

А.А. НИКИТИН, В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ

Комплексирование геофизических методов

- 2004 -

А.А. НИКИТИН, В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ

**КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
МЕТОДОВ**

УЧЕБНИК

Допущено УМО по образованию в области прикладной геологии
для студентов высших учебных заведений, по специальностям
011200 – “Геофизика” и 080400 – “Геофизические методы поисков
и разведки месторождений полезных ископаемых”

Москва, 2004

УДК 550.83(075)
ББК 26.324.34
Н 624

Никитин А. А., Хмелевской В. К. Комплексирование геофизических методов: учебник для вузов. – Тверь: ООО “Издательство ГЕРС”, 2004. – 294 с., ил.

Рассмотрены методологические и прикладные основы комплексирования геофизических методов.

В первой части приведены основные понятия, цели, задачи, принципы комплексирования различных методов прикладной геофизики, изложены вопросы физико-геологического моделирования, неоднозначности решения обратных задач геофизики, комплексного анализа и комплексной интерпретации геоданных, выбора типовых, рациональных и оптимальных геофизических комплексов.

Во второй части рассмотрены задачи и геофизические комплексы при решении различных прикладных проблем: глубинной, региональной, картировочно-поисковой, нефтяной, рудной, нерудной, угольной, инженерно-геологической, гидрогеологической, почвенно-мелиоративной, мерзлотно-гляциологической, технической, археологической, экологической, медицинской геофизики. Комплексы проиллюстрированы конкретными примерами.

Для студентов вузов по специальности 011200 – “Геофизика” и 080400 – “Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых”, обучающихся в университетах, горно-геологических и нефтегазовых вузах. Книга является также учебным пособием для студентов и руководством для специалистов упомянутых выше направлений по изучению недр и среды обитания человека.

Рецензенты:

Заведующий кафедрой разведочной геофизики и компьютерных систем РГУ нефти и газа, доктор технических наук, профессор С. А. Серкерев
Директор ВНИИГеосистем, доктор технических наук, профессор О. Л. Кузнецов

Подготовлено к выпуску по заказу ООО “Геомодель-Консалтинг”

ISBN 5-88942-037-2

© А.А. Никитин, В.К. Хмелевской, 2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	6
ЧАСТЬ 1. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ	
1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ	13
1.1. Цели и задачи геофизических исследований	13
1.2. Типы моделей при геофизических исследованиях ..	16
1.3. Нормальное поле, аномалии и помехи	18
1.4. Принципы и виды комплексирования геофизических методов	20
2. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ	24
2.1. Формирование ФГМ и их классификация	24
2.2. Петрофизическое моделирование	34
2.3. Геометрические параметры источников геофизических аномалий	48
2.4. Влияние помех	51
2.5. Точность наблюдений и сеть геофизических съемок	60
3. НЕОДНОЗНАЧНОСТЬ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГЕОФИЗИКИ	74
3.1. Качественная неоднозначность по определению природы геофизических аномалий	74
3.2. Количественная неоднозначность при решении обратных задач	79
3.3. Сужение пределов неоднозначности	87
4. КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ И КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	97
4.1. Задачи комплексного анализа и комплексной интерпретации	97
4.2. Оценка информативности геофизических методов и их комплекса	100
4.3. Комплексный анализ геофизических данных при наличии эталонных объектов	107
4.4. Комплексный анализ геофизических данных при отсутствии эталонных объектов	112
4.5. Количественные методы комплексной интерпретации геофизических данных	115
4.6. Геологическая интерпретация комплексных геофизических данных	128
5. ВЫБОР ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА	133
5.1. Основные принципы выбора геофизического комплекса	133
5.2. Выбор типового комплекса геофизических методов	135

5.3. Выбор рационального комплекса геофизических методов	135
5.4. Выбор оптимального комплекса геофизических методов	145
ЧАСТЬ 2. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ РЕШЕНИИ ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАДАЧ	
6. ГЛУБИННАЯ ГЕОФИЗИКА	155
6.1. Строение Земли по геофизическим данным	155
6.2. Строение недр под океанами	160
6.3. Тектоника литосферных плит и дрейф континентов	165
7. РЕГИОНАЛЬНАЯ И КАРТИРОВОЧНО-ПОИСКОВАЯ ГЕОФИЗИКА	168
7.1. Региональные геофизические исследования	168
7.2. Среднемасштабное картирование	170
7.3. Крупномасштабное картирование	174
8. НЕФТЕГАЗОВАЯ ГЕОФИЗИКА	182
8.1. Поисковые работы на нефть и газ	182
8.2. Разведка месторождений углеводородов	187
8.3. Моделирование резервуаров нефти и газа	189
9. РУДНАЯ, НЕРУДНАЯ И УГОЛЬНАЯ ГЕОФИЗИКА	198
9.1. Поиски и разведка рудных месторождений	198
9.2. Поиски и разведка нерудных полезных ископаемых	201
9.3. Поиски и разведка угольных месторождений	207
10. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА	210
10.1. Геологическая среда и особенности ее исследования геофизическими методами	210
10.2. Гидрогеологическая и почвенно-мелиоративная геофизика	211
10.3. Инженерно-геологическая геофизика	221
10.4. Мерзлотно-гляциологическая геофизика	231
10.5. Археологическая и техническая геофизика	236
11. ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОФИЗИКА	247
11.1. Методы геофизических исследований в геоэкологии	247
11.2. Эколого-геофизические исследования и мониторинг геодинамических природных и техногенных процессов	252
11.3. Эколого-геофизические исследования и мониторинг вещественного (геохимического) загрязнения окружающей среды	260
11.4. Техногенное физическое загрязнение	267
11.5. Медицинская геофизика	280
ЛИТЕРАТУРА	293

ПРЕДИСЛОВИЕ

Комплексирование геофизических методов — одно из важнейших направлений научно-технического прогресса в прикладной (разведочной) геофизике.

Курс “Комплексирование геофизических методов” читается во всех университетах геологического и геологоразведочного профиля при подготовке специалистов — геофизиков.

Однако со времени издания последнего учебника по комплексированию А.Г. Тархова с соавторами и учебника В.В. Бродового прошло соответственно более 20 и 12 лет. За прошедшее время существенно расширились представления о физико-геологическом моделировании изучаемых объектов, лежащем в основе выбора геофизического комплекса, появились новые методы и технологии наблюдений (комбинированная сейсморазведка при изучении глубинного строения земной коры, сейсмостратиграфия, радарная съемка и радиолокационное зондирование при изучении верхней части геологического разреза, сейсмоэлектроразведка, экологическая геофизика, пространственно-временные системы наблюдений в сейсморазведке и электроразведке), на порядок возросла точность регистрации потенциальных полей за счет разработки компьютеризированных гравиметров и магнитометров, увеличилась глубинность и разрешающая способность геофизических исследований, появились геоинформационные (на базе географических систем обработки и комплексного анализа геоданных (ГИС-технологий) при построении комплексных физико-геологических моделей на основе многоуровневых наблюдений (космос-воздух-земля-скважина), необычайно возрос спектр решаемых геологических, инженерно-геологических и экологических задач.

В связи с отмеченным, становится необходимым подготовка нового учебника по комплексированию геофизических методов по специальностям 011200 — Геофизика и 080400 — геофизические методы поисков месторождений полезных ископаемых соответственно для классических университетов и технических университетов.

Авторы будут весьма признательны за отзывы и замечания, которые просим направлять по адресам: 117997, Москва, Миклухо-Маклая 23, геофизический факультет, и 119992, Москва, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследований земной коры.

ВВЕДЕНИЕ

Современная прикладная (разведочная) геофизика в своем арсенале имеет большое число разнообразных методов и их рациональное комплексирование в условиях рыночной экономики приобретает особое значение при решении любой практической задачи геолого-разведки.

Классификация геофизических методов в зависимости от природы, типа и места измеряемых геофизических полей, в основу которой положена классификация В.В. Федынского, приведена в табл. 1.

По области применения прикладная геофизика подразделяется на глубинную; региональную; поисково-разведочную, в том числе нефтегазовую, угольную, рудную, нерудную и угольную; инженерную, которая включает инженерно-геологическую, гидрогеологическую, мерзлотно-гляциологическую, почвенно-мелиоративную, археологическую, техногенную; и экологическую.

По месту измерения физического поля, специфике технологии наблюдений и решаемых геологических задач выделяют спутниковую, воздушную (аэрогеофизика), полевую (наземную), аквальную (морскую), подземную (горную или шахтно-рудничную) геофизику и геофизические исследования и работы в скважинах (ГИРС или каротаж).

Основные преимущества геофизических методов при производстве геологоразведочных работ состоят в:

- объективности и объемности информации о физических полях, создаваемых геообъектами, геопроцессами и явлениями;
- возможности изучения объектов, не выходящих на земную поверхность, геопроцессов и явлений, не проявляемых визуально;
- относительно низкой стоимости и высокой производительности по сравнению с прямыми методами исследований (горные выработки, скважины).

Недостатки методов прикладной геофизики определяются:

- ❑ многозначностью (неоднозначностью) решения обратных задач по определению геологической природы, формы и геометрии изучаемых объектов;
- ❑ отсутствием, как правило, прямых сигналов от геообъектов и геопроцессов, т.е. изучение объектов, процессов и явлений проводится путем измерения косвенных признаков;
- ❑ искажением регистрируемых сигналов (аномалий) от изучаемых объектов помехами различной природы геологического (неоднородности верхней части разреза, экраны, влияние рельефа и подстилающих пород и т.д.) и негеологического (временные вариации полей, промышленные токи, технические сооружения, ошибки в методике и технологии наблюдений и т.п.).

Именно многозначность истолкования результатов геофизических исследований приводит к необходимости комплексного использования

Классификация методов прикладной и скважинной геофизики

Классификация методов прикладной и скважинной геофизики.

Геофизические методы	Спутниковые воздушные (аэрокосмические)				Полевые (наземные)				Аквазные (океанические, морские, речные)				Горные (шахтно-рудничные и межскважинные)				Геофизические исследования и работы в скважинах (ГИРС) или каротаж			
	2	3	4		Регional-нальные	Разведочные	Инженерные	Регional-нальные	Разведочные	Инженерные	Регional-нальные	Разведочные	Инженерные	Разведочные	Инженерные	Нефтегазовые	Рудные	Инженерные		
1																				
Гравиметрические (гравиразведка)	Спутниковая гравиразведка; аэрогравиразведка; альтиметрия				Гравиметровые съемки				Морская гравиразведка				Подземная гравиразведка				Гравитационный каротаж			
Магнитометрические (магниторазведка)	Спутниковая магниторазведка; аэромагниторазведка				Магнитные съемки				Гидромагнитные съемки				Подземная магниторазведка				Ядерно-магнитный; Магнитной восприимчивости			
	Пассивной и активной радиолокации				Магнитотеллурические; естественного переменного электромагнитного поля грозовой природы				Магнитотеллурические											
Электрометрические (электроразведка)	Аэроэлектроразведка с помощью длинного кабеля, незаземленной петли или петли на летательном аппарате в низкочастотном гармоническом или переходном режиме				Индукционные профилирования с помощью длинного кабеля, незаземленной петли или рамочной антенны в низкочастотном гармоническом или переходном режиме; радиоволновые, георадар				Зондирование; частотные и становлениям поля				Индукционные низкочастотные в гармоническом и переходном режимах; Геоэлектрхимические; радиоволновые, просвечивания; георадар				Дизлектрический Каротаж			

Геофизические методы	Спутниковые воздушные (аэрокосмические)				Полевые (наземные)				Аквальные (океанические, морские, речные)				Горные (шахтно-рудничные и межскважинные)				Геофизические исследования и работы в скважинах (ГИРС) или каротаж			
	Региональные	Разведочные	Инженерные	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Нефтегазовые	Рудные	Инженерные		
1	Изучение упругих полей землетрясений; Отраженных, преломленных и рефрактированных, продольных, поперечных и обменных волн, создаваемых взрывными и неаварийными источниками;																			
Сейсмометрические (сейсморазведка)	глубинные сейсмические зондирования и профилирования				общей глубинной точки;				глубинные сейсмические зондирования и профилирования				площадные сейсмические съемки;				Акустической (шумовой) эмиссии горных пород, вертикальное сейсмическое профилирование, акустические просвечивания; сейсмометрические			
					маршрутные или площадные полевые и автомобильные, аквальные; значационная съемка; гамма-гамма; нейтронные				донные съемки				измерения в выработках и скважинах							
Термометрические (терморазведка)	Инфракрасные измерения				температуры в донных осадках				температуры в шпурах				температуры в шпурах				температуры в шпурах			
Радиометрические (ядерно-геофизические)	Аэрогамма-спектрометрические съемки				маршрутные или площадные полевые и автомобильные, аквальные; значационная съемка; гамма-гамма; нейтронные				донные съемки				измерения в выработках и скважинах				Естественных нейтронов; гамма-гамма; нейтронные			

различных геофизических методов. Кроме того, необходимость комплексирования определяется тем, что разные элементы геологического строения по-разному отражаются в разных геофизических методах. Так, горизонтально-слоистые среды находят хорошее отражение в данных сейсморазведки и методах электромагнитного зондирования, а вертикально-блочное строение более надежно картируется методами электромагнитного профилирования, гравиразведки и магниторазведки.

Таким образом, основная идея и цель комплексирования геофизических методов — достижение однозначного решения поставленных задач. В то же время в связи с разнообразием геофизических методов возникает проблема выбора наиболее информативных из них, определения последовательности их применения, распределения средств между методами для достижения максимального эффекта при решении поставленной практической задачи.

Такая эффективность достигается за счет рационального или оптимального комплексирования методов.

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

- увеличением глубинности и разрешающей способности геологических исследований, поскольку к настоящему времени фонд залегающих на больших глубинах, т.е. сравнительно легко открываемых месторождений, практически исчерпан, а в добывающих регионах экономически оправдан поиск средних и мелких месторождений;
- решением все более сложных геологических задач, таких, например, как поиски месторождений под покровами траппов, представляющих помеху для всех методов прикладной геофизики, но имеющих распространение на 70% территории Восточной Сибири;
- появлением новых проблем инженерно-геологического (установление мест коррозии нефтегазопроводов и т.д.) и экологического (изучение загрязненности отдельных регионов, городских агломераций, поведения ледников и т.д.) характера.

В таблице 1 приведена одна из возможных классификаций методов прикладной и скважинной геофизики. В таблице по горизонтали приведены 5 разделов геофизических методов, объединенных сходной технологией и местом проведения работ: *аэрокосмические, полевые, аквальные, горные (шахтно-рудничные), геофизические исследования и работы в скважинах (ГИРС), называемые также каротажем или ГИС*. Каждый из этих разделов состоит из 2 - 3 направлений геофизических исследований, предназначенных для решения крупных проблем и состоящих, в свою очередь, из ряда научно-прикладных групп геофизических методов, которые служат для решения родственного круга задач:

- *региональные* (глубинные, структурные, картировочно-поисковые), проводимые как по отдельным геотраверсам, так и в виде сплошных, попланишетных съемок на суше и акваториях;
- *разведочные*, которые принято делить на нефтегазовые, рудные, нерудные и угольные, предназначенные для поисков и разведки соответствующих полезных ископаемых;

■ *инженерные* (иногда их называют инженерно-гидрогеологическими и экологическими), понимая под ними такие научно-прикладные разделы геофизики, как инженерно-геологическая, гидрогеологическая, почвенно-мелиоративная, мерзлотная, гляциологическая, археологическая и техногенная, а также экологическая, т.е. это разделы прикладной геофизики, которые служат для изучения геолого-геофизической среды, где обитают биота и человек. В последние годы экологическая геофизика, формирующаяся из экологических разделов всех методов прикладной геофизики, приобретает все большую практическую и особенно медико-санитарную значимость. Поэтому ее целесообразно выделить в самостоятельную группу прикладной геофизики.

Слева в таблице 1 дана классификация методов геофизики по используемым физическим полям: *естественным* (поле силы тяжести; геомагнитным; электромагнитным космического, грозового, электрохимического и электромеханического происхождения; упругим полям землетрясений; тепловым, обусловленным внутренними источниками тепла земли; ядерных излучений) и *искусственных*, неуправляемых техногенных, а в основном управляемых, специально создаваемых для геофизической разведки (искусственное подмагничивание, разные электрические, электромагнитные, упругие и ядерно-физические). Поскольку число методов и модификаций прикладной геофизики близко к 100, то уместить их в краткую классификационную таблицу трудно. Поэтому в ней даны лишь основные, крупные методы, состоящие из ряда модификаций и вариантов, отличающихся использованием разных установок, например, в электроразведке, определением разных составляющих поля или изменением числа измерительных каналов.

Комплекс геофизических методов, прежде всего, определяется постановкой конкретной геологической, инженерно-геологической и т.д. задачи.

Выбору комплекса способствует создание (построение) физико-геологической модели объекта, процесса, явления. На ее основе производится выбор типового (достаточно обобщенного) комплекса геофизических методов, их изучения, выясняются условия применимости отдельных методов, устанавливается возможная неоднозначность решения поставленной задачи каждым методом (качественная — по определению геологической природы геофизических аномалий и количественная — по форме и геометрии объекта), оценивается информативность методов и их сочетаний. Все это, наряду с учетом возможных денежных и временных затрат на проведение геофизических исследований, позволяет перейти к выбору рационального комплекса, а когда оказывается реальной, при наличии достаточного объема априорной информации, минимизация функции потерь, построенной на основе оценки геолого-экономической эффективности методов и различных их сочетаний, может быть осуществлен выбор оптимального геофизического комплекса.

При решении большинства геологических задач геофизический комплекс состоит из основных методов, которые используются на всей ис-

следуемой территории и дополнительных методов, применяемых на ограниченных площадях с целью детализации.

Основные методы, как правило, являются мобильными, высокопроизводительными и относительно дешевыми. Применение нескольких методов вместо одного не сопровождается пропорциональным возрастанием расходов, поскольку общими являются организация работ, транспорт, топографическое и бытовое обслуживание. Ввиду многообразия геологических условий, задач и масштабов исследований геофизический комплекс выбирается применительно к решению конкретной задачи, в конкретных физико-геологических условиях и для конкретной стадии (этапа) работ. Следовательно, комплексы методов изменяются в пространстве и времени.

Выбор рационального и оптимального комплексов может быть осуществлен лишь тогда, когда, во-первых, исследователь понял необходимость комплексирования и четко сформулировал задачи, как перед отдельными методами, так и перед их комплексом, во-вторых, создана физико-геологическая модель объекта, в-третьих, обеспечена оценка геолого-экономической эффективности отдельных методов и их сочетаний.

Следует подчеркнуть, что геофизические исследования в России (СССР) с самого начала носили комплексный характер.

В 1918 г. Ленинский декрет об изучении Курской Магнитной Аномалии (КМА) предусматривал использование всех имевшихся на то время геологических исследований и, в первую очередь, геофизических методов.

Выдающуюся роль в разработке вопросов комплексирования геофизических методов сыграли работы О.Ю. Шмидта, Г.А. Гамбурцева, А.И. Заборовского, В.В. Федынского, А.Г. Тархова, А.А. Логачева, Л.Я. Нестерова, И.Г. Клушина, О.Л. Кузнецова, Н.Я. Кунина, Г.С. Вахромеева, В.Н. Страхова, В.В. Бродового, А.А. Никитина, В.К. Хмелевского и др.

Успешным развитием комплексные геофизические исследования обязаны планомерному геологическому изучению всей территории бывшего Советского Союза, что существенно отличает достижения отечественной прикладной геофизики. За рубежом, в силу специфики рыночной экономики, что определяло использование геофизических методов на лишь ограниченных перспективных участках, подобные планомерные исследования практически отсутствовали, и только в последние два десятилетия в США (в частности, на территории Мексиканского залива) и в Западной Европе (исследования на геотраверсах совместно с Россией) идея комплексного изучения приобретает свое признание.

Настоящий учебник содержит две части. Первая часть посвящена методологическим основам комплексирования, к которым отнесены: физико-геологическое моделирование, изучение качественной и количественной неоднозначности геофизических методов, комплексный анализ и комплексная интерпретация геофизических данных, выбор типового, рационального и оптимального комплексов. Она написана А.А. Никитиным.

Во второй части рассматриваются вопросы комплексирования геофизических исследований при решении различных геологических, инженерно-геологических и экологических задач, при этом основной акцент сделан на выбор типовых и рациональных комплексов, автором ее является В.К. Хмелевской.

Авторы настоящего учебника читали курс “Комплексирование геофизических методов” студентам МГУ и МГГРУ и переработали ранее изданные ими учебники и учебные пособия по проблемам комплексирования геофизических методов: А.Г. Тархов, В.М. Бондаренко, А.А. Никитин “Комплексирование геофизических методов”, М., Недра, 1982; О.Л. Кузнецов, А.А. Никитин “Геоинформатика”, М., Недра, 1992; В.К. Хмелевской “Основной курс электроразведки”, ч.3. Изд. МГУ, 1975; В.К. Хмелевской “Геофизические методы исследования земной коры”, Книга 2. Изд. Международного университета природы, общества и человека, 1999. Введение и раздел 2.2 написаны авторами совместно. Для изложения некоторых современных технологий комплексирования геофизических методов при решении практических задач авторы привлекли: П.Ю. Пушкарева (раздел 6.2), В.А. Богословского (разделы 10.2, 10.3, 11.3.3 и 11.5), А.Д. Жигалина (11.4). Авторами раздела 8.3 является А.А. Никитин, раздела 10.5 - И.Н. Модин, раздела 11.4 - А.Д. Жигалин.

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам учебника докторам наук С.А. Серкерова и О.Л. Кузнецову. Особую благодарность авторы приносят директору ООО “Геомодель-Консалтинг” доценту МГУ Л.А. Золотой за организационную и финансовую поддержку издания этого учебника.

Часть 1. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

1.1. Цель и задачи геофизических исследований

Геофизические исследования направлены на решение конкретных задач геологии, инженерной геологии, гидрогеологии, горного дела и экологии. Основные объемы геофизических работ проводятся с целью поисков месторождений полезных ископаемых. При этом весь геологоразведочный процесс представляет определенную систему исследований, выработанную десятилетиями несколькими поколениями геологов и геофизиков и включающую конкретные стадии (этапы) от мелкомасштабных (региональных) исследований до крупномасштабных (поисково-разведочных) работ. Ниже приводится *схема стадийности геологоразведочного процесса*, введенная на территории бывшего СССР в 1984 г. и которая в настоящее время действует в Российской Федерации (см. табл.2).

Таблица 2

Схема стадийности геологоразведочного процесса

Стадия I.	Региональное геологическое изучение
Подстадия 1.	Региональные геолого-геофизические исследования масштабов 1:1 000 000-1:500 000
Подстадия 2.	Региональные геологические, геофизические, гидрогеологические исследования масштабов 1:200 000-1:100 000
Стадия II.	Геолого-съёмочные работы масштабов 1:50 000-1:25 000 с общими поисками
Стадия III.	Поисковые работы масштабов 1:25 000-1:5 000
Стадия IV.	Поисково-оценочные работы масштабов 1:10 000-1:2 000
Стадия V.	Предварительная разведка
Стадия VI.	Детальная разведка
Стадия VII.	Доразведка
Стадия VIII.	Эксплуатационная разведка

Стадия регионального геологического изучения охватывает все виды провинций — рудных, угольных и нефтегазовых. Определенная специфика для них связана со степенью закрытости исследований территории, с наличием или отсутствием осадочного чехла и глубиной залегания изучаемых объектов. Основными задачами комплекса геофизических методов на этой стадии являются: изучение глубинного геологического строения, исследование земной коры на всю ее мощность (*глубинная геофизика*). В последнее десятилетие с этой целью проводятся планомерные комплексные геофизические исследования по *геотраверсам* — региональным профилям протяженностью несколько тысяч километров, например, геотраверс I-ЕВ к настоящему времени пройден от Кольской сверхглубокой скважины до Воронежского кристаллического массива. На рис. 1.1 показана схема расположения государственной сети геотраверсов.

Изучение *глубинного строения* региона и земной коры включает геотектоническое районирование, т.е. выделение глубинных разломов, блоков, плутоно-магматических формаций, региональный прогноз месторождений полезных ископаемых, что в конечном итоге обеспечивает выделение рудных поясов и нефтегазоносных областей (структур первого порядка).

Региональные геологические, геофизические, гидрогеологические исследования масштабов 1:200 000 — 1:100 000 предназначены для *среднемасштабного картирования территорий* (*картировочно-поисковая геофизика*) с изучением рудных, угольных, нефтегазовых и других областей и выделением перспективных площадей (структур второго порядка). Итогом этих исследований является подготовка геолого-геофизической основы масштаба 1:200 000 и оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых по категории Р₃.

Последующие стадии ориентированы, главным образом, на поиски и разведку месторождений твердых полезных ископаемых.

Геолого-съемочные работы (стадия II) обеспечивают *крупномасштабное геологическое картирование*, которое включает определение мощности и состава осадочного чехла, установление гипсометрии поверхности фундамента и состава коры выветривания коренных пород, расчленение пород по литологии, изучение состава и морфологии интрузивных массивов, выделение наиболее важных структурных элементов и рудо-контролирующих структур. Работы завершаются подготовкой геологической и геофизической основы с построением карт локального прогноза и оценкой прогнозных ресурсов по категории Р₂. Понятие «*общих поисков*» в названии стадии указывает на то, что такие поиски нацелены не на конкретное полезное ископаемое, а на все возможные ископаемые, представляющие интерес для народного хозяйства.

Стадия поисковых работ масштабов 1:25 000–1:5 000 уже направлена на *поиски определенных видов полезных ископаемых* с уточнением геолого-геофизической основы масштаба 1:50 000 и оценкой прогнозных ресурсов по категориям Р₂ и Р₁.

Стадия *поисково-оценочных работ* решает задачу предварительной оценки месторождений с прогнозом ресурсов по категории Р₁ и запасов

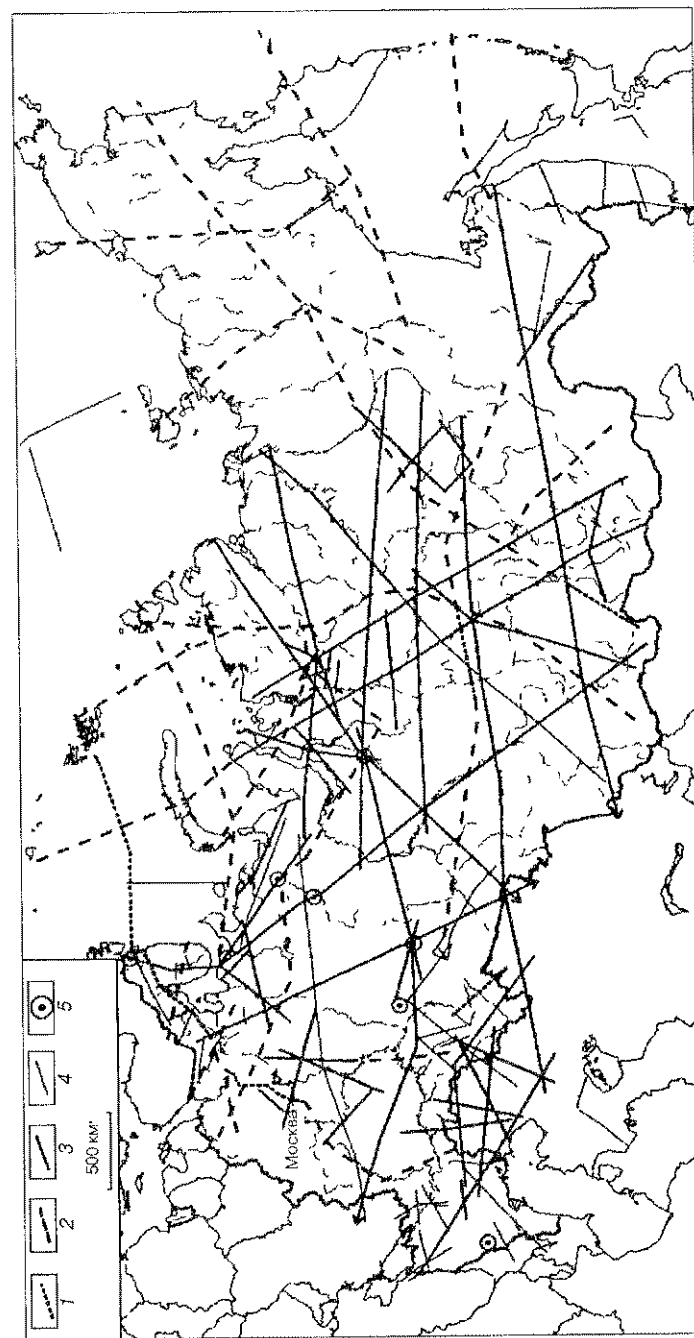


Рис 1.1. Схема расположения государственной сети опорных геофизических профилей России:

1 - опорные геофизические профили, выполненные в 1994 - 1999 гг. в соответствии с Федеральной программой; 2 - опорные геофизические профили, планируемые к выполнению в 2000 - 2010 гг. в соответствии с Федеральной программой; 3 - опорные геофизические профили, выполненные в 1972 - 1994 гг. в соответствии с государственной и региональными программами; 4 - глубинные геофизические профили, выполненные до 1972 г., и отдельные геофизические профили, выполненные для решения специальных задач; 5 - сверхглубокие и глубокие скважины

полезного ископаемого по категории C_2 . При этом дается обоснование для проведения *предварительной разведки*, основной задачей которой является выделение рудных залежей с оценкой запасов полезного ископаемого по категориям C_1 и C_2 . *Детальная разведка* обеспечивает целесообразность эксплуатации месторождения с оценкой запасов полезного ископаемого по категориям А, В, C_1 .

Доразведка месторождения уточняет запасы полезного ископаемого по различным категориям с оценкой флангов и глубоких горизонтов месторождений, а *стадия эксплуатационной разведки* обеспечивает непосредственно эксплуатацию месторождения.

Отличие стадийности геологоразведочного процесса на нефть и газ от приведенной на рис.1 обусловлено большими глубинами залегания залежей углеводородов до 7 км, наличием, как правило, мощного осадочного чехла и более крупными размерами месторождений. При этом стадийность включает три этапа: *региональный*, который совпадает со стадией I (табл.1); *поисковый* и *разведочный*.

Поисковый этап обеспечивает выявление и подготовку нефтегазоперспективных объектов к поисковому бурению и непосредственно поиски залежей. Комплексные геофизические работы сосредоточены на выявлении нефтегазоперспективных объектов, представленных антиклинальными структурами 3-го и 4-го порядков, а также литолого-стратиграфическими, тектоническими и другими ловушками.

Разведочный этап в нефтегазоносных регионах не имеет подразделений в отличие от разведки твердых полезных ископаемых. Основной задачей этого этапа является установление продуктивной части разреза с выделением отдельных нефтегазоносных пластов, их опробованием и оценкой запасов по категориям.

1.2. Типы моделей при геофизических исследованиях

Проектирование геофизических работ начинается с постановки целевого задания и выбора объекта исследований. Целевое задание определяется стадией геологоразведочного процесса. Выбор объекта и предварительная оценка его параметров основаны на априорной информации. Априорная информация извлекается из анализа результатов работ, проведенных на предшествующих стадиях (этапах).

При изучении возможностей отдельного геофизического метода и комплекса методов для решения поставленной задачи исследователь абстрагируется от конкретных свойств объекта, используя некоторую обобщенную модель объекта со статистически усредненными физическими свойствами, геометрией и формой. *Моделирование* ввиду многообразия геологических условий является единственным способом получения подобных обобщенных сведений об объекте, поскольку даже однотипные месторождения одного и того же рудного поля (нефтегазоносной области) различаются по морфологии, вещественному составу, условиям залегания, степени изменения вмещающих пород и т.д.

1.2.1. Понятие о физико-геологической модели. С целью обоснованного проектирования геофизических работ и выбора комплекса методов

вводится понятие *“физико-геологическая модель”* объекта исследований, впервые предложенное и развитое для задачи поисков рудных месторождений Г.С.Вахромеевым. По его определению под *физико-геологической моделью (ФГМ)* понимается *возмущающее тело, обобщенные размеры, форма и контрастность физических свойств которого с той или иной степенью приближения аппроксимируют реальные объекты, подлежащие обнаружению*. В работе С. Вахромеева и А.Ю. Давыденко [8] ФГМ — это система абстрактных возмущающих тел и вызываемых ими аномальных эффектов, аппроксимирующих геологический объект и с необходимой для моделирования детальностью отражающих его структуру, размеры, форму, петрофизические свойства и соответствующее им объемное распределение физических полей. В.В. Бродовой [1] определяет ФГМ, как *обобщенное и формализованное представление об основных геологических и физических характеристиках изучаемого геобъекта и его вмещающей среды, максимально приближенное к реальным условиям и соответствующее фундаментальным знаниям об объекте*.

Основными составляющими ФГМ таким образом являются геологическая модель, петрофизическая модель и модели физических полей.

1.2.2. Геолого-геофизические модели. *Геологическая модель* — система элементов геологического строения, обобщенно описывающая состав, структуру, форму изучаемого объекта и его вмещающей среды.

В задачах геологического картирования основным результатом является *геологическая карта*, представляющая модель геологического пространства, на которой средствами картографии (с использованием комплекса геолого-геофизических методов) отражены состав, строение и история формирования. К этому типу модели тесно примыкают модели геологических и геолого-геофизических разрезов.

Петрофизическая модель (ПФМ) — модель, характеризующая распределение физических свойств в плане, разрезе, пространстве. По определению Г.В. Демуря ПФМ — это совокупность взятых в природных границах разнородностей горных пород, которая состоит из равновесных парагенетических минералов, представлена двумя координатами (состав и время) и охарактеризована статистическими распределениями физических свойств. Выделяют петромагнитные, петроплотностные, петроэлектрические, радиоактивные, тепловые, сейсмические (скоростные и глубинные) модели.

Модель физических полей — модель, описывающая характер физического поля в верхнем и нижнем полупространстве, в которой отражены интенсивность поля, его морфология, аномальные эффекты и различные типы помех.

При формировании ФГМ целый ряд исследователей используют такие понятия, как структурно-вещественный комплекс и прогнозно-поисковая модель.

Структурно-вещественный комплекс (СВК) — это совокупность квазиоднородных на данном уровне исследований геологических образований (горных пород, рудных тел), которые в физическом поле выделяются как единый возмущающий объект, т.е. объединенные по одному и

нескольким физическим свойствам геологические образования. СВК подразделяют на рудоконтролирующие, рудовмещающие и рудные [8].

Рудоконтролирующие СВК применительно к выделению рудных полей соответствуют конкретным рудоконтролирующим элементам геологического строения. Например, рудоконтролирующими СВК вулканоплутонических структур является система нектров, фиксирующаяся периферической кольцевой зоной геофизических аномалий, и отложения вершинной кальдеры палеовулкана, характеризующейся пониженными физическими полями в центре структуры.

Рудовмещающие СВК включают метасоматические образования и продуктивные горизонты, являющиеся основным объектом при выделении месторождений и рудных тел. Рудные СВК соответствуют непосредственно рудным скоплениям, рудным телам.

Прогнозно-поисковые модели (ППМ) представляют собой иерархически построенный ряд моделей объектов разного ранга: рудная провинция (нефтегазоносная провинция или бассейн), рудный узел (нефтегазоносная область), рудное поле (нефтегазоносная зона), месторождение (нефтегазовая залежь), в которой каждая последующая модель является результатом вычленения и дифференциации наиболее существенной части модели более высокого ранга.

Для задачи поисков ограничиваются построением моделей трех уровней генерализации геологической среды в масштабах 1:1 000 000; 1:200 000 и 1:50 000.

ППМ представляют собой сочетание поисковых геофизических признаков и критериев, в которых находят отражение изучаемый объект. Эти признаки и критерии, как правило, изменяются при переходе от верхнего к нижнему уровню зондирования литосферы, т.е. они обычно различны для спутниковых, аэро- и наземных исследований.

Комплексирование спутниковых, воздушных, наземных (морских) и скважинных геофизических исследований позволяет установить признаки и критерии, лежащие в основе ФГМ и ППМ при разноуровневых наблюдениях [13].

1.3. Нормальное поле, аномалии и помехи

Построение физико-геологических моделей базируется на результатах анализа структуры (морфологии) физических полей и выделяемых в этих полях аномалий.

Геофизическая аномалия — отклонение физического поля от его нормальных значений, в котором сосредоточена полезная информация об изучаемых объектах (процессах). Иначе аномалия — это форма проявления поля, в которую облечена полезная информация. По геофизическим аномалиям изучают строение земной коры, ее неоднородности в виде геологических структур, месторождений полезных ископаемых и т.д. В сейсморазведке и, частично, в электроразведке вместо аномалий употребляется термин “сигнал”.

Под *помехой* понимается всякое возмущение поля, препятствующее выделению полезной информации, т.е. сигнала (аномалии).

1.3.1. Понятие о нормальном поле. *Нормальное поле* — геофизическое поле, обусловленное однородными по конкретному физическому параметру горными породами. Однородность зависит от масштаба исследований.

Понятие нормального поля различно для искусственно возбуждаемых (поле постоянных токов, переменные электромагнитные поля) и естественных (магнитного, гравитационного, электромагнитного, теплового, радиоактивного) полей.

В первом случае нормальное поле определяется полем заданного источника в однородной среде, которая отождествляется с полупространством в силу большей локальности искусственных полей.

Во втором случае нормальное поле либо рассчитывается аналитически, либо данные наблюдений пересчитываются в величины, которые для однородного полупространства равны нулю или некоторой константе.

Для естественных полей нормальные поля также описываются некоторыми аналитическими выражениями (в частности, отрезками разложений по сферическим функциям для магнитного и гравитационного полей), параметры, т.е. коэффициенты разложения которых определяются по данным наземных или спутниковых наблюдений на всей земной поверхности или в околоземном пространстве.

Нормальное поле силы тяжести определяется для поверхности эллипсоида вращения, аппроксимирующей поверхность воды в океане, и вычисляется обычно по формуле Гельмерта. В наблюдённые значения силы тяжести вводится поправка Фая за высоту точки наблюдения над уровнем моря. После введения этой поправки и исключения нормального поля Земли получают аномалию Фая. Аномалия Буге получается из аномалии Фая введением поправки за действие масс, расположенных между уровнем океана и физической поверхностью Земли (плотность масс при этом обычно принимают равной $2,67 \text{ г/см}^3$). Если учитывается рельеф местности, то аномалию Буге называют иногда топографической.

Нормальное магнитное поле Земли определяется как сумма первых 10 гармоник разложения этого поля в ряд по сферическим функциям (иначе, международное аналитическое поле — МАП). Это поле изменяется во времени в связи с западным дрейфом магнитного полюса, поэтому МАП периодически рассчитывают для определенного года (эпохи) с введением поправок в промежуточные годы.

1.3.2. Типы геофизических аномалий. Различают материковые, региональные аномалии и локальные аномалии различных порядков. *Региональные аномалии* естественных потенциальных полей охватывают площади в тысячи квадратных километров, локальные — от тысяч квадратных километров до сотых долей квадратного километра, что позволяет выделять несколько условных нормальных или фоновых уровней поля в зависимости от класса аномалий.

За *локальную аномалию* принимается такая составляющая наблюдаемого поля, которая по линейным или площадным размерам в пять раз и более меньше изучаемых профилей или площадей наблюдений, что в целом коррелируется с увеличением масштабов геофизических исследований от стадии (этапа) к стадии (этапу) 1:1 000 000 - 1:200 000 -

1:50 000 - 1:10 000. В прикладной геофизике основную роль играют региональные и локальные аномалии.

Выделение региональных и локальных аномалий из суммарного наблюдаемого поля носит условный характер. Так, при детальном съемках крупного масштаба для небольших площадей, региональная аномалия, которая обычно отражает эффекты от крупных структурных единиц подземного рельефа (например, фундамента) и претерпевает небольшие изменения, может быть принята за постоянную. Однако при этом крупные локальные аномалии уже являются региональными для более мелких аномалий (например, аномалии от нефтегазовых залежей на фоне аномалии от антиклинальной структуры. Такие аномалии обычно и называют *фоновыми*.

По физико-геологической природе геофизические аномалии для естественных и искусственных полей делятся на три группы:

- *глубинные*, определяемые строением земной коры и литосферные в целом;
- *структурные*, характеризующие крупные геоструктуры, тектонические разломы, контакты пород;
- *рудные*, связанные с месторождениями полезных ископаемых и неоднородностями в верхних слоях земной коры, представляющими практический интерес при поисках и разведке.

Наряду с этими аномалиями в физических полях фиксируется достаточно много *ложных* аномалий, вызванных неоднородностями в верхней части разреза (поверхностные неоднородности), рельефом местности и другими типами помех, не представляющих практического интереса при решении той или иной конкретной задачи. Типы помех и их влияние на результаты геофизических наблюдений рассмотрены в разделе 2.4.

