимическое) загрязнение окружающей среды, включая геологическую среду с подземными водами и околоземную часть атмосферы, касается свыше 10% земной суши. Оно образуется за счет:

- захоронений радиоактивных отходов, а также последствий аварий и катастроф на ядерных объектах;
- отвалов горных пород вблизи шахт, рудников, называемых хвостохранилищами, где складируются продукты после обработки полезных руд;
- отходов крупных промышленных и строительных предприятий и городских агломераций (свалок);
- утечек нефтепродуктов на нефтегазовых промыслах и нефтеперегонных заводах, из трубопроводов, вблизи станций, перекачивающих нефть и газ, нефтехранилищ, складов горюче-смазочных материалов, бензоколонок и т.п.;
- сельскохозяйственной деятельности (разрыхления и засоления почв, растворения удобрений и ядохимикатов) и других источников.

Названные, как и другие, загрязнения являются, как писал В.И.Вернадский, " огромной геологообразующей силой, изменяющей на глазах условия существования биосферы " .

По геометрии, изменениям во времени и составу источники антропогенно-техногенного загрязнения геологической среды и подземных вод Г.С.Вахромеев подразделяет на:

- точечные (сброс сточных вод в водоемы или скважины и др.), линейные (утечки из нефтепроводов, загрязнения вдоль дорог, каналов и др.), площадные (распашка и удобрение почв, урбанизированные территории городов, промышленные предприятия и др.). Характерно, что аномалообразующие объекты в экогеофизике имеют субгоризонтальное строение, т.е. их мощность меньше ширины, длины и глубины;
- постоянные, периодические разной частоты, импульсные;
- слабые, средние и сильные по интенсивности, создающие соответственно аномалии физических полей меньшие, сравнимые и значительно превышающие природные;
- с изъятием и перемещением горных пород и без видимых изменений поверхностных условий;
- с изменением режима или химического состава подземных вод и попаданием в них не существовавших ранее геохимических элементов, например, вследствие пиритизации, окисления и др.;
- с нарушением температуры, что особенно опасно в районах распространения многолетнемерзлых пород.

В результате вещественного (механического, а в основном геохимического) загрязнения геологической среды меняются физические свойства ее верхней части. Поэтому искажаются существующие или создаются новые геофизические поля разной интенсивности и частоты.

Аномалии геофизических полей часто не совпадают с местоположением источников загрязнения вследствие миграции поллюантов (загрязняющих веществ) с воздушными массами, подземными водами, перемещением горных пород и т.п.

6.3.2. Изучение загрязнения геологической среды геофизическими методами.

В результате изучения геологической среды (ГС) с помощью геофизических методов выявляются статические и динамические (изменяющиеся во времени) геофизические аномалии над источниками загрязнения. С точки зрения геофизики основными видами загрязнения ГС являются радиоактивное и геохимическое.

1. *Экорадиометрия* предназначена для выявления и изучения радиоактивных аномалий природного и техногенного происхождения. Наибольшую опасность представляют радиоактивные заражения разными радионуклидами после аварий и катастроф. Например, после аварии на Чернобыльской АЭС в 1986 г. площадь зараженных территорий составила 10 тыс. кв. км. Для изучения распределения естественных и искусственных радионуклидов используются радиометрические методы, с помощью которых решаются различные радиоэкологические задачи, а главное - осуществляется проведение радиационного мониторинга.

Основными методами экорадиометрии являются аэро- и автогамма-спектрометрические съемки, предназначенные для измерения не только суммарного гамма-излучения (J_γ) и его составляющих по урану-радию, торию и калию-40, как при геологических поисках, но и по цезию-137, кобальту-60 (см. 4.2). Это повышает надежность выявления и мониторинга техногенных радиоактивных аномалий.

Важным экорадиометрическим методом является эманационная съемка, которая сводится к оценке концентрации радона как в почвенном воздухе, так и в воздухе горных выработок и помещений ($J_{\text{рад}}$). Как известно, в воздухе, накачанном в датчик эманометра, определяется концентрация радона по его альфа-излучению (см. 4.2).

Аэрогамма-спектрометрические съемки выполняются в масштабе 1:25000 с расстояниями между профилями порядка 200-300 м при высоте полета 100-300 м и скорости около 100 км/ч со спутниковой привязкой профилей и периодическим (до 2-4 раз в год) повторением. Автогамма-спектрометрические съемки проводятся в масштабах крупнее 1:25000 с неравномерно распределенными по площади маршрутами, проходящими вдоль магистралей, улиц, со скоростью движения до 15 км/ч. Для детализации выявленных аномалий выполняются пешеходные гамма-спектрометрические и эманационная съемки. Этими же методами обследуются подвалы предприятий, домов в жилых массивах, зонах отдыха, а также строительные материалы, изделия и т.п. Нормальными считаются поля с J_γ <20 мкР/ч и $J_{\text{рад}}$ <0,1 Ек/ч.

2. Загрязнение почв, грунтов, подземных вод нефтепродуктами становится особенно частым. При проникновении нефтепродуктов в горные породы в результате непрерывных или залповых утечек они скапливаются в коллекторах (пески, трещиноватые известняки), не проникая в водоупоры (глины, скальные породы). Удельное электрическое сопротивление (ρ) нефтепродуктов высокое, но, проникая в породы, они иногда повышают, а чаще понижают ρу тех же пород, но водонасыщенных (см. 5.2.8). Заполняя сухие породы или вытесняя из них застойные воды, нефтепродукты повышают ρи уменьшают диэлектрическую проницаемость ϵ(величина ϵу воды в 40 раз больше, чем у нефти). В водоносных породах с активным движением подземных вод нефтепродукты вымываются, но в ходе химического и биологического окисления разрушаются, оставляя продукты окисления (сульфиды, в частности, пирит и др.). Последние образуют электролит, для которого характерны пониженные значения ρ, повышенные значения естественной (α) и вызванной (η) поляризуемости при неизменной величине ϵгорных пород.

В соответствии с отмеченными изменениями электрических свойств основными экоэлектроразведочными методами изучения загрязнений нефтепродуктами являются следующие:

- методы естественного поля (ЕП) и вызванной поляризации (ВП), основанные на изменении αи ϵ;
- методы сопротивлений, включая электропрофилирование (ЭП), вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) и радиоволновое профилирование (РВП), зондирование (георадар или радиолокационные зондирования - РЛЗ), базирующиеся соответственно на изменении ρи ϵ;
- термометрия и инфракрасные съемки, предназначенные для расчленения пород по отличию их температур.

Выбор одного-двух из названных методов зависит от геолого-геофизических условий объектов исследований. Периодически повторяя профильные или площадные съемки этими методами, можно судить об изменении загрязненности и осуществлять прогноз (мониторинг).

Проведение электроразведки на нефтепромыслах, нефтегазохранилищах и заводах сопряжено с большими трудностями из-за невозможности проводить равномерную площадную съемку, приспосабливая профили к дорогам, участкам, где можно вести измерения. Большие помехи особенно на низких частотах создают

металлические конструкции, линии электропередач, трубопроводы, которые, кстати, сами часто являются объектами исследования.

В пределах шельфа морей, на озерах и реках загрязнение нефтепродуктами изучается с помощью сейсмоакустических, электромагнитных и термических методов.

3. Геохимическое загрязнение почв, грунтов, коренных пород и подземных вод может быть природным, например, за счет естественных электрических полей окислительно-восстановительной природы на рудных месторождениях, и искусственным, например, твердыми отходами при разведке и эксплуатации шахт и рудников, отходами промышленного сельскохозяйственного производства, бытовыми свалками и т.п., жидкими загрязнителями при разливах нефти, нефтепродуктов, стоками от горнопромышленных предприятий, сохраняемых в отстойниках, шлакохранилищах и др., газовыми выбросами при эксплуатации газовых месторождений на химических производствах и др. Такого рода загрязнение приводит к изменению физических свойств пород.