1.4. Принципы и виды комплексирования геофизических методов

1.4.1. Общие принципы комплексирования методов. Из-за многообразия факторов, от которых зависит выбор геофизического комплекса, эта задача не имеет аналитического решения. При выборе комплекса, прежде всего, используются, достаточно общие принципы, к которым относятся:

- *принцип аналогии*, базирующийся на опыте исследований, проведенных в сходных геологических условиях и который до сих пор является основным при комплексировании методов. Этот же принцип реализуется при построении ФГМ объекта исследований;
- *принцип последовательных приближений*, обусловленный стадийностью геологоразведочного процесса и возрастающей детальностью исследований объекта по правилу “от общего к частному”. Этот принцип наиболее полно проявляется при геофизических съемках в последовательно укрупняющихся масштабах при одновременном сокращении исследуемых площадей. Благодаря действию такого принципа непрерывно происходит усовершенствование ФГМ объекта исследований, а следовательно, и самого комплекса. Принцип последова-

тельных приближений аналогичен принципу обратной связи, когда, начав с построения априорной ФГМ и пройдя этапы выбора комплекса и получения на основе его применения новых геолого-геофизических результатов, вновь возвращаются к построению более совершенной ФГМ, тем самым уточняя выбор геофизических методов для дальнейших исследований;

- *принцип оптимальности* требует достижения наиболее полного решения геологической задачи при минимально возможных затратах средств и времени. Одним из путей реализации этого принципа является минимизация функции потерь, объединяющей в себе показатели геологической информативности и экономической эффективности отдельных методов и их различных сочетаний.

1.4.2. Условия формирования геофизического комплекса. Формирование геофизического комплекса последовательно реализуется с учетом:

- *построения априорной (предварительной) физико-геологической модели* на основе поставленной геологической задачи и имеющейся информации об объекте исследования. Источниками геологической априорной информации являются: тектоника района, геоморфологические условия района (степень закрытости местности, развитие рыхлого покрова и кор выветривания), рельеф местности, состав вмещающей среды, проявление метаморфизма и др. Источниками геофизической информации служат: физические свойства пород и руд; измеренные физические поля, результаты физического и математического моделирования;
- *изучения условий применимости геофизических методов* для решения поставленной задачи, к которым относятся: а) заметная дифференциация физических свойств пород и руд; б) благоприятные геометрические параметры объекта исследований (форма, размеры, глубина и элементы залегания); в) достаточно низкий уровень помех.
- *выяснения неоднозначности* решения задачи отдельными геофизическими методами по определению как геологической природы выявляемых аномалий, так и по оценке количественных параметров объектов: формы, размеров, глубины и элементов залегания;
- *расчета сети наблюдений и необходимой точности измерений*. При этом используются параметры ФГМ, масштаб исследований, результаты решения прямых задач, экономические показатели съемки;
- *комплексного анализа и комплексной интерпретации геофизических данных* на базе различных методов и компьютерных технологий распознавания образов и классификации изучаемой территории на однородные области;
- *оценки геологической информативности геофизических методов* и их сочетаний на базе различных количественных приемов. Такая оценка позволяет осуществить выбор геологически эффективного комплекса, но при этом не учитываются экономические показатели;
- *оценки экономической эффективности методов* и их комплекса путем сравнения затрат при одинаковой геологической информативности двух и более методов.

1.4.3. Виды комплексирования геофизических методов. При формировании геофизического комплекса выделяют следующие его виды:

- *типовой комплекс*, создаваемый для достаточно обобщенных и в то же время наиболее типичных геологических и геоморфологических условий проведения работ. Типовой комплекс может содержать избыточное число геофизических методов, поскольку в него включают все методы, в той или иной мере способствующие решению поставленной задачи. Во второй части настоящего учебника приводятся, как правило, именно типовые комплексы геофизических методов;
 - *рациональный комплекс*, представляющий геологически и экономически обоснованное сочетание геофизических методов и сопровождающих их геологических и геохимических видов исследований с целью эффективного решения поставленной задачи [4]. Особенностью рационального комплекса является его привязка к определенным, а не к типовым, геологическим, геоморфологическим и геолого-экономическим условиям конкретного объекта. При этом необходима хотя бы приблизительная оценка информативности и экономических затрат для включаемых в комплекс геофизических методов. Рациональный комплекс создается на основе типового комплекса при наличии достаточного объема априорной информации, позволяющей оценить информативность отдельных методов и их различных сочетаний;
 - *оптимальный комплекс*, создаваемый на основе использования того или иного критерия оптимальности. В качестве такого критерия Е.А. Козловым [9] предложена минимизация функции потерь, включающая весьма существенные априорные сведения об объекте исследования: априорные вероятности наличия и отсутствия искомого объекта, геологическую информативность отдельных методов и их сочетаний, затраты на проверку ложных аномалий, выявляемых одним методом и сочетаниями методов. Выбор оптимального комплекса может быть реализован лишь в хорошо изученных регионах и при наличии достаточного статистического материала по выявлению ложных аномалий и связанных с ними экономических затрат.
- Кроме указанных видов геофизического комплекса употребляются также такие понятия как:
- *внутриметодное комплексирование* [1], при котором для решения задачи используются различные модификации одного геофизического метода, например, электропрофилирование и электромагнитное зондирование, комплекс методов отраженных и преломленных волн в сейсморазведке и т.д.;
 - *внешнее комплексирование*, представляющее сочетание геофизических методов с геохимическими и горно-геологическими исследованиями [1];
 - *технологический комплекс* — сочетание геофизических методов, объединенных единой технологией проведения работ по месту и по уровню наблюдений. В качестве технологических комплексов выступают: *спутниковая геофизика*, включающая измерения магнитного поля Земли, альтиметрию по измерениям отклонения спутника от сфери-

ческой орбиты, обусловленного гравитирующими массами, инфракрасную тепловую съемку в различных диапазонах спектра; *аэрогеофизика* с измерениями магнитного, гравитационного полей, сверхдлинноволнового радиопрофилирования, гамма-спектрометрических измерений U, Th, K и общего канала, а также высотомера; *геофизические исследования скважин* (каротаж) с измерениями электрических полей с потенциал- и градиент зондами, магнитной восприимчивости, волнового поля (акустический каротаж) и различных полей естественной и искусственной радиоактивности; *морская геофизика* также представляет технологический комплекс, поскольку на судне обычно одновременно проводятся измерения нескольких физических полей: магнитного, гравитационного, волнового; *подземная (или шахтно-рудничная) геофизика* — измерения физических полей в горных выработках и скважинах.

Следует отметить возможность изменения геофизических комплексов в пространстве, что отражает факт изменения физических полей на площадях с неодинаковым геологическим строением, хотя при этом может решаться одна и та же задача на одной и той же стадии работ.

Изменение типовых комплексов во времени связано со стадийностью геологоразведочного процесса, т.е. с последовательным повышением детальности исследований в пределах одних и тех же площадей. Смена геологических задач на одних и тех же площадях вызывает необходимость изменения комплекса методов.

Изменение геофизического комплекса обусловлено также развитием научно-технического прогресса, т.е. разработкой принципиально новых методов и модификаций, основанных на регистрации объективно существующих в природе, но ранее не использованных физических полей, с созданием новых технологий, таких, например, как *комбинированная сейсморазведка*, сочетающая метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ) и корреляционный метод преломленных волн с глубинным сейсмическим зондированием (КМПВ-ГСЗ) при изучении глубинного строения земной коры, и *сейсмостратиграфия* для детального изучения осадочных толщ по комплексу данных сейсморазведки и геофизических исследований скважин, *экологическая геофизика* для изучения состояния и динамики взаимоотношений человека и биоты (“живого вещества”) с верхней частью литосферы.

геофизических методов, что в дальнейшем дает возможность исключить методы, дублирующие результаты, и оценить информативность оставшихся.

Третья фаза формирования ФГМ связана с наличием существенного объема информации, накопленного при проведении производственных работ для решения поставленной геологической задачи. Оценка информативности геофизических методов и их различных сочетаний при этом осуществляется на основе количественных оценок. Кроме того, здесь появляется также возможность получения оценок по экономической эффективности отдельных методов и их сочетаний, что в целом способствует выбору рационального комплекса.

Требования, предъявляемые к ФГМ, изменяются в зависимости от стадии геологоразведочного процесса (принцип последовательных приближений). Так, например, задача поисков объекта сводится к выявлению перспективных аномалий с заданной вероятностью минимальным числом точек наблюдений (обычно, три). Густоту сети при этом рассчитывают по моделям физических полей, полученных для наименее благоприятных условий залегания моделируемого объекта. На стадии детализации перспективных аномалий уже подробно изучаются факторы, обуславливающие максимальную изменчивость физического поля, и анализируются те стороны ФГМ, которые специфичны для данного генетического типа месторождения. С этой целью особую роль играют комплексный анализ и комплексная интерпретация геофизических данных.

2.1.2. Типы физико-геологических моделей. Расширение представлений о физико-геологическом моделировании изучаемых объектов неизбежно приводит к увеличению числа типов моделей.

Во-первых, выделяют *априорные* ФГМ, используемые для выбора типового комплекса геофизических методов на стадии проектирования, и *апостериорные* ФГМ, являющиеся результатом комплексной интерпретации геофизических данных после проведения производственных работ.

В зависимости от характера геологических задач различают *двухальтернативные* ФГМ, предназначенные для решения задач типа “руда” – “вмещающая порода”, “нефтегазоперспективная” – “пустая” структуры, и *многоальтернативные* ФГМ, используемые при решении задач структурно-тектонического районирования территории, геокартирования, многоцелевых поисков разных видов минерального сырья.

В зависимости от способов описания физических полей можно выделить *детерминированные* ФГМ, построенные на основе расчета аномальных эффектов с помощью уравнений математической физики при жестко заданных значениях петрофизических и морфологических (размеры, форма, глубина, элементы залегания) параметров модели; и *вероятностно-статистические* ФГМ, создаваемые с учетом вероятностных распределений тех же параметров модели [8].

Среди вероятностно-статистических ФГМ реализуются либо *статистические* ФГМ, основой формирования которых служат методы корреляционно-регрессионного и факторного анализов, распознавания обра-

2. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Физико-геологическое моделирование является основой при выборе типовых, рациональных и оптимальных комплексов геофизических методов. В данном разделе рассматриваются приемы формирования ФГМ, классификация ФГМ, условия применимости отдельных геофизических методов, расчет сети и точности наблюдений, непосредственно связанных с построением ФГМ, а также возможные оценки адекватности ФГМ реальным объектам.

2.1. Формирование ФГМ и их классификация

2.1.1. Формирование физико-геологической модели. Формирование ФГМ какого-либо геологического объекта, процесса или явления предусматривает несколько последовательных операций, к которым относятся:

- постановка геологической задачи;
- выбор объекта моделирования (земная кора, конкретный блок земной коры, рудная или нефтегазовая провинция, перспективные структуры на рудные, нерудные, нефтегазовые месторождения, отдельные рудные тела, нефтегазовые залежи и т.д.) с построением априорной геологической модели;
- расчет аномальных петрофизических параметров моделируемого объекта и его вмещающей среды;
- построение петрофизической модели и выделение на ее основе структурно-вещественных комплексов;
- решение прямых задач геофизики для каждого метода, т.е. построение модели физических полей;
- оценка адекватности сформированной ФГМ реальному объекту на эталонах, т.е. на объектах, аналогичных исследуемому, но с известным геологическим строением (см. раздел 4.5).

В развитии ФГМ и выбора на ее основе комплекса геофизических методов выделяются три фазы [8].

Первая фаза характерна для геофизических исследований в новом регионе при отсутствии опыта работ. При этом необходимо использовать принцип аналогии, при котором опираются на результаты работ в регионах со сходным геологическим строением, используя литературные источники, справочники, отчеты. На этой фазе формируется априорная ФГМ.

На второй фазе формирования ФГМ используются результаты опытно-методических исследований, которые играют роль натурального моделирования и при которых реализуется заведомо избыточный комплекс

зов, проверки статистических гипотез, либо *стохастические* ФГМ, формируемые на базе вероятностных распределений самих параметров изучаемых моделей, т.е. когда при решении прямых задач аномальные эффекты задаются путем расчета математических ожиданий, дисперсий и корреляционных функций, описывающих возможный диапазон изменения состояний модели объекта. Вероятностно-статистическое моделирование особое значение приобретает при поисках и разведке слабоконтрастных геологических объектов, для которых аномальные эффекты соизмеримы с уровнем помех или ниже этого уровня ввиду большой глубины залегания объектов, их небольших размеров и слабой дифференциации по физическим свойствам.

Наконец, с учетом развития геологических процессов во времени различают *статические* ФГМ, фиксирующие состояние геологического объекта в определенный (исторический) момент времени и *динамические* ФГМ, отражающие изменение физических полей на разных стадиях развития геологических процессов в зависимости, например, от глубины проявления рудогенеза, зон окисления, тектогенеза и т.д. Динамические ФГМ также отражают изменение физических полей при мониторинге окружающей среды, при режимных наблюдениях над нефтегазохранилищами и крупными месторождениями углеводородов, находящихся в длительной эксплуатации, естественных фильтрационно-диффузионных процессов при решении инженерных, гидрогеологических и геоэкологических задач.

Пример двальтернативной детерминированной ФГМ колчеданного месторождения при поисково-разведочных работах приведен на рис. 2.1 [4].

Многоальтернативная детерминированная ФГМ при картировании основных типов горных пород Северного Криворожья иллюстрируется в виде таблицы 3 [4], в которой первые три столбца характеризуют геологическую модель, четыре последующих столбца - петрофизическую модель, и, наконец, последние четыре столбца - модель физических полей в виде диапазона их измерений.

Анализ табл.3 показывает, что все шесть типов горных пород и их разновидностей по комплексу четырех геофизических полей могут быть откартированы различными сочетаниями аномальных эффектов этих полей.

2.1.3. Физико-геологические модели вероятностного характера. *Статистическая ФГМ* формируется при моделировании объектов сложного геологического строения, когда аномальные эффекты от изучаемых объектов соизмеримы с уровнем помех и даже ниже такого уровня и, следовательно, решение прямых задач по моделированию физических полей не эффективно. При этом необходимо использовать различные приемы фильтрации полей по обнаружению слабых аномалий (сигналов) и комплексного анализа геополей.

Для обнаружения слабых аномалий достаточно эффективен *способ самонастраивающейся фильтрации*, в результатах которого хорошо картируются линейно вытянутые зоны контактов пород и тектонических дислокаций. При комплексном анализе основное значение приобретают при-

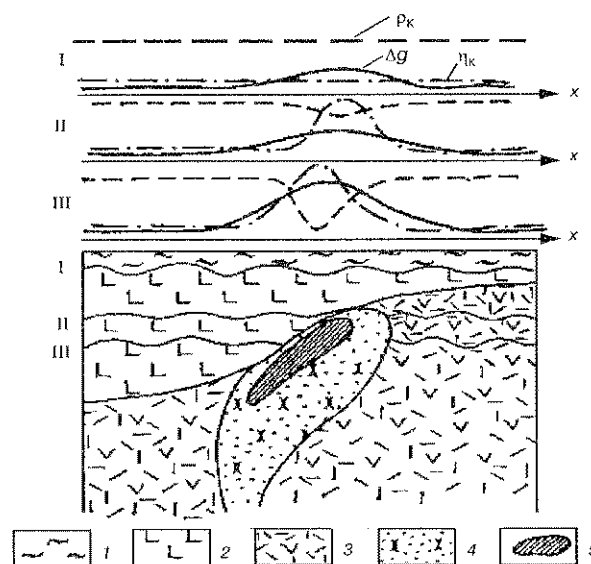


Рис. 2.1. Физико-геологическая модель колчеданного месторождения с ожидаемыми физическими полями при разном положении эрозионного среза (по М.Н. Стопперу и др.)

1 - покровные мезо-кайнозойские отложения, $\rho_k = 0-100$ Ом-м, $\sigma = 1-2,4$ г/см³, $\alpha = (0-40) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; 2 - надрудная толща андезито-базальтового состава, $\rho_k = (3-7) \cdot 10^3$ Ом-м, $\sigma = 2,75-2,9$ г/см³, $\alpha = (12-125) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $\eta_k = 1-3\%$; 3 - кислые рудовмещающие вулканиты, $\rho_k = (1-3) \cdot 10^3$ Ом-м, $\sigma = 2,55-2,75$ г/см³, $\alpha = (0-25) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $\eta_k = (2-10)\%$; 4 - гидротермально измененные серицито-хлоритовые породы с сульфидной минерализацией, $\rho_k = 25-1000$ Ом-м, $\sigma = 2,8-3,3$ г/см³, $\alpha = (0-6) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $\eta_k = 5-40\%$; 5 - массивные колчеданные руды $\rho_k = 1-100$ Ом-м, $\sigma = 3,5-4,6$ г/см³, $\alpha = 0$; $\eta_k \leq 3\%$; I - III - уровни эрозионного среза

емы факторного анализа, в частности, метод главных компонент и другие методы распознавания образов, рассмотренные в разделах 4.3 и 4.4.

Рассмотрим статистическую ФГМ участка сосредоточения редкометалльных пегматитов, рудное поле которых расположено в грабене, выполненном метаморфическими породами: конгломератами, кварц-биотитовыми, биотит-амфиболовыми сланцами, слабо различающимися в физических полях, несмотря на их существенные различия по физическим свойствам (см. табл.4, [8]).

Так, плотность пегматитов, амфиболитов и вмещающих кварц-биотитовых сланцев соответственно равна 2,6; 2,95; и 2,73 г/см³, магнитная восприимчивость - $10 \cdot 10^{-6}$; $30 \cdot 10^{-6}$ и $240 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, сопротивление 50 000, 20 000 и 20 000 Ом-м.

Однако малые размеры отдельных пегматитовых тел и наличие большого числа аномалий-помех от непродуктивных пегматитов ориентирует на создание статистической ФГМ, параметры которой приведены в

Физико-геологическая модель основных типов пород Северного Криворожья (по А.В. Копаневу)

Физико-геологическая модель основных типов пород

Породы	Морфология структур (размеры)	Разновидности пород по составу	Физические свойства					Значения физических полей и их характер			
			σ , г/см ³	$\omega \cdot 10^5$, ед. СИ	R_k , Ом·м	ρ_k , %	$\Delta \rho_{\text{ост}}$, мг/ал	Z , нТл	$R_{\text{пл}}$, Ом·м	$\eta_{\text{пл}}$, %	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Гранитоиды	Купольные антиклинальные ($d=4-8$; $f=10-15$)	Плаггиоклазы с ос-танцами метаморфических пород	2,58-2,67	0-125	400-500	0,5-0,7	1,5-2,0; минимумы	300-400 (фон- 1200); минимумы	60-100; ровное	0,8-1,0; ровное	
			2,58-2,67	125-1000	400-600	0,6-0,8	2,0-2,5; минимумы	800-1000; локальные максимумы	60-80; изрезанное	0,8-1,0; ровное	
			2,58-2,68	125-375	400-700	0,5-0,7	1,0-1,5; минимумы	700-800; мозаичное	50-60; ровное	0,8-1,0; ровное	
			2,65-2,70	0-60	620-1300	0,9-1,1	2,0-2,5; максимумы	800-900; ровное	40-50; ровное	1,0-1,1; ровное	
Гнейсы	Синклиналь-ных зон ($d=2-5$; $f=2-15$)	Биотиты Амфибол-биотитовые Пироксен-биотитовые	2,68-2,72	0-75	800-1000	0,9-1,1	2,5-3,0; максимумы	900-1000; повышенное	30-50; ровное	1,1-1,2; ровное	
			2,70-2,75	12-60	900-1200	0,8-1,0	3,0-5,0; максимумы	1200-1600; повышенное	30-50; ровное	1,1-1,2; ровное	
			2,63-2,65	0-60	800-2500	0,5-0,6	1,5-2,0; максимумы	700-1000; ровное	150-200; максимумы	0,8-1,0; ровное	
Кварциты слюдяные	Синклиналь-ных зон ($d=1-2$; $f=2-8$)	С вкрапленнос-тью магнетита	2,65-2,67	600-1260	700-2000	0,8-1,5	1,5-2,0; максимумы	2000-10500; максимумы над прикон-тактными зонами	150-180; максимумы	1,0-1,4; ровное	

Продолжение таблицы 3

Породы	Морфология структур (размеры)	Разновидности пород по составу	Физические свойства					Значения физических полей и их характер			
			σ , г/см ³	$\omega \cdot 10^5$, ед. СИ	ρ_k , Ом·м	η_k , %	$\Delta \rho_{\text{ост}}$, мГал	Z , нТл	$R_{\text{пл}}$, Ом·м	$\eta_{\text{пл}}$, %	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Амфиболы	Контакт мобильных зон с антиклиналями ($d=0,2-2,0$; $f=4-10$)	-	2,87-2,93	37-100	700-1000	0,8-1,0	3,0-10,0; максимумы	1000-1500; ровное	40-60; ровное	1,0-4,1; ровное	
			2,89-2,92	125-500	1200-2500	0,9-1,0	0,5-1,0; локальные максимумы	300-700; локальные максимумы	80-100; максимумы	1,1-1,2; ровное	
Диабазы	Дайки ($d=0,05-0,1$; $f=0,15-2,0$)	-	2,93-4,0	6250-12600	4,0-250	1,5-3,5	4,0-25,0; максимумы	10000-50000; максимумы	10-30; минимумы	1,5-2,8; максимумы	

Примечание. d , f - мощность и протяженность зон в километрах.

Таблица 4

Параметры статистической ФГМ
серии редкометалльных пегматитовых жил

Моделируемые геологические объекты (геометрическая аппроксимация)	Физи- ческие поля	Статистики				
		Средние значения	Стан- дарты	Корреляционные матрицы		
				PK	DZ	U _{EP}
Жильные серии редкометалльных пегматитов (систе- ма параллельных тонких крутопадаю- щих пластов)	ρ_K	4200	1,70	1,00	0,06	0,14
	ΔZ	94	70	0,06	1,00	-0,02
	U_{EP}	-144	72	0,14	-0,02	1,0
Рудонесущие орто- амфиболиты (мощ- ный пласт крутого падения)	ρ_K	3500	2,24	1,00	-0,10	-0,18
	ΔZ	61	61	-0,10	1,00	-0,38
	U_{EP}	-214	145	-0,18	-0,38	1,00
Вмещающие кварц- биотитовые породы (полупространство)	ρ_K	4900	2,63	1,00	0,19	0,08
	ΔZ	36	21	0,19	1,00	0,34
	U_{EP}	-154	63	0,08	0,34	1,00

Примечание. Для ρ_K даны средние геометрические значения и стандартные множители. Единицы измерений: ρ_K , Ом · м; ΔZ , нТл; U_{EP} , мВ.

табл.4. Эти параметры получены на эталонных выборках объемом от 80 до 130 объектов каждого из трех классов.

В приведенной модели, несмотря на существенные перекрытия диапазонов изменений физических полей над тремя типами выделенных объектов, существуют статистически значимые различия средних значений, дисперсии (стандарта) и корреляционных матриц. Так, по F-критерию Фишера устанавливается значимое различие дисперсий для редкометалльных пегматитов и вмещающих пород.

Попарное сравнение корреляционных матриц осуществляется по М-статистике, аппроксимируемой величиной $\chi^2_{0,05} = 12,6$. Проведенный анализ параметров ФГМ свидетельствует о наличии предпосылок для комплексного анализа данных с целью локализации редкометалльных пегматитов, например, с помощью метода главных компонент (см. раздел 4.4.).

Построение стохастических ФГМ базируется на представлении о множестве случайных состояний модели объекта, т.е. состояний параметров модели объекта. В качестве одной из таких моделей приведем описание среды в виде модели ячеистого беспорядка, предложенную Изингом и рассмотренную А.Ю. Давыденко [8]. Геосреда при этом аппроксимируется совокупностью ячеек, каждая из которых принимает два состояния, например, “рудное” и “безрудное” (см. рис.2.2).

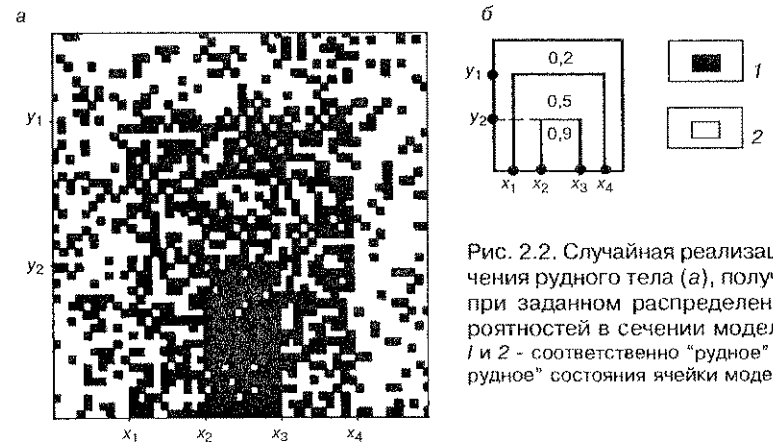


Рис. 2.2. Случайная реализация сечения рудного тела (а), полученная при заданном распределении вероятностей в сечении модели (б): 1 и 2 - соответственно “рудное” и “безрудное” состояния ячейки модели

Индикатором каждого из этих состояний является переменная K_i , равная 1 для “рудного” состояния и -1 для “безрудного” состояния. Амплитуда поля в i -той ячейке модели задается формулой Изинга:

$$X_i = \left[(1 + K_i)X_1 + \frac{1}{2}(1 - K_i)X_0 \right] / 2, \quad (2.1)$$

где $i = 1, \dots, n$; X_1 и X_0 - значения моделируемой характеристики, соответствующие “рудному” и “безрудному” состояниям.

Амплитуды X_1 и X_0 являются случайными величинами, для которых ожидания M_{X1} и M_{X0} , дисперсии D_{X1} и D_{X0} . Если через p_i обозначить вероятность появления “рудного” состояния ячейки ($K_i = 1$) и через $q_i = 1 - p_i$ - вероятность “безрудного” состояния ($K_i = -1$), то задавая закон изменения p_i в зависимости от индекса i , можно моделировать разнообразные ситуации.

Так, если через X_0 и Y_0 обозначить физические характеристики “безрудного”, а через X_1 и Y_1 “рудных” ячеек, то модель (2.1) будет представлена в виде системы уравнений:

$$\begin{aligned} X_i &= [(1 + K_i)X_1 + (1 - K_i)X_0] / 2, \\ Y_i &= [(1 + K_i)Y_1 + (1 - K_i)Y_0] / 2. \end{aligned} \quad (2.2)$$

Математическое ожидание $M(K_i)$ и дисперсия $D(K_i)$ для дискретной величины K_i равны

$$M[K_i] = 1 \cdot p_i + (-1)q_i = p_i - q_i; \quad M[K_i^2] = 1^2 p_i + (-1)^2 q_i = 1.$$

Отсюда получаем математическое ожидание

$$MX_i = p_i MX_1 + q_i MX_0; \quad MY_i = p_i MY_1 + q_i MY_0;$$

и ковариацию $M[X_i Y_i] = p_i M[X_1 Y_1] + q_i M[X_0 Y_0]$,

где $M[X_1 Y_1] = \text{cov}(X_1 Y_1) + M X_1 M Y_1$, $M[X_0 Y_0] = \text{cov}(X_0 Y_0) + M X_0 M Y_0$.

Следовательно:

$$\text{cov}(X_i, Y_i) = M[X_i Y_i] - M X_i M Y_i = p_i \text{cov}(X_1, Y_1) + q_i \text{cov}(X_0, Y_0) + p_i q_i (M X_1 - M X_0)(M Y_1 - M Y_0)$$

Дисперсии признаков X_i и Y_i будут равны

$$D X_i = p_i D X_1 + q_i D X_0 + p_i q_i (M X_1 - M X_0)^2,$$

$$D Y_i = p_i D Y_1 + q_i D Y_0 + p_i q_i (M Y_1 - M Y_0)^2.$$

Для рис. 2.2. в модели Изинга приняты следующие параметры $M X_1 = 1$; $D X_1 = 0$; $M X_0 = 0$; $D X_0 = 0$ при ступенчатом характере распределения вероятностей p_i на ячейках модели (рис. 2.2,б).

2.1.4. Динамические ФГМ. В качестве примера динамической ФГМ приведем модель медно-порфирового месторождения, отражающую характер магнитного поля, полей электрического сопротивления и вызванной поляризации в зависимости от стадии рудообразования и масштаба проявления медно-молибденового оруденения (рис. 2.3, [8]).

В этой динамической ФГМ предрудная стадия отражает незначительные масштабы процессов гидротермального изменения приконтактных частей материнских интрузивов, при которых появляются небольшие содержания ферромагнитных минералов, что вызывает соответственно повышение магнитного поля. Рудная стадия, подразделяемая на три подстадии, характеризуется в начальной подстадии выделением ферромагнитных минералов при образовании магнетитовых метасоматитов и появлением первой генерации сульфидов.

Магнитные поля над такими участками достигают максимума в 1000 мТл. Аномалии вызванной поляризации составляют 4 - 6% на фоне в 2 - 3%. Процесс окварцевания приводит к росту ρ_k до 1500 Ом-м. Начальная подстадия приводит к образованию рудопоявлений или месторождений меди. Гидротермальные изменения вмещающих пород при этом развита слабо.

В среднюю подстадию гидротермально-метасоматические процессы активизируются, при этом происходит замещение магнетита с образованием новых генераций пирита и халькопирита, поэтому магнитная восприимчивость рудных зон снижается, а поляризуемость возрастает до 10%. Накопление электронно-проводящих минералов приводит к уменьшению ρ_k .

Последняя рудная подстадия характеризуется замещением полевых шпатов серицитом и кварцем, исчезновением магнитных минералов, формированием сфалерита, галенита, гематита. Эти изменения отражаются аномалиями поляризуемости в 12 - 14%, отрицательными значениями магнитного поля и снижением кажущегося сопротивления до первых сотен Ом-метров. В последнюю рудную подстадию формируются средние и крупные медно-порфировые месторождения.

Послерудная стадия в физических полях практически не отображается.

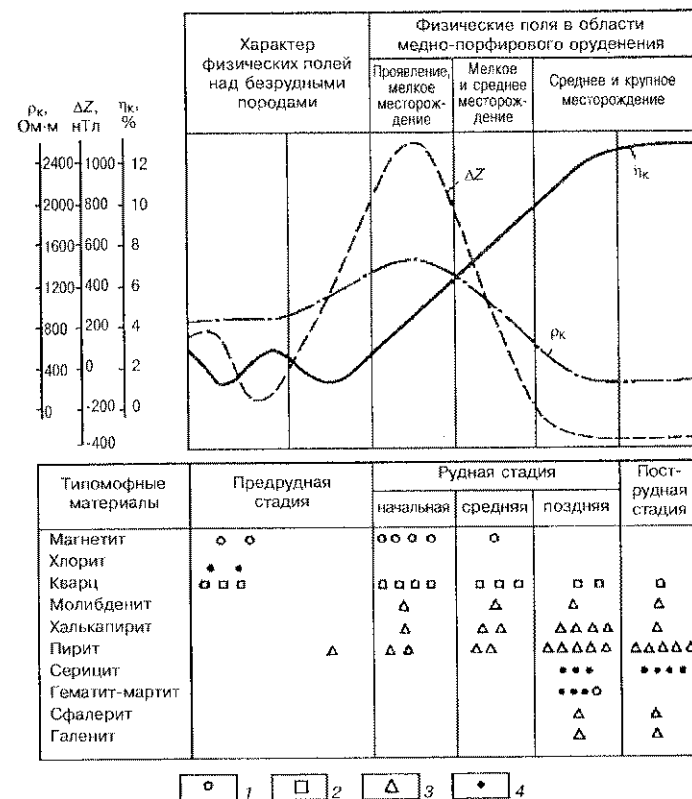


Рис. 2.3. Динамическая ФГМ медно-порфирового месторождения, отражающая характер физических полей ΔZ , η_k и ρ_k в зависимости от стадии рудообразования и масштаба проявления медно-молибденового оруденения: минералы: 1 - ферромагнитные, 2 - изоляторы, 3 - сульфидные электронно-проводящие, 4 - прочие

В настоящее время в практике геологоразведочных работ находит применение большое число геофизических методов, и их количество продолжает увеличиваться.

Тем не менее, несмотря на разнообразие геофизических методов и решаемых с их помощью геологических задач, можно сформулировать не зависящие от исследователя условия, необходимые и достаточные для эффективного применения методов прикладной геофизики.

К этим условиям относятся:

- заметная дифференциация (контрастность) физических свойств пород и руд района работ;
- благоприятные геометрические параметры (размеры, форма, глубина и элементы залегания) аномалиеобразующих источников, в частности, геологических объектов;
- относительно низкий уровень помех.

Перечисленные условия влияют на создание физико-геологических моделей изучаемых объектов, а выбор конкретного типа моделей непосредственно зависит от анализа условий применимости геофизического метода.

2.2. Петрофизическое моделирование

2.2.1. Общие сведения о петрофизических свойствах пород. Оценка физических свойств горных пород и установление связей между ними необходимы для определения возможностей применимости любого геофизического метода. Изучение физических свойств требуется для создания петрофизических моделей (ПФМ) - составной части физико-геологических моделей изучаемых объектов. Информация о ПФМ используется на всех стадиях геологоразведочного процесса, вплоть до подсчета запасов минерального сырья при разведке и эксплуатации месторождений.

Понятие о заметной дифференциации физических свойств для различных методов существенно меняется. Так, для применения гравиразведки при поисках большинства рудных месторождений достаточно различия плотностей вмещающих пород и руд на $0,3 - 0,4 \text{ г/см}^3$, а при решении структурно-картировочных задач всего на $0,1 \text{ г/см}^3$.

Для применимости магниторазведки и электроразведки необходимо, чтобы магнитная восприимчивость и сопротивление вмещающих пород и руд различались в несколько раз, в частности, для индуктивной электроразведки отношение сопротивлений пород и руд должно составлять около 100.

Физические свойства пород зависят от многих геологических факторов (возраста, глубины залегания, метаморфизма и др.), поэтому одни и те же литологические и структурно-вещественные комплексы для разных регионов могут быть существенно различными.

На формирование физических свойств значительное влияние оказывают эндогенные и экзогенные процессы. При поисках рудных месторождений особое значение приобретает изучение влияния гидротермально-метасоматических процессов на изменение физических свойств. Так, при полной серпентинизации гипербазитов их плотность понижается с $3,30$ до $2,50 \text{ г/см}^3$, т.е. в $1,3$ раза. К резкому уменьшению плотности приводит окварцевание и милонитизация. Сильно альбитизированные гранодиориты характеризуются пористостью $4,5 - 6,5\%$ при их первичной пористости $0,7 - 1,5\%$ у неизмененных пород.

Милонитизация метаморфических и интрузивных пород приводит к увеличению пористости в $3 - 5$ раз. Увеличение пористости образований характерно для большинства гидротермально-метасоматических процессов, что обычно ведет к уменьшению плотности.

Магнитная восприимчивость под влиянием метаморфизма и метасоматоза может увеличиваться и уменьшаться.

Гипергенные процессы ввиду механического и химического выветривания и главным образом в результате действия поверхностных вод вызывают существенное изменение состава пород и их физических свойств.

Воздействие таких процессов приводит к понижению намагниченности, плотности, удельного электрического сопротивления и скорости упругих волн, к изменению естественной радиоактивности.

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. 5. В ней приведены часто встречающиеся значения некоторых физических свойств горных пород: плотностей (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 [5].

2.2.3. Плотность и магнитная восприимчивость горных 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 железосодержащих минералов. Для осадочных пород она зависит в основном от пористости и водонасыщенности (рис. 2.4).

Основным магнитным параметром горных пород является магнитная восприимчивость α (каппа), представляющая собой коэффициент пропорциональности между интенсивностью намагничивания (J) и напряженностью намагничивающего геомагнитного поля (T), т.е. $J = \alpha T$. За единицу α принимается 10^{-5} ед. СИ. В практике магниторазведки измеряется не только T (в эрстедах), но и магнитная индукция $B = \mu T$ (в теслах), где $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ - магнитная проницаемость воздуха и большинства немагнитных пород. По сравнению с абсолютными значениями (T или Z) точнее определяются их относительные величины (ΔT или 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 α меняется от единицы

Таблица 5

Осредненные, часто встречающиеся значения
некоторых физических свойств горных пород

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 газо-водонас.	V_s , км/с водонас.	V_{sh} , км/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	2,9-3,0	0,01-1	6,0	6,6	3,8	300-15000	10^4-10^7
диорит	2,7-2,8	0,01-1	5,6	6,3	3,5	1000-70000	10^3-10^7
Кислые гранодиорит	2,7	0,2-5	4,6	6,0	3,3	100-45000	10^3-10^6
гранит	2,6	0,1-3	3,0	5,5	2,8	50-40000	10^3-10^5
Эффузивные диабаз	2,9	0,1-5	3,5	6,5	3,5	500-150000	10^5-10^6
базальт	2,5	3-6	3,0	5,5	3,0	100-150000	10^3-10^7
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ							
Гнейсы	2,7	0,01-1	3,8	5,6	3,2	100-20000	10^3-10^5
Сланцы	2,6	0,01-1	3,5	4,8	3,0	50-3000	10^3-10^5
ОСАДОЧНЫЕ							
Скальные и полускальные известняк	2,6	2-25	2	6	3	50-2500	$100-10^5$
доломит	2,7	2-17	1	5,5	2,5	50-800	$100-10^4$
мергель	2,4	5-35	1,5	4,5	2	10-1000	$10-10^3$
песчаники	2,5	2-35	1	4,5	1	50-5000	$100-10^4$
Песчано-обломочные (рыхлые) гравийно-галечные	3	2-20	0,8	2,5	0,5	50-5000	$100-10^3$
пески	1,3-2	2-40	0,5	2	0,2	50-2500	$10-10^4$
Пластичные (глинистые) (глина, аргиллит)	1,2-2,4	2-40	1,5	2,5	0,4	10-3000	1-100

до 100 000 единиц 10^{-5} СИ (см. табл. 5). У ферромагнитных пород и руд намагненность зависит от наличия и количества железосодержащих и некоторых других минералов - ферромагнетиков при значениях α до единицы СИ. В целом интервал изменения α у горных пород достаточно велик и зависит от их минерального состава, условий залегания и множества других факторов. Среди магматических пород наиболее высокие и устойчивые значения α у ультраосновных и основных пород, несколько меньшие у кислых, эффузивных и метаморфических. Осадочные породы за исключением некоторых разновидностей песчаников и глин практически не магнитные.

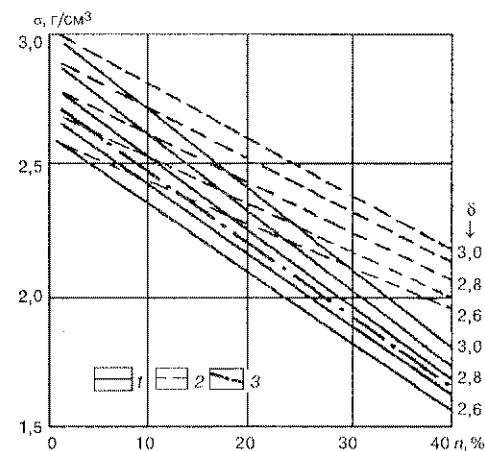


Рис. 2.4. Графики зависимости плотности (σ) от пористости (n) газонасыщенных (1) и водонасыщенных (2 и 3) осадочных горных пород при разной минеральной плотности скелета (δ):
1 и 2 - расчетные данные М. Л. Озерской, 3 - экспериментальные данные И. Х. Юдборовского для песчано-глинистых пород

2.2.4. Электрические свойства пород. Большинство методов электро-разведки 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 ρ часто определяют по кажущемуся сопротивлению ($KС$ или ρ_k), 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 ($10 - 10^4$ Ом·м), 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. 5).

Кроме УЭС в электроразведке используется электрохимическая активность (α в мВ), которой обусловлены естественные электрические потенциалы (ЕП), поляризуемость (η в %), приводящая к появлению вызванных потенциалов (ВП). ЕП связаны с существованием естественных зарядов на контакте твердой и жидкой фаз горной породы, а ВП - с их появлением при пропускании через породу электрического тока.

2.2.5. Скорость упругих волн. 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 (E), коэффициентом Пуассона (ν) и плотностью горных пород (σ):*

$$V_p = \sqrt{E(1-\nu)/\sigma(1+\nu)(1-2\nu)}; \quad V_s = \sqrt{E/2\sigma(1+\nu)}.$$

Главными факторами, влияющими на величины V_p и 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. 5). 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_p возрастает 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_p для 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_p меняется от 0,5 до 6 км/с, а V_s - от 0,2 до 3 км/с. Отношение V_s/V_p меняется от 0,1 у песков до 0,6 у глин и известняков. При замерзании любых пород скорости резко возрастают.

2.2.6. Тепловые свойства пород. В терморазведке измеряемыми параметрами являются температура горных пород (T) в градусах Цельсия ($^{\circ}\text{C}$) или кельвинах (K), градиенты температуры (ΔT) и величины теплового потока из земных недр (q) в Вт/м^2 . По ним рассчитываются основные тепловые (теплофизические) свойства: *теплопроводность* $\lambda_T = q/\text{grad } T^0$ (в $\text{Вт/К}\cdot\text{м}$), *теплоемкость* $C = Q/(m \cdot \text{grad } T^0)$, где Q - количество теплоты, подводимой к массе тела m (в $\text{Дж/кг}\cdot\text{К}$), *температуропроводность* $a = \lambda_T/C\sigma$, где σ - плотность, (в $\text{м}^2/\text{с}$). Тепловые свойства пород определяются тепловыми свойствами и соотношениями состав-

ляющих их фаз. Основной тепловой параметр (теплопроводность) изменяется у магматических и метаморфических пород от 0,5 до 5 $\text{Вт/К}\cdot\text{м}$, а у осадочных - от 0,1 до 5 $\text{Вт/К}\cdot\text{м}$, возрастаая в ряду пород: торф - глина - пески - конгломераты - известняки - каменная соль. Самая высокая - в полиметаллических рудах ($\sim 10 \text{ Вт/К}\cdot\text{м}$) и особенно у самородных минералов (до 500 $\text{Вт/К}\cdot\text{м}$), а самая низкая - у воздуха, нефти и воды, соответственно равная 0,01 - 0,04, 0,14, 0,6 - 0,7 $\text{Вт/К}\cdot\text{м}$. Остальные теплофизические свойства горных пород меняются в 2 - 10 раз и практически используются редко.

2.2.7. Ядерно-физические свойства пород. *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) - $\sim 2 \cdot 10^{-4}\%$, торий (Th) - $\sim 7 \cdot 10^{-4}\%$ и калий - 40 (K) - $\sim 1,8\%$, дающие вместе около 99% радиогенного тепла. Количественную оценку радиоактивности в радиометрии чаще всего рассчитывают в единицах уранового эквивалента: $1 \text{ eU} = 1 \text{ U} = 10^{-4}\% \text{ U}$. 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_s в см), *время замедления* (t в мкс), *поглощение* (μ_n) *нейтронов, определяемые по интенсивности тепловых нейтронов* (J_{nn}) *или вторичному гамма-излучению* ($J_{\gamma\gamma}$). Хлор и водородосодержащие породы отличаются наиболее заметными аномалиями нейтронных свойств.

2.2.8. 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 [5, 17].

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 заполнители 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 $K_n = aV_p + b\rho + c\eta$, где a , b , c - коэффициенты, которые находятся в ходе эталонирования (обучения) на участках с известными K_n , 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.

2.2.9. 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/см³ вводится индекс а, далее с ростом σ на 0,05 г/см³ группам придают индексы в виде букв русского алфавита: при $\sigma = 2 - 2,05$ (б), 2,05 - 2,10 (в), 2,10 - 2,15 (г), ..., > 3,2 (я). Магнитная восприимчивость большинства ферро- и парамагнитных пород с $\chi < 100 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ обозначается заглавной буквой А, а далее

обозначают: при $\chi = 100 - 300$ (Б), 300 - 700 (В), 700 - 1500 (Г) и т. д. (с увеличением интервала группирования вдвое при $\chi > 40 \cdot 10^5$ 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 (б), 2,8 - 3,1 (с), 3,2 - 3,5 (д), ..., 7,6 - 7,9 (V). При необходимости дается более дробная индексация: $a_1, a_2, \dots, A_1, A_2, \dots, d_1, d_2$ 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.5).

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/см³); радиоактивные - высокими концентрациями урана ($cU > 0,1$); железорудные - высокими плотностями ($\sigma > 4$ г/см³) и магнитными восприимчивостями ($\chi > 0,01$ ед. СИ); нерудные - высокими плотностями ($\sigma > 4$ г/см³) и высокими скоростями продольных упругих волн ($V_p > 6$ км/с) и т. д.

Основную информацию о физических свойствах горных пород и руд дает опробование, которое проводится как в лабораторных условиях на предварительно отобранных образцах, так и в естественном залегании пород на обнажениях, в горных выработках и в скважинах.

2.2.10. Лабораторные измерения физических свойств. Эти измерения проводятся в больших объемах, хотя не всегда обеспечивают полноценную информацию, поскольку свойства отобранных образцов могут отличаться от свойств пород *in situ*. При этом большие различия характерны для электропроводности, лабораторные измерения которой дают обычно лишь порядок величины. Кроме того, образец может быть недостаточно представительным, отражая лишь частную вариацию свойств породы и не оценивая истинные значения физического параметра для массива пород в целом.

Изменчивость физических свойств пород и руд обуславливает широкое использование статистических приемов обработки с целью:

- компактного представления данных о физических свойствах;
- выявления в общей совокупности самостоятельных групп, в частности, структурно-вещественных комплексов;
- установления корреляционных зависимостей между различными физическими свойствами.

Для компактного представления данных измерений физических свойств строятся *гистограммы и графики накопленных частностей (частот)* (рис. 2.5). Желательно иметь не менее 40 - 50 определений по каждому типу пород. Для расчета числа определений n можно использовать формулу:

$$n = \frac{t_{\beta}^2 D}{\varepsilon_{\beta}^2}, \quad (2.3)$$

где t_{β} - величина доверительного интервала при заданной вероятности β ; ε_{β} - значение абсолютной погрешности измерений; D - дисперсия измерений, оцениваемая либо по первым десяти образцам, либо $\varepsilon = \sqrt{D_3}$ принимается равным $3\varepsilon_{\beta}$.

Пример. Пусть необходимо оценить величину n при измерении плотности образцов на денситометре с доверительной вероятностью $\beta = 0,99$ (при $t_{\beta} = 2,33$) для нормального распределения выборки. Для решения положим абсолютную погрешность измерения $\varepsilon_{\beta} = 0,01$ г/см³, а дисперсию $D = (0,03$ г/см³). Используя выражение (2.3), получаем

$$n = \frac{2,33^2 \cdot 0,03^2}{0,01^2} = 49.$$

Число разрядов гистограммы r определяется по эмпирической формуле Стреджесса

$$\Delta X = \frac{(X_{\max} - X_{\min})}{(1 + 3,32 \lg n)}, \quad (2.4)$$

где $X_{\max}$ и $X_{\min}$ - соответственно максимальное и минимальное значение физического параметра.

Группирование пород по физическим свойствам производится с учетом геологических факторов, петрографической характеристики и возраста. Группы однородных пород в одних случаях могут совпадать с петрографическими типами, а в других объединять несколько типов.

Распределение физических параметров часто подчиняется либо *нормальному закону* (для плотности и скорости), либо *логнормальному* (для магнитной восприимчивости и удельного электрического сопротивления) закону.

Графики накопленных частостей для сравнения распределений строят на вероятностном бланке, в координатах которого нормальное распределение описывается прямой линией, при этом значения физичес-

кого параметра по оси абсцисс откладывают в равномерном масштабе при нормальном распределении и в логарифмическом при логнормальном его распределении.

Для проверки гипотезы о нормальном распределении часто используется *критерий Колмогорова*, для которого находится величина $D = |F_{\text{норм}}(x) - F_{\text{эксп}}(x)|$, а затем вычисляется параметр $\lambda = D\sqrt{n}$, где n - число измерений.

Для λ рассчитано распределение $P(\lambda)$, определяющее вероятность соответствия экспериментального и нормального распределений. Так, при $\lambda = 1,7$ $P(\lambda) = 0,1$; при $\lambda = 0,9$ $P(\lambda) = 0,55$; при $\lambda = 0,55$ $P(\lambda) = 0,9$.

Однако критерий Колмогорова, несмотря на простоту, не учитывает факт группировки данных по разрядам, т. е. распределение $P(\lambda)$ не зависит от числа разрядов в гистограмме. Фактически всегда можно так провести группирование данных, что вероятность $P(\lambda)$ будет высокой.

Поэтому более строгим критерием сравнения распределений является *критерий Пирсона (критерий χ^2)*, согласно которому вычисляется величина

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^r \frac{(m_i - np_i)^2}{np_i}, \quad (2.5)$$

где m_i - экспериментальные частоты; p_i - теоретические частоты, вычисляется для нормального распределения, как

$$p_i = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-(x_i - \bar{x})^2 / 2\sigma^2};$$

$\bar{x}$ и σ - соответственно среднее значение и среднеквадратическое отклонение, определяемые по экспериментальным данным; r - число разрядов в гистограмме.

Для установления соответствия экспериментального и нормального распределения при этом используется таблица распределения величины χ^2 . Если полученное значение χ^2 меньше или равно $\chi^2_{\text{табл}}$ при заданной доверительной вероятности и числе степеней свободы $K = r - 3$, то можно принять гипотезу о нормальном распределении выборки данных. Если $\chi^2 > \chi^2_{\text{табл}}$, то такая гипотеза отвергается.

В тех случаях, когда гистограммы для пород разных типов перекрываются между собой, возникает задача оценки надежности их разделения. По площади перекрытия гистограмм $S_{\text{пер}}$ находится вероятность ошибки разделения пород $q = S_{\text{пер}} / (S_1 + S_2)$, где S_1 и S_2 - площади под гистограммами сравниваемых типов пород. Поскольку площади под гистограммами равны 1, то $S_{\text{пер}}$ определяются полусуммой значений частостей, снятых с обеих гистограмм. Для примера, приведенного на рис. 2.6, а $q = 0,5 \cdot S_{\text{пер}} \cdot 100/2 = 11,5\%$. Эта же вероятность также может быть найдена по графикам накопленных частостей (рис. 2.6, б) и на вероятностном бланке (рис. 2.6, в) на котором она определяется ординатой точки пересечения гистограмм X_0 . Надежность разделения пород двух типов $\gamma = 1 - q$.

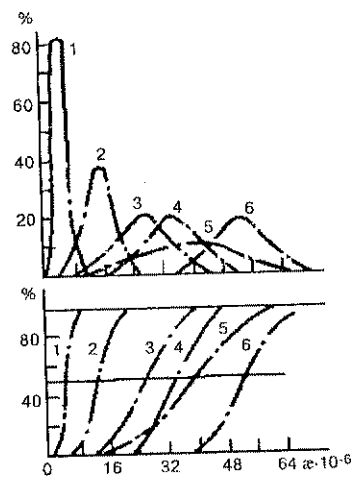


Рис. 2.5. Гистограммы и графики накопленных частостей магнитной восприимчивости (по В. А. Сикорскому):

1 - биотитовый лептит; 2 - биотитовый плагиогнейс; 3 - гранат-ставролитовый плагиогнейс; 4 - амфиболит кумингтонитовый; 5 - метаморфизованные основные породы (метагabbро, метадиабазы); 6 - амфиболит

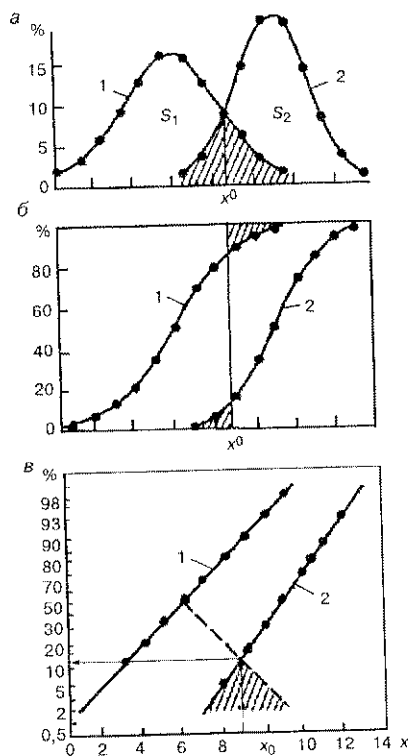


Рис. 2.6. Иллюстрация графического способа определения вероятности разделения пород двух типов (1, 2) на базе гистограмм (а), графиков накопленных частостей в обычном масштабе (б) и на вероятностном бланке (в)

Обе дендрограммы построены по средним значениям плотности для каждой разновидности пород. Затем близкие между собой по плотности разновидности объединяются в группы до тех пор, пока не будет достигнуто пороговое значение критерия Стюдента ($t_{\text{крит.}}$) для заданной доверительной вероятности.

По критерию Стюдента производится сравнение средних двух выборок X и Y , вычисляется величина

$$t = \frac{\bar{X} - \bar{Y}}{\sigma_{\bar{X} - \bar{Y}}}, \quad \text{где } \sigma_{\bar{X} - \bar{Y}} = \sqrt{\frac{\sigma_X^2}{n_1} + \frac{\sigma_Y^2}{n_2}};$$

σ_X^2 и σ_Y^2 - дисперсии выборок; n_1 и n_2 - число значений в выборках.

При $n_1 = n_2 = 50$ для доверительной вероятности 95% пороговая величина $t_{\text{крит.}} = 2$, которая и обозначена на рис. 2.7, а и б.

Приведенные на рис. 2.5 гистограммы для слабомagnetных пород позволяют говорить о возможности выделения четырех разновидностей пород 1, 2, 3 - 4 и 6 вместо имеющихся шести, поскольку гистограммы разновидностей 3 и 4 близки между собой, а гистограмма 5 перекрывает гистограммы нескольких разновидностей.

Однако, привлекая другие физические свойства, т. е. комплексирование свойств, можно достичь однозначного выделения всех шести разновидностей пород.

Важным моментом при статистической обработке данных о физических свойствах является построение дендрограмм с последующим их объединением для выделения структурно-вещественных комплексов. На рис. 2.7 приведены дендрограммы пород и руд Байкальского железорудного месторождения по лабораторным (а) и прогнозируемым по данным геофизических исследований скважин (б) значениям плотности.

По лабораторным измерениям плотности выделяется шесть СВК объединяющих 14 разновидностей пород и руд (рис. 2.7, а), а при прогнозировании значений плотности по гамма-гамма каротажу, проведенному в интервале отбора этих образцов - только четыре (рис. 2.7, б), [8].

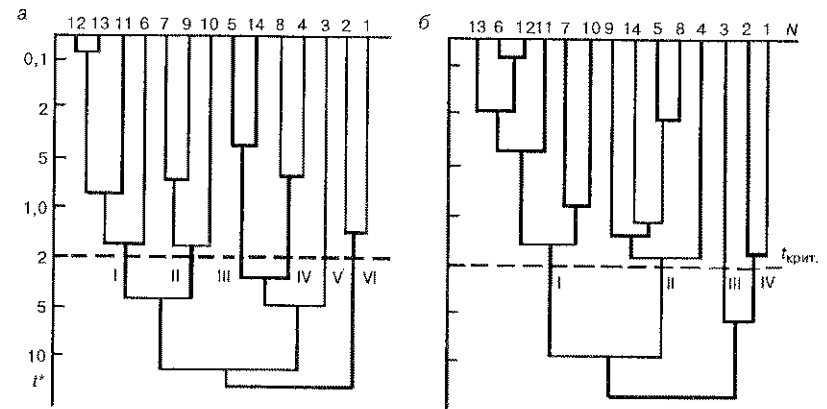


Рис. 2.7. Дендрограммы иерархической группировки пород и руд Байкальского железорудного месторождения по лабораторным (а) и прогнозируемым по данным ГИС (б) значениям плотности:

N - номера объединяемых групп пород: 1 - 4 - руды в порядке убывания содержания железа; 5 - кристаллосланцы; 6 - гнейсы; 7 - чарнокиты; 8 - метаультрабазиты; 9 - эндербиты; 10 - катаклазиты; 11 - биотитовые граниты; 12 - кварциты; 13 - гнейсограниты; 14 - долериты; I - VI - СВК, выделяемые на уровне $t_{\text{крит.}}$.

2.2.11. Параметрические измерения физических свойств *in situ*. Эти измерения обладают рядом преимуществ, в частности большей по сравнению с лабораторными представительностью получаемых результатов.

Рассмотрим основные виды параметрических измерений.

Намагниченность. Она может быть найдена по результатам измерений аномального поля Z_a , когда размеры тела по трем координатным осям существенно больше расстояния от верхней поверхности намагниченного тела до плоскости измерений. В этом случае вертикальная составляющая вектора намагниченности $I_z = Z_a/2\pi$, причем выражение для I_z используют для приближенной оценки намагниченности отдельных геологических объектов, выходящих на земную поверхность. При скважинных измерениях приращение величины намагниченности ΔI в случае пересечения контактов магнитных пород может быть вычислено по формуле $\Delta I = \Delta T/4\pi \sin \alpha$, где ΔT - разность модуля полного вектора магнитного поля на контакте магнитных пород, α - угол между плоскостью раздела пород и осью скважины.

Для изучения α в скважинах, горных выработках и на обнажениях применяются измерители магнитной восприимчивости. Однако ввиду малой глубины проникновения магнитного потока (2 - 3 см) возможно получение искаженных значений α за счет, например, поверхностного выветривания пород.

Плотность. Этот параметр может быть определен разными способами. Так, для оценки плотности промежуточного слоя по гравиметрическим данным используется *графический способ Неттлтона*.

Среднее значение плотности пород σ_{Π} может быть найдено по данным измерения ускорения свободного падения Δg_1 и Δg_2 в точках, расположенных на разных высотах H_1 и H_2 , $\sigma_{\Pi} = 0,0418 (H_2 - H_1) = 0,3086 \cdot (H_2 - H_1) + \Delta g_1 - \Delta g_2$, а также по значениям Δg в горных выработках и скважинах на разных глубинах. С помощью скважинных гравиметров плотность 100-метровой пачки пород определяется с точностью 0,01 г/см³.

Указанные выше способы в силу нелинейного влияния кажущейся плотности горных пород.

Ядерными методами каротажа можно получить среднюю плотность горных пород в естественном залегании без нарушения их структуры и при сохранении естественной влажности, пористости и трещиноватости. В настоящее время имеется богатый опыт по применению гамма-методов для определения плотности пород на обнажениях, в горных выработках и скважинах.

Плотность массивов горных пород в естественном залегании может быть определена так называемым методом *подземной регистрации космического излучения (ПРКИ)*, занимающим промежуточное положение между гамма-методами и гравиметрическими методами. При расчете плотности используется зависимость интенсивности космических мюонов от массы пройденного им вещества. При этом точность измерения плотности определяется статистической погрешностью регистрации мюонов и составляет обычно $\pm(3 - 5)\%$.

Электрические свойства. Для определения удельного электрического сопротивления горных пород используются каротажные диаграммы кажущегося сопротивления (КС), полученные градиент-зондами и потенциал-зондами, бокового каротажного зондирования (БКЗ) и микрозондами. При БКЗ регистрируют серию кривых КС зондами разных размеров. Определение удельного сопротивления пластов $\rho_{\text{пл}}$ в каротаже делится на следующие этапы: 1) выделение пластов и отбивка их границ; 2) нахождение существенных значений кажущегося удельного сопротивления ρ_k ; 3) оценка удельных сопротивлений пласта и зоны проникновения глинистого раствора путем сопоставления кажущихся удельных сопротивлений с их теоретически рассчитанными значениями (палеточными кривыми). Весь процесс определения $\rho_{\text{пл}}$ автоматизирован в рамках автоматизированных систем оперативной интерпретации результатов исследований скважин.

Построение геоэлектрического разреза скважин необходимо для интерпретации кривых зондирования, проводимых с поверхности земли. На обнажениях обычно выполняется профилирование с симметричными установками *AMNB* на малых разносах - от единиц до десятков метров. Эффективное электрическое сопротивление пород $\rho_{\text{эф}}$ на частотах от десятков до нескольких сот килогерц может быть определено по данным метода радиокип и его сверхдлинноволнового варианта.

Изучение *коэффициента поглощения электромагнитных колебаний* пород и руд на частотах 0,3 - 20 МГц проводится в горных выработках и скважинах на хорошо изученных геологических разрезах *методом радиоволнового просвечивания*.

Экспериментальными исследованиями установлено, что *вызванная поляризуемость* руд η , обусловленная электронной проводимостью содержащихся в них минералов, может быть оценена по формуле $\eta = \beta \xi / (1 - \beta \xi)$, где ξ - объемная концентрация электронно-проводящих включений; β - коэффициент, зависящий от удельного сопротивления, размеров, минерального состава электронно-проводящих включений, а также от времени зарядки и разрядки. *Поляризуемость* зависит от текстуры руд (например, крупные тела вкрапленных руд с радиусом в десятки метров и более создают большую поляризацию, чем аналогичные по размерам залежи сплошных руд, а залегающие на небольшой глубине малые и сплошные рудные тела могут создавать более интенсивные аномалии ВП, чем такие же тела вкрапленных руд).

Скорости распространения упругих колебаний. Средняя и пластовая скорости определяются по данным сейсмического и акустического каротажа. Значения *эффективных скоростей*, найденные по годографам отраженных и преломленных волн, обычно мало отличаются от средних скоростей и могут быть использованы вместо последних для построения сейсмических границ.

По данным *импульсного ультразвукового каротажа (УЗК)* строятся графики изменения скорости сейсмических волн и находятся значения коэффициентов затухания волн вдоль скважины. Результаты УЗК позволяют определить с большой детальностью значения пластовых или средних скоростей и установить приуроченность определенных типов волн (продольных, поперечных, обменных, преломленных и отраженных) к той или иной границе раздела разреза. Это можно осуществить путем построения синтетических сейсмограмм по данным УЗК и сравнения их с записями, полученными в полевых условиях.

Для более полного изучения типов волн и скоростей их распространения применяют *вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП)*, с помощью которого определяют кроме скоростей такие важные параметры сейсмического разреза, как коэффициент отражения и прохождения для различных границ, а иногда и эффективные декременты поглощения. В сочетании с материалами акустического каротажа результаты ВСП дают весьма полное представление о сейсмическом разрезе.

Пьезоэлектрические свойства. Параметры, характеризующие эти свойства, определяют с помощью взрыва электродетонаторов в точках на рудном теле (1) и вмещающей породе (2). В этом случае величина пьезоактивности пород P вычисляется по формуле $P = (3N - 1)/2$, где $N = I_1/I_2$ - отношение амплитуд электрических сигналов, записанных с помощью симметричной приемной установки при взрывах в точках 1 и 2.

Тепловые свойства. Из тепловых свойств наибольший интерес представляет *теплопроводность*. Удельная теплопроводность пород надежно определяется по плотности теплового потока и геотермическому градиенту, значения которых получены в условиях их естественного залегания. Разработаны способы измерения температуры, а также теплоемкости и теплопроводности массива горных пород в скважинах. Тепловые свойства горных пород характеризуются также инфракрасным излуче-

нием (ИКИ). Свойства горных пород в диапазоне ИКИ изучаются с помощью инфракрасных спектрометров, чувствительным элементом которых служат различные типы болометров.

Радиоактивность. Для оценки радиоактивности горных пород и руд предпочтительно использовать результаты детальных съемок на хорошо обнаженных и геологически изученных участках. При отсутствии таких массовых определений специальные радиометрические наблюдения с щелевыми экранами проводят в горных выработках, на невыветрелых обнажениях, используют данные гамма-каротажа.

2.3. Геометрические параметры источников геофизических аномалий

Геологические объекты создают геофизические аномалии различной амплитуды, зависящие не только от физических свойств, но и от их *геометрических параметров: размеров, форм, элементов залегания и взаимного пространственного расположения* (при наличии нескольких объектов). Поэтому при комплексировании методов следует учитывать их различные возможности для установления морфологии искомых объектов с одинаковой контрастностью физических свойств. Для сейсморазведки и электроразведки методом ВЭЗ более благоприятны плоские границы раздела при пологом (до 10 - 15°) их залегании; для электроразведки методами электропрофилирования, наоборот, благоприятно крутое падение границ (> 30°). В случае высокочастотной электроразведки, например методом радиокип, предпочтительны вытянутые объекты с резко выраженным простираем. Магниторазведка и гравиразведка, как правило, менее эффективны при пологом падении границ раздела.

2.3.1. Характер аномалий потенциальных полей от сферы. Ниже даны аналитические выражения, устанавливающие связь между максимальной аномалией различных потенциальных полей сферического объекта радиуса R при глубине залегания центра сферы H .

Физическое поле	Максимальная величина поля
Ускорение свободного падения, создаваемое однородной по плотности сферой	$\Delta g = \frac{4\pi GR^3 \sigma_{\text{эф}}}{3H^2}.$
Вертикальная составляющая геомагнитного поля однородно-намагниченной сферы	$\Delta Z_{\text{max}} = \frac{8\pi JR^3 \sin \theta}{3H^3}.$
Внешний потенциал равномернополяризованной сферы	$\Delta U_{\text{max}} = \frac{\rho}{2\rho_1 + \rho} \Delta U_0 \frac{R^2}{H^2}.$
Деформация однородного поля постоянного тока проводящим шаром	$\Delta U'_{\text{max}} = j\rho \left(1 - \frac{\rho}{\rho + 2\rho_1} 2 \frac{R^3}{H^3} \right) MN.$
Внешний потенциал проводящей сферы, заряженной постоянным током	$\Delta U''_{\text{max}} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{H}.$

Деформация однородного теплового поля шаром повышенной теплопроводности

$$\Delta T_{\text{max}} = \Gamma n \left(1 + \frac{1-m}{2+m} \cdot \frac{R^3}{H^3} \right).$$

Коэффициент вызванной поляризации

$$\eta_{\text{max}} \approx \frac{3}{4\pi} \cdot \frac{\beta V_{\text{эл}}}{H^3}.$$

Примечание. G - гравитационная постоянная; $\sigma_{\text{эф}}$ - эффективная плотность сферы; θ - угол вектора намагничивания J с горизонтом; ρ, ρ_1 - значения удельного электрического сопротивления окружающей и заполняющей сферу сред соответственно; ΔU_0 - максимальная разность электрического потенциала на границе сферы; j - плотность электрического тока, текущего в среде с сопротивлением ρ ; MN - расстояние между электродами, измеряющими разность потенциалов; I - сила тока в цепи, питающего сферу; Γ - геотермический градиент; m - коэффициент поглощения тепла; $V_{\text{эл}}$ - общее содержание электронно-проводящих минералов; β - коэффициент, зависящий от удельного сопротивления, размеров, минерального состава электронно-проводящих включений, а также от времени зарядки и разрядки.

Если сравнивать максимальные амплитуды аномалии различных потенциальных полей *от сферы радиусом R* при глубине залегания ее центра H , то наибольшие относительные градиенты поля в зависимости от величины R при постоянной глубине имеют гравитационное и магнитное поля. В то же время величина электрического потенциала в методе заряда вообще не зависит от размеров сферы. Относительные градиенты естественного электрического поля, постоянного тока и теплового поля слабо зависят от радиуса сферы. При постоянном радиусе сферы магнитное поле и поле вызванной поляризации обладают максимальным относительным градиентом в зависимости от глубины залегания сферы. В меньшей степени эта зависимость проявляется для поля силы тяжести и она минимальна для электрического поля постоянного тока и теплового поля.

2.3.2. Зависимость аномалий от взаимного расположения объектов. Интенсивность и характер аномальных физических полей в значительной степени зависят от взаимного пространственного расположения нескольких аномалисобразующих объектов. В неглубоко залегающих возмущающих массах повышенной чувствительностью обладают аномалии вертикальных градиентов силы тяжести. Эти же аномалии имеют большую разрешающую способность по сравнению с наблюдаемым полем Δg для выделения крутопадающих пластов.

Если два сравнимых по размерам и возмущающему действию однородно намагниченных объекта залегают на одной глубине H на расстоянии $2l$ друг от друга, то суммарная аномалия будет иметь один экстремум при условии $\partial^2 U / \partial x^2 = 0$, где U - потенциал магнитного поля, а $x = l$. Для z -составляющей горизонтального кругового цилиндра условие слияния экстремумов записывается в виде $2l \leq 0,82H$, а для ее вертикальной производной - как $2l \leq 0,64H$. Имеющиеся алгоритмы позволяют учесть взаимное влияние размагничивания сближенных объектов с помощью коэффициентов взаимовлияния.

Модельные работы по электромагнитному профилированию в области высокочастотной электроразведки показывают, что при расстоянии

между двумя моделями, расположенными в одной плоскости, не менее $0,5\lambda$ (λ - длина волны) на графиках напряженности поля разрыв проявляется в виде минимума. В остальных случаях отдельные отражающие объекты создают единую аномалию.

Определения потенциала естественного электрического поля вдоль профиля, проходящего через эпицентры двух сфер при расстоянии между

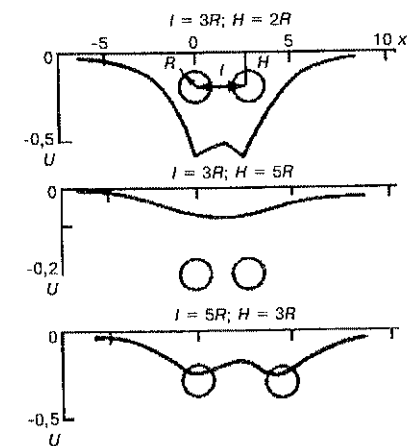


Рис. 2.8. Кривые потенциала над двумя однородно поляризованными сферами

ними $a = 3R$ (R - радиус сферы), и для случаев, когда обе сферы залегают на глубинах $H = 2R$ и $H = 5R$, показывают, что поляризованные сферы создают общий минимум потенциала, который для малых глубин осложнен дополнительными экстремумами за счет индивидуального влияния каждой сферы, а при глубине залегания $H = 5R$ на графике изменения потенциала U отмечается лишь суммарное влияние обеих сфер (рис. 2.8).

Большое значение имеют также форма и элементы залегания искомых объектов. Так, для сейсморазведки и электроразведки методом ВЭЗ, как отмечалось, более благоприятны плоские границы раздела при пологом (до $10 - 15^\circ$) их залегании,

для электроразведки методами профилирования, наоборот, крутое падение границ ($> 30^\circ$). В случае высокочастотной электроразведки предпочтительны вытянутые объекты с резко выраженным простиранием; при этом аномальный эффект зависит от расположения излучателя относительно простирания объекта.

Интенсивность и характер аномального поля существенно зависят от взаимного пространственного расположения нескольких различных аномалиеобразующих объектов.

В гравиразведке аномалии вертикальных градиентов силы тяжести $\partial g / \partial z = W_{zz}$ обладают повышенной чувствительностью к неглубокозалегающим возмущающим массам. В случае геологического тела, аппроксимированного сферой, аномалия силы тяжести изменяется обратно пропорционально квадрату глубины расположения центра тяжести тела, а при дифференцировании по вертикали эта зависимость усиливается: аномалия вертикального градиента изменяется обратно пропорционально кубу глубины.

Для оценки глубины и формы залегания контактных поверхностей, как источников аномалий потенциальных полей, разработано достаточно много различных приемов, базирующихся как на детерминированном подходе (способ сингулярных источников А. И. Цирульского, способ полного нормированного градиента В. М. Березкина, Г. А. Трошкова,

Е. А. Мудрецов и др.), так и на вероятностно-статистическом подходе по величине интервала корреляции $r_{кор}$ глубина залегания $H \leq r_{кор} / \pi$ (способ С. А. Серкерова по точкам излома прямых, аппроксимирующих логарифмы спектров автокорреляционных функций, гравитационное зондирование А. М. Петрищевского, корреляционное зондирование А. Н. Лебедева и А. В. Петрова).

Для оценки формы и глубины залегания источников изолированных аномалий потенциальных полей используются традиционные методы касательных, характерных точек и подбора.

В качестве примера приведем оценивание формы и глубины залегания контактных поверхностей по данным гравитационной съемки в пределах площади 200×200 км в зоне сочленения Балтийского щита и Русской платформы по северной части регионального профиля I-ЕВ. По результатам зондирования различными оттенками цвета на рис. 2.9, б, в и г фиксируется положение контактных поверхностей.

2.4. Влияние помех

Изучение помех и их влияния на результаты геофизических измерений так же важно при формировании физико-геологической модели, как и оценка характера аномальных эффектов от искомых объектов.

Как отмечалось, различают помехи геологического и негеологического происхождения. К помехам относят также погрешности измерений, вызванные несовершенством аппаратуры и методики наблюдений (инструментальные погрешности, сползание нуля-пункта прибора, неточности плановой и высотной привязки пунктов измерения и др.).

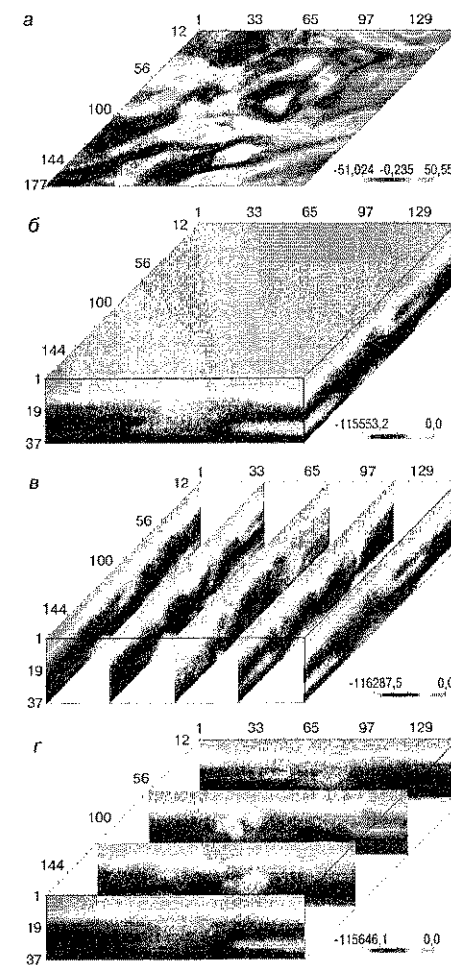


Рис. 2.9. Пример корреляционного зондирования гравитационного поля по геотраверсу I-ЕВ:

а - исходная карта поля силы тяжести; б - результаты корреляционного зондирования в виде куба; в и г - результаты корреляционного зондирования в виде вертикальных сечений куба рис. б

2.4.1. Помехи геологического происхождения. Наиболее сильные искажения полезных аномалий (сигналов) от искоемых объектов, как правило, связаны с помехами геологического происхождения, среди которых в первую очередь следует выделить влияние перекрывающих и подстилающих пород, рельефа местности, а также многолетнемерзлых пород.

Влияние перекрывающих пород (экранов). Эти помехи заглушают поля от искоемых объектов, и борьба с ними в значительной степени определяется методикой проведения работ.

Влияние подстилающих пород обычно ослабляется различными приемами обработки данных.

Наиболее часто встречающимся на практике экраном для большинства геофизических методов является слой рыхлых образований, представленный четвертичными отложениями и корой выветривания.

Если рыхлые отложения обладают высоким сопротивлением (например, песчаные образования пустынных и полупустынных районов), то усложняется устройство заземлений и резко снижается качество работ способами электроразведки на постоянном токе. При ВЭЗ на постоянном токе экранирующее влияние оказывают коренные породы высокого сопротивления, залегающие выше опорного горизонта.

Эффективное средство борьбы с такими экранами – проведение зондирований на переменном токе.

Для электроразведки переменным током (особенно высокочастотной) экранами обычно служат слои низкого сопротивления.

Для сейсморазведки рыхлые отложения являются зоной малых скоростей, влияние которой проявляется в поглощении высокочастотной части спектра упругих колебаний и запаздывании прихода волн. Особенно сильные влияния оказывают залежи торфа, талики среди мерзлых пород, погребенные речные долины, выполненные рыхлым материалом и находящиеся среди плотных пород. Влияние рыхлых отложений относительно возрастает при изучении неглубокозалегающих структур с малыми амплитудами.

Наиболее распространенный метод борьбы с экранирующим влиянием зоны малых скоростей в сейсморазведке МОВ – проведение взрывов ниже этой зоны. Экранами в сейсморазведке являются также границы раздела сред, сильно различающихся по волновому сопротивлению. Эти границы вызывают появление многократных волн, которые эффективно подавляются методикой наблюдений общей глубинной точки (ОГТ).

Если в формировании структуры принимает участие пласт, характеризующийся повышенной скоростью распространения волн, частично или полностью размытый над сводом складки, то в направлении к своду средняя скорость будет несколько уменьшаться. При построении разреза это может вызвать преуменьшение амплитуды нижележащей складки. Если в ее своде были размыты на некоторую глубину менее плотные породы и заменены более рыхлыми отложениями, то за счет дальнейшего уменьшения средней скорости время пробега волн до более глубоких горизонтов еще больше возрастет. Построения, выполняемые с постоянными значениями средней скорости, могут показать наличие ровной поверх-

ности или даже прогиба там, где на самом деле расположен свод погребенной пологой складки. Такие условия существуют, например, в восточной части Туркменистана. Следует учитывать обычную неоднородность рыхлого чехла, обусловленную включениями обломков и глыб, непостоянством увлажнения и т. д., за счет которых при электропрофилировании возникают ложные аномалии и кривые ВЭЗ искажаются.

Изучение корреляционных связей между данными ВЭЗ и бурения показывает, что существуют линейные зависимости между кажущимся сопротивлением ρ_k и мощностью рыхлых образований h для постоянного разброса питающих электродов. Анализ этих зависимостей позволил установить, что при мощности рыхлых отложений 5 – 10 м наибольшее искажение ρ_k наблюдается при разбросах $AB = 80 - 100$ м, а при увеличении h до 20 м – на разбросах $AB = 300 - 400$ м. Следует также отметить, что наличие рыхлых отложений и зоны окисления ухудшает условия применения метода ВП.

В гравиразведке погрешность при введении поправок за промежуточный слой может составлять $n \cdot 10^{-6}$ м/с² только за счет рыхлых отложений, так как обычно они имеют существенно меньшую плотность, чем коренные породы. Влияние рыхлых отложений на результаты измерений геомагнитного поля обусловлено двумя основными факторами: различием степени намагниченности рыхлых отложений и коренных пород и формой кровли последних. Большие погрешности возникают тогда, когда перекрывающие породы имеют существенно большую магнитную восприимчивость, чем коренные.

Проведение повысотных съемок с целью изучения вертикального градиента Z_a , а также вычисления интервала корреляции аномалий поля галечников позволяют учесть их влияние при интерпретации результатов наблюдений.

При изучении геомагнитного поля также приходится сталкиваться с влиянием перекрывающих коренных образований, например, при поисках кимберлитовых трубок, залегающих под трапповыми sillами. Мощность последних изменяется от 0 до 150 м и включает много ксенолитов окружающих пород. В магнитном поле траппов имеется много сложных локальных аномалий различных форм, размеров и интенсивности. Полезные магнитные аномалии от кимберлитовых трубок в этих условиях в большинстве случаев визуально не обнаруживаются. Однако проведение повысотных двухгоризонтных съемок, в том числе одновременно с одного летательного аппарата, позволяет в ряде случаев дифференцировать аномалии от трубок и траппов.

В гравитационном поле кимберлитовые трубки проявляются понижением Δg . Однако подобные отрицательные аномалии могут быть обусловлены также неоднородностью состава или изменением мощности перекрывающих траппов.

Наиболее резко влияние рыхлых отложений проявляется при радиометрических измерениях; практически все гамма-излучение (99%) поглощается слоем вещества мощностью 100 г/см², т. е. примерно 0,5-метровым слоем.

Влияние подстилающих пород. Особенно сильно проявляется оно при магнито- и гравиразведке. За счет подземного рельефа коренных пород, обладающих повышенными магнитными свойствами, аномалии от искомых объектов в вышележащей слабомагнитной толще существенным образом искажаются. При гравиразведке гравитационный эффект пород фундамента часто оказывается сильнее эффекта от объекта исследований. Для выделения полезных аномалий от объектов исследований на фоне аномалий от подстилающих пород используются различные приемы обработки: осреднение; аналитическое продолжение; вычисление высших производных; регрессионный анализ; оптимальная фильтрация. В основе всех этих приемов лежит различие полезных аномалий и осложняющих их эффектов по спектральному составу (или интервалам корреляции).

2.4.2. Влияние рельефа местности на результаты геофизических методов. Влияние пересеченного рельефа земной поверхности проявляется не только в искажении аномалий от искомых геологических объектов, но и в появлении аномалий, обусловленных непосредственно самим рельефом. Например, если дайка основных пород в виде тонкого вертикального пласта залегает под вершиной хребта, магнитная аномалия раздвигается, что может создать ошибочное представление о наличии двух намагниченных тел (рис. 2.10, а). Залежь с круговым сечением, которой уподобляются некоторые хромитовые тела, располагаясь внутри возвышенности с вертикальными склонами (рис. 2.10, б), создаст аномалию Δg очень сложной формы с четырьмя дополнительными экстремумами.

Гравитационный эффект рельефа земной поверхности в пересеченной местности составляет $n \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$, а в горных районах (например, на Кавказе) может достигать $(40 - 50) \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ при горизонтальном градиенте до $(20 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2)/\text{км}$.

Важное значение при оценке влияния рельефа имеет *точность плановой и высотной привязки* пунктов измерений. Расчеты на теоретических и практических моделях показывают, что при погрешности определения высот $\pm 10 \text{ м}$ поправки за рельеф в радиусе 2 км составляют около $1 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$. При погрешности определения Δg , составляющей $(2 - 3) \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$, погрешность определения высоты не должна превышать 2 - 3 м. Для высокогорных областей погрешность плановой привязки 20 - 25 м даже при постоянной высоте пункта измерения приводит к изменению поправки за рельеф на $(0,3 - 0,4) \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$. На результатах вычисления гравитационных аномалий сказывается также неточное знание плотности горных пород, слагающих рельеф местности.