Эколого-геохимическое картирование предполагаемых площадей загрязнения геологической среды различными химическими элементами и детальные исследования выявленных техногенных аномалий проводятся прежде всего в ходе геохимических съемок - литогеохимических, атомохимических (газовых), гидрогеохимических (снегохимических, биогеохимических). При их выполнении берутся пробы почв, грунтов и горных пород с поверхностных обнажений или из горных выработок, проба воздуха и воды. В лабораториях проводятся химические анализы с определением качественного и количественного состава элементов-загрязнителей. Среди них наиболее опасные: бериллий, фтор, хром, мышьяк, кадмий, ртуть, таллий, свинец и др. Густоту точек отбора проб можно резко сократить, ограничившись лишь точечными отборами проб для химических анализов, если провести съемки методами разведочной геофизики (см. 4.2). Для этого надо знать теоретические или эмпирические связи между физико-химическими свойствами изучаемой среды и геофизическими параметрами. К геофизическим методам эколого-геохимических исследований относятся: радиометрия и различные ядерно-геофизические методы (гамма-спектрометрические, нейтронно-активационные, радиоизотопные и др.), лазерная (лидарная) спектрометрия, ядерно-магнитно-резонансная спектрометрия и др. (см. 3.4, 4.2). Они обеспечивают картирование по параметру концентраций химических элементов, осуществляемое дистанционными (бесконтактными) способами, достаточно точно и экономически эффективно.

6.3.3. Комплексирование геофизических методов для изучения загрязнений геологической среды.

Как и во всех областях применения геофизики, в геоэкологии эффективны лишь комплексы из нескольких методов: гравиметрические, магнитометрические, электромагнитные, сейсмоакустические, термические, ядерные с использованием четырехуровневых технологий: космической и воздушной, наземной и акваториальной, скважинной и подземной (см. гл. 1). Выбору рационального комплекса методов решения задач в определенных геолого-геофизических условиях должно предшествовать составление априорных физико-геологических моделей экосистем (ФГМЭ). Как отмечалось выше, под ФГМЭ понимается теоретически ожидаемый источник загрязнения геологической среды, который можно аппроксимировать объектом простой геометрической формы (точечный или сферический, линейный или вытянутый цилиндр, площадной, например, горизонтально- или вертикально-слоистая толща и др.) с заданными отличиями петрофизических свойств от вмещающей среды и интервалом их изменения во времени. Любая ФГМЭ может быть представлена из трех составляющих: исходной петрофизической модели вмещающей среды, устойчивой (квазипостоянной) модели загрязняющего объекта (источника) и изменчивой (импульсно-периодической) модели, характеризующей изменение загрязненности и физических свойств источника во времени. Таким образом, ФГМЭ является четырехмерной (4Д) (три измерения - пространственные координаты, четвертое - время).

ФГМЭ должна быть такой, чтобы для каждого метода геофизики можно было оперативно с помощью ЭВМ решать прямые задачи при разных параметрах моделей. Это необходимо как при проектировании работ и оценке возможностей тех или иных геофизических методов, так и в ходе комплексной интерпретации, когда обратная задача решается методом сравнения наблюденных аномалий с расчетными.

В состав комплекса геофизических методов для изучения вещественного загрязнения геологической среды должны, по возможности, вводиться аэрокосмические, наземные, аквальные, скважинные, подземные методы разной физической природы. Одни из них должны применяться на стадии картирования территории для оценки разной чувствительности к загрязнениям и с целью нахождения источников загрязнения (аэрокосмические и наземные), другие - для изучения выявленных источников, их положения в

пространстве и изменения во времени с составлением возможных прогнозов воздействия на биосферу, т.е. проводиться с целью мониторинга (наземно-аквальные и скважинно-подземные методы). В качестве примера в 5.3.6 (см. рис. 5.1) приведены результаты наземной и речной электроразведки для изучения зон проникновения отходов химического завода с потоком карстово-трещинных подземных вод.

В ходе истолкования геофизических материалов проводится:

- сопоставление результатов экогеофизики с данными экогеологии, экогидрогеологии и других экологических дисциплин, для которых экогеофизика является источником экспрессной, как правило, дистанционной, легко повторяемой и обрабатываемой с помощью ЭВМ информации;
- установление одномерных или многомерных связей между геофизическими и негеофизическими параметрами и свойствами объектов исследования на основе параметрических совместных наблюдений на ключевых участках и получением эмпирических, логических, эвристических количественных соотношений для определения через физические параметры статических и динамических негеофизических характеристик. Например, данные экогеофизики вместе с данными экологической геологии и геохимии могут использоваться для оценки и прогноза антропогенно-техногенного загрязнения, соответствия его предельно допустимым концентрациям (ПДК) по тем или иным инградиентам. ПДК - это максимально допустимые концентрации тех или иных веществ, опасных для здоровья людей и вредных для биосферы, устанавливаемые законодательными органами. Разработка ПДК и других предельных характеристик загрязнений экосистем далека от завершения. Полученные экогеофизикой и экогеологией данные могут служить материалом для контроля и регулировки загрязненности, храниться в банках данных для использования в будущем.

Практическим примером использования комплексных наземно-аквальных геофизических и геохимических исследований для изучения загрязнения геологической среды могут служить результаты работ, выполненных в районе одной из городских свалок г.Москвы - Кучинского полигона захоронения твердых бытовых отходов (ПЗТБО). Скопившиеся на полигоне отходы насыщены метаном, вследствие частых возгораний значительно прогреты, отличаются высокими концентрациями ряда тяжелых металлов, которые во много раз превосходят содержания в земной коре и фоновой почве (см. рис. 6.3). Свалочный фильтрат, насыщающий массив отходов, представляет собой темно-коричневую жидкость с минерализацией 10-12 г/л и высоким содержанием органики. Тяжелые металлы, установленные в результате геохимических исследований в отходах, присутствуют в повышенных концентрациях и в свалочном фильтрате. Однако ввиду большого разбавления высокие концентрации фильтрата мало сказываются на составе поверхностных вод. Исключение представляют зоны стекания фильтрата в р.Пехорку, где концентрации кадмия и нитрат-иона в 5-7 раз превышают предельно допустимые концентрации. Особенно загрязнены донные отложения рек Пехорка и Чичера в местах стекания фильтрата и ниже свалки, где их суммарный показатель загрязнения (СПЗ) превышает фоновые значения в 65-140 раз.