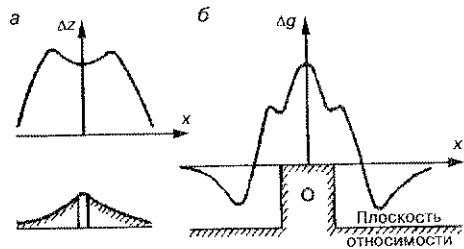


Рис. 2.10. Искажение геофизических аномалий за счет влияния рельефа местности:

а - магнитное поле над бесконечным по глубине вертикальным тонким пластом; б - гравитационное поле над залежью кругового сечения

Особенно сильное влияние рельефа местности проявляется при измерениях *вторых производных гравитационного потенциала*. При подземных измерениях вторых производных наибольшее влияние на результаты, кроме рельефа, соседних выработок, пустых камер, зон обрушения и т. п. оказывают выработка, в которой проводятся наблюдения, и неровности ее стен.

Аномалии естественного поля (ЕП), вызванные рельефом, возникают обычно при фильтрации вод в рыхлых отложениях вдоль склонов. Эти аномалии характеризуются приуроченностью к положительным формам рельефа и сравнительно широким пределом изменения амплитуд (от 20 до 400 мВ). Кривые потенциалов по своему очертанию являются как бы зеркальным отражением рельефа местности. Аномалии ЕП, возникающие в результате фильтрации вод в рыхлых отложениях, могут иметь интенсивность до 200 мВ и линейные размеры в сотни метров.

Появление аномалий от рельефа в методе сопротивлений обусловлено в основном укорочением разностей против расчетных. При профилировании вкрест простирания горизонталей рельефа (часто совпадающего с простиранием структур) поднятия (хребты) отражаются на графиках пониженными значениями ρ_k , а впадины (долины) - повышенными значениями ρ_k (рис. 2.11).

Влияние рельефа местности в методе ВП можно видеть по результатам модельных работ (рис. 2.12). Неровности рельефа моделировались трехгранной призмой. Моделью поляризующегося объекта служил гра-

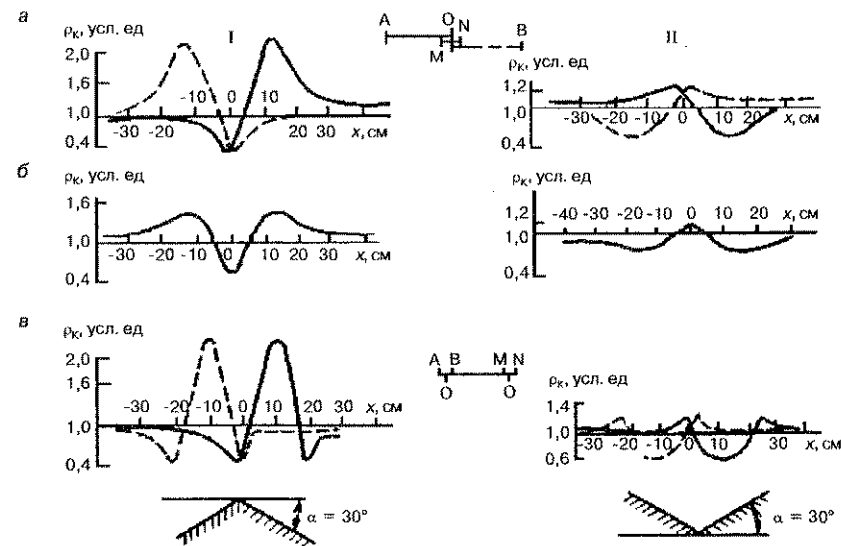


Рис. 2.11. Кривые ρ_k комбинированного (а), симметричного (б) и дипольного (в) профилирования над хребтом (I) и долиной (II) (по А. В. Вешеву): $AO = 10,5 \text{ см}$, $MN = 1 \text{ см}$, $AB = MN = 1 \text{ см}$, $OO' = 10 \text{ см}$

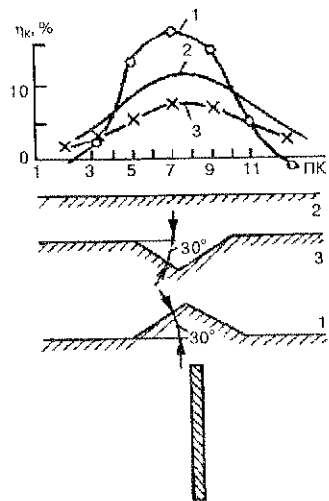


Рис. 2.12. Влияние рельефа на данные метода ВП (по Г. Н. Михайлову, Б. В. Яговкину) для вертикальной модели пласта:
1 - хребет; 2 - горизонтальная плоскость; 3 - долина

режимов компонент электромагнитного поля проявляется в том случае, когда пеленг на радиостанцию составляет небольшой угол ($5 - 20^\circ$) с направлением неоднородности рельефа (хребта и долины).

При радиометрической аэрогамма-съемке могут появляться ложные аномалии топографического происхождения, отвечающие положительным и отрицательным формам рельефа. Учет влияния рельефа обычно производится путем введения поправок.

В сейсморазведке неровные формы рельефа приводят к искажению годографов на величину времени Δt_p , которое определяется по формуле $\Delta t_p = h/V$, где h - расстояние по вертикали от действительной точки стояния сейсмоприемника до линии приведения средней линии рельефа; V - скорость распространения упругих колебаний в породах. Если сейсмоприемник расположен выше линии приведения, то Δt_p имеет отрицательный знак, если ниже нее, то положительный знак.

2.4.3. Влияние многолетнемерзлых пород. Наличие мерзлых пород в геологическом разрезе и большая изменчивость их свойств создают трудности при выполнении геофизических работ (специфические условия устройства заземлений, проведения взрывных работ и т. п.), особенно при интерпретации материалов геофизических работ. Например, при обработке сейсморазведочных данных МОВ в районах распространения многолетнемерзлых пород возникают погрешности учета горизонтального

фитовый стержень. Измерения проводились по схеме срединного градиента. Как видно, влияние рельефа местности выражается в изменении интенсивности, формы и положения аномалий η_k .

В методе незаземленной петли (НП) при сложном рельефе питающая петля в вертикальном плане имеет сложную конфигурацию, ее можно аппроксимировать приведенной плоскостью, часто негоризонтальной. Точки наблюдений обычно располагаются на различных уровнях относительно плоскости петли, что приводит к осложнению первичного поля и появлению аномалий от рельефа, зачастую неотличимых по форме от рудных.

В методах переменного тока при наклонной линии наблюдений точка смены знака кривой напряженности магнитного поля H_z и максимум H_x находятся не непосредственно над рудным телом, а смещены вниз по профилю.

В методе радиокипи рельеф может существенно изменять пеленг - направление прихода радиоволн. Наибольшее искажающее влияние рельефа на величину изме-

и вертикального градиентов скоростей распространения упругих волн, обусловленные изменчивостью свойств этих пород. К тому же вертикальный градиент скоростей в пределах мерзлой толщи носит сложный, нередко инверсионный характер. Нижняя граница мерзлых пород из-за непостоянства их мощности характеризуется сложной конфигурацией. В результате траектории сейсмических лучей в верхней части разреза искривляются, а форма годографов отраженных волн существенно отклоняется от гиперболической. Возникает расхождение между средними V_{cp} и эффективными $V_{эф}$ скоростями, величина которого зависит от вариаций параметров (мощность, температура, льдистость) толщи многолетнемерзлых пород. Как правило, $V_{эф} < V_{cp}$, что противоречит известным теоретическим положениям. Отмечается наличие зависимости V_{cp} от длины интервала наблюдений и глубины залегания отражающей границы.

Толщи мерзлых пород при работах сейсморазведкой методом преломленных волн (МПВ), электроразведкой на постоянном токе, эманиционной радиометрической съемкой и т. п. часто представляют собой экраняющие горизонты.

Вследствие сезонной изменчивости строения активного слоя возникают специфические трудности интерпретации данных, особенно в электроразведке. Так, непостоянство мощности талых пород по площади исследований создаст фон помех при электропрофилеировании. Вместе с тем надо иметь в виду отсутствие резкой нижней границы мерзлой толщи, которая лишь постепенно переходит в талое состояние. Это необходимо принимать во внимание при интерпретации данных ВЭЗ, поскольку обычно применяемые палетки рассчитаны с учетом наличия резких границ раздела в геоэлектрическом разрезе.

В районах многолетней мерзлоты дифференциация (контрастность) по электрическим и отчасти по упругим свойствам между рыхлыми отложениями (четвертичные, кора выветривания) и скалистыми коренными породами в значительной мере стирается, поэтому определение погребенного рельефа коренных пород в мерзлой толще с помощью геофизических методов затруднительно.

Учет влияния мощных сильнольдистых толщ мерзлых пород необходим при региональных гравиметрических съемках, так как благодаря им сильно изменяется плотность промежуточного слоя, и при детальных гравиметрических работах, поскольку аномалии от таликов или островов мерзлоты могут достигать значительной величины. Известно, что жилы льды, встречающиеся в мерзлых породах, создают отрицательные аномалии силы тяжести Δg интенсивностью от $n \cdot 10^{-6}$ м/с² до $n \cdot 10^{-5}$ м/с², а геомагнитного поля - в десятки нанотесл (нТл). Для их исключения применяются особые приемы, что удорожает съемку. Например, при способе групповых точек проводится 25 - 30 измерений на площади круга с радиусом 10 - 12 м и среднее значение относится к данному пикету профиля.

Следует иметь в виду, что при замерзании горных пород их электрические сопротивления и скорости распространения упругих волн возрастают.

2.4.4. Помехи негеологического происхождения. Среди помех негеологического происхождения наибольшее искажающее влияние на полезные аномалии оказывают *временные вариации геофизических полей*. Интенсивность *суточных магнитных вариаций и магнитных бурь* значительно возрастает по мере приближения к магнитным полюсам. Среднесуточные значения вариаций δZ и δH , осредненные по многолетним наблюдениям, приведены на рис. 2.13, а. Вариации наиболее значительны в летние месяцы и в дневные часы. Амплитуда изменений δZ и δH летом достигает первых десятков нанотесл. Амплитуда годовых вариаций около 10 нТл, а лунно-солнечных - до 1 нТл. Вариации при магнитных съемках учитываются путем наблюдений на вариационных станциях. При высокоточных магнитных съемках значительной помехой являются короткопериодные колебания магнитного поля.

В гравиметрии величина лунно-солнечного притяжения может достигать $0,15 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$, что соизмеримо с гравитационными аномалиями от рудных залежей (рис. 2.13, б). Методика наблюдений с гравиметрами, обеспечивающая продолжительность рейса не более 2 ч, в течение которых лунно-солнечные вариации носят линейный характер, позволяет не вводить поправки за их влияние. При этом учет лунно-солнечных вариаций происходит автоматически путем введения поправки за сползание нуля пункта гравиметра.

Электромагнитные поля в Земле характеризуются вариациями *теллурических и блуждающих токов*. Теллурические токи (ТТ) - естественные электрические токи нестационарного режима - изменяются во времени как по величине (от 0,1 мВ/км до 1 В/км и более в периоды магнитных бурь), так и по направлению поляризации вектора ТТ. Эти вариации имеют широкий диапазон: вековые вариации - вариации с периодом в доли секунды. Все вариации ТТ представляют собой серьезную помеху для

проведения измерений методами сопротивлений и ВП. Блуждающие токи индустриального происхождения (электрофицированные железные дороги, сварочные агрегаты, промышленные установки) также изменяются во времени. Их наименьшая амплитуда в общем случае наблюдается в ночное время. Особенно интенсивны промышленные помехи на действующих рудниках, где они обусловлены работой электровозов и моторов лебедок.

Характер и уровень временных вариаций поля навигационных радиостанций (сверхдлинноволновый вариант метода радиокип - СДВР) зависят не только от состояния ионосферы в момент регистрации напряженности поля, но и от свойств земной трассы, вдоль которой распространяется сигнал. Суточные вариации поля сверхдлинных волн для средних широт приведены на рис. 2.13, в (расстояние от радиостанций до точки приема составляет 3700 км). Эти вариации днем незначительны, ночью они увеличиваются и возрастает средний уровень поля.

Если раньше временные вариации полей (магнитного, гравитационного, электромагнитного) рассматривались только как помехи, то в настоящее время они используются при исследовании глубинного строения земной коры, при классификации аномалий на рудные и нерудные. Так, теллурические токи, являясь помехами для электроразведки постоянным током, служат физической основой эффективных методов структурной и рудной электроразведки (МВЗ, МТЗ, МТП, МТТ). Блуждающие токи индустриального происхождения осложняют проведение наблюдений в методах сопротивлений, но могут быть использованы для локализации зон повышенной электропроводности (тектонические разломы, рудные тела). Аналогичное положение занимают поля удаленных гроз, исследование которых составляет сущность широко распространенного за рубежом метода АФМАГ. В этой двойственности понятий "сигнал" и "помеха" находит свое отражение закон диалектического материализма - единства и борьбы противоположностей. В сейсморазведке среди помех негеологического происхождения выделяются микросейсмы, возникающие от ряда неконтролируемых факторов (ветер, производственная деятельность человека и т. п.).

Среди помех негеологического происхождения следует отметить *влияние искусственных объектов*. При изучении гравитационного поля с помехами от искусственных объектов чаще всего приходится встречаться при проведении подземных исследований в горных выработках, скважинах, а иногда и при наземных съемках, если они, например, проводятся в пределах рудных полей разрабатываемых месторождений. К искусственным объектам, создающим своеобразный фон помех, можно отнести находящиеся поблизости от пунктов наблюдений пустые камеры, горные выработки и зоны обрушения пород. Большие помехи создают и железные предметы, расположенные в горных выработках. Однако градиент этих помех велик, и их уровень быстро понижается по мере удаления точки измерения от помехообразующего объекта. При наличии троллейной линии влияние магнитного поля токов весьма значительно и изменяется в зависимости от нагрузки и от расстояния до места про-

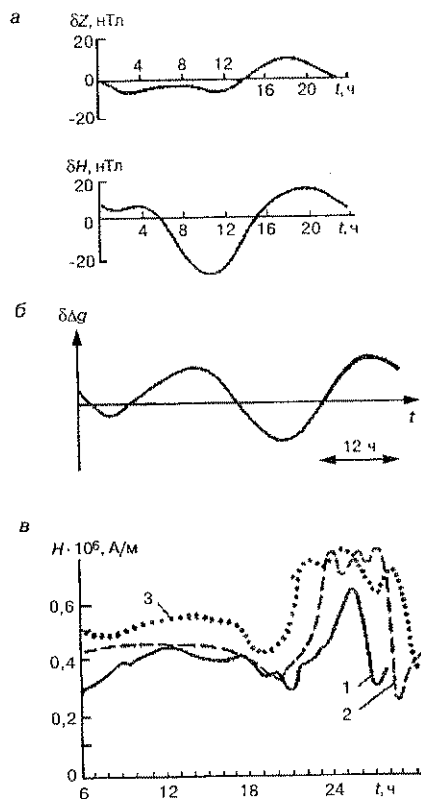


Рис. 2.13. Вариации естественных и искусственных полей:

а - среднесуточные вариации поля δZ и δH за июнь; б - изменение гравитационного поля за счет действия Луны и Солнца; в - напряженность поля сверхдлинноволновых радиостанций при наблюдениях 8 - 9 июня (1), 6 - 7 августа (2), 6 - 7 сентября (3) 1964 г.

хождения электровоза. Аккумуляторное автономное питание в этом отношении значительно лучше. В электроразведке искусственными проводниками, создающими помехи, являются трубопроводы и кабели, силовые и телефонные линии и т. д.

При измерении напряженности полей радиовещательных станций вблизи высоковольтных линий влияние подземных неоднородностей становится менее заметным и интерпретация полученных данных весьма затрудняется. Влияние искусственных проводников усугубляется еще и тем, что между их полями и полями подземных геологических неоднородностей почти всегда существует сдвиг фаз. В методе радиоволнового просвечивания волноводные свойства горных выработок обычного сечения сказываются, начиная с частот 30 - 50 МГц, т. е. в большинстве случаев за пределами используемого на практике диапазона. Однако в выработках часто присутствуют искусственные, линейно вытянутые проводники, искажающие структуру электромагнитного поля. В подземной сейсморазведке помехи возникают за счет реверберации (при наличии рядом отработанных камер большого объема) и волноводных свойств выработок.

При анализе влияния помех в общем случае необходимо иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, помеха одного и того же типа неодинаково влияет на результаты измерений различными геофизическими методами. Во-вторых, влияние помех может быть исключено либо путем применения оптимальных для данных условий методик измерения физических полей, либо с помощью технических средств в аппаратуре, либо, наконец, благодаря использованию специальных приемов обработки полевых данных (введение поправок, фильтрация).

2.5. Точность наблюдений и сеть геофизических съемок

Точность наблюдений и сеть пунктов наблюдений с технологией их создания определяют методику геофизических работ. Эти вопросы взаимосвязаны. Например, повышение точности единичных измерений при относительно редкой сети обычно лишено смысла. Как планирование точности наблюдений, так и расчет сетей тесно связаны с понятиями аномалий и помех, т. е. с физико-геологической моделью изучаемых объектов.

2.5.1. Планирование точности наблюдений. При планировании точности наблюдений надо руководствоваться следующими общими положениями: 1) наблюдения с неоправданно высокой точностью ведут к непроизводительному увеличению затрат средств и времени, а недостаточно высокая точность может привести к пропуску искомых объектов; 2) точность съемок определяется уровнем помех. В случае интенсивных помех повышение точности, вызывая увеличение затрат средств и времени, не дает ожидаемых результатов. При этом возрастает лишь фиктивная точность, а реальная остается неизменной.

Планирование оптимальной точности должно быть основано на знании и учете следующих данных: 1) минимальной интенсивности аномалий, подлежащих обнаружению, $A_{\min}$; 2) аппаратурно-методической точности съемки, оцениваемой по результатам повторных наблюдений вели-

чиной средней квадратической погрешности σ_c съемки; 3) изменчивости измеряемой величины в пределах нормальных или фоновых значений поля, обусловленной влиянием разного рода помех, т. е. уровнем тех помех, которые не могут быть исключены методическими или вычислительными приемами. Эта изменчивость определяет дисперсию геологических помех, поскольку основная ее доля приходится на помехи геологической природы (влияние поверхностных геологических неоднородностей, остаточные эффекты после исключения региональной составляющей и введения поправок за рельеф местности). Однако в эту дисперсию входит также неучтенная часть временных вариаций.

Минимальная интенсивность аномалий определяется либо путем решения прямой задачи геофизики для выбранной физико-геологической модели при наиболее неблагоприятных условиях (максимальная глубина залегания, сильное влияние экранирования и др.), либо из опыта предшествующих геофизических работ в районах со сходным геологическим строением.

Средняя квадратическая погрешность съемки σ_c оценивается по результатам независимых контрольных наблюдений, объем которых составляет обычно не менее 3 - 5% от общего числа измерений:

$$\sigma_c = \pm \sqrt{\frac{1}{2n-1} \sum_{i=1}^n (f_{i1} - f_{i2})^2},$$

где f_{i2} и f_{i1} соответственно рядовое (первичное) и контрольное измерения поля; n - число независимых контрольных (повторных) наблюдений. Контрольные наблюдения обычно проводят в пределах нормальных или фоновых значений поля. Величина σ_c определяет аппаратурно-методическую точность съемки.

Изменчивость значений в пределах нормального поля или фона зависит от дисперсии геологических помех σ_0^2 . Для определения ее величины необходимо оценить общую дисперсию нормального поля (фона)

$$\sigma_{\text{общ}}^2 = \sigma_c^2 + \sigma_0^2.$$

В то же время $\sigma_{\text{общ}}$ можно найти по разности N наблюдаемых значений физического поля f_i от его нормальных (фоновых) значений f_{ϕ} в пределах нормального поля (фона):

$$\sigma_{\text{общ}} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (f_i - f_{\phi})^2},$$

где $f_{\phi} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N f_i$, если отсутствует тренд (закономерное изменение) нормального поля (фона). В противном случае f_{ϕ} описывается полиномом линейным или квадратичным, реже более высокой степени.

Если анализируются не сами наблюдаемые значения, а их логарифмы (в геохимии и электроразведке), то в формулах для σ_c и $\sigma_{\text{общ}}$ вместо f_i и f_{ϕ} соответственно используются их логарифмы.

Чаще всего точность проектируемых наблюдений выбирается с учетом лишь двух величин - $A_{\min}$ и σ_c . При этом на основе "правила трех сигма", вытекающего из свойств закона нормального распределения случайных погрешностей, подбирают такую аппаратуру и методику работ, при использовании которых выполнялось бы условие $A_{\min} \geq 3\sigma_c$. Однако методически более обоснованно планирование точности проводить с учетом уровня помех, т. е. "правило трех сигма" следует применять в виде $A_{\min} \geq 3\sigma_{\text{общ}}$.

Для оценки величин σ_c и σ_0 надо иметь выборку значений нормального поля, полученных в результате опытных работ в конкретных геологических условиях. Как велико может быть изменение дисперсии геологических помех в нормальном поле, обусловленном различными вмещающими породами, видно из табл. 6.

Таблица 6

Значения σ_0 в нормальном поле
для Ангарской железорудной провинции
(по Г.С. Вахромееву)

Породы, вмещающие магнетитовое оруденение	Физические поля			
	Z_a , нТл	$\Delta g \cdot 10^{-5}$, см/с ²	ρ_k , Ом·м	η_k , %
Туфогенно-осадочные	$\pm (200-500)$	$\pm 0,3$	± 50	До 2
Траппы	± 2000	$\pm 1,0$	± 3000	До 12

Из табл. 6 следует, что месторождения и отдельные тела магнетитовых руд ангаро-илимского типа, физические свойства которых мало отличаются от свойств траппов, контрастно выделяются при залегании среди туфогенно-осадочных пород. Однако при их залегании среди траппов поиски и расшифровка структур рудных полей существенно усложняются.

Снижение дисперсии съемки σ_c^2 достигается с помощью более точной аппаратуры, применением более совершенной технологии работ, например путем разбивки опорной сети в магнито- и гравиразведке. Следует иметь в виду, что в общем случае дисперсия σ_c^2 определяется суммой факторов: непосредственно используемой аппаратурой; введением различных поправок, например за сползание нуля-пункта, плановой привязкой пунктов наблюдений и т. п. Так, дисперсия результатов экспрессного ядерно-физического опробования зависит от способа отбора проб и их обработки, условий активации и собственно измерений наведенного спектра радиоактивности. Осуществляя независимые повторные измерения для каждого фактора при неизменности остальных, можно оценить влияние каждого фактора в отдельности. Это позволяет на базе дисперсионного анализа выявить фактор, от которого в большей степени зависит снижение суммарной дисперсии σ_c^2 , и принять необходимые меры для его усовершенствования.

Исходя из изложенного планирование точности геофизической съемки можно свести к реализации одного из следующих условий.

1. $\sigma_c^2 > \sigma_0^2$. При этом изменчивость измеряемой величины в пределах нормального поля мала, т. е. уровень помех геологического происхождения невелик и разрешающая способность метода определяется чисто аппаратными возможностями и методикой проведения работ. В подобных случаях можно использовать достаточно прецизионные приборы и совершенные приемы измерения поля, чтобы уверенно выделять даже весьма слабые геофизические аномалии. В качестве примера можно привести проведение высокоточной магниторазведки для поисков нефтегазовых залежей (точнее для их оконтуривания), приуроченных к практически немагнитным породам. При этом величина дисперсии геологических помех незначительна. В то же время продуктивные залежи в пределах нефте- и газоводяных контактов вызывают такие изменения окружающих их пород, в частности пиритизацию, которые можно зарегистрировать при высокоточных измерениях магнитного поля. Аналогично магниторазведка оказывается эффективной при поисках слабомагнитных разностей бокситов, залегающих в закарстованных известняках, для которых σ_0 составляет $\pm(1-2)$ нТл. При этом проведение высокоточной съемки с квантовым магнитометром и предварительной разбивкой опорной сети обеспечивает среднюю квадратическую погрешность съемки $\pm(1-2)$ нТл. Таким образом, $\sigma_{\text{общ}}$ не превышает $\pm(2-3)$ нТл, что позволяет надежно выделять весьма слабые аномалии вертикальной составляющей магнитного поля от бокситовых тел.

2. $\sigma_0^2 > \sigma_c^2$. В этом случае дисперсия геологических помех существенно больше аппаратно-методической погрешности съемки и объективные возможности выделения слабых аномалий резко падают. В таких условиях чаще всего не имеет смысла применять прецизионную аппаратуру и специальную технологию высокоточных наблюдений. Сказанное выше поясняет следующий пример Г. С. Вахромеева, взятый из практики применения метода вызванной поляризации на месторождении, представленном крутопадающими зонами вкрапленных кобальто-сульфидных руд, приуроченных к продуктивному горизонту доломит-магнезитов. Большинство исследователей в качестве одной из характерных особенностей метода вызванной поляризации, проявляющейся на рудных месторождениях разных типов, отмечают стабильность значений коэффициента кажущейся поляризуемости η_k в области нормального поля. В пределах упомянутого месторождения, наоборот, при увеличении разностей питающих электродов отмечается неуклонное повышение уровня нормального поля η_k . Амплитуда локальных аномалий при этом возрастает гораздо медленнее. В итоге найденные путем сравнения первичных и повторных измерений значения дисперсии съемки σ_c^2 и общей дисперсии $\sigma_{\text{общ}}^2$ оказались равными соответственно 0,12 и 1,30, т. е. дисперсия геологических помех $\sigma_0^2 = 1,18$. Таким образом, в условиях изучаемого месторождения дисперсия съемки на порядок меньше дисперсии помех, и, следовательно, повышение точности полевых наблюдений путем применения более совершенной аппаратуры и более сложной технологии

работ не имеет смысла. К числу причин, обуславливающих столь значительную величину дисперсии σ_0^2 поля кажущейся поляризуемости в данном случае, относятся по крайней мере две: 1) неравномерное распределение убогой вкрапленности пирита во вмещающей толще; 2) искажающее влияние блуждающих токов от насосных и буровых установок.

В качестве другого примера отметим несцелесообразность постановки высокоточных наблюдений магнитного поля с квантовым магнитометром в рудных горных районах. В этом случае одни лишь неучтенные поправки за рельеф местности намного превзойдут аппаратную погрешность измерений и, следовательно, применение высокоточной съемки не будет оправданно.

Анализ, проведенный Г. С. Вахромсевым по результатам геофизических и геохимических съемок на месторождениях разного типа и в различной геологической обстановке, показывает, что дисперсия геологических помех обычно в несколько раз превышает дисперсию съемки.

Таким образом, *современные поисковые методы в подавляющем большинстве весьма совершенны, и значительное увеличение точности измерений в условиях, когда их разрешающая способность определяется главным образом величиной дисперсии геологических помех, не оправдано ни методически, ни тем более экономически.* Однако следует иметь в виду, что все сказанное выше справедливо лишь тогда, когда величина дисперсии геологических помех не может быть уменьшена путем соответствующей статистической обработки исходных данных. Даже обычное осреднение в пределах окна из n точек нередко позволяет уменьшить дисперсию в n раз. Наконец, следует отметить, что дисперсия характеризует полностью лишь некоррелированную помеху. Корреляция помех требует изучения их корреляционных свойств путем расчетов автокорреляционной функции или спектров. В том случае, когда корреляционные свойства аномалий отличаются от свойств помех, величину дисперсии геологических помех удается уменьшить путем соответствующих приемов обработки данных.

2.5.2. Выбор и расчет сети пунктов наблюдений. После обоснования рациональной точности и методики геофизических наблюдений решается вопрос о форме и размерах съемочной сети. *Масштаб съемочной сети* определяется расстоянием между профилями наблюдений. *Шаг по профилю* зависит от способа регистрации поля (дискретного или непрерывного), масштаба съемки и размера объекта исследований. При непрерывной автоматической записи поля со спутника, самолета (вертолета), автомобиля или судна принципиальное значение имеет лишь расстояние между профилями (маршрутами). Хотя в силу инерционности аппаратуры условным шагом съемки по профилю можно считать величину $\Delta x = Vt$, где t - постоянная времени прибора, а V - скорость движения. Соотношения расстояний между профилями и точками наблюдений при дискретном способе регистрации могут быть различными (от 10 : 1 до 1 : 1) и зависят от масштаба съемок и характера объекта наблюдений.

При рекогносцировочных съемках (региональных исследованиях) расстояние между маршрутами Dy выбирается с таким расчетом, чтобы аномальная зона каждой крупной геолого-структурной единицы (интрузия,

поле развития осадочных образований определенного литологического или фациального состава, складка, тектонический блок и т. п.) была пересечена не менее чем двумя маршрутными ходами. Шаг наблюдений по маршруту Δx обычно значительно меньше межмаршрутных расстояний, поскольку уменьшение шага обходится дешевле, чем сгущение маршрутов, поэтому даже для изометрических объектов используется прямоугольная (или треугольная) сеть с отношением $Dy/\Delta x = 1,5 : 1; 2 : 1$ или даже $2,5 : 1$. Понятно, что для объектов с резко выраженным простиранием это отношение еще больше.

Мелкие и средние масштабы геофизических исследований определяются в основном соответствующими масштабами геологической съемки. Мелко- и среднемасштабные съемки чаще охватывают большие территории, на которых легко выделяются господствующие простирания пород. Так, для масштаба 1 : 200 000 (1 : 100 000) профили геофизических наблюдений располагаются на расстоянии 2 км (1 км) друг от друга, а шаг наблюдений в магнито- и электроразведке выбирается таким, чтобы не были пропущены аномальные зоны шириной больше 200 м, шаг в гравиразведке - 1 км (0,5 км).

Масштаб отчетной карты не должен быть крупнее масштаба съемки. Под масштабом карты при этом понимается ее топографический масштаб.

При геологической съемке крупных масштабов большое значение имеют точное стратиграфическое и литологическое расчленение разреза, картирование рудоконтролирующих признаков, поиски новых месторождений. При этом масштабы геофизических съемок должны быть крупнее масштабов геологической съемки.

При геофизических съемках масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000 (общие поиски) шаг по профилю должен быть таким, чтобы не менее двух-трех точек наблюдений (при поисках) попали в аномальную зону, а расстояние между профилями выбирают исходя из протяженности аномалий так, чтобы их пересекали по крайней мере 1 - 2 профиля.

Во избежание ошибок в выборе сети при исследовании слабо изученных районов необходимо предварительно оценивать преобладающее простирание структур и аномалий по наблюдениям в пунктах квадратной сети. Опыт работ в Карпатах и на Кавказе показал, что замена направления профилей прямоугольной сети с меридионального на широтное может привести к повороту аномальных осей на картах изолиний на 90°.

При детальных съемках (масштабы 1 : 10 000 и 1 : 5 000) густота сети геофизических наблюдений определяется степенью изменчивости морфологии и параметров физико-геологической модели. В условиях детализации перспективной аномалии сеть выбирается значительно более густой, чем при поисках. Это связано с необходимостью уточнения конфигурации и размеров изучаемой аномалии и исследованием в ее пределах структуры физического поля: его амплитуды, градиента, положения локальных экстремумов и т. п.

Обратимся теперь к выбору оптимальных сетей для поисков более или менее строго заданных искоемых объектов. Сеть геофизических наблюдений считается оптимальной, если она обеспечивает с определенной за-

данной вероятностью решение поставленной задачи при относительно малых затратах. Последним требованием иногда следует поступиться ввиду, например, особой ценности или стратегической значимости искомым объектов. Обычно сеть рассчитывается для основного поискового метода, которым обследуется вся площадь съемки. Наблюдения другими методами проводят по той же или несколько измененной сети.

Для расчета оптимальных сетей используется несколько подходов. Первый из них - подсечение аномалий как объекта с заданной геометрией. При этом поисковая сеть выбирается таким образом, чтобы с наперед заданной вероятностью выявить все аномалии с минимальными размерами по длине (a) и по ширине (b) определенным числом точек. Значения a и b снимаются с графиков физического поля на уровне нижнего аномального предела, который оценивается по результатам расчетов для выбранной физико-геологической модели. В качестве оптимальной чаще всего может быть принята поисковая сеть размером $0,9a \times 0,5b$, гарантирующая с вероятностью, близкой к единице, попадание в контур аномалии минимум двух точек наблюдений.

При заданных геометрических размерах аномалий следует использовать таблицы и номограммы, с помощью которых оцениваются вероятности пересечения искомым объектов. В основе их расчета лежит решение задачи Бюффона, согласно которой определяется вероятность P пересечения наугад бросаеваемой иглой длиной $2l$ одной из параллельных линий, отстоящих друг от друга на расстояние $2d$:

$$\begin{cases} \frac{2l}{\pi d}, & \text{при } d > l \\ \frac{2l}{\pi d} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{d^2}{l^2}} \right) + \arccos \frac{d}{l}, & \text{при } d \leq l. \end{cases}$$

Из этой формулы следует, например, что обнаружение произвольно расположенных на площади объектов при условии $2l = 2d$ происходит с вероятностью 0,636, а вероятность выявления объектов длиной $2l = 100$ м при $2d = 20$ м равна 0,974.

Впервые задача Бюффона была использована И. Д. Савинским для расчета таблиц вероятностей подсечения эллиптических объектов прямоугольной сетью наблюдений. Практически все объекты геофизических поисков можно аппроксимировать эллипсом с тем или иным коэффициентом сжатия c (отношение малой полуоси эллипса к большой). Так, для изометрических тел $c = 0,7 - 1,0$, для линзообразных $c = 0,3 - 0,5$; для жильных и пластообразных $c = 0,1 - 0,2$.

Каждая таблица И. Д. Савинского содержит вероятности подсечения объекта различным числом точек, вычисленных для изменяющихся значений c , равных 1; 0,7; 0,5; 0,3; 0,2; 0,1, расстояний между профилями Δy , выраженных в единицах длины объекта (от 0,5 до 2,5), интервала изменения угла между осью объекта и профилями q (от -90° до $+90^\circ$ и от -30° до $+30^\circ$) и для шага наблюдений Δx : (от $0,05\Delta y$ до Δy) (рис. 2.14).

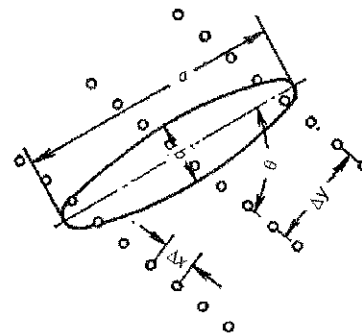


Рис. 2.14. Схема объекта поисков и параметры поисковой сети для расчета вероятности его обнаружения: кружочками обозначены пункты наблюдения по профилям

В случае подсечения группы объектов различной формы и простира-ния вероятность обнаружения $P = 1 - (1 - P') \times (1 - P'') \dots (1 - P^k)$, где P' , P'' , ..., P^k - найденные с помощью таблиц вероятностей подсечения каждой из k аномалий, входящих в группу.

Весьма удобны для практического использования номограммы Г. С. Вахромеева для расчета вероятности подсечения объекта не менее чем двумя точками $P_{\geq 2}$. Эти номограммы приведены на рис. 2.15, осями координат здесь являются соответственно длина a и ширина b аномалий, нормированных по параметрам поисковой сети: $L_a = a/\Delta y$ и $m_b = b/\Delta x$. В качестве примера использования номограммы приведем расчет сети для картирования линейных зон метасоматоза, контролирующих размещение пегматитовых жил и гидротермального изменения пород, которым отвечают аномалии магнитного поля. Вероятность выявления таких объектов не ниже 0,95 ($P_{\geq 2} = 0,95$) при преимущественно ортогональном расположении объектов к линии профилей ($\theta = 61 - 90^\circ$). Приняв ширину аномалий $b = 20$ м, а их длину $a = 100$ м, получим, согласно номограмме рис. 2.15, а, сеть $\Delta y \times \Delta x = 100 \times 10$ м, отвечающую точке с координатами $L_a = 1$; $m_b = 2$.

При заданной поисковой сети эти номограммы позволяют оценить вероятность выявления тех или иных объектов. Так, при среднем размере аномалий $a \times b = 400 \times 30$ м и угле $\theta = 61 - 90^\circ$ сеть 200×20 м обеспечивает вероятность их обнаружения $P_{\geq 2} = 0,75$. Действительно, $L_a = a/\Delta y = 400 : 200 = 2$; $m_b = b/\Delta x = 30 : 20 = 1,5$, откуда из рис. 2.15, а следует, что $P_{\geq 2} = 0,75$. Для тех же условий сеть 100×10 м ($L_a = 400 : 100 = 4$; $m_b = 30 : 10 = 3$) обеспечивает вероятность обнаружения $P_{\geq 2} = 1$.

По уже проведенным съемкам с помощью номограммы рис. 2.15 могут быть найдены вероятности выявления объектов с учетом частоты встречи аномалий с разными азимутами простираения θ_k :

$$P_{\geq 2} = \sum P_j P_{\theta_k},$$

где P_{θ_k} - частота встречи аномалий с θ_k ; P_j - вероятность подсечения аномалий по каждой из групп по углу θ_k .

В свою очередь, величина P_j определяется выражением

$$P_j = \sum P_{a_i b_i} P_{a_i} P_{b_i},$$

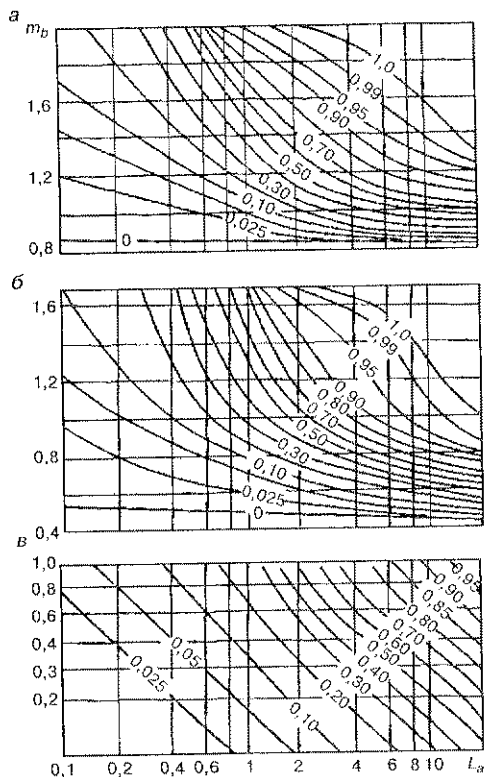


Рис. 2.15. Номограммы для определения вероятности подсекания объектов не менее чем двумя точками ($P \geq 2$) при углах θ от 61 до 90° (а); от 31 до 60° (б), от 0 до 30° (в) (по Г. С. Вахромееву): шифр кривых - вероятность подсекания объекта

подсекания объектов P и установления между ними приемлемого соотношения.

Именно отмеченная закономерность позволяет сделать вывод, что при планировании поисковых работ на обнаружение объектов не менее чем двумя точками вероятность обнаружения $P_{\geq 2}$ следует выбирать близкой к единице.

Для удобства исследования соотношения между вероятностью обнаружения объектов P и показателем K^* С. Х. Уорд предложил использовать графики отношения $E = P/K^* = P^2 \Delta y/a'$. При этом оптимальными считаются сети, обеспечивающие максимум E . Несмотря на определенную условность подхода, при котором возрастание величины P полагается равноценным уменьшению показателя K^* , и наоборот, можно установить оптимальные соотношения между расстоянием Δy и длиной

где P_{a,b_i} - вероятность подсекания аномалии с длиной a_i и шириной b_i ; P_{a_i} и P_{b_i} - частоты встречи аномалий соответственно со средней длиной a_i и средней шириной b_i .

Малая величина $P_{\geq 2}$ говорит о недостаточной надежности проведенной съемки.

В рассмотренных выше примерах расчет сети производился без учета экономических показателей съемки. В качестве одного из таких показателей может быть использован так называемый индекс стоимости $K = 1/abP$, пропорциональный среднему числу точек сети, приходящихся на каждую обнаруживаемую аномалию и характеризующих затраты на обнаружение одной аномалии. Чем меньше K , тем экономически выгоднее данная сеть. Однако вероятность обнаружения объектов, а следовательно, и надежность опознания территории при этом может оказаться слишком низкой. Таким образом, расчет оптимальной сети может быть сведен к сопоставлению величины K с вероятностью

объекта a . Как видно из рис. 2.17, полученного с помощью упоминавшихся таблиц при коэффициенте сжатия объектов $c = 0,2$, наилучшим является расстояние между профилями $\Delta y/a' = 0,8$. Вероятность обнаружения P составит не менее $0,77$ при $K^* = 1,695$ ($K^* = P/E$).

При изменении a/a' в пределах от $0,55$ до $1,05$ коэффициент эффективности поисков E уменьшится не более чем на 10% ; примерно в том же интервале находится область эффективных значений E при других коэффициентах сжатия - от $0,1$ до $0,7$. Это позволяет сделать важный вывод, что рассчитанная исходя из некоторых конкретных размеров объекта оптимальная сеть продолжает оставаться достаточно "оптимальной" при значительных отклонениях реальных размеров объекта от предполагаемых.