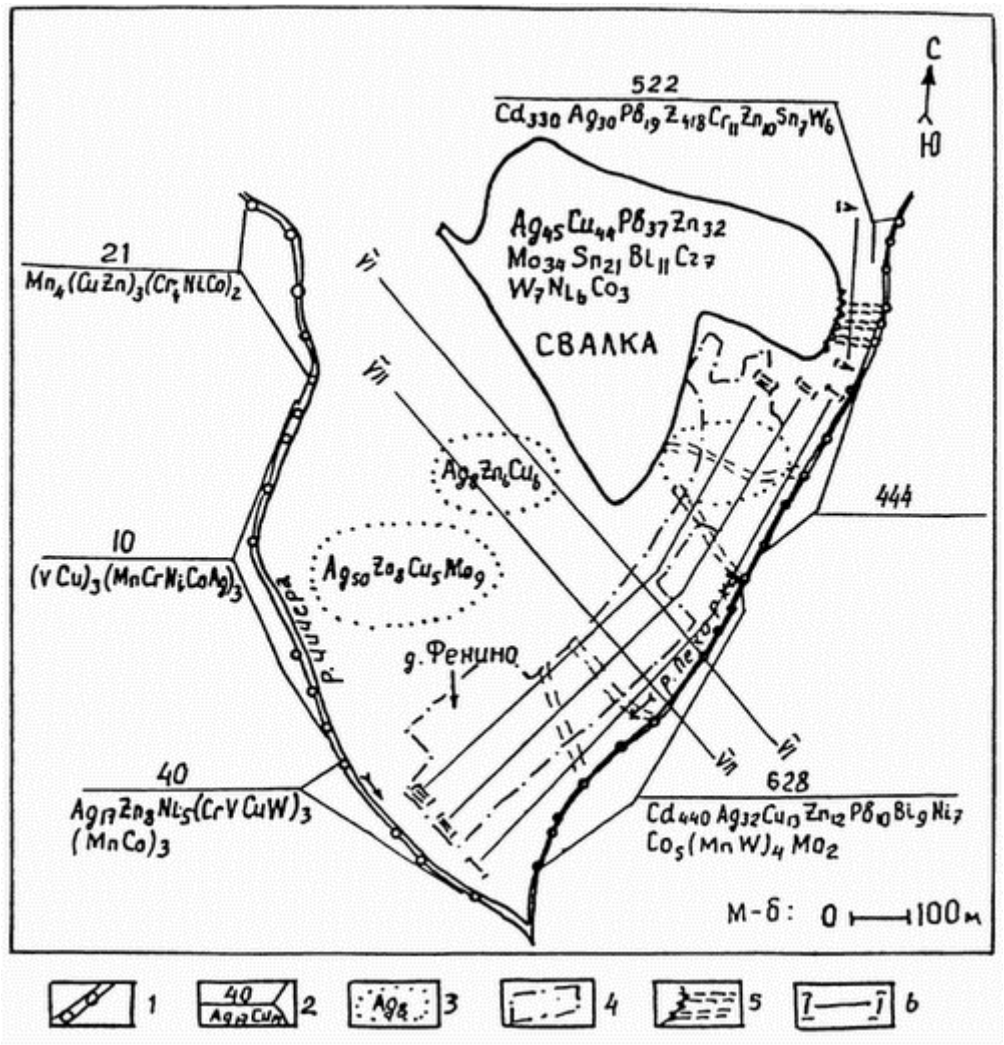


Рис. 6.3. Загрязнение тяжелыми металлами техногенных грунтов свалки, почв и донных отложений в районе ПЗТБО " Кучино " : 1 - точки отбора проб донных отложений; 2 - параметры загрязнения (в числителе - суммарный показатель загрязнения, в знаменателе - элементы загрязнения с коэффициентами относительно фоновых значений); 3 - зоны загрязнения почв с коэффициентами элементов-загрязнителей относительно фоновых значений; 4 - границы д.Фенино; 5 - зона стекания свалочного фильтрата в р.Пехорка; 6 - профили наземных геофизических наблюдений

Геофизические наблюдения выполнялись вдоль периметра свалки в окрестностях д. Фенино. Использовались наземные методы электропрофилирования (ЭП) и зондирования (ВЭЗ) и речные методы естественного электрического поля (ЕП), термометрии, резистивиметрии. Задачей ВЭЗ являлось уточнение разреза четвертичных и мезозойских отложений, изучение его геоэлектрических и эколого-гидрогеологических параметров. Цель ЭП - картирование загрязненных лент потока в подземных водах. Задачей речной (русловой) геофизики было установление мест разгрузок подземных вод в руслах рек и, в частности, картирование зоны разгрузки свалочного фильтрата в р.Пехорка. Геофизические работы дополнялись данными почвенной геохимической съемки и гидрохимического опробования подземных и поверхностных вод (рис. 6.3). Геофизические наблюдения позволяют выявить положение зон сосредоточенных разгрузок загрязненных грунтовых вод в русле р.Пехорки. Им соответствуют аномалии температуры придонных грунтов, пониженные значения электрических сопротивлений придонных слоев воды и горных пород на берегах, положительные аномалии ЕП, совпадающие с зонами стекающего свалочного фильтрата.

6.4. Изучение техногенного физического загрязнения[1]

6.4.1. Природа техногенного физического загрязнения.

Техногенное физическое (его можно также называть энергетическим или полевым) загрязнение представляет собой присутствие в окружающей среде (литосфере, атмосфере и гидросфере) дополнительно к естественным геофизическим полям физических полей, создаваемых человеком в процессе реализации современных технологий. Такие физические поля носят название техногенных (или технологических).

Техногенное физическое загрязнение, наряду с другими видами загрязнения - химическим и биологическим, играет важную роль в формировании общей геоэкологической обстановки, поскольку оказывает влияние на процессы энергетического обмена живой и неживой природы, на функционирование живых организмов и может коренным образом изменять качество окружающей среды.

Жизнь на Земле возникла в условиях абсолютного преобладающего влияния гравитационного, геомагнитного и температурного полей, к непрерывному воздействию которых живые организмы хорошо приспособились за длительное (даже в геологическом понимании) время своего существования. В настоящее время, однако, благодаря влиянию человеческой деятельности, наблюдается устойчивая тенденция к изменению энергетического баланса, к насыщению окружающей среды электромагнитными полями в широком частотном диапазоне и другими искусственно создаваемыми физическими полями. Поэтому живым организмам, в том числе и человеку, приходится приспосабливаться к новым условиям.

Техногенное физическое загрязнение наиболее характерно для территорий крупных городов, промышленных районов и других интенсивно используемых территорий. В пределах таких территорий, благодаря большому количеству производимой, преобразуемой и потребляемой энергии, возникает и устойчиво существует повышенный фон техногенных физических полей. Так, например, Москва в течение года производит в среднем $2{,}15*10^{17}$ Дж энергии, что соответствует реализации мощности в $6{,}82*10^{3}$ МВт. Это превышает мощность Братской ГЭС ($4{,}1*10^{3}$ МВт) и сопоставимо с мощностью Красноярской ГЭС ($6{,}0*10^{3}$ МВт).

Не будучи в состоянии воспринять полностью поступающую в избытке энергию технологических физических полей, среда часть этой энергии " расходует " на изменение свойств геологической среды, в частности на подготовку, активизацию и поддержание экзогенных геологических процессов, которые становятся, таким образом, в значительной мере техногенными. Избыточная энергия техногенных физических полей может также оказывать повреждающее и разрушающее воздействие на инженерные сооружения и коммуникации, негативным образом влиять на живые организмы и в том числе на организм человека. Таким образом, техногенное физическое (энергетическое или полевое) загрязнение можно определить как суммарный энергетический потенциал искусственно создаваемых (техногенных) физических полей, значительно превосходящий по величине потенциал естественных геофизических полей и оказывающий в силу этого негативное воздействие на окружающую среду, инженерные сооружения, живые организмы и организм человека. И в соответствии с этим техногенное физическое загрязнение можно рассматривать как результат воздействия энерговооруженного человека на окружающую среду, опосредованного через искусственно создаваемые физические поля. Воздействие это, как уже отмечалось, носит энергетический характер и этим принципиально отличается от других видов воздействия (химического и биологического), являющихся вещественными по своей сути. На рис. 6.4 представлена схема формирования общего техногенного загрязнения, одним из компонентов которого является рассматриваемое физическое загрязнение. Схема показывает, как техногенные физические поля, оказывая на окружающую среду энергетическое воздействие, вместе с химическими веществами и микроорганизмами способствуют формированию техногенного загрязнения, последствия которого проявляются в виде изменения геологической среды, деструкции (повреждения) инженерных объектов и физиологических нарушений в живых организмах.

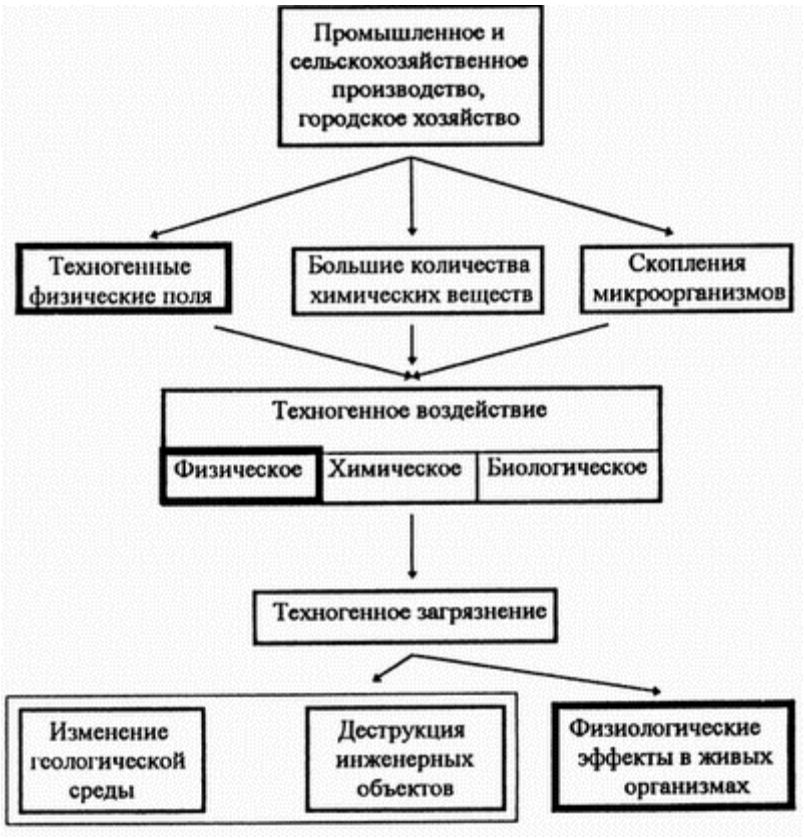


Рис. 6.4. Формирование и последствия техногенного загрязнения среды

[1]Автором этого раздела является А.Д.Жигалин.

6.4.2. Виды техногенного физического загрязнения.

Техногенное физическое загрязнение вызывается опосредованным через искусственно создаваемые физические поля воздействием человека на окружающую среду. Техногенные физические поля, о которых идет речь, представляют собой своего рода " отходы " реализуемых технологий, побочные продукты функционирования промышленных и энергетических установок, горнопроходческих комплексов, используемых при разработке месторождений полезных ископаемых, средств наземного, подземного и воздушного транспорта, коммуникационных и электропередающих линий, строительных машин и механизмов, а также агрегатов и механизмов, обеспечивающих нормальные условия в жилых и производственных помещениях, бытовой техники.

Из всех видов техногенного физического загрязнения окружающей среды наиболее существенными с позиций оценки экологических последствий и наиболее часто встречающимися являются шумовое (акустическое), вибрационное (вынужденные механические колебания), тепловое, электрическое (блуждающие токи и атмосферное электричество), электромагнитное, а также радиационное, создаваемые полями соответствующей природы (табл. 6.1).

Т а б л и ц а 6.1

Вид физического поля	Единица измерения	Уровень поля			
		Фоновый	Достигаемый	Санитарный предел	Технический предел
Акустическое	дБ (А)	25-30	80-120	45-60	-
Вибрационное	мм*с	0,02-0,50	0,02-16,0	0,12	0,20-0,40
Температурное	°С	от -2 до +1	от -160 до +1500	16-24*	-

Электрическое: блуждающие токи атм. электричество	мВ/м $^{+}$ион / $^{-}$ион	5-10 1,15-1,2	10-1600 1,0-1,5	- -	3-5 -
Электромагнитное	кВ/м	10^{-6}	2,5-10,0	5,0	-
Радиационное	мР/ч**	0,003-0,025	0,018	0,024	-
*Санитарные нормы для служебных и жилых помещений. **1 мР/ч равен 0,01 мЗв/ч.					

Шумовое, или акустическое, загрязнение среды относится к категории чисто экологических факторов (прямого экологического воздействия), поскольку оказывает непосредственное и исключительное воздействие на живые организмы. Основным и повсеместным источником шума является наземный (автомобильный и железнодорожный) транспорт, хотя и другие источники, такие как воздушный транспорт, промышленные предприятия, строительные машины и механизмы, вносят свой вклад в создание шумового поля. Уровень шума, создаваемый отдельными источниками (измеряется в децибелах (дБ) - относительных единицах, показывающих превышение звукового давления над пороговым значением этого параметра, составляющим $2*10^{-5}$ Па), может значительно превышать санитарный уровень, установленный для жилых и производственных помещений, школ и лечебных учреждений, как это видно из табл. 6.1.

При социологических опросах в городах шум в качестве раздражающего фактора фигурирует обычно приблизительно в 80% ответов опрашиваемых. Шум вблизи городских магистралей устойчиво держится примерно 15-18 часов в сутки, затухая лишь на короткое время ночью с 2 до 4 часов. С санитарно-гигиенических позиций нормальным (по градостроительной классификации - комфортным) считается акустический режим при уровне звука 10-65 дБ и максимально дискомфортным - при уровне звука выше 80 дБ. Для нервной системы человека вреден шум, превышающий 50-60 дБ (уровень звука обычного аудиоплейера достигает 60-70 дБ). При уровне звука 80-90 дБ (железная дорога и промышленные предприятия) возможны необратимые изменения в органах слуха, а при уровне 120-140 дБ (железная дорога, реактивные авиалайнеры) - повреждения этих органов.

Вибрация, или динамическое воздействие на среду, проявляется в виде поля вынужденных механических колебаний, которые воспринимаются и передаются ею от источников к различным объектам, в том числе и к объектам живой природы. Поле вибрации создается многочисленными и разнообразными источниками, наиболее значимыми из которых являются движущиеся транспортные средства, оборудование промышленных предприятий, строительные машины и механизмы, техническое оборудование зданий и инженерных сооружений. Поле вибрации можно квалифицировать как экологический фактор двойного действия - прямого, если речь идет о непосредственном контакте с виброгенерирующими объектами, например, при пользовании железнодорожным транспортом или при работе с ручными перфораторами, и опосредованного, если непосредственный контакт с создающим вибрацию объектом отсутствует, а вибрация воспринимается через передающую среду, например, при нахождении в зданиях, расположенных недалеко от железнодорожного пути или линий метрополитена неглубокого заложения, а также на стройплощадках. Основная часть колебательной энергии от виброгенерирующих объектов-источников переносится поверхностными волнами, распространяющимися в пределах верхней части грунтовой толщи (10-15 м). В силу этого в сфере воздействия поля вибрации оказываются фундаменты зданий и инженерных сооружений, многие коммуникации.

Вибрационное загрязнение, т.е. воздействие поля вибрации непосредственно на грунтовые массивы, может приводить к изменению рельефа поверхности, снижению механической прочности пород или, наоборот, к их уплотнению и улучшению прочностных характеристик. Длительное вибрационное воздействие способно вызывать или активизировать экзогенные геологические процессы, такие, например, как оползни и обвалы на крутых склонах, карст, проседание поверхности, образование полостей в насыпях на железнодорожных магистралях и т.п. При воздействии через грунтовые массивы на фундаменты зданий вибрация может причинять им серьезный урон. Так, при виброколебаниях со скоростью перемещения частиц грунта $0,4*10^{-3}$ - $1,2*10^{-3}$ м/с могут происходить сверхнормативные осадки фундаментов, возникать повреждения в старых зданиях, а при скорости $5*10^{-3}$ - $8*10^{-3}$ м/с возможны серьезные повреждения зданий с деревянными и бетонными перекрытиями.