2.5.3. Расчет сетей наблюдений на основе надежности обнаружения аномалии. Остановимся на возможностях второго подхода к выбору поисковых сетей. Во всех рассмотренных выше случаях исходными данными при расчете сетей являлись геометрические параметры объекта, в качестве математической модели которого, как правило, принимался эллипс. Однако при выборе сети следует учитывать также, что наблюдаемое поле является суммой аномалий и помех. Действительно, при поисках глубокозалегающих объектов, при незначительной дифференциации физических свойств объекта и вмещающих пород аномалии становятся слабыми, соизмеримыми с уровнем помех. В этом случае расчет сети нельзя ориентировать лишь на геометрические размеры объекта.

Более важным для обнаружения объекта становится различие спектрального состава аномалии и помех. При уменьшении шага съемки спектр помех обогащается высокочастотными составляющими за счет эффектов, создаваемых поверхностными неоднородностями, и резко отличается от спектра аномалии, обусловленной залегающим на некоторой глубине объектом. Чем больше это различие, тем легче выделить даже весьма слабую аномалию путем применения соответствующих приемов фильтрации полей. В связи с этим при выделении слабых аномалий на фоне соизмеримых по интенсивности помех целесообразно уменьшать расстояния между пунктами наблюдений. Уменьшение шага позволяет установить наличие слабой аномалии, если аномальные значения поля фиксируются рядом соседних точек. При этом для выбора сети следует использовать энергетическое отношение аномалия/помеха ρ . Для некоррелированной помехи это отношение равно сумме квадратов ординат аномалии, деленной на дисперсию помех

$$\sigma^2 = \sigma_{\text{общ}}^2; \quad \rho = \sum_{i=1}^m a_i^2 / \sigma^2 \quad \text{или} \quad \rho = \bar{a}^2 m / \sigma^2,$$

где $\bar{a}^2 = \sum_{i=1}^m a_i^2 / m$ - средний квадрат аномалии; $\bar{a} = \sqrt{\sum_{i=1}^m a_i^2 / m}$ - среднее

квадратическое значение аномалии; m - число аномальных значений; ρ - энергетическое отношение аномалия/помеха.

Величина $\sum a_i^2$ энергии аномалии рассчитывается по эффекту, полученному путем решения прямой задачи, с учетом тех точек, для кото-

рых эффект составляет не менее 5 - 10% от максимальной по абсолютному значению амплитуды аномалии. Часто величину энергии аномалии ограничивают вычислением $\sum a_i^2$ для точек, находящихся в пределах интервала корреляции аномалий.

На рис. 2.16 приведены зависимости отношения $\bar{a}/\sigma$ от $\sqrt{m}$ при различных значениях надежности обнаружения аномалии γ . Под надежностью обнаружения аномалии γ понимают вероятность ее правильного обнаружения (см. формулу 4.7).

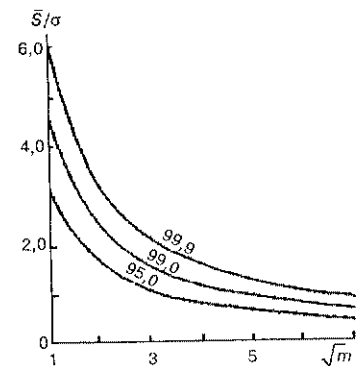


Рис. 2.16. Зависимость отношения аномалия/помеха $\bar{a}/\sigma$ от числа аномальных значений m при заданной надежности обнаружения аномалии γ (шифр кривых в %)

Отношение $\bar{a}/\sigma$ оценивается, как отмечалось, на основе имеющейся физико-геологической модели объекта, составленной по материалам съемок площадей со сходным строением. Оно может быть также получено из расчетов автокорреляционных и взаимно-корреляционных функций данных результатов опытных работ. Величина надежности задается в зависимости от поставленной задачи (например, поиски только крупных или крупных и средних месторождений и т. п.) и должна составлять примерно 97,0 - 99,5%. Значение надежности, равное 99,5%, получается из условия того, что аномалия фиксируется тремя точками ($m = 3$), каждая из которых по интенсивности превышает трехкратный уровень помех, т. е. $\bar{a}/\sigma \geq 3$. Тогда $\rho \geq 27$ и $\gamma \geq 99,5\%$. При таком подходе нетрудно

учесть влияние экономических показателей съемки. Действительно, если принять затраты C на съемку площади S пропорциональными плотности съемки, т. е. $C = kS/\Delta x \Delta y = km$ (k - коэффициент пропорциональности), то задачу выбора оптимальной сети можно свести к нахождению минимума функции, которая объединяет надежность обнаружения аномалии (геологическую эффективность съемки) и экономические показатели съемки. Такая функция называется функцией потерь. В качестве функции потерь примем выражение

$$R = (1 - \gamma)QF + km = qQF + km,$$

где q - вероятность безусловной ошибки обнаружения аномалии,

$$q = 1 - \gamma = 1 - \Phi(\sqrt{\rho}/2),$$

Q - ожидаемые прогнозные запасы полезного ископаемого, т; F - разность между стоимостью 1 т полезного ископаемого и себестоимостью ее добычи и переработки. Минимизация функции потерь R позволяет найти оптимальное число точек сети наблюдений, приходящееся на единицу длины ($m = L/\Delta x$, где L - протяженность аномалии) или единицу площади ($m = S/\Delta x \Delta y$).

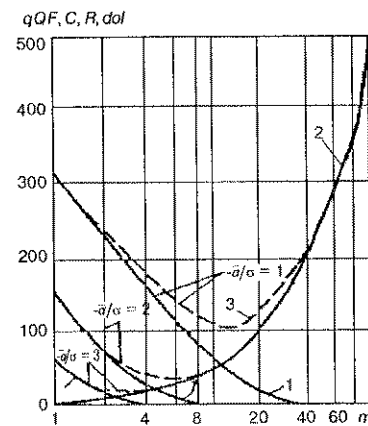


Рис. 2.17. Выбор оптимальной сети с учетом затрат на поиски C и вероятности ошибки обнаружения аномалии q :

1 - график функции qQF ; 2 - график затрат на поиски C ; 3 - график функции потерь R

Рис. 2.17 иллюстрирует определение оптимального числа точек на единицу длины для различных отношений аномалия/помеха при сопоставимых ценах на поиски и потери, связанные с пропуском полезного ископаемого. Как видно, использование функции потерь R имеет смысл лишь при малых величинах отношения аномалия/помеха.

При больших его значениях выбор сети определяется геометрическими размерами аномалий, и в этом случае следует применять методы расчета, основанные на первом подходе. Если потери, связанные с пропуском рудного тела, во много раз больше затрат на проведение геофизических работ, необходимо использовать зависимости рис. 2.16.

2.5.4. Расчет сетей наблюдений с учетом их формы. Третий подход связан с решением задачи оценки эффек-

тивности поисковых сетей, когда определяется не только оптимальный размер, но и наиболее выгодная форма сети, обеспечивающая, например, максимальную вероятность подсечения эллиптической модели. Самая эффективная для поисков изометричных в плане объектов - шахматная сеть, когда точки наблюдений располагаются в вершинах правильных треугольников. Однако эта сеть может быть рекомендована для практического использования в основном при проведении работ трудоемкими поисковыми методами (бурение, глубинные литогеохимические и радиометрические съемки, каротаж и т. п.).

Для расчета сети детализации геофизических съемок логично пользоваться теми же таблицами, номограммами и приемами, которые применяются при выборе поисковых сетей, с той лишь принципиальной разницей, что сеть в этом случае выбирается с расчетом зафиксировать все существенные детали аномального поля, которые могут быть обусловлены теми или иными элементами строения исследуемого объекта, например сближенными рудными телами, их апофизами и т. д.

В отличие от поисковых съемок, которые чаще проводятся по прямоугольной либо квадратной сети, форма сетей детальных съемок бывает разнообразной. Кроме названных они выполняются по радиальным лучам, используются также круговые и другие измерения.

При съемке интерпретационных профилей, предназначенных для последующего проведения количественных расчетов, расстояние между точками наблюдений выбирается тем меньшее, чем больше степень изменчивости измеряемого физического поля. Шаг наблюдений подбирают с таким расчетом, чтобы при аппроксимации поля между фиксиро-

ванными точками прямой линией отклонение фактических его значений от этой прямой не превышало 5% средней величины. Поскольку изменчивость поля в разных его частях различна, экономически целесообразно наблюдения на интерпретационных профилях проводить с неравномерным шагом: более густым в эпицентре и более редким на флангах аномалии. В любом случае нужно зафиксировать экстремумы поля, точки перегиба, перехода графиков через нуль и другие их особенности.

Необходимая густота сети интерпретационных профилей может быть рассчитана аналитически в зависимости от минимальных размеров объектов, представляющих практический интерес, их физических свойств и

характерных элементов залегания. При этом, как показал А. А. Любимов, для линейной интерполяции значений физического поля между пунктами необходимо, выполнение условия

$$\sigma_{\max} \leq \sqrt{5/8} \sigma_a,$$

где $\sigma_{\max}$ - максимальная погрешность интерполяции; σ_a - средняя квадратическая погрешность определения аномалии на пункте наблюдения.

Пользуясь этим соотношением, можно применить следующую методику оценки шага съемки Δx . При линейной интерполяции поля между соседними точками $x - b/2$ и $x + b/2$ погрешность

$$\sigma_{\max} = f(x) - [f(x - b/2) + f(x + b/2)]/2.$$

При исследовании этой функции на экстремум для вертикально намагниченного пласта получены данные, представленные в табл. 7

Задавшись значениями b , h_1 , h_2 и I для искомого объекта и точностью съемки σ_a , можно найти шаг Δx по профилю.

Пример. Найдем шаг магнитной съемки при детализации аномалий Z_a над кимберлитовыми жилами. Величины исходных параметров: $h_1 = 2$ м; $b = 2$ м; $h_2 = 40$ м; $\sigma_a = \pm 100 \cdot 10^{-6}$; $I = 400 \cdot 10^{-6}$. Из табл. 6 при $b = h_1$;

$h_2 = 20h_1$; $\sqrt{5/32} \frac{\sigma_a}{I} = 0,0996$. Следовательно, $\Delta x = h_1 = 2$ м.

Вопросы для самоконтроля по второй главе

1. Укажите определения физико-геологической модели и основные типы ФГМ.
2. Каковы необходимые и достаточные условия для эффективного применения геофизических методов.
3. Дайте определение петрофизической модели.
4. Основные факторы, определяющие плотность, магнитную восприимчивость, скорость и электропроводность горных пород.
5. Что такое структурно-вещественный комплекс и как производится его выделение по дендрограмме?
6. Каким образом геометрические параметры объектов влияют на создаваемые аномальные эффекты?
7. Укажите основные типы помех при регистрации геофизических полей.
8. Приведите примеры искажения геофизических аномалий за счет влияния рельефа местности.
9. Что такое "природная" дисперсия и каким образом осуществляется планирование точности наблюдений?
10. Каковы основные приемы расчета сети пунктов наблюдений.

Таблица 7

Выбор шага детальных наблюдений
над пластообразными объектами
(по А.А. Любимову)

b	h_2	$\sqrt{\frac{5}{32}} \frac{\sigma_a}{I}$			
		$\Delta x = 0,25h_1$	$\Delta x = 0,5h_1$	$\Delta x = h_1$	$\Delta x = 2h_1$
0,25 h_1	2 h_1	0,0064	0,0226	0,0774	0,1930
	4 h_1	0,0067	0,0258	0,0898	0,2347
	8 h_1	0,0068	0,0262	0,0915	0,2410
	20 h_1	0,0068	0,0263	0,0917	0,2419
0,5 h_1	2 h_1	0,0082	0,0320	0,1157	0,3410
	4 h_1	0,0097	0,0384	0,1383	0,4180
	8 h_1	0,0099	0,0387	0,1415	0,4285
	20 h_1	0,0099	0,0388	0,1419	0,4322
h_1	2 h_1	0,0053	0,0214	0,0862	0,3572
	4 h_1	0,0074	0,0296	0,1181	0,4737
	8 h_1	0,0078	0,0311	0,1241	0,4963
	20 h_1	0,0078	0,0313	0,1249	0,4985
2 h_1	2 h_1	0,0006	0,0023	0,0100	0,0564
	4 h_1	0,0019	0,0053	0,0312	0,1430
	8 h_1	0,0024	0,0068	0,0395	0,1750
	20 h_1	0,0025	0,0101	0,0410	0,1810

Примечание. $2b$ - мощность пласта, h_1 , h_2 - глубины залегания верхней и нижней кромок пласта соответственно; I - интенсивность намагничивания. Значения b , h_1 и h_2 нормированы в единицах h_1 .

3. НЕОДНОЗНАЧНОСТЬ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ ГЕОФИЗИКИ

Построение адекватной искомому объекту физико-геологической модели требует тщательного изучения возможных решений обратной задачи. Известно, что обратная задача в разведочной геофизике (в отличие от прямой задачи) в большинстве случаев не может быть решена однозначно каким-нибудь одним методом. Эта неоднозначность или неопределенность решения имеет две стороны. Одна из них касается качественного определения геологической природы выявленных геофизических аномалий, вторая – получения количественных характеристик геометрии объектов исследований: формы, размеров, глубины и других элементов залегания.

Применительно к решению конкретной задачи преобладающее значение может иметь либо качественная, либо количественная сторона неоднозначности, хотя в общем случае они проявляются одновременно.

3.1. Качественная неоднозначность по определению природы геофизических аномалий

Установление геологической природы аномалий того или иного геофизического поля является первоочередной задачей в рудных районах, для которых проблема классификации геофизических аномалий на рудные и нерудные стоит особенно остро. Действительно, аномалии гравитационных, магнитных, электрических и других полей, обусловленные объектами исследования, очень часто не отличаются по форме, интенсивности и размерам от аномалий, создаваемых геологическими неоднородностями верхней части разреза, рельефом местности и другими факторами. Аномалии от вертикально залегающих рудных тел часто сходны с аномалиями от тектонических нарушений, по которым внедрялись гидротермальные растворы. Примеров неоднозначности геологического истолкования геофизических аномалий для рудных районов можно привести очень много.

3.1.1. Определение геологической природы аномалий по комплексу методов. Необходимость комплексирования при определении природы аномалий в общем случае можно проиллюстрировать на следующем весьма схематичном, но довольно убедительном примере [4]. Предположим, что физические свойства наиболее распространенных пород изучаемого района могут быть представлены в виде распределений, показанных на рис. 3.1. В результате магниторазведочных работ удалось установить, что магнитная восприимчивость пород, слагающих какой-то участок или вызывающих

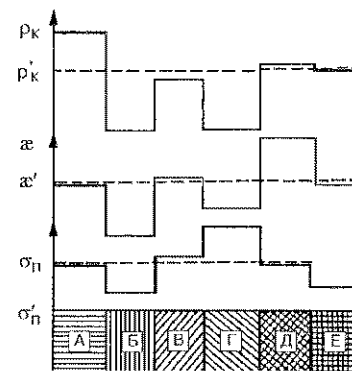


Рис. 3.1. Определение природы геофизических аномалий

какую-то аномалию, составляет α' . Как видно из рис. 3.1, этому значению α' отвечают породы трех типов А, В и Е, следовательно, однозначно решить задачу с привлечением данных одной магниторазведки нельзя. Если по результатам гравиразведки найдена еще плотность пород $\sigma'_п$, то наш выбор будет сужен и ограничен уже только двумя типами пород А и В, так как породы типов Д и Е одновременно обоим условиям не удовлетворяют. Наконец, если получена и величина сопротивления породы, задача может считаться решенной; единственной породой, одновременно характеризующейся параметрами α' , $\sigma'_п$ и $\rho'_к$, является порода типа В. В данном случае

совместное использование трех методов – магниторазведки, гравиразведки и электроразведки позволяет решить задачу однозначно.

Материалы, иллюстрирующие *противоречивость природы геофизических аномалий*, приведены в табл. 8 и сгруппированы по признаку *электропроводности*. Как видно, различные геологические объекты (например, рудные тела и пласты пород) могут обладать одинаковыми физическими свойствами и, следовательно, создавать идентичные геофизические аномалии. Более того, в зависимости от состава и структуры руды изменяются ее физические свойства, что позволяет комплексом методов определять тип оруденения (сравним, например, массивные сульфидные руды с преобладанием пирита, пирротина или сфалерита).

Аналогичные данные можно получить и для других полезных ископаемых, что свидетельствует о необходимости использования комплексирования в разведочной геофизике.

При проведении *электроразведочных работ* постоянным и переменным током в рудных районах ахиллесовой пятой являются многочисленные безрудные аномалии, связанные с тектоническими разломами, зонами дробления в коренных породах, увеличением мощности рыхлых отложений, которые в отдельных случаях лишь контролируют оруденение, что может представлять некоторый интерес лишь при поисках россыпных месторождений и при инженерно-геологических изысканиях.

Особенно резко и часто неоднозначность определения природы аномалий проявляется при поисках *урановых руд*, обладающих малой электропроводностью. Характер и интенсивность аномалий поглощения радиоволн в пределах развития оруденения и “пустых” тектонических нарушений подобны и классифицировать их по данным одного метода радиоволнового просвечивания не представляется возможным. Применение литохимической съемки как по рыхлым отложениям, так и по коренным породам в комплексе с другими геофизическими методами позволяет это сделать.

Таблица 8

Определение природы аномалий по комплексу физических свойств

Возможные источники аномалий	Свойства пород		
	Электропроводность	Магнитная восприимчивость	Плотность
Массивные сульфидные руды в основном пирротинового состава	Высокая	Средняя	Высокая
Графитизированная зона	"	"	"
Пирротинные залежи	"	Благоприятная	Благоприятная
Тонкие пропластки пирротина	"	"	Низкая
Массивные сульфидные руды с преобладанием пирита	Средняя	Низкая	Высокая
Графитизированные зоны	"	"	"
Крупная вкрапленность пирротина	"	Благоприятная	Благоприятная
Массивные магнетитовые руды	"	Высокая	Высокая
Массивные галенитовые руды	"	"	"
Массивные пиритовые руды с примесью магнетита	"	Средняя	"
Массивные магнетитовые руды	Благоприятная	Высокая	"
Массивные галенитовые руды	"	"	"
Пиритовые залежи	"	"	Благоприятная
Крупная вкрапленность пирита	"	"	Низкая
Сильноуглефицированные осадки	"	"	"
Графитизированные породы	"	"	"
Массивные сульфидные руды в основном сфалеритового состава	Низкая	Низкая	Высокая
Углефицированные осадки	"	"	"
Вкрапление (пирит или пирротин)	"	"	Низкая
Осадки, заполняющие тектонические разломы, болота, пласты глин, озерные воды, наносы	"	"	"

На первом этапе поисков алмазоносных кимберлитовых трубок в Якутии из геофизических методов широко применялась только магниторазведка (в воздушном и наземном вариантах). Но вскоре было установлено, что аналогичные по характеру и интенсивности магнитные аномалии наблюдаются как над алмазоносными кимберлитами, так и над трапповыми силами (рис. 3.2). Для классификации таких аномалий были опробованы гравиразведка, электропрофилирование и метод индукции. Оказалось, что в отличие от траппов кимберлиты характеризуются отрицательной (а не положительной) аномалией силы тяжести Δg , пониженными (а не повышенными) значениями кажущегося сопротивления ρ_k (при фиксированных разностях АВ) и наличием на контактах с вмещающими породами перехода через нуль кривой обращения углов α по методу индукции, что свидетельствует о появлении электрической оси. Конечно, нет необходимости одновременно использовать все эти признаки для классификации аномалий, нужно выбрать из них наиболее надежный и экономически выгодный. В данных условиях наилучшим проверочным методом, по-видимому, можно считать гравиразведку, а на некоторых площадях - метод индукции.

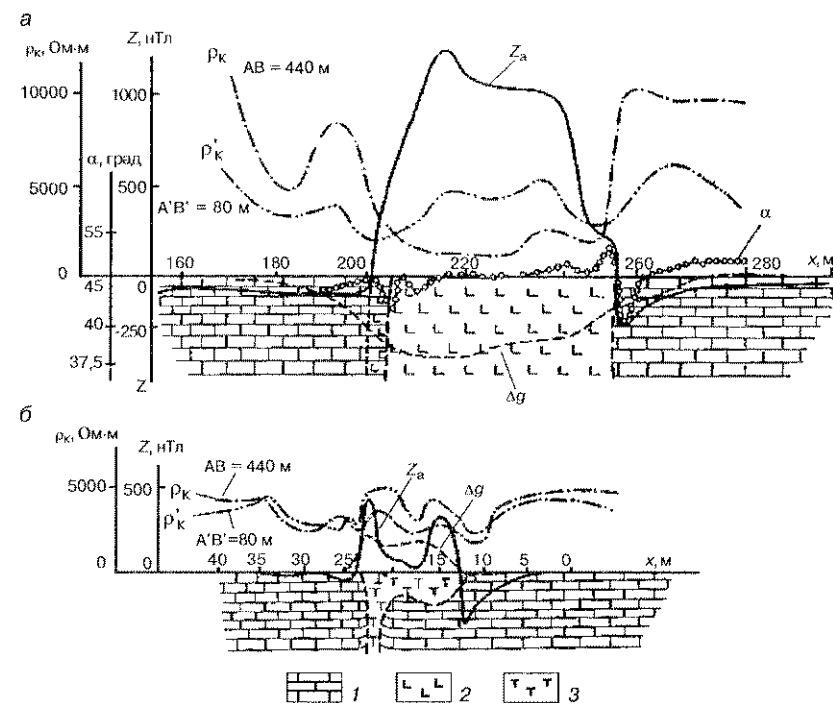


Рис. 3.2. Результаты комплексных геофизических наблюдений через кимберлитовую трубку (а) и трапповый силл (б): 1 - вмещающие породы (известняки, доломиты); 2 - кимберлит; 3 - породы трапповой формации

3.1.2. Оценка природы аномалий с учетом расположения объектов и механизма образования поля. Двойственную природу имеют аномалии, выявленные подземной гравиразведкой. Положительную аномалию Δg могут создавать как объекты с положительной эффективной плотностью, расположенные ниже профиля наблюдений, так и объекты с отрицательной эффективной плотностью, но залегающие выше пунктов измерения. Более того, при симметричном расположении плотностных неоднородностей относительно профиля наблюдений вообще не будет зарегистрировано какое-либо возмущение гравитационного поля.

Для исключения неоднозначности толкования гравиметрических данных обычно используется дополнительная информация, полученная с помощью других методов (геофизических или геологических). Так, применение метода подземной регистрации космического излучения в ряде случаев дает достаточно детальную картину распределения масс в верхнем полупространстве, что существенно снижает неоднозначность определения природы гравитационных аномалий.

Существенное значение при оценке природы геофизической аномалии имеет выбор механизма образования возмущения физического поля. Например, если исходить из классической теории возникновения потенциала ПС, то при уровне грунтовых вод, расположенном параллельно склону и пересекающем сульфидную залежь (рис. 3.3), нижний полюс поляризованного пласта (проектируемый в точку А) имеет отрицательный заряд. На земной поверхности будет зафиксирована отрицательная аномалия ПС (как и следует из указанной теории), но значительно смещенная от проекции рудного тела (кривая 1). Если же зеркало грунтовых вод соответствует горизонтальной плоскости и пересекает залежь, то отрицательный заряд получит верхний полюс (проектируемый в точку В). Тогда отрицательная аномалия на земной поверхности превратится в положительную (кривая 2). Отрицательная аномалия ПС может исчезнуть, если рудная залежь залегает под понижением рельефа,

обуславливающим положительную аномалию фильтрационного происхождения, и т. д.

Метод ЕП при поисках сульфидов ранее считался прямым, т. е. полагали, что над всяким рудным телом возникает аномалия, и наоборот, любая аномалия ЕП обязательно отвечала рудному телу. Оказалось, что ни то, ни другое положение не является абсолютно верным. С одной стороны, для возникновения аномалии ЕП необходимы определенные условия: высокая электрохимическая активность руд (за счет железосодержащих минералов – пирита, пирротина, халькопирита); сплошная гальваническая электропро-

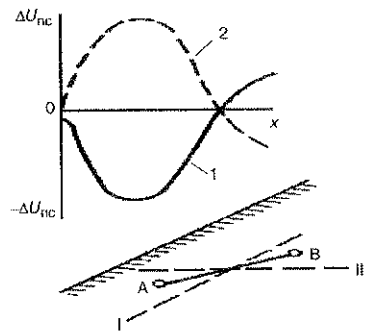


Рис. 3.3. Искажение аномалий ЕП над наклонным пластом АВ при различных положениях уровня грунтовых вод (1 и II)

водность руд; благоприятная гидрогеологическая обстановка, обеспечивающая протекание окислительно-восстановительных процессов; таким образом, не всегда рудное тело сопровождается аномалией ЕП. С другой стороны, аномалии ЕП могут иметь и нерудное происхождение. Например, известны интенсивные (600 – 800 мВ) аномалии ЕП над графитовыми залежами, пластами антрацита, пиритизированными зонами. Наряду с нерудными аномалиями ЕП геологического происхождения известны и иные, например фильтрационные, связанные с рельефом, диффузионные, мерзлотные и т. д.

3.2. Количественная неоднозначность при решении обратных задач

Для использования геофизического метода при решении поставленной задачи необходимо (кроме оценки неоднозначности определения геологической природы его аномалий) изучить вопросы *количественной стороны неоднозначности решения обратной задачи.*

Неоднозначность количественного решения обратной задачи проявляется в теоретической и практической эквивалентности. *Теоретическая эквивалентность* состоит в том, что различные по размерам и глубинам залегания геологические объекты могут создавать одинаковые по форме, размерам и интенсивности аномалии. *Практическая эквивалентность* определяется совпадением аномальных эффектов от различных по размерам объектов в пределах погрешностей наблюдений и используемого метода интерпретации.

Рассмотрим вопросы неоднозначности количественного решения обратных задач применительно к каждому методу.

3.2.1. Гравиразведка. Общий случай обратной задачи этого метода можно изложить следующим образом. Пусть известна величина потенциала $U(x, y, z)$ на некоторой урвненной поверхности S ; требуется найти расположение внутри поверхности S масс, создающих это поле. Известно, что в этом случае по теореме Гаусса может быть определена только суммарная масса M :

$$\int_S \frac{dU}{dn} dS = 4\pi GM,$$

где $\frac{dU}{dn}$ – производная U по нормали к поверхности S .

Если, не меняя общей массы M , перераспределить ее так, чтобы поверхность S осталась урвненной, то потенциал U на поверхности S и вне нее не изменится (теорема Стокса). В общем случае для произвольной поверхности S задача Стокса не решена, но в частных случаях поверхностей шара или эллипсоида ее решение найдено, и оно показывает, что распределение силы тяжести не зависит от перемещения масс внутри этих поверхностей.

В качестве наиболее простого примера таких перемещений масс можно привести следующий. Предположим, что S – поверхность сферы. Выде-

лим внутри этой сферы два concentрических слоя; плотность одного из этих слоев уменьшим на некоторую величину, а плотность другого увеличим так, чтобы общая масса тела осталась прежней. Очевидно, что при таком перераспределении масс потенциал притяжения на поверхности S не изменится. Более того, из теории гравиразведки известно, что поле объекта сферической формы таково, как если бы вся его эффективная масса была сосредоточена в центре тела. Следовательно, можно представить себе бесчисленное множество сфер различных радиусов, создающих одну и ту же гравитационную аномалию. Для этого только нужно, чтобы эффективная масса $M_{\text{эф}}$, т. е. произведение эффективной плотности объекта $\sigma_{\text{эф}}$ на его объем V , сохранялась постоянной. Путем изменения радиусов сферы R и соответственно $\sigma_{\text{эф}}$ это условие можно выполнить без особого труда (рис. 3.4, а).

Следовательно, в случае объекта шаровой формы по результатам измерения силы тяжести можно найти только положение центра и общий избыток или дефект его массы по отношению к вмещающим породам (эффективная масса); радиус шара и его плотность отдельно определить нельзя. Это относится также к бесконечному горизонтальному круговому цилиндру.

В качестве другого примера возьмем достаточно большой (практически бесконечный) однородный слой постоянной мощности. Гравитационный эффект слоя $\Delta g = 2\pi G\sigma_n h$ (h - мощность слоя). Если известно Δg в какой-нибудь точке пространства, то оно определяет величину произведения $\sigma_n h$ и, следовательно, отдельно невозможно найти ни толщины слоя, ни плотности составляющей его породы, ни расстояния его от точки наблюдения.

П. С. Новиков строго доказал, что существуют такие распределения масс, которые не порождают внешнего поля (потенциал этих масс равен нулю), а отсюда обратная задача гравиразведки не имеет единственного решения. Например, если заданное на плоскости $z = 0$ (поверхность наблюдения) распределение вертикальной составляющей силы тяжести

соответствует некоторому распределению масс $\sigma_1(x, y, z)$ в объеме V из нижнего полупространства $z > 0$ (ось z направлена вниз), то оно соответствует любому другому распределению $\sigma_2(x, y, z) = \sigma_1(x, y, z) + \sigma_0(x, y, z)$, где $\sigma_0(x, y, z)$ - распределение, внешний потенциал которого равен нулю.

Необходимое и достаточное условие, когда распределение масс $\sigma_0(x, y, z)$ в объеме V не порождает внешнего поля, выражается формулой:

$$\iiint_V U(x, y, z) \sigma_0(x, y, z) dV = 0,$$

где $U(x, y, z)$ - произвольная гармоническая в объеме V и непрерывная на его границе функция, равная, в частности,

$$-z/[(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + z^2]^{3/2}.$$

В связи с неоднозначностью решения обратной задачи гравиразведки в общем случае большое значение имеет выяснение тех ограничений формы возмущающих тел и распределений в них масс, при которых однозначное решение оказывается возможным. Например, как показал П. С. Новиков, решение обратной задачи однозначно в классе звездных (относительно произвольной внутренней точки) тел с известной плотностью. Звездными относительно точки называются тела, для которых все лучи, проведенные из этой точки, пересекают поверхность тела только один раз (например, шар, эллипсоид, цилиндр). Если плотность тела постоянна, но величина ее неизвестна, то однозначность решения нарушается. Однако при этом, согласно Г. Я. Голизде, неоднозначность возможна в случае, когда поверхность тела совпадает с какой-либо из уровней поверхностей потенциала. Следовательно, неоднозначность проявляется в исключительных случаях, например для тел, ограниченных поверхностями второго порядка.

Все рассмотренные выше примеры иллюстрируют теоретическую эквивалентность, в силу которой принципиально нельзя получить единственного решения.

Важнейшим моментом при количественной интерпретации является практическая эквивалентность. Действительно, данные наблюдений обычно всегда отягощены неизбежными погрешностями измерений, влиянием помех различного происхождения. Кроме того, в них обязательно вводятся поправки (за высоту точки наблюдений, за влияние рельефа местности и др.), вносящие какие-то дополнительные погрешности. Наконец, число наблюдений может быть недостаточным для того, чтобы получить картину гравитационного поля во всех необходимых деталях. В связи с этим можно говорить и о практической эквивалентности.

Приведем пример многозначности решения такой задачи. На рис. 3.4, б показаны кривые W_{xz} и W_{Δ} и ряд треугольников, представляющих собой сечения бесконечных по простиранию треугольных призм разной плот-

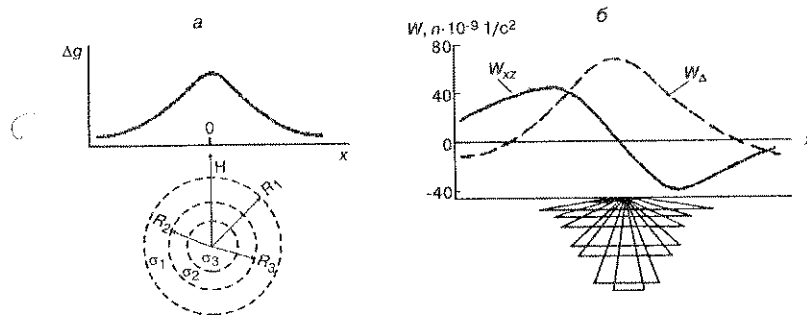


Рис. 3.4. Теоретическая эквивалентность в гравиразведке:

а - гравитационное поле сферы (условие эквивалентности: $R^3\sigma_{\text{эф}} = \text{const}$; $\sigma_3 > \sigma_2 > \sigma_1$; $R_1 > R_2 > R_3$; $V_1\sigma_1 = V_2\sigma_2 = V_3\sigma_3$); б - кривые W_{xz} и W_{Δ} над бесконечными треугольными призмами ($W_{\Delta} = W_{yy} - W_{xx}$)

ности. Эффект описывается в пределах погрешностей наблюдений одними и теми же кривыми.

В. Н. Страхов доказал, что большим изменениям в границах возмущающих тел с постоянной плотностью могут соответствовать малые вариации в заданных значениях поля на плоскости $z = 0$. Таким образом, практическая эквивалентность является отражением неустойчивости решения обратной задачи геофизики.

Условием эквивалентности решения обратной задачи в методе подземной регистрации космического излучения (ПРКИ) в случае однородных по Z пород (Z - заряд атомного ядра) для достаточно малых телесных углов является $h\sigma_{\text{эф}} = \text{const}$, где h - мощность неоднородного по плотности объекта в пределах заданного телесного угла; $\sigma_{\text{эф}}$ - эффективная плотность неоднородности. Иными словами, при исследованиях плотностных неоднородностей методом ПРКИ может быть определен только дефект или избыток аномальных масс по сравнению с участками "пустых" вмещающих пород. Однако из этого не следует, что применение метода ПРКИ совместно с гравиразведкой нецелесообразно. Только этот метод может дать столь необходимые для геологической интерпретации гравиразведочных данных наиболее представительные сведения о плотностях горных пород, требующиеся для расчета поправок за промежуточный слой (редукция Буге) и для определения природы локальных гравитационных аномалий.

3.2.2. Магниторазведка. Эквивалентность в магниторазведке наиболее ярко проявляется при интерпретации данных методами сравнения или графическими методами. Они заключаются в сравнении теоретических кривых, рассчитанных для тел различной формы, ограниченных плоскими гранями или поверхностями второго порядка (сфера, эллипсоид, цилиндр), с наблюдаемыми кривыми. В силу реальной погрешности измерений, обусловленной аппаратурно-методическими погрешностями и помехами геологического происхождения, наблюдаемая кривая обычно может достаточно близко совпадать с несколькими различными теоретическими кривыми. В этом случае для приближения к однозначности решения необходимо заранее задаться формой искомого объекта (хотя бы приблизительно). При этом не оговаривается необходимость знания магнитных свойств возмущающих объектов.

При сравнении аномалий Z_a от трех цилиндрических тел (рис. 3.5, а) нетрудно убедиться, что даже при малых ошибках в выборе нормального поля и на фоне слабых помех они практически неразличимы. Сопоставление магнитных аномалий от двух пластов с разным направлением падения и глубиной распространения (рис. 3.5, б) показывает, что сравнительно небольшое смещение нормального поля приводит к практически неразличимости аномалий в пределах широкого интервала.

Неоднозначность решения существенно возрастает в том случае, когда одновременно определяют несколько параметров искомого объекта. На рис. 3.6 показаны приближенные области эквивалентности магнитных аномалий Z_a , обусловленных вертикально залегающими пластами, бесконечными на глубину и по простиранию.

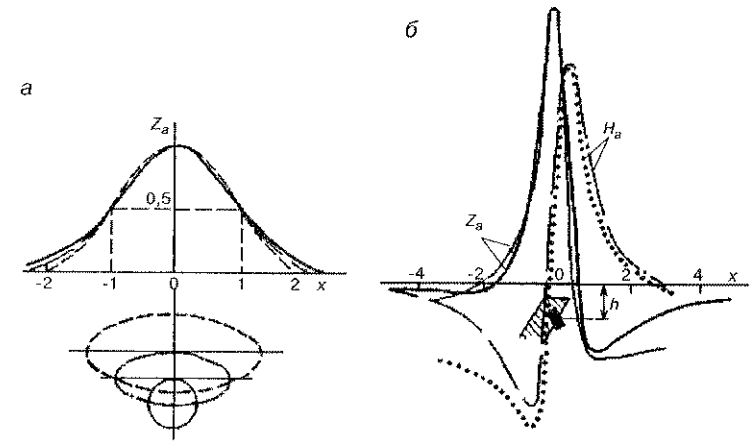


Рис. 3.5. Практическая эквивалентность цилиндрических тел (а) и наклонных пластов (б) по магнитному полю (по Н. Н. Боровко)

Эти области относятся к точкам кривых, соответствующим $Z_a = 0,5Z_{\text{max}}(x_1 = 1)$ и $Z_a = 0,25Z_{\text{max}}(x_2 = 2)$.

Нижняя область эквивалентности отвечает погрешности $\pm 5\%$ определения x_1 и $\pm 9\%$ определения x_2 , верхняя - погрешности $\pm 4\%$ определения x_1 и $\pm 7\%$ определения x_2 .

3.2.3. Сейсморазведка. Этот метод характеризуется многообразием источников полезной информации: амплитуды и времени прихода, фазы продольных и поперечных волн, которые могут быть измерены в любом пункте как земной поверхности, так и под землей, для любого положения взрыв-пункта, на разных частотах и в различные моменты времени после взрыва. Благодаря этому достигается принципиальная возможность получения *однозначного решения*. Однако практически реализовать эту возможность можно лишь с помощью некоторых упрощающих предположений: отражающие границы, как правило, принимаются за плоские, скорость - постоянной (в пределах одного горизонта) и др. Обычно эти условия в той или иной степени соблюдаются и данные

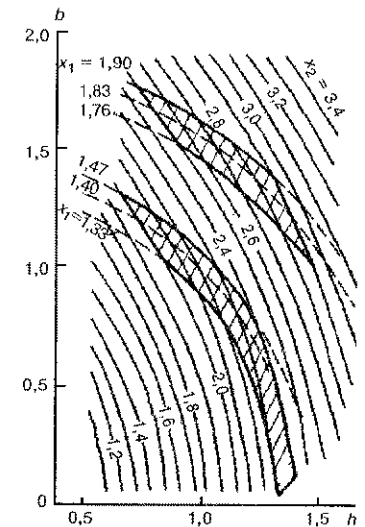


Рис. 3.6. Области неоднозначности (заштрихованы) при одновременном определении двух параметров пласта по аномалии магнитного поля: b - полумощность, h - глубина залегания

сейсморазведки о глубинах залегания и мощности слоев служат опорными для других геофизических методов.

Тем не менее надо иметь в виду, что и этому методу свойственна практическая эквивалентность, с которой связаны погрешности построения отражающих и преломляющих границ. Эти погрешности обусловлены *неточностью определения скоростей распространения упругих волн в исследуемом районе*. Существенное влияние оказывают различные геологические, технические и прочие помехи. Введение поправок за зону малых скоростей, за момент взрыва, за рельеф приводит к дополнительным погрешностям и т. д. Возможности сейсморазведки могут быть ограничены погрешностью определения эффективных скоростей V . Если, например, относительную погрешность определения скорости обозначить $\Delta V/V$, а глубины залегания интересующего горизонта - $\Delta H/H$, то можно написать

$$\frac{\Delta H}{H} = \frac{\Delta V}{V + \Delta V} \approx \frac{\Delta V}{V}.$$

Таким образом, даже в благоприятных условиях при относительно малой погрешности оценки скорости ($\Delta V/V \approx 1\%$ и $H = 3000$ м) $\Delta H = 30$ м. Следовательно, структуры или неровности рельефа меньшей амплитуды не могут быть обнаружены.

Выделение антиклинальных структур по данным сейсморазведки МОВ (ОГТ) проводят по минимумам $t_0 = 2H/V$ на временных разрезах. Неоднозначность природы аномалий t_0 за счет изменения V определяется возможностью выделения следующих пяти ситуаций [3]: 1) аномалия t_0 связана с антиклиналью (изменение V мало); 2) минимум t_0 обусловлен антиклиналью и совпадающим с ней минимумом V ; при этом происходит занижение амплитуды структуры и уменьшение ее площади, если изменение V не учтено; 3) минимум t_0 связан с антиклиналью и не совпадающим с ней минимумом V при сильном изменении V , что вызывает искажение положения свода структуры и ее морфологии; 4) минимум t_0 обусловлен максимумом V при горизонтальном или моноклиналином залегании сейсмического горизонта; тогда поднятие будет ложным, число таких ложных структур возрастает с уменьшением их амплитуды и увеличением глубины исследований; 5) минимум t_0 отсутствует, а минимум V не учтен - структура оказывается пропущенной.

3.2.4. Электроразведка. Ни в одном методе геофизики неоднозначность количественного решения обратных задач не проявляется так наглядно, как в тех модификациях электроразведки, которые предназначены для определения глубины залегания и мощностей тех или иных слоев, например, метод ВЭЗ. Теоретически доказывается, это эквивалентность геоэлектрических разрезов имеет место только в случаях, когда промежуточные пласты обладают весьма малой мощностью, а сопротивление их либо чрезвычайно высоки, либо очень низки. При этом мощность и сопротивление пласта сравниваются с соответствующими параметрами перекрывающих и подстилающих пород.

Однако гораздо большее значение имеет практическая эквивалентность, которая определяется реальной погрешностью полевых измерений ρ_k (около $\pm 5\%$) и погрешностями при сравнении полевых кривых ВЭЗ с теоретическими. Как показывает опыт, по кривым вертикального электрического зондирования обычно можно найти лишь отношение мощности i -го слоя (h_i), входящего в геоэлектрический разрез, к его сопротивлению ρ_i (продольная проводимость $S_i = h_i/\rho_i$) либо их произведение (поперечное сопротивление $T_i = h_i\rho_i$), а не сами величины h_i и ρ_i раздельно.