Оценка вибрационного воздействия с экологических позиций показывает, что виброколебания с частотой до 20 Гц и амплитудой до $0,25*10^{-3}$ м (виброскорость до 0,01 м/с) хотя и ощутимы, но не вызывают неприятных

последствий, которые имеют место при более высоких частотах и больших амплитудах. Так, при частотах 20-40 Гц и амплитудах $0,3*10^{-3}$ - $0,5*10^{-3}$ м (виброскорость до 0,04 м/с) вибрация оказывает раздражающее действие, вызывая неприятное и даже болезненное состояние организма. В табл. 6.1 показано соотношение указанных величин с параметрами поля вибрации, создаваемого различными источниками.

Тепловое загрязнение среды, вызываемое техногенным изменением температурного режима верхних слоев литосферы, в настоящее время представляет собой серьезную геоэкологическую проблему. Согласно прогнозам, уровень ежегодного прироста тепловой энергии в больших городах к 2000 году может достичь величины 10^{10} Дж/м^2 .

Источниками теплового загрязнения могут служить горячие цеха и подземные газоходы металлургических предприятий, теплотрассы, сборные коллекторы, коммуникационные туннели и туннели метрополитена, обогреваемые подземные сооружения, а также сбросы горячих технологических вод в реки и открытые водоемы. С другой стороны, в качестве охладителей грунтовой толщи могут рассматриваться установки, используемые для промораживания слабых и плывунных грунтов при строительстве, подземные хранилища сжиженного газа. Оказываемое этими источниками тепловое воздействие может быть охарактеризовано данными, приводимыми в табл. 6.1.

Концентрация большого числа источников тепловой энергии в верхних частях литосферного пространства (например, под большими городами-мегаполисами) создает предпосылки формирования так называемых тепловых куполов - прогретых объемов геологического пространства, частично или полностью охватывающих своими контурами территории мегаполисов во многих районах земного шара. В пределах территорий крупных городов на небольших глубинах (10-30 м) формируются обширные геотермические аномалии с превышением температуры над фоновой на 6-10°С.

В регионах с сезонно промерзающими грунтами прогрев скальных и дисперсных песчано-глинистых пород до температуры от 16-20 до 150-160°С обычно не оказывает существенного влияния на их прочностные свойства, вызывая лишь повышение фильтрующей способности и уменьшение пластичности и влагоемкости. Вместе с тем даже при умеренном нагревании пород увеличивается их агрессивность по отношению к бетону, железобетону и металлу элементов конструкций, возрастает опасность химической и биохимической грунтовой коррозии.

В регионах, где распространены многолетнемерзлые породы, температура которых варьирует от -0,6 до -4,2° С, даже небольшие флуктуации температуры (всего на 2-3°С) в верхних частях грунтовой толщи могут приводить к заметным изменениям прочностных и деформационных свойств грунтов, ухудшению их несущей способности.

Искусственное промораживание грунтов при строительстве в сложных гидрогеологических условиях приводит к формированию временных криолитозон (массивов мерзлых пород) шириной до нескольких метров или десятков метров. По мере оттаивания после остановки процесса искусственного охлаждения грунтовый массив постепенно восстанавливает свои качественные характеристики. Однако в период удержания грунта в промороженном состоянии возможны нарушения сложившегося до начала заморозки режима водонасыщения, массо- и теплообмена. Не исключены также негативные реакции на холод со стороны растительного мира и мира микробных сообществ.

Тепловое воздействие и воздействие холодом на грунтовую толщу способствует проявлению таких экзогенных геологических процессов, как термопросадки, термокарст, солифлюкция и деградация многолетней мерзлоты (при тепловом воздействии), а также образование наледей, морозное пучение (при воздействии холодом). В данном случае тепловое воздействие может квалифицироваться как экзогенный (и техногенный) геологический фактор.

Реальные техногенные вариации температурных полей непосредственного влияния на человеческий организм не оказывают, и в этом смысле роль теплового загрязнения как экологического фактора относительно невелика. Экологические эффекты техногенного теплового загрязнения проявляются прежде всего в особенностях взаимодействия прогретого (или промороженного) грунта с растениями и микробными сообществами, для которых грунтовая толща является средой обитания. В этом выражается прямое экологическое действие фактора теплового загрязнения. В то же время негативные проявления экзогенных геологических процессов, вызываемых техногенными изменениями температурного режима, могут ухудшать условия жизни и работы людей и даже таить в себе опасность в случаях, например, возможного коррозионного повреждения тепло- и газопроводов, канализации и т.п., и в этом выражается роль теплового загрязнения в качестве экологического фактора опосредованного воздействия.

Электрическое загрязнение среды проявляется в формировании электрического поля блуждающих токов и в перенасыщении приземного слоя атмосферы ионами (аэроионами) разной полярности и в первую очередь положительными ионами тяжелых элементов. Источниками электрического загрязнения служат промышленные предприятия, электрифицированные железные дороги, станции катодной противокоррозионной защиты. Характеристики техногенного электрического загрязнения приведены в табл. 6.1.

Воздействие блуждающих токов на различные материалы (как правило, металлы, железобетон и бетон) можно оценить по скорости электрокоррозии металла и по среднегодовым потерям несущей способности металлических и железобетонных конструкций, соотнесенных с напряженностью поля блуждающих токов. Напряженность электрического поля блуждающих токов, создаваемого различными источниками, варьирует в пределах от 10 до 1600 мВ/м, что зависит от источника, строения и состояния грунтовой толщи. При изменении напряженности поля блуждающих токов от 0,8 до 3,6 мВ/м скорость коррозии металла возрастает с 0,2 до 2,0 мм в год, а потери несущей способности металлических и железобетонных конструкций увеличиваются с 10 до 15% и с 5 до 8% соответственно. Электрическое загрязнение в виде поля блуждающих токов является опосредованно действующим экологическим фактором, поскольку прямого воздействия на живые организмы и на человека не оказывает, но способно вызывать негативные изменения коррозионной обстановки, что, в свою очередь, увеличивает степень вероятности повреждения с выходом из строя подземных коммуникаций (водопроводов, газопроводов, теплотрасс, канализации и т.п.).

Атмосферное электричество является важным экологическим фактором, поскольку ионизация воздуха - одно из непременных условий нормального развития высокоорганизованной живой материи. Ионизация воздуха предполагает, что некоторая, весьма незначительная, часть молекул газов, входящих в состав воздуха, несет положительный или отрицательный электрический заряд. В естественных условиях ионизация воздуха происходит под действием радиоактивного излучения Земли и космического и ультрафиолетового солнечного излучения. При этом на 1 м ^{2} земной поверхности приходится в среднем $6{,}7*10^9$ элементарных зарядов, а в 1см^3 воздуха содержится 500-700 пар ионов, среди которых преобладают положительные аэроионы. Для примера, московский воздух в 1 см^3 содержит приблизительно 1500 аэроионов обоих знаков, воздух в Сочи - около 1800, а воздух Кисловодска - примерно 3700 аэроионов.

Преобладание в воздухе ионов того или иного знака и их количественное соотношение имеет большое значение для органической жизни. Соотношение количества положительных и отрицательных аэроионов измеряется коэффициентом униполярности $q = {}^{+}n/{}^{-}n$, где n- число ионов разной полярности. Чем больше величина коэффициента униполярности, т.е. чем значительнее преобладание положительных аэроионов над отрицательными, тем менее благоприятными оказываются условия для существования живых организмов, что в первую очередь относится к человеку. Экспериментально установлено, что отрицательные аэроионы (в основном это ионы кислорода) благоприятно влияют на жизнедеятельность органического мира, тогда как положительные аэроионы в большинстве случаев оказывают негативное воздействие на биоту, а в больших концентрациях способны приносить вред. В нормальных условиях коэффициент униполярности $q \leq 1{,}20$. Превышение этой величины свидетельствует о неблагоприятности экологического состояния приземного слоя атмосферы. Загрязнение воздуха пылью, копотью, дымом, а также увеличение влажности воздуха уменьшают подвижность отрицательных аэроионов при сохранении подвижности положительных аэроионов. Наблюдения показывают, что в городском воздухе, особенно это заметно в пределах промышленных зон, концентрация тяжелых положительных аэроионов значительно выше, чем в пригородных лесных массивах и на территориях парков и зон отдыха в пределах городской черты. Таким образом, избыточное количество положительных аэроионов в воздухе, в большинстве случаев техногенного происхождения, может квалифицироваться как техногенное электрическое загрязнение среды и рассматриваться в качестве экологического фактора прямого действия.

Электромагнитное загрязнение представляет собой весьма биологически активный экологический фактор прямого воздействия. Причиной возникновения электромагнитного загрязнения является электромагнитное излучение промышленной частоты (50 и 400 Гц), а также излучение в радиочастотном диапазоне (0,100 МГц - 300 ГГц). Источниками электромагнитных полей промышленной частоты могут служить так называемые передаточные шины (общие токовые проводники) высоковольтных электрических трансформаторных подстанций, токонесущие провода воздушных линий электропередачи (ЛЭП), тяговые электромоторы и энергетические установки. Источники электромагнитных полей в диапазоне радиоволн - это антенны радиовещательных и телепередающих станций, излучатели специальных средств связи и радиолокационных станций, а также многие промышленные установки, лабораторные приборы и бытовая техника. Экологическое (физиологическое) воздействие электромагнитных полей на биоту и, в частности, на организм человека обуславливается индуцированными токами, текущими через живые ткани, и индуктивным взаимодействием внешних полей с собственными электромагнитными полями, генерируемыми живыми организмами. Уровень воздействия определяется напряженностью поля,

продолжительностью воздействия и состоянием подвергающегося воздействию организма. Параметры, характеризующие электромагнитное загрязнение, приведены в табл. 6.1.

Электромагнитное загрязнение и обусловленное им систематическое и продолжительное воздействие интенсивных электромагнитных полей на человеческий организм может приводить к негативным последствиям. Здоровый организм способен успешно сопротивляться внешнему воздействию энергии электромагнитных полей. Однако в тех случаях, когда организм ослаблен, сопротивляемость его воздействию электромагнитных полей заметно падает. Даже если в организме при этом и не происходит патологических изменений, при длительном воздействии электромагнитного излучения у отдельных людей могут появляться признаки повышенной утомляемости, чувства апатии или, наоборот, повышенного беспокойства, другие отклонения от нормального состояния.

Реальная опасность электромагнитного облучения полем, создаваемым высоковольтными ЛЭП или энергетическими установками, существует в непосредственной близости от них, например, в пределах полосы шириной 60-90 м под линией электропередачи или в кабине электровоза. Радио- и телепередающие антенны и другие излучатели электромагнитного поля в радиоволновом диапазоне способны оказывать воздействие на живые организмы в пределах прямой видимости на расстоянии до нескольких десятков километров, что зависит от мощности и остроты диаграммы направленности передающего устройства.

Радиационное загрязнение привлекает к себе наибольший интерес, поскольку представляет собой весьма опасный (в чем убеждает опыт нынешнего столетия) с экологических позиций фактор прямого воздействия на живые организмы. Источниками естественного радиационного поля являются космические лучи и ионизирующее излучение природных радиоактивных веществ, содержащихся в почве, горных породах и воде. К естественному радиационному фону добавляется создающее загрязнение техногенное ионизирующее излучение, поступающее в окружающую среду от новообразованных (создаваемых в процессе реализации промышленных технологий) радионуклидов, используемых строительных материалов, а также от складируемых отходов атомного производства и т.п.

Космическое излучение в связи с малой мощностью дозы (до 30 мР/год; 1 мР = 0,01 Зв) как экологический фактор играет второстепенную роль. Корпускулярное ионизирующее излучение (α-излучение и β-излучение) земного, естественного и искусственного происхождения имеет ограниченный радиус действия (от нескольких сантиметров до нескольких метров) и по этой причине также играет незначительную роль в формировании радиоактивного загрязнения окружающей среды.

Существенным с экологических позиций фактором радиационного воздействия на все виды животного и растительного мира является ионизирующее электромагнитное γ-излучение, распространяющееся на большое расстояние и обладающее высокой проникающей способностью. Действие γ-излучения зависит от интенсивности источника излучения и от расстояния до него. Вблизи земной поверхности мощность дозы естественного ионизирующего излучения варьирует от 0,003 до 0,025 мР/ч. В условиях промышленно-городских агломераций этот фон может несколько увеличиваться за счет излучения строительных материалов (бутового и облицовочного камня, гранитного щебня и т.п.), используемого бытового газа и водопроводной воды. Однако суммарная, естественная и техногенная, мощность дозы излучения, как правило, не превышает в обычных условиях (если не происходит аварийных выбросов или утечек радиоактивных материалов) санитарных норм (см. табл. 6.1).

В то же время следует отметить, что при значительной интенсивности ионизирующее излучение оказывает на живые организмы вредное, а иногда и губительное воздействие. Превышение уровня излучения над фоновым и даже просто повышение естественного фона могут приводить к генетическим изменениям в живых организмах. Так, при мощности дозы в 0,09-0,21 Р/ч происходит замедление роста растений и уменьшается видовое разнообразие животного мира. При увеличении мощности дозы до 0,42-1,67 Р/ч растительность угнетается, легко поражается насекомыми и возбудителями болезней. Человеческий организм отличается особой чувствительностью к радиационному воздействию. Доза излучения в 400 Р приводит к тяжелой форме лучевой болезни, симптомы которой начинают проявляться уже при дозах облучения 25-100 Р. Даже при малых дозах хроническое воздействие радиоактивного загрязнения может приводить к негативным последствиям, которые обнаруживаются по прошествии большого количества времени. Для человека безопасной считается мощность дозы облучения 0,008-0,024 мР/ч (или 70-210 мР/год).

6.4.3. Оценка техногенного физического загрязнения геофизическими методами.

Техногенное физическое загрязнение определяет инженерно-геологические и экологические качества окружающей среды, играющей роль вмещающей среды, основания инженерных сооружений или среды обитания. Эффективность использования геофизических методов при оценке изменений окружающей среды при наличии физического загрязнения определяется тем, в какой мере эти изменения отображаются в измеряемых геофизических параметрах. Геофизические методы при изучении техногенного физического загрязнения и оценке его воздействия на живые организмы применяются для решения следующих задач:

- определения параметров источников техногенного физического загрязнения;
- определения характеристик техногенных физических полей и размеров зон влияния источников.

При определении параметров источников техногенного физического загрязнения следует руководствоваться классификацией, в соответствии с которой источники по геометрической форме и размерам подразделяются на точечные, линейные, распределенные по площади (площадные) и объемные.

В зависимости от вида создаваемого источниками поля может варьировать число измеряемых параметров. Так, для акустического, вибрационного и электромагнитного полей измеряются обычно частотные и амплитудные характеристики, тогда как для температурного, электрического и радиационного полей проводится измерение лишь одного параметра - температуры, напряженности поля или мощности дозы ионизирующего излучения. Проведение многократных измерений в течение длительного времени позволяет получать пространственно-временные характеристики источников техногенного физического загрязнения.

Определение характеристик техногенных физических полей и размеров зон влияния источников осуществляется проведением в окрестностях этих источников геофизических наблюдений. Конфигурация сети наблюдений в пределах обследуемых территорий определяется, в первую очередь, геометрической формой и размерами источников (если они известны). В случае точечного источника наблюдения следует проводить по радиальной системе профилей с центром схождения радиусов-профилей в месте расположения источника, если оно известно. Наблюдения рекомендуется начинать с конца профиля, обращенного в сторону источника, и продолжать до тех пор, пока величины измеряемых параметров не станут сопоставимыми с их фоновыми значениями для данной территории. Расстояния между точками наблюдения на отдельных профилях следует выдерживать постоянными, но можно также и увеличивать по мере удаления от источника, поскольку скорость убывания величины измеряемого параметра уменьшается с увеличением расстояния от источника. Примером, иллюстрирующим возможный характер изменения техногенного физического поля по мере удаления от его источника, могут служить графики изменения уровня вибрационного поля, создаваемого различными источниками, в зависимости от расстояния до источников. Подобного рода графики приведены на рис. 6.5.