Таким образом, для изменяющихся в некоторых пределах значений h_i и ρ_i кривые ВЭЗ практически неразличимы, если (в зависимости от типа кривой) соблюдается одно из условий - $S_i = \text{const}$ или $T_i = \text{const}$. Так, например, кривые типа K для разрезов с $\rho_2/\rho_1 \geq 9$ при постоянном $T_2/T_1 = 12$, $\rho_3 = 0$ и переменных ρ_2/ρ_1 , h_2/h_1 эквивалентны друг другу в пределах точности полевых измерений (рис. 3.7). Как видно, кривые ВЭЗ при отношениях ρ_2/ρ_1 равных 9; 19; 39, практически совпадают и могут быть приняты за предельные при $\rho \rightarrow \infty$ и $T_2/T_1 = h_2\rho_2/h_1\rho_1 = 12$. Таким образом, если $\rho_2/\rho_1 = 9$, то, начиная с $h_2/h_1 = 1,33$, могут неограниченно увеличиваться значения ρ_2/ρ_1 и соответственно уменьшаться h_2/h_1 , не вызывая практического изменения формы кривой. Если $\rho_2/\rho_1 = 19$, то максимальным пределом h_2/h_1 , за которым может следовать неограниченное уменьшение этого отношения и возрастание ρ_2/ρ_1 будет уже $h_2/h_1 = 0,63$ и т. д.

Физически (чисто качественно) эта эквивалентность может быть объяснена следующим образом. При переходе из одного пласта в другой ток стремится течь в последнем либо вдоль напластования (когда $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$), либо вкрест ему (когда $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$). Следовательно, в первом случае на распространение тока в промежуточном пласте основное влияние оказывает продольная проводимость $S_2 = h_2/\rho_2$, а во втором - поперечное сопротивление $T_2 = h_2\rho_2$. Это позволяет утверждать, что допустимо некоторое пропорциональное изменение параметров пласта h_2 и ρ_2 , если величины S_2 (для разрезов типов H и A) или T_2 (для разрезов типов K и Q) остаются неизменными и не нарушают электрическое поле у земной поверхности, а значит, формы кривых ρ_k .

Пределы применимости практической эквивалентности, казалось бы, можно сузить повышением точности наблюдений. Так, если бы средняя погрешность измерений ρ_k при ВЭЗ была тем или иным способом уменьшена от $\pm(3-5)$ до $\pm 1\%$, то можно было бы предположить, что по крайней мере некоторые геоэлектрические

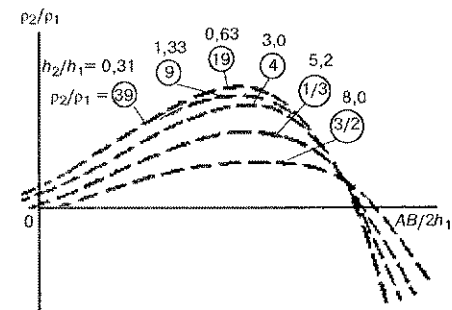


Рис. 3.7. Практическая эквивалентность кривых типа K ($\rho_3 = 0$) для $T_2/T_1 = 12$

разрезы и отвечающие им кривые $\rho_k = f(AB/2)$, в настоящее время считающиеся эквивалентными, могут быть разрешены. В результате могла появиться возможность раздельного и однозначного определения обоих параметров слоя - мощности и сопротивления. Однако такое предположение носит чисто академический характер, так как сколько-нибудь значительному повышению реальной (а не фиктивной) точности измерений будут препятствовать неизбежные искажения, обусловленные помехами.

Пределы применимости практической эквивалентности в зависимости от параметров ρ_2/ρ_1 и h_2/h_1 были детально проанализированы А. М. Пылаевым.

Возможности достижения однозначного решения обратной задачи в методах электроразведки переменным током значительно выше, чем у метода сопротивления вообще и у ВЭЗ в частности. Действительно, помимо изменения геометрической конфигурации поля (взаимного расположения заземлений и расстояний между ними), производимого при ВЭЗ, в методах переменного тока имеется возможность варьировать частотой поля и наряду с измерением интенсивности (или потенциала в постоянном поле) исследовать фазовые сдвиги, измерять не только электрическую, но и магнитную составляющую, импеданс поля и т. д.

Если, например, проводить зондирование на разных частотах и расстояниях между питающими заземлениями, то можно получить сколько угодно много уравнений, а с их помощью найти раздельно любое число неизвестных параметров - мощностей и сопротивлений всех горизонтов, входящих в исследуемый геоэлектрический разрез. Но это пока лишь теоретическое предположение, а реальная обстановка оказывается существенно иной.

Обратимся хотя бы к методу теллурических токов (МТТ), в котором эквивалентными считаются разрезы с тождественно совпадающими входными импедансами в области низких частот. Пределы эквивалентности можно оценить по номограмме (рис. 3.8), рассчитанной для тонких хорошо проводящего и непроводящего пластов, помещенных в однородное полупространство. Здесь приведено изменение минимальных значений ρ_ω (для волновой зоны) и ρ_k в зависимости от мощности и продольной проводимости или поперечного сопротивления проводящих и непроводящих пластов. Так, при мощности проводящего пласта, не превышающей 15 - 20% глубины залегания его кровли, $|\rho_\omega|$ практически не зависит от мощности, а определяется только продольной проводимостью, т. е. проявляется эквивалентность по S_2 . Для ρ_k эквивалентность наступит при $h_2 \leq (0,25 - 0,35) \cdot h_1$, т. е. при зондировании на постоянном токе (ВЭЗ) пределы эквивалентности типа S заметны шире. Если мощность плохо проводящего пласта не превышает 0,4 - 0,8 глубины залегания его кровли, то $\rho_{k \max}$ зависит лишь от T_2 и не реагирует на изменение h_2 при соответствующем изменении ρ_2 .

Следовательно, и в электроразведке переменным током с эквивалентностью разрезов приходится считаться, а для достижения однозначности количественного решения обратных задач надо применять ее в комплексе с каротажом, сейсморазведкой и бурением.

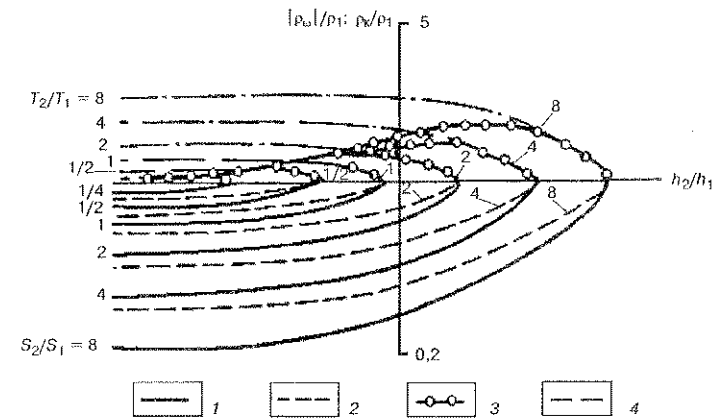


Рис. 3.8. Номограмма экстремальных значений $|\rho_\omega|$ и ρ_k для трехслойных разрезов:

1 - S_2/S_1 для $|\rho_\omega|$, 2 - S_2/S_1 для ρ_k , 3 - T_2/T_1 для $|\rho_\omega|$, 4 - T_2/T_1 для ρ_k

3.3. Сужение пределов неоднозначности

Качественная и количественная неоднозначности при решении обратной задачи геофизики проявляются обычно одновременно. И в общем случае достижение однозначности как для определения природы геофизических аномалий, так и для количественного описания возмущающих объектов возможно лишь путем комплексирования разных методов.

3.3.1. Сужение пределов неоднозначности при комплексных наблюдениях. Сужение пределов неоднозначности, когда одновременно проявляется качественная и количественная эквивалентность, проиллюстрируем на примере истолкования геофизических полей при исследовании докембрийского основания Средне-Русской платформы. Как известно, наблюдаемые здесь магнитные аномалии, нередко большой интенсивности, могут быть вызваны рельефом докембрийского основания: поднятиям будут отвечать положительные поля, а понижениям - отрицательные. Но с таким же правом их можно объяснять сменой состава пород фундамента: над кислыми породами наблюдается уменьшение интенсивности поля, а над основными - повышение. Применение наряду с магниторазведкой гравиразведки не позволяет ликвидировать эту неопределенность. Как правило, магнитные аномалии сопровождаются гравитационными аномалиями того же знака; истолкование их также двойственно: влияет либо рельеф, либо смена пород.

Причина заключается в том, что породы докембрийского основания обладают повышенной по сравнению с вышележащей толщей не только магнитной восприимчивостью, но и плотностью, что обуславливает появление аномалий рельефа. При переходе от кислых пород к основным повышаются как магнитные свойства, так и плотность, поэтому смена пород фундамента, различающихся по плотности, также вызыва-

ет аномалии. Значит, в этом случае нужно применить еще какой-то третий метод (электроразведку или сейсморазведку), который даст возможность изучить рельеф докембрия и получить основу для разделения гравитационных и магнитных аномалий двух указанных типов различной природы.

Природу аномалий (точнее, классификацию их на рудные и безрудные) можно иногда определять и средствами какого-нибудь одного метода, применяя несколько его модификаций. Это будет внутриметодное комплексирование. Широко известен, например, способ разделения аномалий, выделенных электропрофилированием, на приповерхностные, связанные с неоднородностями в рыхлых отложениях, и глубинные, обусловленные коренными породами. Способ заключается в проведении работ на двух разносах питающих заземлений AB - меньшем и большем. Если при большем разносе аномалия ρ_k проявляется резче, чем при меньшем, значит, она глубинного происхождения и наоборот. Лучше для этих целей использовать графики отношения величин ρ_k , полученных для двух разносов. Этим же способом в электропрофилировании можно разрешить неопределенность типа синклиналь - антиклиналь. Например, понижение ρ_k может наблюдаться как при поднятии нижнего слоя высокого сопротивления, так и в случае погружения пласта низкого сопротивления (рис. 3.9).

В обоих случаях можно провести классификацию за счет того, что при электропрофилировании используются элементы зондирования измерения производятся на разных разносах и признаком различия аномалий является относительная глубина залегания возмущающего объекта.

В электроразведке переменным током этот принцип может быть реализован при наблюдениях на разных частотах чем выше частота, тем меньше глубинность исследований. Разночастотные наблюдения могут

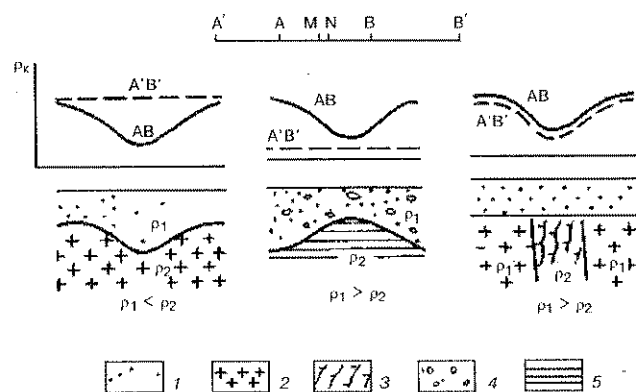


Рис. 3.9. Графики электропрофилирования симметричной установкой с двойными разносами $A'MNBB'$ над геологическими разрезами различных типов (по К. П. Соколову):

1 - увлажненные насосы, 2 - граниты, 3 - зона трещиноватости, 4 - глибовые песчаники, 5 - глины

оказаться полезными и для отделения сплошных сульфидных руд от вкрапленных. Повышение частоты в случае вкрапленников за счет емкостных токов влечет за собой уменьшение их эффективного сопротивления и, следовательно, возрастание интенсивности аномалии проводимости и т. д. При определении природы возмущающего объекта электроразведка переменным током обладает преимуществом перед методом сопротивлений на постоянном токе. Поскольку в переменных полях породы различаются не только по электропроводности (в постоянных полях), но и по диэлектрической, а иногда и по магнитной проницаемости, разрешающая способность электроразведки возрастает. Породы с одинаковой электропроводностью могут различаться по диэлектрической или по магнитной проницаемости.

В методе *естественного поля* ложные аномалии фильтрационного происхождения выделяются по признаку их изменчивости во времени; разновременные съемки дают в этих случаях графики потенциала, сходные по характеру, но различающиеся по абсолютным значениям. Последнее объясняется тем, что интенсивность фильтрации подземных вод зависит от времени года, в частности от количества выпадающих осадков. Другим отличием этих графиков является их обратная связь с рельефом: график потенциала U представляет собой как бы зеркальное отображение рельефа земной поверхности вдоль профиля наблюдений.

3.2.2. Сужение пределов неоднозначности при разноуровневых наблюдениях. К внутриметодному комплексированию для сужения пределов неоднозначности потенциальных полей с целью разделения эффектов от поверхностных и глубинных источников следует отнести возможности разновысотных наблюдений, т. е. *аэромагнитных и аэрогравитационных съемок с регистрацией полей на нескольких уровнях (высотах)*. При этом реализация нового типа фильтра Колмогорова-Винера, получившего название компенсирующего, для полей, измеренных на двух уровнях, обеспечивает более однозначное выделение аномальных эффектов от источников, залегающих на разных глубинах.

Компенсирующий фильтр Колмогорова-Винера сводится к решению системы линейных уравнений вида

$$\sum h_i R_{f_1}(m-i) = B_{f_1 f_2}(m),$$

где h_i - искомые весовые коэффициенты линейного фильтра; $h_i R_{f_1}(m-i)$ - корреляционная матрица, построенная по автокорреляционной функции поля f_1 ; $B_{f_1 f_2}(m)$ - взаимокорреляционная функция полей f_1 и f_2 на двух уровнях наблюдений.

Фильтр позволяет скомпенсировать эффекты, создаваемые взаимным влиянием полей f_1 и f_2 , измеренных на разных уровнях. После нахождения весовых коэффициентов проводится фильтрация поля f_1 или f_2 , для которого следует исключить (скомпенсировать) коррелированную составляющую.

Некоррелированная составляющая полей f_1 и f_2 равна разности между значениями профильтрованного и исходного полей.

Пример, демонстрирующий возможность выделения источников разной глубинности по аэромагнитным измерениям, выполненным на высотах 250 м и 2000 м на территории Ростовской области приведен на рис. 3.10. Исходные поля ΔT практически не различимы, как и поля локальных аномалий после исключения региональной составляющей, которые приведены на рис. 3.10, в, г. В то же время по результатам компенсирующей фильтрации достаточно уверенно выделяется в центральной части территории между пикетами 354 и 372 аномальная зона шириной 18 км и длиной 45 км простирающаяся с севера на юг (рис. 3.10, д). Эта же зона выделена на рис. 3.10, е, поэтому аномалиеобразующий объект следует считать глубинного происхождения. Между пикетами 341 и 354 на рис. 3.10, е, выделяется аномалия шириной 12,5 км и длиной до 43 км, которая отсутствует на рис. 3.10, д, что позволяет рассматривать ее природу глубинного происхождения. На рис. 3.10, д с 375 по 398 пикет выделяется аномалия эллипсоидной формы, а на рис. 3.10, е, на тех же пикетах простирается аномальная зона, располагаемая южнее эллипсоидной аномалии (рис. 3.10, д). Эти две аномалии видимо создаются одним и тем же объектом, только его южная часть погружена, а северная приподнята.

Таким образом, компенсирующий фильтр позволяет провести "по-слоистой" по глубине интерпретацию потенциальных полей. Интервал глубины залегания источников аномалий определяется между двумя радиусами корреляции, один из которых рассчитывается по взаимнокорреляционной функции (ВКФ) двух полей (радиус взаимной корреляции), а второй - по автокорреляционной функции (АКФ) одного из исходных полей. При этом глубина залегания приповерхностных объектов оценивается величиной интервала между радиусом корреляции АКФ поля, измеренного на поверхности Земли или на небольшой высоте (например, 250 м), и радиусом взаимной корреляции. Глубина залегания глубокозалегających объектов - соответственно величиной интервала между радиусом взаимной корреляции и радиусом корреляции АКФ поля, измеренного на большой высоте, например, 2000 м.

3.3.3. Возможности внутриметодного комплексирования. Нередко внутриметодное комплексирование для разделения аномалий неоправданно преувеличивается. Например, в методе комбинированного электропрофилирования нередко различали рудные и нерудные перекрестья кривых ρ_k . Вследствие этого делали ошибочные заключения о перспективности тех или иных аномалий, которые в действительности не представляли практического интереса. Следует различать прямые перекрестья, имеющие реальный смысл, и обратные, являющиеся фиктивными.

В целом проблема классификации аномалий на рудные и нерудные (а в газонефтяной, структурной геофизике - на продуктивные и непродуктивные) довольно сложна. На практике нередко складываются ситуации, при которых весьма легко сделать ошибочный вывод.

Характерен в этом отношении случай, имевший место в Азербайджане при работах методом ЕП с целью поисков серного колчедана. Там была обнаружена аномалия естественного электрического поля с $U_{\max} \approx 150$ мВ, приуроченная к платообразной возвышенности с довольно кру-

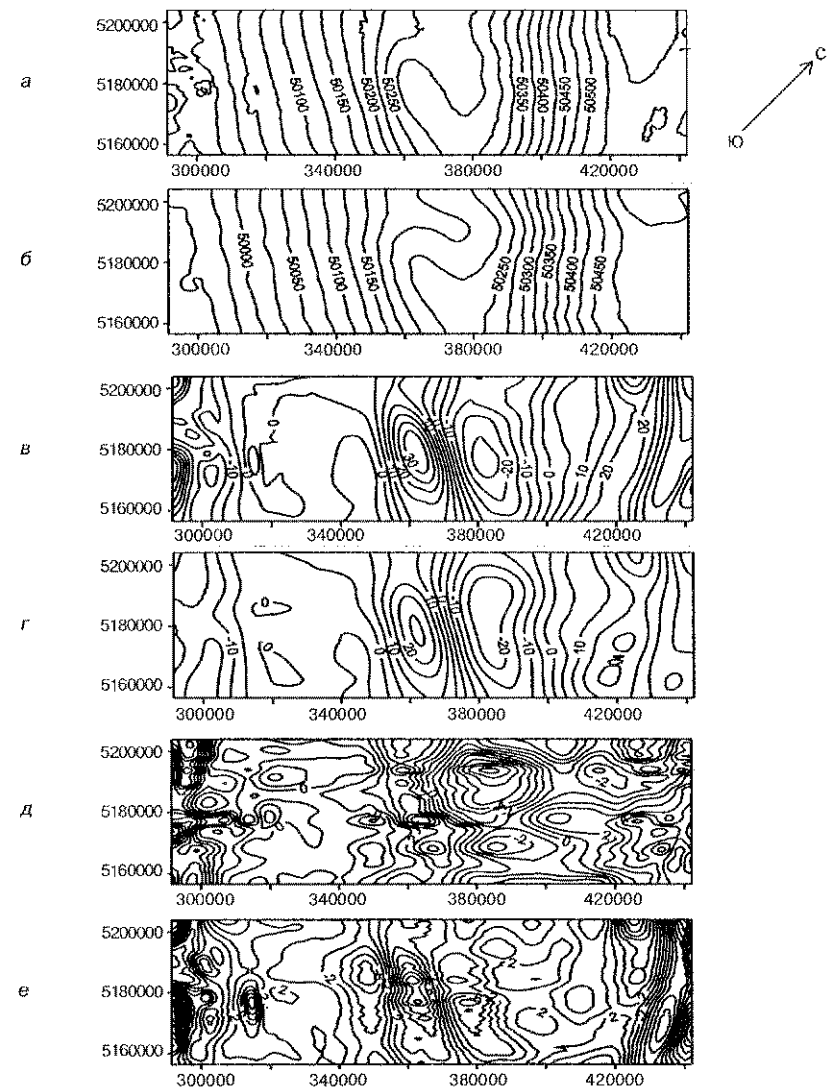


Рис. 3.10. Пример, демонстрирующий результаты расчета компенсирующей фильтрации по разновысотным данным аэромагнитной съемки над территорией Ростовской области:

а, б - исходные данные аэромагнитной съемки в нТл, измеренные на высотах 250м и 2000м соответственно; в, г - локальные составляющие магнитного поля в нТл, выделенные с применением двумерной энергетической фильтрации по исходным полям а и б соответственно; д, е - результаты компенсирующей фильтрации с привлечением данных полей в и г, позволяющей выделить аномальные зоны, образуемые аномалиеобразующими объектами, залегающими на разных глубинах, т. е. "локальные" аномалиеобразующие объекты - д, и "региональные" - е

тыми склонами. Буровая скважина вскрыла здесь залежь с промышленным содержанием пирита. Было сделано заключение о рудном характере аномалии, а поскольку площадь последней была велика, казалось очевидным, что здесь имеется крупное месторождение. Однако контрольная скважина, заданная в пределах этой же аномальной зоны, вскрыла лишь породы с убогой пиритизацией пород, притом на глубине около 100 м. Исследования методом скользящих контактов (МСК) повышения силы тока в этом месте не установили. Стало очевидным, что такое оруденение не могло обусловить аномалию ЕП столь большой интенсивности. К тому же эта зона пиритизации находится гораздо ниже зеркала грунтовых вод, залегающего здесь на глубине 54 м, следовательно, возможность создания поля за счет окислительно-восстановительных процессов полностью исключена. Тем не менее, было пробурено еще несколько скважин, давших такие же отрицательные результаты.

Природа загадочной аномалии была установлена с помощью измерений ЕП в одной из буровых скважин. Оказалось, что форма кривой потенциала весьма своеобразна (рис. 3.11, а): в верхней части наблюдается постепенное возрастание отрицательных значений U (от -65 до -150 мВ). На глубине 54 м, т. е. на уровне зеркала грунтовых вод, потенциал претерпевает разрыв и становится равным +150 мВ, а при дальнейшем погружении измерительного неполяризуемого электрода изменения U уже не наблюдается. Такой характер поля объясняется рельефом, вызывающим фильтрацию метеорных¹ вод в верхней части разреза до уровня зеркала подземных вод. Как показывает опыт, этот уровень всегда отмечается резким скачком потенциала с переменной знака. По данным модельных наблюдений, характер поля по скважине, пересекающей поляризованное тело (например, рудную залежь), был бы существенно иным (рис. 3.11, б).

Таким образом, своевременно проведенные наблюдения естественного поля в первой же проверочной скважине и правильная интерпретация полученных данных позволили бы избежать неоправданных затрат на последующее бурение, поскольку случайно обнаруженное рудопроявление практического интереса не представляет.

Рассмотрим пример использования магниторазведки при поисках железорудных месторождений. В общем случае любая обнаруженная магнитная аномалия может быть вызвана как рудным телом, так и пустыми породами с повышенными магнитными свойствами. Обычно для решения вопроса о наличии оруденения бурят неглубокие картировочные скважины или шурфы в эпицентре аномалии, анализируют геологические данные и результаты измерений магнитного поля Z_a и магнитной восприимчивости пород α в скважинах. По кривой α устанавливают положение верхней границы магнитных пород в скважине и определяют их магнитную восприимчивость. С кривой Z_a снимают значения поля над

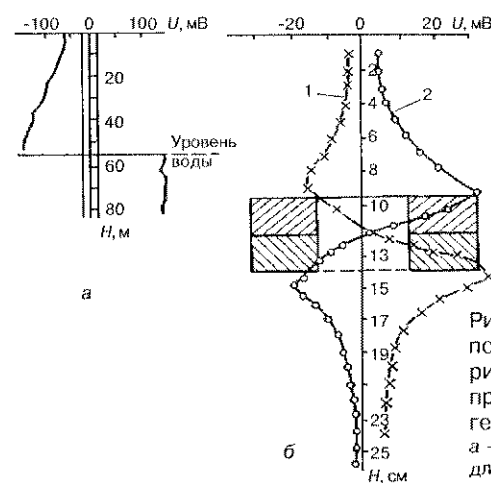


Рис. 3.11. Кривые распределения потенциала естественного электрического поля вдоль скважины, пройденной на аномалии гидрогеологического происхождения: а - экспериментальная; б - модельные для тел разной поляризуемости

верхней границей магнитных пород Z_{ae} и внутри пород Z_{ai} . Если Z_{ae} и Z_{ai} (одинаковы по величине и противоположны по знаку, то можно предположить, что наземная аномалия полностью обусловлена вскрытыми породами. Если эти условия не выполняются, то вычисляют скачок поля $\Delta Z_a = Z_{ae} - Z_{ai}$ и по нему определяют интенсивность аномалии, связанной со вскрытыми породами: $Z_{a \text{ нор}} = \Delta Z_a / 2$.

Тогда интенсивность аномалии, вызванной глубинным телом,

$$Z_{aT} = Z_{ae} - Z_{a \text{ нор}} = Z_{ae} - \Delta Z_a / 2$$

Если на изучаемой аномалии Z_{aT} превышает предельную погрешность измерений в 3 - 5 раз, аномалию относят к перспективной и передают на проверку глубоким бурением.

В магниторазведке известен еще один прием классификации аномалий. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что суточные вариации геомагнитного поля над рудными телами больше, чем над пустыми породами повышенной магнитной восприимчивости, даже при условии, что создаваемые ими аномалии по интенсивности примерно одинаковы. Один из таких примеров приведен на рис. 3.12.

Для классификации аномалий можно применять и метод искусственного подмагничивания.

Примером использования внутриметодного комплексирования может служить аэромагнитная съемка, проводимая при поисках железорудных месторождений. Осложняющим обстоятельством иногда является наличие многочисленных магнитных аномалий нерудного происхождения. В Сибири, например, последние вызываются останцами траппов, дайками ультраосновных пород и т. д. Для классификации аномалий в этом случае весьма показателен такой параметр, как вертикаль-

¹ Эти воды не только выпадают в виде дождя, но и образуются вследствие конденсации влаги воздуха при понижении температуры, особенно ночью.

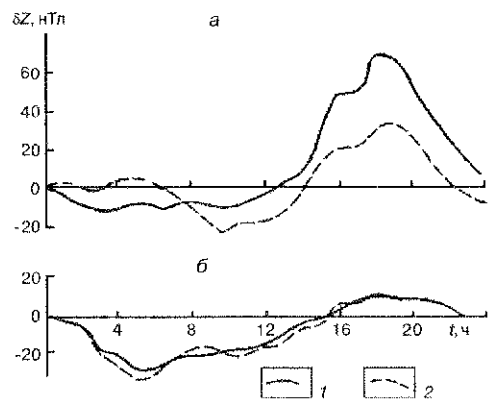


Рис. 3.12. Суточные вариации δZ (по З. А. Кругиховской):
а - рудная аномалия, б - безрудная аномалия; вариации 1 - в центре аномалии, 2 - в нормальном поле

необходимо использовать несколько геофизических, геологических, геохимических методов и бурение. При классификации аномалий большую роль могут сыграть такие новые методы, как пьезоэлектрический (на кварц-содержащих объектах), контактный метод поляризации кривых и частичного извлечения металлов (на рудах) и др.

Весьма перспективно также совместное применение методов, сходных по подходу к решению тех или иных задач. Например, радиоволновое и сейсмическое просвечивание, электроразведочный способ заряда и его сейсморазведочный аналог и т. д.

В то же время иногда полагают, что в применении к конкретным геологическим задачам достаточно использовать один какой-то метод, и, следовательно, необходимость комплексирования как бы отпадает. Например, универсальным и единственно применимым методом для поисков месторождений нефти и газа считают сейсморазведку. Выше уже было показано, что это далеко не так. В частности, прямые поиски таких месторождений, а также выявление малоамплитудных поднятий и стратиграфических ловушек возможно лишь на основе широкого комплексирования всех средств геологической разведки, в том числе геофизических методов. Следует еще учитывать экономические соображения: по крайней мере, на первых этапах проведение сейсморазведки на всей площади исследований нецелесообразно, а иногда и просто невозможно. Совершенно необходимым оказывается предварительное изучение обширных территорий для выделения наиболее перспективных участков. А для этого как раз и следует применять более дешевые и мобильные методы: магниторазведку, гравиразведку, электроразведку.

До недавнего времени основным методом поисков железорудных месторождений считалась магниторазведка. В действительности оказалось, что электроразведка с большей точностью, чем магниторазведка, по-

зволяет определить мощность рыхлых отложений и глубину залегания объекта, а гравиразведка - размеры, форму, элементы залегания рудных тел. Высокая точность интерпретации данных гравиразведки определяется тем, что эффективная плотность руд является более устойчивым параметром, чем их магнитные свойства. Из-за резкой изменчивости последних (даже в пределах одного и того же месторождения) количественные расчеты по данным магниторазведки обычно весьма затруднены. К тому же далеко не во всех случаях железные руды сильномагнитны. На месторождениях осадочного, инфильтрационного происхождения, а также в случае коренных руд существенно гематитового состава роль магниторазведки довольно скромна и, наоборот, резко возрастает поисковое значение электроразведки и гравиразведки. Необходимо учитывать все еще недостаточно используемые большие возможности радиометрии при геологическом картировании. Так, естественная радиоактивность закономерно возрастает при переходе от ультраосновных пород к кислым; среди осадочных пород наиболее активны глины и сланцы, а в наименьшей степени - известняки. Спектральная гамма-съемка позволяет определять весьма информативные отношения содержаний радиоактивных элементов: радия, тория, калия и др. Уже установлена перспективность гамма-метода при поисках бокситов и некоторых других видов минерального сырья. Хорошо известно, что нередко ослабленные тектонические зоны, обладающие повышенной эманулирующей способностью, одновременно являются как бы естественными каналами, по которым газообразные продукты распада глубоких пород поднимаются к земной поверхности. Это служит основанием для применения эманационной съемки, возможности которой представляются весьма широкими, вплоть до картирования новейших тектонических движений, предсказания землетрясений и т. д.

3.3.4. Примеры межметодного комплексирования. Несмотря на эффективность в ряде случаев внутриметодного комплексирования, для более полного решения обратных задач, как показывает опыт, необ-

ходимо использовать несколько геофизических, геологических, геохимических методов и бурение. При классификации аномалий большую роль могут сыграть такие новые методы, как пьезоэлектрический (на кварц-содержащих объектах), контактный метод поляризации кривых и частичного извлечения металлов (на рудах) и др.

Весьма перспективно также совместное применение методов, сходных по подходу к решению тех или иных задач. Например, радиоволновое и сейсмическое просвечивание, электроразведочный способ заряда и его сейсморазведочный аналог и т. д.

В то же время иногда полагают, что в применении к конкретным геологическим задачам достаточно использовать один какой-то метод, и, следовательно, необходимость комплексирования как бы отпадает. Например, универсальным и единственно применимым методом для поисков месторождений нефти и газа считают сейсморазведку. Выше уже было показано, что это далеко не так. В частности, прямые поиски таких месторождений, а также выявление малоамплитудных поднятий и стратиграфических ловушек возможно лишь на основе широкого комплексирования всех средств геологической разведки, в том числе геофизических методов. Следует еще учитывать экономические соображения: по крайней мере, на первых этапах проведение сейсморазведки на всей площади исследований нецелесообразно, а иногда и просто невозможно. Совершенно необходимым оказывается предварительное изучение обширных территорий для выделения наиболее перспективных участков. А для этого как раз и следует применять более дешевые и мобильные методы: магниторазведку, гравиразведку, электроразведку.

псевдогравитационное для сильномагнитных железных руд при условии, что абсолютная величина интенсивности намагничения I пропорциональна плотности пород σ_n : $|I| = G\sigma_n$ (G - гравитационная постоянная).

Вопросы для самоконтроля по третьей главе

1. В чем проявляется качественная неоднозначность решения обратных задач геофизики?
2. Каким образом проявляется неоднозначность количественного решения обратных задач геофизики?
3. Приведите примеры количественной неоднозначности решения обратной задачи для разных методов прикладной геофизики.
4. Перечислите возможные пути сужения качественной и количественной неоднозначности решения обратных задач геофизики.
5. Почему ограничены возможности пересчета одного поля в другое для сужения пределов неоднозначности решения обратных задач?

4. КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ И КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

4.1. Задачи комплексного анализа и комплексной интерпретации

4.1.1. Два подхода к комплексному анализу геофизических данных. *Цель комплексного анализа и комплексной интерпретации геофизических данных - достижение однозначности геологического истолкования геофизических полей. При этом под комплексным анализом понимается обработка комплекса различных признаков, при которой обычно решаются задачи геокартирования и районирования исследуемой площади (или разреза) на несколько классов, охарактеризованных тем или иным набором признаков. Комплексная интерпретация состоит в построении согласованной по всем полям комплексной физико-геологической модели, т. е. модели с оценками петрофизических свойств, формы и геометрии изучаемых объектов или геосреды. Комплексный анализ, как правило, обеспечивает качественную интерпретацию по оценке природы источников, а комплексная интерпретация - количественную оценку физических и геометрических параметров этих источников.*

Грани между анализом и интерпретацией часто стираются. Для данных отдельно взятого метода часто используется термин физико-геологическая интерпретация, включающая установление природы источников аномалий, их количественную оценку и геологическое истолкование.

В настоящее время существуют два основных подхода к обработке и интерпретации результатов геофизических съемок: *детерминированный и вероятностно-статистический*. Первый из них базируется на аналитических методах теории потенциала (гравиразведка, магниторазведка, терморазведка, электроразведка постоянным током и естественного поля), уравнений Максвелла (электромагнитные методы) и теории упругости (сейсморазведка). Без применения методов детерминированного подхода невозможна комплексная интерпретация данных.

Использование вероятностно-статистического подхода обусловлено характерной особенностью геофизических наблюдений, заключающейся в том, что полученные в отдельных точках данные следует рассматривать как случайные величины. Случайно также расположение изучаемых геологических объектов, точек и даже площадей исследования, поскольку при съемке другими исполнителями и в другое время могут изменяться

контуры площади и расположение сетей наблюдений. Наконец, самое главное, из-за наложения помех, вызванных погрешностями измерений, геологическими неоднородностями верхней части разреза, неучтенными вариациями полей и другими причинами, само физическое поле реализуется случайным образом. Следовательно, для выделения слабоконтрастных и малоразмерных объектов, объектов, залегающих на больших глубинах при комплексном анализе и комплексной интерпретации необходимо применение методов теории вероятностей, математической статистики и случайных процессов.

4.1.2. Математическая модель комплексной интерпретации. В общем виде задачу комплексной интерпретации можно представить как математическую модель:

$$\vec{F}_i = \begin{cases} \text{либо } \vec{S}_{1i}(\theta_1) + \vec{n}_{1i} \rightarrow H_1, \\ \dots\dots\dots \\ \text{либо } \vec{S}_{ki}(\theta_k) + \vec{n}_{ki} \rightarrow H_k, \\ \dots\dots\dots \\ \text{либо } \vec{S}_{Mi}(\theta_M) + \vec{n}_{Mi} \rightarrow H_M. \end{cases} \quad (4.1)$$

Здесь $\vec{F}_i = (F_1, F_2, \dots, F_L)$ - вектор значений L различных полей и признаков этих полей, $i = 1, \dots, L$; индекс k ($K = 1, \dots, M$) характеризует различные по геологической природе объекты исследований; M - общее число классов объектов, или число статистических гипотез $H_1, H_2, \dots, H_M$.

$\vec{S}_{ki}(\theta)$ - неслучайная, аномальная компонента i -го поля (признака), зависящая от вектора параметров искомого объекта θ , который включает физические свойства, геометрию и форму объекта. При детерминированном подходе $\vec{S}_{ki}(\theta)$ находится из решения прямой задачи; $\vec{n}_{ki}$ - случайная компонента (помеха) для того же i -го поля (признака).

При комплексном анализе геофизических данных в модели (4.1) достаточно ограничиться суммой $\vec{S}_{ki} + \vec{n}_{ki}$, т. е. без учета вектора θ_k

$$\vec{F}_i = \begin{cases} \text{либо } \vec{S}_{1i} + \vec{n}_{1i} \rightarrow H_1 \\ \dots\dots\dots \\ \text{либо } \vec{S}_{Mi} + \vec{n}_{Mi} \rightarrow H_M \end{cases} \quad (4.2)$$

Когда в модели (4.2) предполагается наличие априорной информации о числе классов M и о статистических характеристиках каждого поля (признака) для этих классов, то задача комплексного анализа сводится к распознаванию образов с предварительным обучением на эталонных объектах. В том случае, когда число классов неизвестно и нет информации о статистических характеристиках, задача комплексного анализа сводится к задаче классификации (распознавание образов без обучения или самообучение) на некоторое, априори не известное число однородных (по совокупности признаков) классов. При этом как число классов,

так и статистические характеристики признаков оцениваются в процессе обработки исходных данных.

Задача комплексного анализа при наличии эталонных объектов формулируется следующим образом: с помощью выбранного алгоритма (критерия) распознавания провести разделение пунктов наблюдений на два класса (например, рудные объекты и вмещающая среда) или на большее число классов (например, задача геокартирования при априорно заданных распределениях значений каждого признака на эталонных объектах). Под эталонным объектом (или просто эталоном) понимается объект установленной геологической природы, на котором проводится изучение статистических характеристик признаков. При этом важно иметь достаточно равномерное расположение эталонных объектов на площади исследований. В противном случае, т. е. при значительном смещении эталонов относительно области распознаваемых объектов, могут возникнуть существенные различия в статистических характеристиках признаков. Особенно это касается регионов со сложным геологическим строением, для которых характерна сильная изменчивость геофизических полей в пределах небольших участков.

Задача комплексного анализа при отсутствии эталонных объектов состоит в разделении пунктов наблюдений по комплексу признаков на конечное число однородных областей (классов) с заранее неизвестными статистическими характеристиками. Геологическая природа этих областей (классов) устанавливается либо непосредственным их разбуриванием, либо путем привлечения дополнительных данных, например, о физических свойствах пород, или поиском аналогий.

4.1.3. Типы моделей комплексной интерпретации. При комплексной интерпретации геофизических данных выделяются модели трех типов [8]:

- при отсутствии зависимостей между физическими и геометрическими параметрами изучаемых объектов для разных методов, комплексная ФГМ получается путем простого объединения параметров моделей для отдельных полей. Для такой модели не требуется частичного или полного совпадения областей, занятых источниками полей;
- при полном совпадении параметров моделей отдельных полей, используются функциональные или тесные статистические зависимости параметров и комплексная ФГМ образуется путем совмещения аномалиеобразующих источников. Примером такой модели является построение сейсмoeлектрических временных разрезов (СЭВР) с использованием зависимости между временем t_0 , определяемого по временному разрезу и t_{3CB} , определяемого по методу зондирования становлением поля, $t_0 = a\sqrt{t_{3CB}}$, где $a = 0,5 \div 0,8$;
- при частичном совпадении параметров монометодных ФГМ, такая модель требует заранее указать, как связаны между собой параметры монометодных ФГМ в комплексной модели.

Связи между параметрами монометодных моделей следует изучать для конкретных физико-геологических условий. Наиболее полно такие связи между геологическими параметрами (пористость, проницаемость,

водонасыщенность и т. д.) и физическими полями изучены при геофизических исследованиях скважин на нефть и газ [19].

4.2. Оценка информативности геофизических методов и их комплекса

4.2.1. Признаки геофизических полей и их информативность. Оценка информативности геофизических методов, как правило, проводится на эталонных объектах. При этом, помимо наблюдаемых значений поля широко используется вычисление различных вторичных признаков. Под признаками понимаются всевозможные характеристики геофизического (геохимического) поля, вычисляемые в скользящем окне или элементарной ячейке. В последнем случае площади исследований разбиваются на ячейки, размер которых, т. е. число профилей и пунктов наблюдений, определяется масштабом съемки. Такая элементарная ячейка представляет собой минимальную единицу площади, которая в дальнейшем либо рекомендуется к детальному опознаванию, либо не рекомендуется. Часто в качестве подобной ячейки используется скользящее окно, к центру которого относятся вычисляемые характеристики поля, т. е. признаки.

В качестве признаков для геофизических полей, несущих количественную информацию, используются: *среднее значение поля в ячейке (окне); дисперсия поля; эксцесс, асимметрия; градиенты значений поля по X и по Y; азимут основного простирания изолиний; интервал корреляции или величина коэффициента корреляции, вычисленная для значений поля, расположенных через один дискрет (пикет, профиль), видимый период или видимая частота поля и т. д.* Важно подчеркнуть получение независимых между собой признаков. Так, среднее значение поля, дисперсия, азимут простирания, интервал корреляции являются независимыми между собой. В то же время часто используемый признак изрезанности поля коррелируется с его дисперсией, видимая частота с интервалом корреляции и т. д. Таким образом, даже для отдельно взятого метода можно обеспечить расчеты комплекса признаков и, соответственно, реализовать его комплексный анализ, например, с целью районирования исследуемой площади. Для зависимых между собой признаков необходимо построение корреляционной матрицы R :

$$R = \begin{bmatrix} 1 & r_{12} & \dots & r_{1L} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{1L} & r_{L2} & \dots & 1 \end{bmatrix}, \quad (4.3)$$

$$\text{где } r_{ij} = \frac{1}{n\sigma_i\sigma_j} \sum_{k=1}^n (X_{ki} - \bar{X}_i)(X_{kj} - \bar{X}_j) \quad (4.4)$$

- коэффициент корреляции между значениями i -го и j -го признаков. Такие корреляционные матрицы (4.3) оцениваются для каждого класса эталонных объектов; n - число пикетов; L - число признаков.