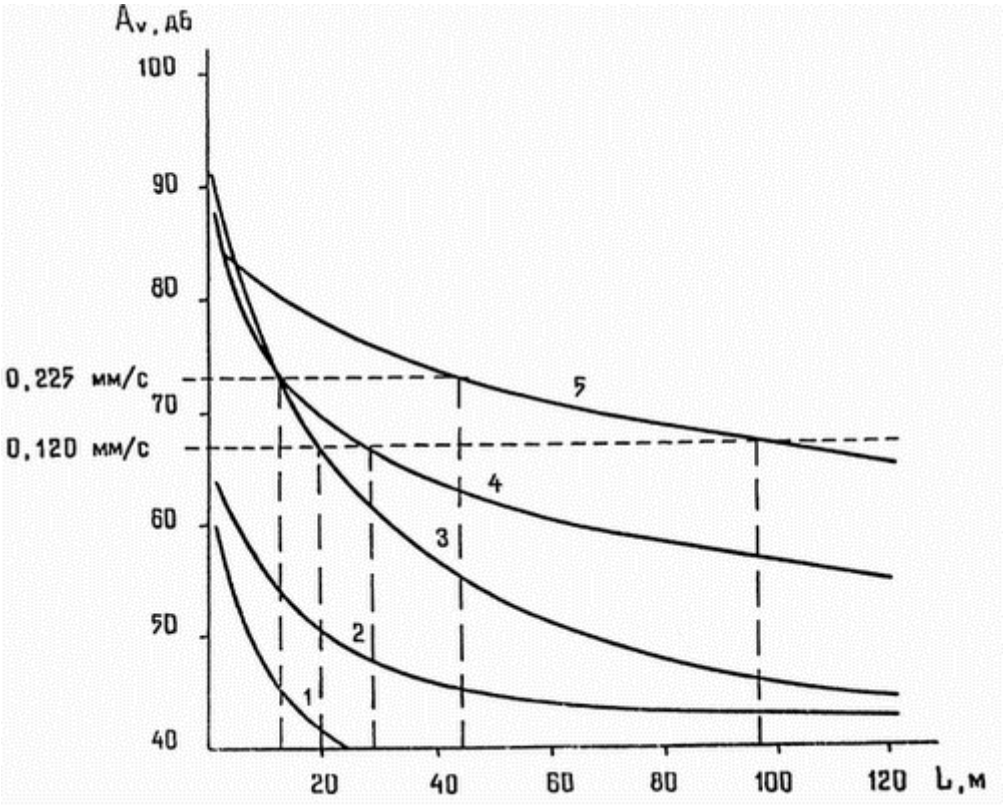


Рис. 6.5. Изменение поля вибрации, создаваемого различными источниками, при увеличении расстояния до источника: 1 - вентиляционная шахта; 2 - автомобильный транспорт; 3 - железнодорожный транспорт; 4 - трамвай; 5 - механический копер

В случае линейного источника измерения следует проводить вдоль профилей, ориентированных в крест простиранию источника и отстоящих друг от друга на равном расстоянии. Расстояния между точками наблюдения вдоль профилей следует выбирать, руководствуясь теми же соображениями, что и в случае точечного источника. Во всех случаях расстояния между отдельными профилями и точками наблюдений на них не должны быть меньше 1 см в масштабе представляемых графических материалов (графиков, карт, планов и схем).

Это значит, что если работы проводятся в масштабе 1:10000 или 1:5000, то расстояния между профилями и точками наблюдений не должны быть меньше 100 или 50 м соответственно. Исключение могут составлять лишь детализационные измерения, при которых допускаются расстояния между точками наблюдения, меньшие 1 см в масштабе представляемых графических материалов. При оценке уровня техногенного физического загрязнения, вызываемого распределенными по площади или объемными источниками, геофизические измерения следует проводить по равномерной сети наблюдений с одинаковыми расстояниями между профилями и точками наблюдений. Густота сети наблюдений определяется тем же пространственным критерием - рядовые пункты наблюдения следует располагать по отношению друг к другу не ближе 1 см в масштабе представляемых графических материалов.

Изучение характеристик техногенных физических полей проводится сейсмоакустическими, электромагнитными, термическими, радиометрическими геофизическими методами как в наземном, так и в воздушном и скважинном вариантах.

Результаты геофизических наблюдений представляются в виде графиков, показывающих изменение измеряемых параметров техногенных физических полей вдоль профилей, или в виде карт, планов и схем, отображающих пространственное изменение параметров. На картах, планах и схемах должны быть показаны все источники, создающие техногенные физические поля.

Пространственное распределение изучаемых техногенных физических полей, уровня воздействия (загрязнения) можно отображать изолиниями соответствующих параметров (уровня шума, виброскорости или виброускорения, температуры, напряженности электрического поля, коэффициента униполярности, мощности дозы ионизирующего излучения и т.д.) или посредством разделения (зонирования) исследуемой

территории на участки, различающиеся по уровню техногенного физического воздействия, по степени физического загрязнения и, соответственно, по сформировавшейся экологической ситуации.

Техногенное физическое воздействие, степень вызываемого им физического загрязнения, а также создавшуюся экологическую обстановку и условия жизнедеятельности людей можно оценивать посредством деления всего диапазона изменения условий на четыре категории - слабое, умеренное, сильное и опасное воздействие; низкая, средняя, высокая и очень высокая степень загрязнения; экологическая норма, экологический риск, экологический кризис и экологическое бедствие; комфортные, дискомфортные, очень дискомфортные и опасные условия для жизнедеятельности людей. Для наглядности такое деление приведено в виде таблицы (табл. 6.2), где также показана градация вызываемых физическим загрязнением изменений состояния человеческого организма от безусловного здоровья до патологии (болезни), коррелирующаяся с соответствующими оценочными геоэкологическими категориями.

В соответствии с приводимой таблицей к первой категории - слабому техногенному физическому воздействию (низкой степени техногенного физического загрязнения, экологической норме, комфортным условиям) - можно отнести такое воздействие, при котором не возникает ситуаций, выходящих за рамки естественных вариаций состояния окружающей среды и условий существования живых организмов, включая человека.

Ко второй категории - умеренному воздействию (средней степени загрязнения, экологическому риску, дискомфортным условиям) - следует относить воздействие такого уровня, при котором могут возникать заметные изменения окружающей среды и условий существования живых организмов, не требующие, однако, специальных мероприятий для устранения последствий этих изменений.

Третья категория - сильное воздействие (высокая степень загрязнения, экологический кризис, очень дискомфортные условия) - предполагает воздействие такого уровня, при котором возникающие в окружающей среде и условиях существования живых организмов изменения требуют специальных мероприятий, направленных на предотвращение негативных последствий воздействия.

Т а б л и ц а 6.2

Вид оценки	Категории (уровни)			
	I	II	III	IV
Техногенное физическое воздействие	слабое	умеренное	сильное	опасное
Техногенное физическое загрязнение	низкое	среднее	высокое	очень высокое
Экологическое состояние среды	экологическая норма	экологический риск	экологический кризис	экологическое бедствие
Условия жизнедеятельности человека	комфортные	дискомфортные	очень дискомфортные	опасные
Состояние здоровья человека	здоровье	напряжение	утомление	болезнь

Четвертая категория - опасное воздействие (очень высокая степень загрязнения, экологическое бедствие, опасные условия жизнедеятельности) - предполагает такой уровень воздействия, при котором возможны разрушительные и катастрофические изменения в окружающей среде, деградация и гибель представителей животного и растительного мира и в том числе патологические изменения в организме человека с самыми серьезными негативными последствиями.