Оценка информативности признаков и их различных сочетаний проводится на эталонах.

Информативность признака - способность признака различать сравниваемые объекты. Эта способность зависит от того, как часто определенные значения признака встречаются у объектов прогнозируемого класса и как широко они распространены за их пределами. Некоторые признаки не несут полезной информации об исследуемом объекте и их следует исключить при комплексном анализе, поскольку существуют признаки - помехи, создающие "информационный" шум.

Нахождение информативности для различных сочетаний геофизических полей и их признаков позволяет определять *информативную совокупность признаков* (ИСП), т. е. такой набор признаков, который обеспечивает наибольшую надежность решения поставленной задачи, например, задачи прогноза. Определение ИСП дает возможность установить первоочередность изучения территории соответствующими методами прикладной геофизики.

4.2.2. Оценка информативности признаков по надежности разделения классов. Наиболее универсальной оценкой информативности как отдельно взятого признака (поля), так и сочетаний (комплекса) признаков (полей) следует считать *надежность* разделения объектов двух классов γ , определяемую по разности площадей под гистограммами распределений признака S_1 и S_2 , построенными для объектов классов H_1 и H_2 :

$$\gamma = 1 - q; \text{ где } q = \frac{S_{\text{пер}}}{S_1 + S_2}. \quad (4.5)$$

Здесь q - вероятность ошибки разделения классов H_1 и H_2 , равная

$$q = p_1\alpha + p_2\beta. \quad (4.6)$$

В (4.6) p_1 и p_2 - априорные вероятности появления объектов классов H_1 и H_2 соответственно. Обычно эти априорные вероятности полагают равными, т. е. $p_1 = p_2 = 0,5$. Величина α представляет вероятность ошибки I рода, которая состоит в том, что принимается решение о наличии объекта класса H_2 , в то время как на самом деле имеется объект класса H_1 . Величина β - есть вероятность ошибки II рода, состоящая в том, что принимается решение о наличии объекта класса H_1 , в то время как на самом деле имеет место объект класса H_2 . Вероятности ошибок α и β определяются величинами площадей пересечения $S_{\text{пер}}$ гистограмм значений признаков, рассчитанных соответственно для объектов классов H_1 и H_2 (рис. 4.2, а). Сумма вероятностей ошибок I и II рода характеризует степень расхождения гистограмм значений признака X_i : $p(X_i/H_1)$ и $p(X_i/H_2)$. При полном их совпадении признак X_i не обладает информативностью, поскольку в этом случае $\gamma = 0,5$ при $p_1 = p_2 = 0,5$. Наоборот, при отсутствии пересечения гистограмм решение о наличии объектов H_1 и H_2 принимается однозначно и величина надежности $\gamma = 100\%$. Признаки, для которых наблюдается совпадение гистограмм в пределах доверительных интервалов частот, можно считать неинформативными и при комплексном анализе в дальнейшем их не использовать.

В случае разделения объектов двух классов, что соответствует решению задачи поисков, надежность может быть определена через интеграл вероятности, в котором верхним пределом является отношение аномалия/помеха (сигнал/помеха) ρ [15]:

$$\gamma = \Phi(\sqrt{\rho}/2) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{\sqrt{\rho}/2} e^{-x^2/2} dx. \quad (4.7)$$

Зависимость (4.7) приведена на рис. 4.1.

При этом один класс объектов рассматривается как помеха для другого. Следовательно, определив величину γ по формуле (4.5), можно, используя зависимость (4.7), найти “аналог” отношения сигнал/помеха ρ для задачи поисков или геокартирования на два класса. Далее определяется величина ρ для каждого признака после чего, при условии независимости признаков, рассчитывается отношение сигнал/помеха по комплексу признаков, как сумма, $\rho_{\text{комп}} = \sum_1^L \rho_i$, L - общее число признаков, ρ_i .

Надежность разделения объектов двух классов по комплексу L -признаков определяется как

$$\gamma_{\text{комп}} = \Phi\left(\frac{\sqrt{\sum \rho_i}}{2}\right). \quad (4.8)$$

Выражение (4.8) может быть использовано для оценки информативности, т. е. надежности разделения объектов, по любому сочетанию признаков. По максимальной величине $\gamma_{\text{комп}}$ устанавливается информативная совокупность признаков. Такой совокупностью обеспечивается выбор наиболее эффективного в смысле оценки геологической природы источников аномалий комплекса геофизических методов.

При решении задачи геокартирования на число классов, большее двух, величина ошибки разделения классов q определяется суммой площадей попарного пересечения гистограмм. Например, для классов H_1 , H_2 и H_3 , $q = q_{12} + q_{23} + q_{13}$ (см. рис. 4.2, а).

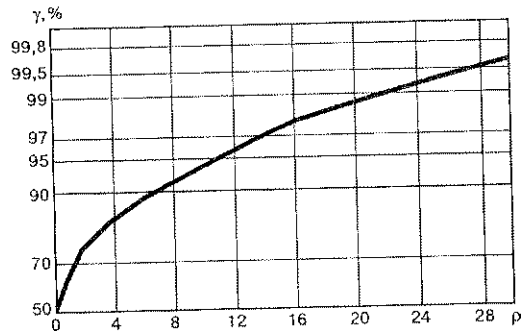


Рис. 4.1. Зависимость надежности обнаружения аномалии γ от энергетического отношения аномалия/помеха ρ

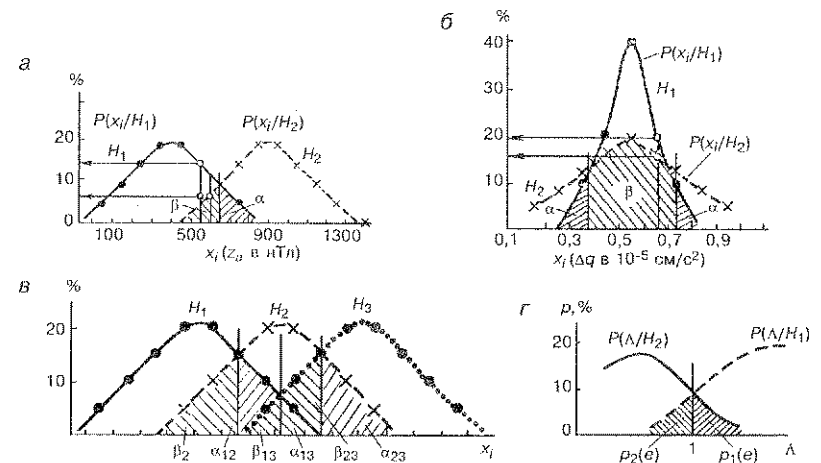


Рис. 4.2. Плотности распределения признака x_i (а - в) и коэффициента правдоподобия Λ (г)

Соответственно, надежность разделения будет равна $\gamma = 1 - q$, а по формуле (4.7) находится величина ρ_1 для первого признака. Аналогично вычисляются значения ρ для других признаков, а затем определяется надежность разделения по их комплексу по формуле (4.8). Этот прием легко реализуется для любого числа признаков, любого их сочетания и любого числа классов.

В качестве примера рассмотрим расчет величины g по гистограммам, приведенным на рис. 4.2, а и б. Эти гистограммы характеризуются следующими значениями:

5, 10, 15, 20, 20, 15, 10, 5	для $P(x/H_1)$
5, 10, 15, 20, 20, 15, 10, 5	для $P(x/H_2)$
10, 20, 40, 20, 10	для $P(x/H_1)$
5, 8, 12, 15, 20, 15, 12, 8, 5	для $P(x/H_2)$

В первом случае (рис. 4.2, а) при равных значениях ρ_1 и ρ_2 величина $q = 0,5(5 + 10 + 5) = 10\%$.

Соответственно надежность разделения $\gamma = 90\%$. Во втором случае (рис. 4.2, б) $q = 0,5(10 + 15 + 20 + 15 + 10) = 35\%$ и соответственно $\gamma = 65\%$. Ясно, что разделение признаков в первом случае более эффективно, чем во втором. Количественно это разделение оценивается величиной γ . Для оценки информативности совокупности двух рассмотренных признаков, используя зависимость рис. 4.1, найдем величину $\rho_1 = 6$ по $\gamma_1 = 90\%$ и $\rho_2 = 1$ по $\gamma_2 = 65\%$. Отсюда $\rho_{\text{комп}} = 7$, $\gamma_{\text{комп}} = 91\%$.

Определение информативности признака, связанное с надежностью разделения, нетрудно обобщить на случай любого числа классов [15]. Так, например, для трех классов, гистограммы которых приведены на рис. 4.2, в, получаем

$$\gamma_{\text{комп}} = 1 - (p_1\alpha_{12} + p_2\beta_{23}) - (p_2\alpha_{23} + p_3\beta_{23}) - (p_1\alpha_{13} + p_3\beta_{13}) = 1 - q_{12} - q_{23} - q_{13},$$

где $p_1 - p_3$ - априорные вероятности появления объектов классов $H_1 - H_3$, полагаемые обычно равными между собой; α_{12} , α_{23} и α_{13} - вероятности ошибок первого рода при разделении объектов соответственно первого и второго, второго и третьего, первого и третьего классов, β_{12} , β_{23} и β_{13} - аналогичные значения вероятностей для ошибок II рода.

Для случая, приведенного на рис. 4.2, в, гистограммы представлены следующими значениями:

$$\begin{array}{ll} 5, 10, 15, 20, 20, 15, 10, 5 & \text{для } P(x/H_1) \\ 5, 10, 15, 20, 20, 15, 10, 5 & \text{для } P(x/H_2) \\ 5, 10, 15, 20, 20, 15, 10, 5 & \text{для } P(x/H_3). \end{array}$$

При $p_1 = p_2 = p_3 = 0,33$ получаем $\gamma_{\text{комп}} = 69\%$.

Использование оценок информативности в виде (4.8) позволяет сравнивать информативность тех признаков, для которых разделение осуществляется на разное число классов, например для признака x_1 на два класса, а для признака x_2 на три класса. С целью сравнения информативности по величине γ в этом случае следует считать, что какие-то два класса по признаку x_1 не разделяются (либо H_1 и H_3 , либо H_2 и H_3).

4.2.3. Оценка информативности по методу главных компонент. Оценка информативности для зависимых друг от друга признаков может быть осуществлена путем разложения их корреляционной матрицы (4.3) по собственным значениям и собственным векторам. Корреляционная матрица при этом вычисляется по всем значениям признаков, полученных на эталонных объектах разных классов. При выборе информативной совокупности признаков достаточно ограничиться нахождением максимального собственного значения λ_{max} и соответствующего ему главного собственного вектора матрицы (4.3). Координаты этого вектора определяют вес каждого признака. При малом весе признак считается неинформативным и не используется в дальнейшей обработке.

Значение λ_{max} находится как наибольший корень линейного уравнения, образующегося путем приравнивания определителя матрицы R нулю, т. е.

$$\begin{vmatrix} 1-\lambda & r_{12} & \dots & r_{1L} \\ r_{21} & 1-\lambda & \dots & r_{2L} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{L1} & r_{L2} & \dots & 1-\lambda \end{vmatrix} = 0.$$

Из всех λ - корней этого уравнения $\lambda_1, \dots, \lambda_n$ выбирается наибольший.

Физический смысл λ_{max} состоит в том, что λ_{max} является оценкой отношения сигнал/помеха в многомерном пространстве признаков.

После нахождения λ_{max} вычисляется первая главная компонента решения системы линейных уравнений

$$\begin{bmatrix} 1-\lambda_{\text{max}} & r_{12} & \dots & r_{1L} \\ r_{21} & 1-\lambda_{\text{max}} & \dots & r_{2L} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{L1} & r_{L2} & \dots & 1-\lambda_{\text{max}} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_{11} \\ h_{12} \\ \dots \\ h_{1L} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \dots \\ 0 \end{bmatrix}$$

при нормировке координат этой компоненты $\sum_{l=1}^L h_{1l}^2 = 1$.

Для исходной совокупности признаков первая главная компонента является линейной комбинацией исходных данных x_{li} с главным собственным вектором h_l матрицы (4.3), т. е. $y_{1i} = \sum_{l=1}^L x_{li} h_{1l}$.

Например, для $L = 4$ при наличии n эталонных объектов имеем

$$y_{1i} = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{21} & x_{31} & x_{41} \\ x_{12} & x_{22} & x_{32} & x_{42} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{1n} & x_{2n} & x_{3n} & x_{4n} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_{11} \\ h_{12} \\ h_{13} \\ h_{14} \end{bmatrix} = \sum_{l=1}^L x_{li} h_{1l}.$$

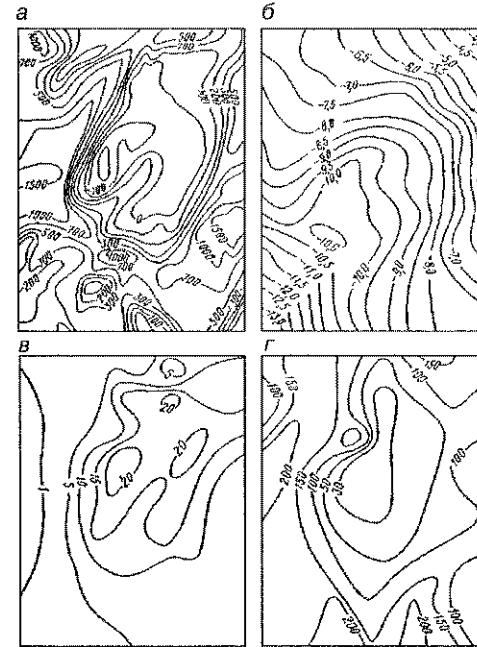


Рис. 4.3. Геофизические поля над Бенкалинским меднопорфировым месторождением: а - Z_a в нТл; б - Δg в усл. ед.; в - η_k в %; г - ρ_k в Ом·м

Первая главная компонента извлекает 75 - 90% всей энергии комплекса признаков (полей), т. е. на долю второй и третьей главных компонент, вычисляемых соответственно для λ_2 , меньшего λ_{max} , но большего других λ , и для $\lambda_3 < \lambda_2$, остается от 10 до 25% общей энергии. Обычно ограничиваются вычислением двух-трех компонент.

В качестве примера приведем первую главную компоненту, полученную по четырем признакам (рис. 4.3): $x_{1i} = \Delta g_{\text{ост}}$ - остаточное гравитационное поле; $x_{2i} = \rho_k$ - кажущееся сопротивление; $x_{3i} = \eta$ - коэффициент вызванной поляризации; $x_{4i} = Z_a$ - вертикальная составляющая магнитного поля.

По исходным данным была получена матрица вида

	$\Delta g_{\text{ост}}$	ρ_k	η	Z_a
$\Delta g_{\text{ост}}$	1	0,55	-0,48	0,61
ρ_k	0,55	1	-0,79	0,41
h	-0,48	-0,79	1	-0,51
Z_a	0,61	0,41	-0,51	1

Координаты главного собственного вектора этой матрицы соответственно: $h_{1i} = 0,49; 0,52; -0,52; 0,46$. Таким образом, первая главная компонента

$$y_{1i} = 0,49\Delta g_{\text{ост}i} + 0,52\rho_{ki} - 0,52\eta_i + 0,46Z_{ai}.$$

В данном примере все координаты главного собственного вектора значимы. Полный анализ информативности должен включать вычисление комплексного параметра $Y_{\text{компл}}$ при разном числе признаков и их различных сочетаниях.

Информативной совокупностью признаков является такая совокупность, при которой достигается максимальное различие классов по величине $Y_{\text{компл}}$. Для случая двух классов отношение большего значения $Y_{\text{компл}}$ к меньшему, полученных на эталонных объектах, будет аналогично отношению сигнал/помеха ρ , и по формуле $\gamma = \Phi(\sqrt{\rho}/2)$ можно оценить надежность разделения этих классов.

4.2.4. Оценка информативности по энтропии. Другой оценкой информативности геофизических полей и их признаков является *величина количества информации*. При этом расчет информативности признаков базируется на оценке среднего количества информации о системе A , содержащейся в сообщении о состоянии системы B , после получения сообщения, т. е.

$$I_{AB} = H(A) - H(A/B)$$

где $H(A)$ - *априорная энтропия*,

$$H(A) = -\sum_{k=1}^M p(A_k) \log p(A_k);$$

$H(A/B)$ - *апостериорная энтропия*,

$$H(A/B) = -\sum_{j=1}^M p(B_j) \sum_{k=1}^M p(A_k/B_j) \log p(A_k/B_j).$$

Если принять, что A - система геологических объектов, т. е. число различных классов пород, установленных по геологической карте (разрезу), а B - система интервалов значений признака, то геометрические вероятности, которые являются исходными для расчета информации, определяются по формулам:

$$p(A_k) = S_{Ak}/S \text{ или } p(A_k) = L_{Ak}/L;$$

$$p(B_j) = S_{Bj}/S \text{ или } p(B_j) = L_{Bj}/L; \quad p(A_k/B_j) = S_{AkBj}/S$$

$$\text{или } p(A_k/B_j) = L_{AkBj}/L,$$

где S и L - соответственно площадь съемки и длина профиля; S_{Ak} и L_{Ak} - участки площади и отрезки профилей, в пределах которых закартирован объект класса A_k ; S_{Bj} и L_{Bj} - то же, для j -градации признака B ; S_{AkBj} и L_{AkBj} - участки площади и отрезки профилей, на которых одновременно наблюдается объект класса A_k и j -градация признака B .

Величина I_{AB} зависит от априорной энтропии системы эталонных объектов. Поэтому для сравнения информативности признаков следует использовать величину относительной информативности I_{AB}/H_A , что позволяет сопоставить информативность признаков, измеренных на разных участках и объектах неодинаковых размеров, характеризующихся различными величинами априорной энтропии. Для нахождения информативной совокупности признаков (ИСП) сравниваются суммарные относительные информативности, полученные при различных сочетаниях признаков. ИСП устанавливается по максимальной величине суммарной относительной информативности. Для отбраковки неинформативных признаков выбирается эмпирически рассчитанный порог.

4.3. Комплексный анализ геофизических данных при наличии эталонных объектов

В настоящее время используется большое число алгоритмов комплексного анализа признаков с *предварительным обучением на эталонных объектах*, основные из них ориентированы на методы теории статистических решений, математической логики и так называемых потенциальных функций.

4.3.1. Комплексный анализ на основе статистических решений. Алгоритм по проверке статистических гипотез базируется на критериях принятия статистических решений, среди которых чаще всего применяются критерии максимального правдоподобия и максимума апостериорной вероятности.

Для их использования строятся оценки плотностей распределения значений признаков (гистограмм) и корреляционных матриц по эталонным объектам разных классов.

Рассмотрим алгоритм обработки для случая двух классов, который соответствует сравнению двух гипотез H_1 и H_2 на основе вычисления коэффициента правдоподобия. Для независимых признаков коэффициент правдоподобия равен отношению функций правдоподобия $P(x_l/H_k)$, вычисляемых для каждого l -го признака и по каждому k -му классу:

$$\Lambda(\bar{X}) = \frac{P(x_1/H_1)P(x_2/H_1)...P(x_L/H_1)}{P(x_1/H_2)P(x_2/H_2)...P(x_L/H_2)}. \quad (4.9)$$

Значения частных коэффициентов правдоподобия $\Lambda(x_l) = P(x_l/H_1)/P(x_l/H_2)$ характеризуют относительный вклад каждого признака в общую величину $\Lambda(\bar{X})$. Эти значения можно рассматривать как количественную оценку информативности признаков.

Распознавание исследуемых объектов сводится к нахождению в i -й точке (ячейке) значений $P(x_{li}/H_1)$ и $P(x_{li}/H_2)$, которые снимаются с

гистограмм, полученных на эталонных объектах. После этого рассчитываются величины коэффициента правдоподобия (4.9). Следует отметить, что ограничения на законы распределения признаков при этом отсутствуют. Решение о принадлежности i -го искомого объекта (точки, ячейки) к классу H_1 принимается согласно критерию максимального правдоподобия при $\Lambda(\bar{X}_i) > 1$.

Если $\Lambda(\bar{X}_i) < 1$, справедлива гипотеза H_2 , т. е. объект принадлежит ко второму классу.

На основании формулы Байеса по коэффициенту правдоподобия находится апостериорная вероятность гипотезы H_j :

$$P(H_1/\bar{X}_i) = \frac{(p_1/p_2)\Lambda(\bar{X}_i)}{(p_1/p_2)\Lambda(\bar{X}_i) + 1}, \quad (4.10)$$

где p_1 и p_2 - априорные вероятности появления объектов соответственно классов H_1 и H_2 .

Приняв $p_1 = p_2$, получаем правило решения для апостериорной вероятности в виде $p(H_1/\bar{X}_i) > 0,5$, когда справедлива гипотеза H_1 , при $p(H_1/\bar{X}_i) < 0,5$ - справедлива гипотеза H_2 .

Поясним расчет коэффициента правдоподобия (4.9) и апостериорной вероятности (4.10) на примере.

Пусть гистограммы значений двух признаков (Z_a и Δg) над эталонными объектами двух классов H_1 и H_2 имеют вид, аналогичный приведенному соответственно на рис. 4.2, а и б. Требуется установить принадлежность точки наблюдений (искового объекта) со значениями $x_1 = Z_a = 550$ нТл и $x_2 = 0,65$ мГал, к одному из классов.

По гистограмме рис. 4.2, а получаем $P(x_1/H_1) = 0,15$ (15%), $P(x_2/H_1) = 0,05$ (5%), а по гистограмме рис. 4.2, б $P(x_2/H_1) = 0,2$ (20%), $P(x_2/H_2) = 0,17$ (17%). Тогда согласно формуле (4.9) имеем $\Lambda(x_1, x_2) = (15/5) \cdot (20/17) = 3,1, 2 = 3,6 > 1 = \Lambda_{\text{пор}}$, т. е. объект со значениями $Z_a = 550$ нТл и $\Delta g = 0,65$ мГал принадлежит к классу H_1 .

Значение апостериорной вероятности из (4.10) при $p_1 = p_2 = 0,5$ будет $P(H_1/x_1, x_2) = 3,6/(3,6 + 1) = 0,76 > 0,5$, что соответствует гипотезе H_1 .

При условии, что изучаемые (распознаваемые) объекты отнесены к первому классу H_1 , т. е. являются теми точками наблюдений, которые оконтуриваются изолиниями со значениями $\Lambda(\bar{X}) > 1$, коэффициент правдоподобия в силу своей случайной природы в оконтуренной области будет иметь некоторое вполне определенное распределение. Обозначим плотность такого распределения через $P(\Lambda(\bar{X})/H_1)$. При условии, что объекты относятся ко второму классу H_2 , плотность распределения коэффициента правдоподобия в этой области будет равна $P(\Lambda(\bar{X})/H_2)$. Очевидно, что плотность $P(\Lambda(\bar{X})/H_1)$ не равна тождественно $P(\Lambda(\bar{X})/H_2)$.

Таким образом, получаем, два одномерных распределения $P(\Lambda(\bar{X})/H_1)$ и $P(\Lambda(\bar{X})/H_2)$ (см. рис. 4.2, в). Интегрируя эти распределения, можно оценить вероятность ошибки проведенной обработки и ее надежность.

Так, вероятности ошибок первого и второго родов (обозначим их через $p_1(e)$ и $p_2(e)$) в этом случае равны соответственно

$$p_1(e) = \int_{-\infty}^{\Lambda_{\text{пор}}} P(\Lambda(\bar{X})/H_1) d\Lambda(\bar{X}); \quad p_2(e) = \int_{\Lambda_{\text{пор}}}^{\infty} P(\Lambda(\bar{X})/H_2) d\Lambda(\bar{X}).$$

В частности, $\Lambda_{\text{пор}}$ может быть равно единице.

Общая безусловная вероятность ошибки

$$p(e) = \sum_{k=1}^2 p(H_k) p_k(e).$$

Отсюда получаем надежность классификации после распознавания $\gamma = 1 - p(e)$.

В случае необходимости распознавания объектов на число классов, большее двух ($M > 2$), вычисления производятся непосредственно по формуле Байеса

$$p(H_k/\bar{X}_i) = \frac{p_k P(\bar{X}_i/H_k)}{\sum_{k=1}^M p_k P(\bar{X}_i/H_k)}, \quad \text{где } p_k = p(H_k). \quad (4.11)$$

При этом для каждого класса последовательно находят значения $p(H_1/\bar{X}_i)$, ..., $p(H_M/\bar{X}_i)$ и по максимальному из них принимают решение о принадлежности искомой i -й точки к тому или иному классу.

При построении алгоритмов распознавания в случае зависимых признаков исходят из предположения об их нормальном распределении и оценивают корреляционные матрицы R_k , составленные из коэффициентов корреляции r_{ij}/l , $j = 1, \dots, L$ по каждому классу в отдельности. Многомерная плотность распределения вектора признаков $\bar{X} = (X_1, \dots, X_L)$ для класса H_k определяется выражением

$$P(\bar{X}_i/H_k) = \frac{1}{(2\pi)^{L/2} |R_k|^{1/2}} \exp \left[-\frac{1}{2} (\bar{X}_i - \bar{\mu}_k)' R_k^{-1} (\bar{X}_i - \bar{\mu}_k) \right], \quad (4.12)$$

где R_k^{-1} - матрица, обратная матрице R_k ; $|R_k|$ - определитель корреляционной матрицы; $\bar{\mu}_k$ - вектор средних значений признаков k -го класса; $(\bar{X}_i - \bar{\mu}_k)'$ и $(\bar{X}_i - \bar{\mu}_k)$ - вектор-строка и вектор-столбец.

Используя опять формулу Байеса (4.11), решение о принадлежности объекта к тому или иному классу принимают по максимальной величине апостериорной вероятности из M чисел $p(H_k/\bar{X})$, $k = 1, \dots, M$. Реализация такого алгоритма весьма громоздка, поэтому с целью упрощения используются различные допущения, одним из которых является условие равенства матриц $R_1 = R_2 = \dots = R_M = R$. При этом выражение для коэффициента правдоподобия принимает вид

$$\Lambda_i = \exp \left[-\frac{1}{2} (\bar{X}_i - \bar{\mu}_1)' R^{-1} (\bar{X}_i - \bar{\mu}_1) + \frac{1}{2} (\bar{X}_i - \bar{\mu}_2)' R^{-1} (\bar{X}_i - \bar{\mu}_2) \right]. \quad (4.12)$$

При $\Lambda_i > 1$ принимаем решение о наличии объекта класса H_1 . Логарифмирование последнего выражения приводит к алгоритму

$$\bar{X}_i - [(\bar{\mu}_1 - \bar{\mu}_2)/2]' R^{-1} (\bar{\mu}_i - \bar{\mu}_2) > 0. \quad (4.13)$$

Левая часть (4.13) носит название *дискриминантной функции*.

Поскольку вектор признаков $\bar{X}_i$ входит в (4.13) линейно, то при равенстве нулю это выражение описывает гиперплоскость в L -мерном пространстве признаков, разделяющую это пространство на две области $\bar{X}_i \in H_1$ и $\bar{X}_i \in H_2$. Алгоритм построения дискриминантной функции можно использовать и для распознавания объектов при $M > 2$, производя последовательное деление каждого класса на два подкласса.

Наконец, в тех случаях, когда имеется лишь один класс эталонных объектов и решается задача о принадлежности искомого объекта по комплексу признаков именно к этому классу, можно использовать критерий χ^2 . В указанной ситуации возможна проверка следующих гипотез:

1) о равенстве средних векторов признаков эталонного и распознаваемого объектов. Для проверки этой гипотезы используется правило

$$\sum \frac{(x_{i1} - x_{i2})^2}{\sigma_{i1}^2 + \sigma_{i2}^2} \leq \chi_{\beta}^2(L), \quad (4.14)$$

где σ_{i1}^2 и σ_{i2}^2 - оценки дисперсий i -го признака x_i для эталонного (1) и распознаваемого (2) объектов; $\chi_{\beta}^2(L)$ - квантиль вероятности β распределения χ^2 с L степенями свободы;

2) о равенстве средних значений и среднеквадратических отклонений. Эта гипотеза проверяется по правилу

$$\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2} \left[\frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)^2}{\sigma^2} + 2 \left(\ln \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \right)^2 \right] \leq \chi_{\beta}^2(L), \quad (4.15)$$

где $\sigma^2 = (n_1 \sigma_1^2 + n_2 \sigma_2^2) / (n_1 + n_2)$; n_1 и n_2 - объемы выборок соответственно для эталонного (1) и распознаваемого (2) объектов $\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$, σ_1^2 и σ_2^2 - оценки соответственно средних векторов и дисперсий признаков эталонного и распознаваемого объектов;

3) о равенстве корреляционных матриц при условии зависимости признаков. Эта гипотеза имеет решающее правило в виде М-статистики

$$(\bar{X}_1 - \bar{X}_2)' \left[\frac{R_1}{n_1} + \frac{R_2}{n} \right]^{-1} (\bar{X}_1 - \bar{X}_2) \leq \chi_{\beta}^2(L), \quad (4.16)$$

где R_1 и R_2 - оценки корреляционных матриц для эталонных и распознаваемых объектов.

Для рассмотренных выше алгоритмов решение о принадлежности объекта к тому или иному классу принимается на основе фиксированного порога $\Lambda_{\text{пор}} = 1$; $\chi_{\beta}^2 = \chi_{0,9}^2$ и т. д. Эти алгоритмы для зависимых признаков строятся в предположении об их нормальном распределении. На преодоление последнего ограничения направлена разработка алгоритмов непараметрической классификации, для которых выбор порога принятия решения происходит в процессе обучения на эталонных объектах.

4.3.2. Комплексный анализ на основе математической логики. Алгоритмы математической логики основаны на установлении меры сходства (меры аналогии) исследуемых объектов с эталонными по величине суммарной информативности признаков. Одним из первых в прикладной

геофизике был предложен алгоритм "Кора-3" (Ш. А. Губерман), с помощью которого решалась задача выделения нефтегазоносных пластов по комплексу методов геофизических исследований скважин. Кодирование признаков при этом осуществляется в двоичной системе, когда объект задается набором признаков $\bar{F}$, причем $f_{kl} = 0$, если k -й объект не обладает l -м признаком, и $f_{kl} = 1$, если k -й объект обладает l -м признаком. Все эталонные и исследуемые объекты характеризуются единым набором признаков и единым порядком их расположения. Этап обучения сводится к перебору всех возможных сочетаний признаков по три (отсюда цифра "3" в названии алгоритма и соответствующей программы) для каждого класса.

Если появилось сочетание признаков, которое не менее p раз встречается среди эталонов первого класса и ни разу не встречается среди эталонов других классов, такое сочетание выделяется как сложный признак первого класса. Пороговое значение p задается эмпирически. Если один из двух сложных признаков характеризует большее число эталонных объектов, то он будет информативнее другого. На следующем этапе осуществляется распознавание исследуемых объектов. При этом проверяется, сколько сложных признаков первого класса встретилось в искомом объекте. Если сложных признаков первого класса больше, чем сложных признаков других классов, объект относится к первому классу. С увеличением мощности и памяти современных ЭВМ указанный алгоритм позволяет осуществлять перебор сочетаний признаков по любому их числу и не ограничивается кодированием признака двумя состояниями.

Другим распространенным алгоритмом является *алгоритм тупиковых тестов* (А. Н. Дмитриев, Ю. И. Журавлев), основанный на поиске матрицы T , содержащей описание объектов обучения (объекты, как правило, кодируются в двоичной системе) специальных подмножеств - так называемых тупиковых тестов. Подмножество столбцов ($i_1, i_2, \dots, i_p$) матрицы T называется тестом, если после удаления из T всех столбцов, за ($i_1, i_2, \dots, i_p$), получается матрица, все строки которой различны. Тест называется тупиковым, если после исключения любого столбца он перестает быть тестом.

Для каждого из признаков $x_1, \dots, x_L$, характеризующих объекты обучения, вычисляется информационный вес признака $h_i = n_i / N$ ($i = 1, \dots, L$), где n_i - число вхождений признака x_i в тупиковые тесты; N - общее число тупиковых тестов для матрицы T . Информационный вес исследуемого объекта определяется как сумма информационных весов, которые присутствуют на данном объекте, т. е. принимают значение "1".

Для каждого объекта обучения $a_k(x_{k1}, \dots, x_{kL})$ и исследуемого объекта $a_x(x_1, \dots, x_L)$ находится вероятность:

$$p_{li} = \begin{cases} 0 & \text{при } x_{kl} \neq x_l \\ 1 & \text{при } x_{kl} = x_l \end{cases}$$

$p_{li} = 1/2$, если значение x_{kl} или x_l соответствует прочерку (отсутствие данных о признаке), где x_{kl} - значение l -го признака объекта k -го класса,

Затем для каждого из M классов оценивают величину комплексного параметра (меры сходства)

$$y_{\text{комп.}k} = \frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} \sum_{l=1}^L p_{li} h_l, \quad k = 1, \dots, M,$$

где n_k - число объектов обучения k -го класса.

Объект a_x относится к тому классу (образу), которому соответствует максимальная величина $y_{\text{комп.}k}$.

Достаточно широкое применение получили алгоритмы распознавания, основанные на построении потенциальной функции, выражаемой через обобщенное расстояние для изучаемых признаков в L -мерном пространстве.

Алгоритм "Потенциал-2" (И. Д. Савинский) позволяет для каждого исследуемого объекта найти в L -мерном пространстве признаков "потенциал" вида

$$V = \frac{1}{n_k} \sum_{k=1}^{n_k} \left[\frac{\alpha_k}{\sum_{i=1}^L h_i (x_{ki} - x_l)^2} \right],$$

где x_{kl} , x_l - координаты l -го признака k -го объекта обучения и исследуемого объекта; n_k - число объектов обучения k -го класса; α_k , h_l - "веса" k -го объекта обучения и l -го признака, соответственно обусловленные совокупностью объектов различных классов.

Исследуемый объект относится к тому классу, "потенциалы" (меры сходства) которого будут большими, чем для других классов.

С целью оценки качества обработки по этому алгоритму на самих объектах обучения предусмотрена процедура поочередного исключения объектов из обучающей выборки и их контроль на основе оставшихся классов. Число ошибочно распознаваемых объектов обучения при этом служит одним из показателей эффективности распознавания.

4.4. Комплексный анализ геофизических данных при отсутствии эталонных объектов

Отсутствие эталонных объектов, на которых проводится оценка статистических характеристик и информативности изучаемых признаков, приводит к необходимости разработки алгоритмов обработки данных комплекса на принципах самообучения. Распознавание образов без обучения на эталонных объектах называется самообучением. При этом число классов и статистические характеристики (распределение) признаков по каждому классу должны быть получены в процессе обработки исходных данных. При распознавании образов без обучения термин "классификация" больше отвечает сущности задачи, поскольку в конечном итоге площадь исследования разделяется на конкретное число однородных по комплексу признаков классов. Геологическая природа таких классов остается неизвестной из-за отсутствия возможности их сравнения с некоторыми эталонами, для ее установления требуется проведение горнобуровых работ. Однако необходимость разбуривания по сети здесь отпадает,

так как достаточно бурения одной скважины для каждого класса. Классификация геологических объектов без обучения приобретает особое значение при обработке данных рудной геологии и геофизики в сложном построенных в геологическом отношении районах, когда сложный и непостоянный характер геофизических полей обычно исключает возможность использования эталонных объектов.

Среди существующих алгоритмов классификации выделяются: *эвристические, использующие различные приемы суммирования (или произведения) признаков; корреляционные*, базирующиеся на аппарате компонентного и факторного анализа; *статистические*, основанные на проверке статистических гипотез.

4.4.1. Эвристические алгоритмы классификации. Эвристические алгоритмы классификации строятся в предположении независимости признаков и одинаковой их информативности. В одном из алгоритмов суммирования диапазон значений каждого признака разбивается на заданное и одинаковое по каждому признаку число градаций, например четыре. Результатом суммирования является число

$$y_i = \sum_{j=1}^L x_{ij}^{(j)},$$

где $x_{ij}^{(j)}$ - представляет j -й разряд l -го признака в i -й точке.

В тех же предположениях о признаках проводится суммирование полных нормированных градиентов, предварительно рассчитанных по методике Березкина для каждого признака в отдельности. Помимо равномерного суммирования признаков, когда равновесность, т. е. равная информативность, обеспечивается делением признаков на одно и то же число разрядов, используются алгоритмы неравновесного суммирования типа

$$y_l = \sum_{i=1}^L \frac{(x_{li} - \bar{x}_l)^2}{\sigma_l^2} \quad \text{или} \quad y_l = \sum_{i=1}^L \frac{|x_{li} - \bar{x}_l|}{\sigma_l},$$

где $\bar{x}_l$ и σ_l^2 - соответственно среднее значение и дисперсия l -го признака. Для определения порога принятия решения при этом можно использовать критерий χ^2 .

При решении частных задач оказываются эффективными алгоритмы типа $y_i = x_1 x_2 / x_3$, для которых не существует математического обоснования и соответственно невозможно оценить величину порога принятия решения.

4.4.2. Метод главных компонент. Корреляционный алгоритм классификации (метод главных компонент) позволяет провести классификацию геологических объектов по зависимым друг от друга признакам, а с помощью дисперсионного анализа оценить значимость вклада (веса) коэффициента) каждого признака. Чтобы свести задачу обработки данных комплекса признаков для случая разделения объектов на два класса к задаче компонентного анализа, сформулируем принцип классификации следующим образом. Пусть i -й объект относится к классу H_1 если выполняется условие

$$\sum_{l=1}^L h_l x_{li} = y_i > y_{\text{пор}}, \quad (4.17)$$

где y_i - комплексный параметр, равный сумме взвешенных значений каждого признака для i -го объекта; h_l - весовой коэффициент l -го признака; $y_{\text{пор}}$ - порог принятия решения.

Если в рассматриваемом множестве объектов существуют два класса и веса h_l выбраны так, что обеспечивают различные значения y_i для этих классов, то вычисление h_l можно свести к процедуре нахождения собственного вектора корреляционной матрицы R исходных признаков, соответствующего ее максимальному собственному числу λ_{max} .

Порог для принятия решения о наличии объекта искомого класса определяется на основе центральной предельной теоремы, согласно которой сумма случайных величин распределена нормально. Поэтому величина комплексного параметра y_i распределена нормально и порог $y_{\text{пор}}$ определяется заданием вероятности γ :

$$\gamma = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{y_{\text{пор}}} e^{-x^2/2} dx,$$

где $x = (y_{\text{пор}} - \bar{y})/\sigma_y \sqrt{2}$.

Для вероятности $\gamma = 95\%$ $y_{\text{пор}} = 1,65$. Поскольку дисперсия величины y_i равна λ_{max} , для вероятности 95% порог будет $s_{\text{пор}} = 1,65\sqrt{\lambda_{\text{max}}}$. Соответственно, для вероятности $\gamma = 99\%$ $s_{\text{пор}} = 2,4\sqrt{\lambda_{\text{max}}}$.

Последовательное вовлечение в обработку новых признаков даст возможность по скорости возрастания комплексного параметра y_i судить об их информативности.

Выражение (4.17) представляет собой первую главную компоненту, поэтому сам алгоритм реализует вычисление по методу главных компонент (см. раздел 4.2.3). В дальнейшем применение метода главных компонент может идти: путем последовательного нахождения первой главной компоненты отдельно для объектов со значениями $y_i < y_{\text{пор}}$ и $y_i > y_{\text{пор}}$ и т. д.; путем нахождения нескольких (двух-трех) главных компонент, определяющих основную часть дисперсии в пространстве признаков, и их геологического истолкования. Первая главная компонента выделяет объекты, характеризующиеся наибольшей энергией (дисперсией) в пространстве всех признаков. С целью геологического истолкования нередко оказывается полезной процедура получения нового набора главных компонент (факторов), т.е. вращения факторов.