В качестве граничных значений при разделении уровня воздействия или степени загрязнения окружающей среды на указанные четыре категории выбираются количественные показатели, регламентируемые

действующими санитарными и техническими нормативными документами или определяемые опытным путем, которые отвечают определенному состоянию среды, совокупности условий существования живых организмов и в первую очередь людей. Примером выбора такого рода показателей может служить разделение по уровню шумового загрязнения, вызываемого воздействием техногенного акустического поля. Так, интервал изменения уровня шума (звука) от 0 до 35 дБ соответствует слабому воздействию (низкой степени шумового загрязнения, экологической норме, комфортным условиям жизнедеятельности), интервал от 35 до 80 дБ - умеренному воздействию (средней степени шумового загрязнения, области экологического риска и дискомфортным условиям жизнедеятельности людей), интервал от 80 до 120 дБ - сильному воздействию, высокой степени шумового загрязнения, области экологического кризиса и очень дискомфортным условиям существования для человека, а интервал за пределами 120 дБ отвечает опасному воздействию, очень высокой степени шумового загрязнения, области экологического бедствия и опасным условиям с точки зрения жизнедеятельности людей. Подобным же образом могут быть выбраны граничные значения и для других видов техногенного физического загрязнения.

Результативные карты, планы и схемы могут содержать сведения, касающиеся одного какого-либо вида загрязнения (так называемые аналитические карты, планы или схемы) или совокупности видов загрязнения (синтетические карты, планы или схемы). В зависимости от цели составления подобного рода карт, планов или схем выбираются и соответствующие критерии для оценки суммарного (интегрального) техногенного физического загрязнения.

Список литературы

- Бахтеев М.К. Геоэкология.- Дубна: Международный университет природы, общества и человека "Дубна", 1997.
- Бродовой В.В. Системные геофизические исследования рудных районов.- Известия вузов, сер. Геология и разведка, 1979, N 9; 1980.
- Вахромеев Г.С. Экологическая геофизика.- Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 1995.
- Вахромеев Г.С., Ерофеев Л.Я., Канайкин В.С., Номоконова Г.Г. Петрофизика.- Томск: Изд-во Томского университета, 1997.
- Геофизические методы исследования / Под ред. В.К.Хмелевского.- М.: Недра, 1988.
- Горбачев Ю.И. Геофизические исследования скважин. - М.: Недра, 1990.
- Дьяконов К.Н. Геофизика ландшафтов.- М.: Изд-во МГУ, 1988.
- Комплексирование методов разведочной геофизики. Справочник геофизика.-М.: Недра, 1984.
- Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений.- М.: Недра, 1990.
- Кузнецов О.Л., Никитин А.А. Геоинформатика.- М.: Недра, 1992.
- Литвинов Э.М. Введение в морскую геофизику.- М.: Недра, 1993.
- Ляховицкий Ф.М., Хмелевской В.К., Ященко З.Г. Инженерная геофизика.- М.: Недра, 1989.
- Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии. - М.: Недра, 1985.
- Огильви А.А. Основы инженерной геофизики.- М.: Недра, 1990.
- Полевые методы гидрогеологических, инженерно-геологических, мерзлотных и инженерно-геофизических исследований.- М.: Изд-во МГУ, 1982.
- Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии / Под ред. Н.Н.Горяинова.- М.: Недра, 1992.
- Разработка концепции мониторинга природно-техногенных систем. Т. 1, 2.- М.: Изд-во РАН, 1993.
- Савич А.И., Ященко З.Г. Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами.- М.: Недра, 1979.
- Страхов В.Н. О развитии геофизики в современных условиях.- Физика Земли, 1995, N 10.
- Тархов А.Г., Бондаренко В.М., Никитин А.А. Комплексирование геофизических методов.-М.: Недра, 1982.
- Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т.Трофимова.- М.: Изд-во МГУ, 1997.
- Хмелевской В.К. Геофизические методы исследования земной коры. Кн. 1.- Дубна: Международный университет природы, общества и человека "Дубна", 1997.

- Шарапанов Н.Н., Черняк Г.Я., Барон В.А. Методика геофизических исследований при гидрогеологических съемках с целью мелиорации земель.- М.: Недра, 1974.

http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1161637&uri=liter.html

См. также

Геофизические методы исследования земной коры
Геофизические методы исследования земной коры: Геофизические методы исследования земной коры.
Роль магнитотеллурических методов в комплексе региональных геолого-геофизических исследований: Роль магнитотеллурических методов в комплексе региональных геолого-геофизических исследований

Исторія Земли и жизни

Проф. І. Вальтеръ
Переводъ съ нѣмецкаго горнаго инженера Г.І. Кваша

История Земли и жизни

Проф. И. Вальтер
Перевод с немецкого горного инженера Г.И. Кваша

Санкт-Петербург, Издательство П.П. Сойкина, 1911 год, 538 страниц

Въ ряду естественныхъ наукъ, оказывающихъ вліяніе на выработку современнаго міросозерцанія, геологія занимаетъ, безспорно, одно изъ первыхъ мѣстъ. Ни въ какой другой отрасли знанія не находитъ столь яркаго выраженія и столь рельефнаго подтверждения идея развитія, лежащая въ основѣ современнаго научнаго міросозерцанія, - идея, безъ сознанія которой человѣкъ, по выраженію Гёте, является <лишь жалкимъ гостемъ на мрачной, землѣ>. Геологія показываетъ намъ природу за работой, водитъ насъ по ея древней, какъ міръ, великой лабораторіи, гдѣ неумолчно гремитъ молотъ ея творческихъ силъ, гдѣ объ руку съ процессомъ разрушенія идетъ вѣчный процессъ возсоздаванія, гдѣ изъ безчисленнаго множества безконечно - малыхъ измѣненій слагаются грандіозные перевороты... Великія проблемы, рѣшаемыя геологіей, должны интересовать каждаго, кому не чужды умственные интересы.

Проф. І. Вальтеръ

ИСТОРІЯ
ЗЕМЛИ и ЖИЗНИ

переводъ съ нѣмецкаго
горнаго инженера Г. І. Кваша

съ краткимъ словаремъ геологическихъ терминовъ
и другими дополненіями

Издательство П. П. Сойкина
Типографія

Все о геологии
http://geo.web.ru/

Подробнее о формате DJVU.

ОГЛАВЛЕНІЕ.

Отъ переводчика
Добавленія къ русскому переводу
Важнѣйшія структуры
Краткій словарь геологическихъ терминовъ
Главы:
1. Свойства земли
2. Геологическая силы
3. Положеніе земли въ солнечной системѣ
4. Образованіе луны и метеориты
5. Образованіе и измѣненія земной коры
6. Міровое море
7. Органическая жизнь
8. Атмосфера и климатъ
9. Глубинные эруптивные процессы
10. Вулканизмъ
11. Документы изъ исторіи земли
12. Геологическое лѣтосчисленіе
13. Нижняя граница содержащихъ окаменѣлости слоевъ
14. Слѣды алгонскаго періода
15. Кембрійскій періодъ
16. Расцвѣтъ животнаго царства въ Силурѣ
17. Древній Красный Сѣверный материкъ

18. Девонское море
19. Продуктусовое море
20. Образованіе складокъ въ земной корѣ и происхожденіе каменныхъ углей
21. Материкъ Гондвана
22. Тріасовое море
23. Борьба сѣверной пустыни съ Тріасовымъ моремъ
24. Юрское море
25. Развитіе пресмыкающихся въ Сѣверной Америкѣ
26. Мѣловой періодъ и великое вымираніе
27. Третичный періодъ
28. Дилювіальный ледниковый періодъ
29. Доисторическій человѣкъ
30. Ходъ исторіи земли
Ссылки и указанія на литературные источники