4.4.3. Метод К-средних. Алгоритм классификации методом К-средних предложен Д. Мак-Куином и реализован А. Н. Кленчиным, его суть состоит в следующем. Пусть множество объектов n следует разбить на заданное число классов $M \ll n$, однородных в смысле заданной метрики классов. Каждый i -й объект описан вектором изучаемых признаков x_{li} ($l = 1, \dots, n$). На первом этапе случайно выбирается k объектов из общей совокупности n объектов (точек наблюдений или ячеек) и в дальнейшем ведется последовательное уточнение этих выбранных, по-

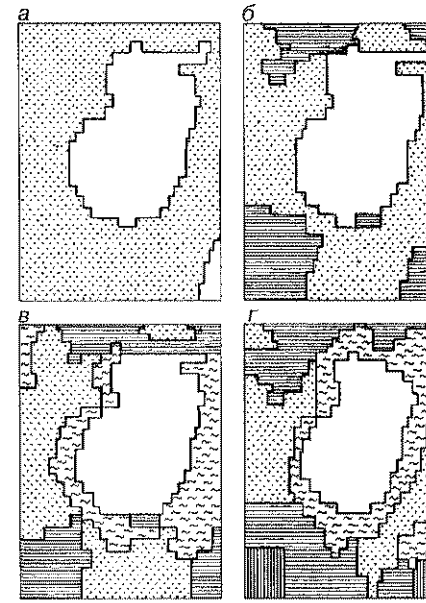


Рис. 4.4. Результаты классификации геофизических полей, приведенных на рис. 4.3, по методу К-средних на два (а), три (б), четыре (в) и пять (г) классов (по А. Н. Кленчину)

лагаемых эталонными, объектов $E^v(e_1^v, e_2^v, \dots, e_k^v)$ с соответствующим пересчетом приписываемых им весов $h_1^v, \dots, h_k^v$, где v - номер итерации, $v = 0, 1, 2, \dots$. Первые случайно расположенные k -объекты являются нулевым приближением, т.е. $e_i^{(0)} = x_i$; $h_i^{(0)} = 1$; $i = 1, \dots, k$. Затем извлекается объект (точка) x_{k+1} и выясняется, к какому из эталонов $e_i^{(0)}$ он оказался ближе всего. Этот эталон заменяется новым, определяемым как "центр тяжести" старого эталона и присоединенного к нему объекта x_{k+1} с увеличением на единицу соответствующего ему веса. Пересчет эталонов и соответствующих им весов на v -м шаге проводится согласно формулам

$$e_i^{(v)} = \frac{h_i^{(v-1)} e_i^{(v-1)} + x_{k+v}}{h_i^{(v)} + 1},$$

$$h_i^{(v)} = h_i^{(v-1)} + 1,$$

при условии, что среднеквадратическое расстояние между x_{k+v} и e_i^{v-1} минимально, т.е. $\rho(x_{k+v}, e_i^{v-1}) = \min \rho(x_{k+v}, e_j^{v-1})$, $j = 1, \dots, k$, и по формулам $e_i^{(v)} = h_i^{(v-1)} e_i^{(v-1)}$, $h_i^{(v)} = h_i^{(v-1)} + 1$ если это условие не выполняется.

После уточнения эталонной совокупности проводится окончательная классификация множества объектов n по комплексу признаков с целью выделения M классов в соответствии с правилом минимального дистанционного разбиения относительно "центров тяжести" (эталонных объектов) классов, т.е. $S_j(E) = [\bar{X}: \rho(x, E_j) < \rho(x, E_j)], j = 1, \dots, k, j \neq 0$. Это разбиение - наилучшее в смысле функционала качества

$$Q(E) = \sum_{i=1}^L \sum_{x_l \in S} \rho^2(x_l, \bar{x}(l)),$$

который является взвешенной суммой внутриклассовых дисперсий.

Результаты классификации четырех геофизических полей, приведенных на рис. 4.3, по методу К-средних, иллюстрируются на рис. 4.4.

4.5. Количественные методы комплексной интерпретации геофизических данных

Цель количественной комплексной интерпретации геофизических данных - построение согласованных по физическим и геометрическим параметрам комплексных ФГМ изучаемых объектов или геосреды. Коли-

чественная комплексная интерпретация реализуется лишь для достаточно интенсивных аномальных полей, т. е. при больших отношениях сигнал/помеха (при малых отношениях сигнал/помеха решаются в основном задачи обнаружения сигналов по установлению факта их наличия). При этом, в отличие от методов распознавания образов и классификации по комплексу признаков, количественная интерпретация невозможна без аппарата математической физики, теории полей. В то же время методы регрессионного анализа, теории статистических решений позволяют находить взаимные корреляционные связи между изучаемыми элементами геологического строения (физическими и геометрическими параметрами) и на основе таких связей осуществлять прогноз наиболее вероятных параметров искомых объектов.

4.5.1. Оценка адекватности комплексных ФГМ реальным объектам. Необходимость комплексной интерпретации диктуется теми соображениями, что решение, т. е. модель, грубо согласующее с результатами нескольких геофизических методов, является предпочтительнее решения, которое хорошо удовлетворяет результатам интерпретации лишь одного какого-то метода и в то же время не удовлетворяет результатам других методов. Практически всегда для данных наблюдений одного метода можно подобрать модель, параметры которой при решении прямой задачи обеспечат совпадение расчетов с результатами эксперимента с высокой точностью. Однако решение прямой задачи для параметров этой же модели для другого метода может резко отличаться от его экспериментальных данных.

Кроме того, разные геологи придерживаются разным гипотезам или концепциям о геологическом строении конкретного региона (например, слоистая или блоково-слоистая модели), поэтому возникает задача оценки адекватности комплексной ФГМ той или иной геологической концепции. Учитывая изложенное, в качестве критерия оценки адекватности комплексной ФГМ реальным объектам может быть использована величина обобщенного расстояния μ , равная

$$\mu = \sum_{l=1}^L \sum_{i=1}^n h_l \left[f_{li}^M(\vec{\Theta}_K) - f_{li}^H \right]^2, \quad (4.18)$$

где f_{li}^H - наблюдаемое значение l -го поля в i -ой точке; $f_{li}^M(\vec{\Theta}_K)$ - теоретически рассчитанное (модельное) значение l -го поля в i -той точке для вектора параметров объекта (среды) $\vec{\Theta}_K$, под которыми понимаются как петрофизические, так и геометрические параметры; h_l - весовые множители для l -го поля.

Весовые множители определяются координатами собственного вектора корреляционной матрицы, построенной по коэффициентам корреляции отклонений $f_{li}^M - f_{li}^H$ данных для любой пары модельного и наблюдаемого полей.

Координаты этого собственного вектора рассчитываются для максимального собственного значения $\lambda_{\max}$ корреляционной матрицы. Именно процедура нахождения весовых коэффициентов только для $\lambda_{\max}$ обеспечивает подбор модели, хотя и грубо, но согласующейся с наблюдениями по всем методам.

С помощью обобщенного расстояния μ оценивается адекватность различных физико-геологических моделей реальной ситуации и разным геологическим построениям. За адекватную модель принимается модель, для которой величина обобщенного расстояния будет наименьшей. В качестве примера рассмотрим табл. 9, в которой приведены значения обобщенного расстояния, полученные для наблюдаемых и теоретических голографов, а также аномалий силы тяжести по трем вариантам геологического разреза. Разрез характеризует строение крупной синклинали, выполненной эффузивно-осадочными породами. Если использовать только сейсмические данные, то следует принять вариант 2 разреза с величиной обобщенного расстояния 1,2. Однако этот вариант по совокупности сейсмических и гравиметрических данных наименее приемлем (обобщенное расстояние 5,43). Небольшое ухудшение сходимости сейсмических данных позволяет улучшить общую сходимость и выбрать вариант 3 с расстоянием 1,79.

Таблица 9

Оценка близости вариантов интерпретации
наблюденных данных
по величине обобщенного расстояния
(по И. Г. Клушину)

Геофизические данные	Варианты разреза структуры		
	1	2	3
	Обобщенное расстояние		
Только сейсмические	1,66	1,88	1,20
Сейсмические и гравиметрические	5,43	1,29	1,79

4.5.2. Комплексная интерпретация на основе пересчетов полей. Использование функциональных зависимостей между отдельными полями, например, между потенциалами различных физических полей, явились первыми методами комплексной интерпретации. Так, в практике получили применение пересчеты магнитных полей Z_a и T_a в псевдогравитационное поле Δg_{ps} .

Псевдогравитационное поле - поле, полученное в результате замены магнитного действия возмущающих масс на гравитационное в предположении, что интенсивность намагничивания $|I| = G\sigma_{\Pi}$, где G - гравитационная постоянная, а σ_{Π} - плотность тела. Поля Z_a и Δg_{ps} связаны соотношением

$$Z_a = -\frac{d(\Delta g_{ps})}{ds},$$

где s - направление намагниченности тела.

Впервые пересчет магнитного поля в псевдогравитационное реализовал В. Баранов. Его способ основан на численном интегрировании маг-

нитного поля на бесконечной плоскости с весовой функцией, представляемой в виде разложения в ряд Фурье, и позволяет получать поле Δg_{ps} лишь на исходном уровне измерений, где оно сглажено и менее информативно, чем магнитное. Дальнейшее развитие пересчета поля получили в работах И. Д. Савинского, благодаря которым появилась возможность производить пересчеты полей Z_a и T_a на нижние уровни. Один из примеров пересчета поля Z_a в поле Δg_{ps} для залежи железистых кварцитов приведен на рис. 4.5, из которого видно, что с увеличением глубины пересчета интенсивность аномалии растет. Однако, когда уровень пересчета превышает глубину залегания возмущающего объекта, появляются отрицательные значения Δg_{ps} (заштрихованы на рис. 4.5, г). Появление отрицательных значений служит критерием оценки глубины залегания объекта.

Предложенный В. Н. Страховым подход к количественной комплексной интерпретации состоит в минимизации обобщенного функционала:

$$\Phi_{\Delta gZ} = \frac{h_{\Delta g} \Phi_{\Delta g}^2 + h_Z \Phi_Z^2}{h_{\Delta g} + h_Z},$$

где $h_{\Delta g}$ и h_Z - веса, которыми учитываются размерности различных полей, в частности гравитационного и магнитного в общей процедуре интерпретации;

$$\Phi_{\Delta g}^2 = \sum_{i=1}^n (\Delta g_i^H - \Delta g_i^M)^2; \quad \Phi_Z^2 = \sum_{i=1}^n (Z_i^H - Z_i^M)^2,$$

где Z_i^H , Δg_i^H , Z_i^M , Δg_i^M - соответственно наблюдаемые и модельные поля.

Другим примером пересчета полей является методика построения сейсмoeлектрических временных разрезов (СЭВР), используемая для прогноза нефтегазоносности разреза (В. А. Сидоров, Н. П. Смилевцев). При этом используется связь между временем t_0 , полученного по годографам сейсмического временного разреза и временем $t_{ЗСБ}$, полученного по годографам электромагнитного зондирования методом становления поля в ближней зоне (ЗСБ):

$$t_0 = 2a\sqrt{t_{ЗСБ}}. \quad (4.19)$$

Для выяснения физического смысла коэффициента a рассмотрим многослойную среду мощностью H в качестве сейсмoeлектрической модели, характеризующей:

- по данным сейсморазведки - средней скоростью упругих колебаний $V_{ср}$, равной

$$V_{ср} = \frac{h_1 + \dots + h_n}{t_1 + \dots + t_n} = \frac{h_1 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{V_1} + \dots + \frac{h_n}{V_n}} = \frac{\sum h_i}{\sum \frac{h_i}{V_i}} = \frac{H}{t_0},$$

где h_i , t_i и V_i - мощность, время пробега и скорость продольных волн в каждом из n -однородных слоев, H и t_0 - мощность и время пробега волны через всю среду по нормали к границам раздела;

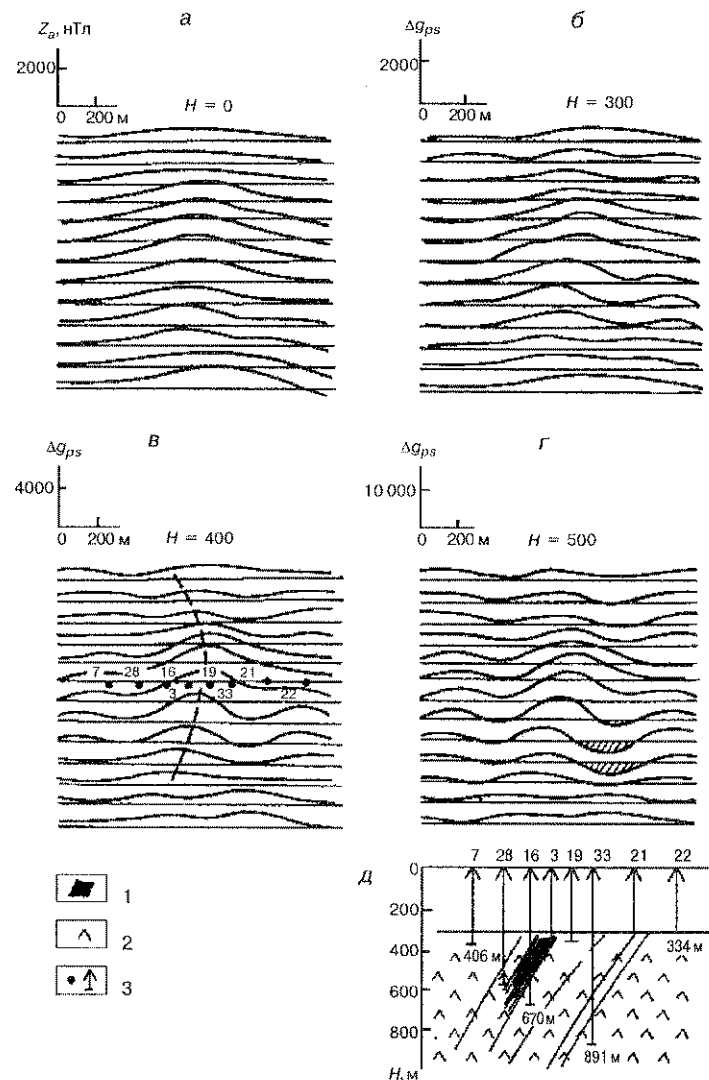


Рис. 4.5. Результаты пересчета магнитного поля Z_a в псевдогравитационное на разные глубины (по И. Д. Савинскому):

а - исходное магнитное поле Z_a ; б, в и г - псевдогравитационное поле для глубин H (на рис. а показана ось аномалии); д - геологический разрез: 1 - рудное тело, 2 - вмещающие породы, 3 - скважины

- по данным электромагнитного зондирования - суммарной продольной проводимостью S :

$$S = \frac{h_1 + \dots + h_n}{\rho_1 + \dots + \rho_n} = \frac{h_1 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{S_1} + \dots + \frac{h_n}{S_n}} = \frac{\sum h_i}{\sum \frac{h_i}{S_i}} = \frac{H}{\rho_l},$$

где h_i , ρ_i , S_i - соответственно мощность, удельное сопротивление и проводимость каждого из n -однородного слоев, H и ρ_l - мощность и среднее продольное сопротивление среды.

Таким образом, по данным сейсморазведки $H = t_0 V_{cp}/2$, а по данным ЗСБ: $H_k = k \sqrt{t_{ЗСБ}/\mu\sigma}$, где k - коэффициент характеристики направленности зондирования; σ - удельная продольная проводимость среды мощностью H ; μ - ее магнитная проницаемость ($\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м).

При совпадении опорного электрического и отражающего сейсмического горизонтов получаем

$$\frac{t_0 V_{cp}}{2} = k \sqrt{t_{ЗСБ}/\mu\sigma}, \quad \text{т. е.} \quad t_0 = \frac{2k}{V_{cp} \sqrt{\mu\sigma}} \sqrt{t_{ЗСБ}} \quad \text{или} \quad a = \frac{k}{V_{cp} \sqrt{\mu\sigma}}.$$

Величина a зависит от геологического строения исследуемого района и колеблется обычно в пределах от 0,5 до 0,8. Относительная ошибка определения a для большинства нефтегазоносных провинций не превышает 5% и зависимость (4.19) можно считать функциональной.

Совпадение сейсмических и геоэлектрических границ по методике СЭВР позволяет картировать высокоомные аномальные объекты, представляющие интерес для прогноза нефтегазоносности, выделять в подсоединяемых зонах тектонических нарушений, свидетельствующие о блоковом строении района, скорректировать структурную основу модели для дальнейшего построения плотностной модели среды. Последнее обстоятельство уже приводит к возможности комплексной интерпретации данных сейсмо- электро- и гравиразведки (методика Н. П. Смилевец).

Комплексная интерпретация данных сейсмо- электро и гравиразведки в единой информационной среде проведена по одному из региональных профилей, пересекающих Казанско-Кажимский авлакоген (ККА) в широтном направлении (рис. 4.6). Использование данной методики позволило:

- уточнить строение перспективных комплексов палеозойского интервала разреза;
- выполнить прогноз нефтегазоносности отложений среднего и нижнего карбона, а также карбонатного и терригенного комплексов девона;
- выделить зоны тектонических нарушений;
- изучить рельеф поверхности и внутреннюю структуру кристаллического фундамента, выявить его блоковую природу;
- построить согласованную физико-геологическую региональную модель ККА, нашедшую отображение в сейсмическом, электрическом и гравитационном полях (см. рис. 4.6).

Функциональные связи между магнитным полем и полем незаземленной петли, предложенные Ю.И. Блохом, позволили однозначно ре-

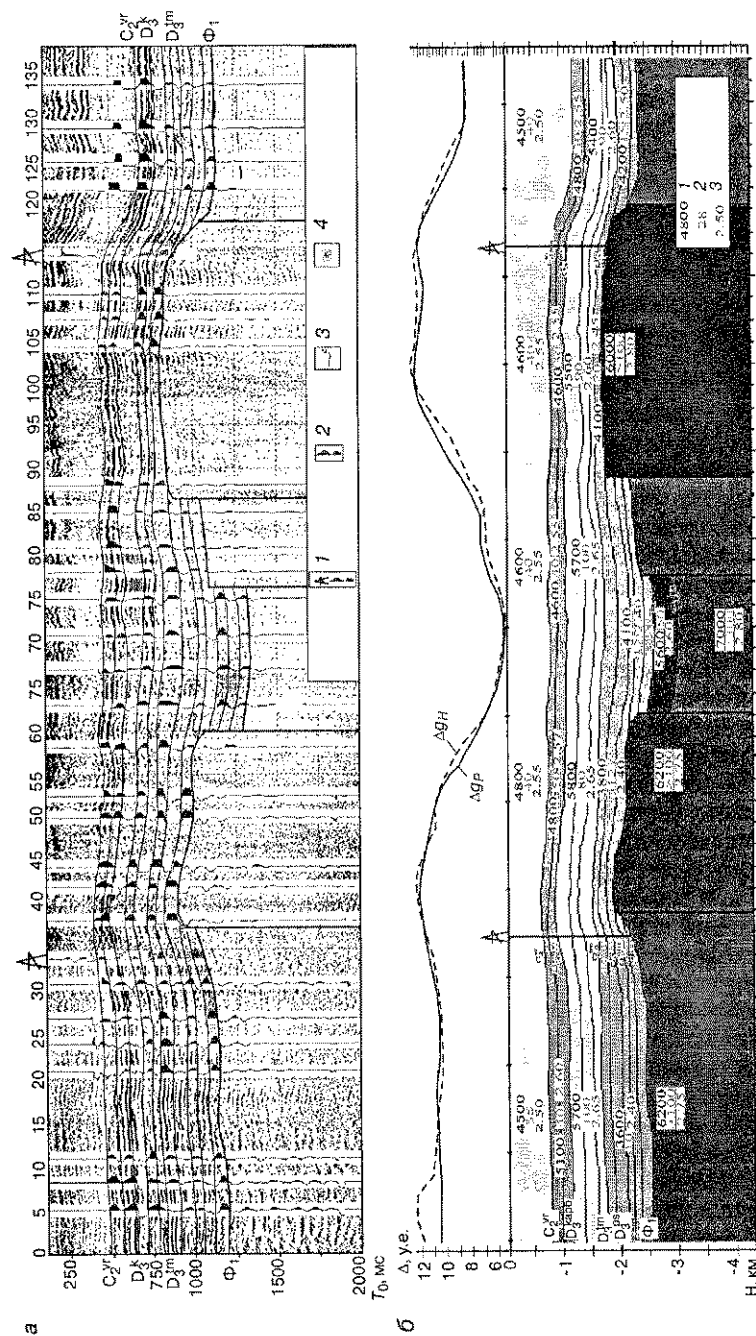


Рис. 4.6. Пример построения региональной согласованной модели разреза на основе комплексной интерпретации данных сейсмо-, электро- и гравиразведки в единой информационной среде:
а - сейсморазведочный временной разрез; 1 - кривая электропроводности по данным ГИС, 2 - кривые электропроводности по данным МТЗ, 3 - сейсмические отражающие границы, 4 - аномалии комплексного параметра, отражающего вероятное наличие углеводородов; б - согласованная параметрическая модель; 1 - интервальная скорость, м/с, 2 - удельное сопротивление, Ом·м, 3 - плотность, г/см³

шить обратную задачу для оценки магнитной восприимчивости и геометрии магнетитовых залежей.

4.5.3. Комплексная интерпретация на основе методов регрессионного анализа. Весьма распространенными в практике количественной комплексной интерпретации являются методы регрессионного анализа. На их основе предложен целый ряд приемов для оценки глубины залегания поверхности фундамента (или другой контактной поверхности) по данным магнито- и гравиразведки, для построения петрофизических моделей по комплексу данных геофизических исследований скважин (ГИС). Эти приемы направлены на установление регрессионных зависимостей, которые строятся по экспериментальным данным. При этом в явном виде не используются уравнения математической физики (и теория поля), отражающие функциональные связи между полями. Однако, законы математической физики не игнорируются, они остаются замаскированными внутри эмпирических зависимостей.

В качестве примера применения регрессионного анализа рассмотрим следующую модель комплексной интерпретации. Пусть $h(r)$ - глубина залегания поверхности фундамента в точке r , $\Delta g(r)$ и $T(r)$ - гравитационное и магнитное поля, r - либо $\{x\}$, либо $\{x, y\}$ - область определения $h(r)$, $\Delta g(r)$ и $T(r)$.

Функции $h(r)$ и $\Delta g(r)$, $T(r)$ считаются корреляционно связанными, т. е. существует некоторый оператор, преобразующий Δg , T в h с погрешностью $\varepsilon \leq \varepsilon_0$, где ε_0 - наперед заданная погрешность прогноза h по Δg и T . При этом используются линейные уравнения регрессии при заданной функции $h_3(r)$ на эталонной области S_3 , являющейся частью всей исследуемой территории S .

Решение задачи количественной интерпретации по комплексу геофизических данных, если известна некоторая эталонная область, где и геологические, и геофизические элементы определены при указанных условиях, можно выполнить следующим образом. Для всей области S_3 по функциям h_3 и $(\Delta g_3, T_3)$ строят единый линейный полином, например вида $y_3 = h_3 = a + b\Delta g_3 + cT_3$. Если погрешность преобразования, возникающая при использовании выбранного оператора, больше ε_0 , то область S_3 разделяют на две подобласти, для каждой из которых отдельно строят линейные полиномы. Если и их погрешности больше ε_0 , то делят каждую подобласть пополам и т. д. Последовательное деление продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто условие $\varepsilon \leq \varepsilon_0$.

Для вычисления значения $h(r)$ в любой новой точке $r_i \in S$ необходимо: 1) построить области S_0 с центром в точке r_i и функцию $y(\Delta g, T, r_i)$; 2) определить по минимальному расстоянию от этой точки до совокупности $y_{h1}, y_{h2}, \dots, y_{hk}$ элемент $y_3 = y_{gT}$; 3) применить полином, соответствующий y_{gT} к функции $[\Delta g, T]$ для получения искомого значения $h(r_i)$. Совокупность указанных операций, используемых при интерпретации полей Δg и T , Г. И. Каратаев предложил называть корреляционной схемой.

Применение этой схемы на территории Западной Сибири позволило установить регрессионные зависимости между гравитационными и магнитными аномалиями, с одной стороны, и глубиной залегания фунда-

мента, с другой. Как и следовало ожидать, эти зависимости для складчатых и платформенных областей оказались различными. В качестве эталонных областей с известными глубинами залегания фундамента использовались данные сейсморазведки, в частности ГСЗ. В ряде случаев было целесообразно исключить региональные изменения глубины залегания поверхности фундамента путем составления уравнения регрессии для разностей геофизических полей, определяемых в двух соседних точках - r_i и r_{i+1} :

$$\Delta h_{i,i+1} = a_{00} + \sum_{j=0}^{n_1} a_{1j} [\Delta g(r_{i+1} + \Delta r_{1j}) - \Delta g(r_i + \Delta r_{1j})] + \sum_{j=0}^{n_2} a_{2j} [T(r_{i+1} + \Delta r_{2j}) - T(r_i + \Delta r_{2j})] + a_{3j} \bar{h}_{i,i+1},$$

где $\bar{h}_{i,i+1}$ - среднее значение глубины h на участке. Рис. 4.7 иллюстрирует эффективность применения этого уравнения.

Множественный нелинейный регрессионный анализ широко используется для построения петрофизических моделей, например, продуктивных нефтегазоносных пластов по данным ГИС. В частности М.М.Элланским получены зависимости пористости пласта от показаний стандартного комплекса ГИС, включающего для разведочных скважин методы КС, СП, ИК, ДС, ГК, ГГК, АК. При этом уравнения регрессии ограничиваются, как правило, лишь квадратичными членами показаний соответствующих зондов.

В качестве примера приведем зависимость плотности глин $\sigma_{гл}$ для месторождений Южного Мангышлака (Казахстан) по данным КС- ρ_K , нейтронного гамма каротажа $I_{НГК}$ и скорости продольных волн V_p по акустическому каротажу

$$\sigma_{гл} = 2,28 + 0,28 \ln \rho_K + 0,36 I_{НГК} - 0,017 V_p$$

при коэффициенте множественной корреляции $r = 0,75$.

При построении множественных регрессий важными вопросами являются задание степени полинома и возможность исключения членов регрессий с малыми значениями коэффициентов. Эти вопросы решаются на основе дисперсионного анализа.

В целом при изучении петрофизических зависимостей регрессионный анализ занимает ведущее место, в частности, для прогноза одних физических свойств через другие физические свойства.

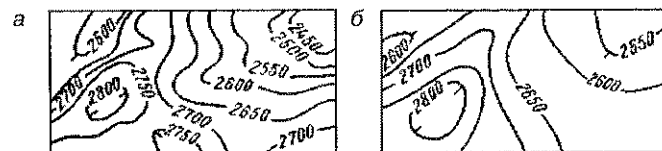


Рис. 4.7. Сравнение схем исходных изогипс поверхности фундамента в одном из районов Западно-Сибирской низменности (а) и прогнозных изогипс той же поверхности по данным Δg и T (б) (по Г. И. Каратаеву)

Например, для условий Октябрьского скарново-магнетитового месторождения установлены следующие зависимости $\sigma_{пл}$:

$$\sigma_{пл} = 3,369 - 0,012K_{\Pi} + 0,0002V_p + 0,013\ln\alpha + 0,159\ln\rho,$$

где K_{Π} - коэффициент пористости, V_p - скорость продольных волн, α - магнитная восприимчивость, ρ - удельное электрическое сопротивление магнитной восприимчивости:

$$\alpha = -14,82 + 4,041\sigma - 0,0005V_p + 0,2108\ln\rho.$$

Прогноз содержания общего железа C_{Fe} для этого месторождения через данные ГИС обеспечиваются зависимостью:

$$\ln C_{Fe} = -0,837 - 1,19\ln(\Gamma K) + 0,15ДС - 0,368\ln(KMB) - 0,24КС,$$

где ДС - диаметр скважины по данным кавернометрии; КМВ - каротаж магнитной восприимчивости.

4.5.4. Комплексная интерпретация с позиции теории статистических решений. Методы теории статистических решений для количественной интерпретации были развиты Ф. М. Голыцманом и Т. Б. Калининой. Модель количественной интерпретации представляется следующим образом. Наблюдаемое l -е поле $\tilde{f}_l$ является суммой полезной аномалии $\tilde{a}_l$ и помехи $\tilde{n}_l$: $\tilde{f}_l = \tilde{a}_l(\bar{\theta}) + \tilde{n}_l$; $l = 1, \dots, L$. Аномальное поле $\tilde{a}_l(\bar{\theta})$ считается заданным из решения прямой задачи и определяется вектором параметров $\bar{\theta}_l(\theta_1, \dots, \theta_s)$, где s - число параметров, определяемых по полю $\tilde{f}_l$.

Решение задачи интерпретации при этом дается на основе оценки вектора $\bar{\theta}$ методом максимального правдоподобия. Для случая некоррелированных и нормально распределенных помех функция правдоподобия равна:

$$P(\tilde{f}_1, \dots, \tilde{f}_L / \bar{\theta}) = \prod_{l=1}^L (2\pi\sigma_l^2)^{-\frac{n_l}{2}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \sum_{l=1}^L \frac{1}{\sigma_l^2} \sum_{i=1}^{n_l} [f_{li} - a_{li}(\bar{\theta})]^2 \right\}, \quad (4.20)$$

где n_l - число значений l -го поля; σ_l^2 - дисперсия помехи l -го поля.

Для практических расчетов достаточно ограничиться функцией

$$\Phi(\bar{\theta}) = -\sum_{l=1}^L \frac{1}{\sigma_l^2} \sum_{i=1}^{n_l} [f_{li} - a_{li}(\bar{\theta})]^2. \quad (4.21)$$

Максимум $\Phi(\bar{\theta})$ дает те же оценки $\bar{\theta}$, что и максимум функции правдоподобия. Из формулы (4.21) следует, что модельные аномальные эффекты a_{li} для разных полей одновременно зависят от одних и тех же параметров $\bar{\theta}$. Это означает, что при определении вектора $\bar{\theta}$ экстремум по l не совпадает с экстремумами по отдельным составляющим в пространстве $\bar{\theta}$ и тем самым количественная интерпретация данных комплекса геофизических методов принципиально отличается от количественной интерпретации раздельного определения параметров по каждому полю f_l .

В качестве примера рассмотрим построение функций $\Phi(\bar{\theta})$ для магнитного f_{1i} и гравитационного f_{2i} аномальных полей шара, полученных в одних и тех же точках $x_i = i\Delta x$; $i = 1, \dots, n$ прямолинейного профиля наблюдений при наличии помех.

Модели экспериментальных полей имеют вид

$$f_{1i} = \mu \frac{2h_1^2 - x_i^2}{(h_1^2 + x_i^2)^{3/2}} + n_{1i}; \quad f_{2i} = v \frac{h_2}{(h_2^2 + x_i^2)^{3/2}} + n_{2i},$$

где μ - магнитный момент шара; h_1 и h_2 - глубины залегания его центра; v - произведение гравитационной постоянной на избыточную плотность шара; n_{1i} и n_{2i} - помехи, осложняющие аномальные поля, принимаемые нормально распределенными, стационарными и некоррелированными по x , с известными дисперсиями σ_1^2 и σ_2^2 .

Примем также, что $h_1 = h_2 = h$. Для упрощения будем считать величину v заранее известной. Тогда $\mu = \theta_1$; $h_1 = h = \theta_2$; $h_2 = h = \theta_2$.

Искомые параметрами, таким образом, будут $\theta_1 = \mu$ и $\theta_2 = h$. Функция $\Phi(\theta_1, \theta_2)$ равна

$$\Phi(\theta_1, \theta_2) = \Phi(\mu, h) = \frac{1}{\sigma_1^2} \sum_{i=1}^n \left[f_{1i} - \frac{\mu(2h^2 - x_i^2)}{(h^2 + x_i^2)^{3/2}} \right]^2 - \frac{1}{\sigma_2^2} \sum_{i=1}^n \left[f_{2i} - \frac{vh}{(h^2 + x_i^2)^{3/2}} \right]^2.$$

Максимумы $\Phi(\theta_1, \theta_2)$ при изменении μ и h дают искомые оценки неизвестных параметров.

Решение задачи оценки даже для случая лишь двух параметров по комплексу двух полей представляет непростую математическую проблему. В то же время в случае весьма простой модели (наклонный уступ, пласт) число параметров достигает пяти-шести. Специальные исследования, проведенные Т. Б. Калининой, показывают, что *при одновременном определении всех параметров требуется весьма высокая точность исходных данных и корректность модели*. Чтобы получить эффективные оценки нескольких параметров одновременно, нужно иметь много исходной информации. При ее недостатке погрешность определения отдельных параметров достигает десятков и даже сотен процентов. *Геологический разрез средней сложности, включающий несколько структурных границ, тектонических нарушений, блоков, тел и т. п. описывается физико-геологической моделью, которая характеризуется не менее, чем несколькими десятками геометрических и физических параметров*. По мере усложнения разреза число параметров увеличивается, поэтому необходимо использование многих независимых источников информации, по-разному освещающих элементы геологического строения, т. е. *необходимость в комплексировании различных методов и комплексной интерпретации геолого-геофизических данных совершенно очевидна*.

При недостатке информации число искомых параметров следует уменьшать путем упрощения физико-геологической модели. Это ведет к

более грубому, но более надежному решению. Кроме того, почти всегда имеются параметры, медленно изменяющиеся по площади исследования (например, скорость распространения упругих волн в некоторой толще, плотность изверженных пород определенной формации). Опыт предшествующих работ обычно избавляет от необходимости определения этих параметров. А вновь поступающую информацию целесообразно направить на оценку параметров модели, отличающихся большей изменчивостью.

4.5.5. Возможности построения согласованных комплексных ФГМ. При построении согласованных комплексных ФГМ Г.Я. Голизра выделяет три типа моделей [8].

Комплексная модель типа *S* не предполагает существования зависимостей между физическими и геометрическими параметрами θ_i для разных методов. Такая модель получается простым объединением, согласованием параметров моделей $\theta_1, \dots, \theta_N$, полученных для источников аномалий отдельно взятых методов.

В модели типа *U* предполагается полное совпадение параметров однометодных моделей $\theta_1, \dots, \theta_N$ геобъектов (или геосреды). При этом фиксируется совпадение контактных поверхностей и близвертикальных границ, а физические свойства связаны функциональными или тесными статистическими зависимостями, как это обеспечивается в методике СЭВР при построении согласованной сейсмической и электромагнитной модели.

Модель типа *M* занимает промежуточное положение между моделями *S* и *U*, т. е. в такой модели имеются как связанные между собой, так и независимые параметры моделей.

При этом необходимо заранее указать характер связей между параметрами в модели *U*. Именно для моделей типов *U* и *M* необходима минимизация обобщенного расстояния (4.18).

До сих пор построение согласованных ФГМ в основном ориентируется на геометрию среды, определяемой по данным сейсморазведки. При наличии сейсмических границ в дальнейшем производится перебор моделей с задаваемыми физическими свойствами другого метода с учетом их латеральной и вертикальной изменчивости. На этой основе строятся главным образом модели по данным двух методов: сейсморазведка - гравиразведка (компьютерная система GCIS, созданная А. И. Кобруновым и А. П. Петровским, Ухтинский технический университет; ряд систем реализован в институте геофизики НАН Украины В. И. Старостенко и Е. Г. Булахом), сейсморазведка - электроразведка (система по методике СЭВР - В. А. Сидоров, Н. П. Смилевцев).

Достаточно большое число методик и соответствующих им компьютерных технологий реализовано по комплексированию данных сейсморазведки и ГИС. При таком комплексировании успешно решаются задачи прогноза геологического разреза (по его литологии) в межскважинном пространстве, когда по данным ГИС определяются литологические разности по разрезу, как эталонные объекты, аналоги которых затем находятся по комплексу динамических и кинематических признаков сейсми-

ческого поля в межскважинном пространстве (компьютерная технология ГЕММА - разработка И. М. Чуриновой - ЦГЭ Минэнерго РФ).

Аналогичная технология используется для решения задач сейсмостратиграфии - выделении сейсмофаций по комплексу признаков сейсмического поля с их привязкой по данным ГИС. Такой технологией является система ПАРМ-КОЛЛЕКТОР (Г. Е. Руденко, ВНИИгеофизика).

В этих технологиях широко используется информация ВСП. Экстраполяция литологии от очередной скважины по латерали начинается со стратиграфической привязки отражений с использованием литологической колонки по скважине и определением стратиграфической приуроченности всех характерных экстремумов отраженных волн. Разрешающая способность технологии ПАРМ зависит от диапазона частот сейсмической записи и акустической контрастности пропластков, составляющих исследуемый интервал разреза.

Методика и технология ИНТЕГРАН (С. А. Каплан, ВНИИгеосистем) реализуют построение сейсмознергетических разрезов по данным сейсморазведки и ГИС с целью выделения интервалов повышенного поглощения сейсмической энергии и прослеживания волн в слабоконтрастной среде.

Во ВНИИгеосистем, в лаборатории геоинформатики реализована компьютерная технология ГИС - ИНТЕРГО-ГЕОФИЗИКА, предназначенная для построения согласованных комплексных ФГМ по данным четырех методов: комбинированной сейсморазведки МОВ-ОГТ и ГСЗ-КМПВ, электроразведки МТЗ-АМТЗ, гравиразведки и магниторазведки на опорных региональных профилях (геотраверсах). При этом оценка геометрии модели производится пометодно и независимо от данных того или иного метода. Для данных потенциальных полей оценка глубины залегания контактных поверхностей осуществляется с использованием методов гравитационного корреляционного зондирования, сингулярных источников А. В. Цирульского, особых точек В. Н. Страхова и Г. А. Трошкова, полного нормированного градиента В. М. Березкина. Наибольшее совпадение таких оценок отмечается для методов корреляционного зондирования и сингулярных источников, которые включены в созданную технологию. Далее по данным сейсморазведки определяются градиенты логарифма плотности и строится псевдоплотностная модель.

При реализации комплексной интерпретации геофизических данных по региональным профилям возможны два сценария построения согласованных ФГМ. При первом оцениваются положения субвертикальных границ (для оценки положения субвертикальных границ раздела используются в основном результаты районирования потенциальных полей по комплексу признаков, выполняемых в скользящих окнах) и глубины контактных поверхностей по сейсмическим и потенциальным полям с привлечением данных электромагнитных зондирований по всей мощности земной коры с ее равномерным освещением, т. е. обеспечивается геометрия модели. Затем путем подбора осуществляется построение скоростной, плотностной и магнитной моделей по всей мощности земной коры. Далее рассчитывается обобщенное расстояние μ по комплексу дан-

ных (см. формулу 4.18). При наличии больших значений коэффициентов корреляции для внедиагональных элементов матрицы уточняются геометрические и физические параметры и вновь рассчитывается величина μ . Процесс подбора модели останавливается при достижении минимума μ .

При сравнении альтернативных по геологическим концепциям моделей реализуется аналогичный процесс.

Второй сценарий отличается от первого не одновременным подбором модели на всю мощность земной коры, а послойным, начиная с подбора поверхности Мохоровичича и заканчивается подбором модели верхней части разреза. При этом вначале также оцениваются положения субвертикальных границ и глубины контактных поверхностей, но особое внимание уделяется нижней поверхности Мохоровичича (М). Для плотности $3,2 \text{ г/см}^3$ рассчитывается гравитационный эффект этой границы, который вычитается из наблюдаемого поля. При отсутствии данных о глубине М на некоторых интервалах (площадах) используется регрессионная зависимость $H_M = a_0 + a_1 \Delta g$, где коэффициенты a_0 и a_1 определяются по значениям H_M , найденным по сейсмическим данным. Далее может быть прослежена граница (поверхность) кристаллического фундамента (или другая контактная поверхность) и для нее рассчитываются гравитационное и магнитное поля. При отсутствии информации о глубине залегания фундамента используется уже зависимость $H_{\phi} = a_0 + a_1 \Delta g + a_2 \Delta T$, где H_{ϕ} находятся по сейсмическим данным.

Затем рассчитываются аномальные эффекты Δg и ΔT от фундамента, которые вычитаются для гравитационного поля из разностного поля $\Delta g_{\text{набл.}} - \Delta g_M$, а для магнитного поля (ввиду малой глубинности магниторазведки) аномальный эффект от фундамента вычитается непосредственно из наблюдаемого поля. Для полученных остаточных полей $\Delta g_{\text{ост.}}$ и $\Delta T_{\text{ост.}}$ рассчитываются глубины контактных поверхностей и строятся плотностные и магнитные модели до фундамента. При этом реализуется отдельно построение моделей между земной поверхностью и фундаментом, между фундаментом и поверхностью Мохоровичича. Наконец, рассчитывается обобщенное расстояние для построенных моделей и добиваются его минимизации путем уточнения геометрических и физических параметров.

4.6. Геологическая интерпретация комплексных геофизических данных

Рассмотренные выше приемы количественной комплексной интерпретации не позволяют еще проводить геологическую интерпретацию в достаточно полном объеме. Используя принципы, сформулированные Н. Я. Куниным [3] для решения задач тектонического районирования можно установить общие закономерности геологического истолкования геофизических аномалий, объединенные ниже по отдельным задачам.

4.6.1. Оценка морфологии объектов

1. Форма и простирание магнитных, гравитационных и других геофизических аномалий тесно связаны между собой и отражают форму и про-

стирание геологических объектов. Простирания гравимагнитных аномалий характеризуют простирание складчатых зон, тектонических нарушений и линейных блоков. Изометрические в плане аномалии отображают массивы магматических пород, кольцевые структуры, отдельные рудные тела и т. д. Аномалии полигональной формы отображают блоковые структуры, единая цепочка аномалий – разлом. Чередование линейно вытянутых полос максимумов и минимумов характеризует складчатую систему.

2. Сейсмические и электроразведочные (различные виды зондирования) методы обладают большей разрешающей способностью при освещении строения горизонтально-слоистых сред (объектов). Среды с углами наклона $25 - 30^\circ$ и более рассматриваются как вертикально-слоистые, и для их изучения применяют электроразведочные методы профилирования, магниторазведку. Опорные сейсмические и электрические границы раздела характеризуют поверхности напластования, размылов и несогласий, опорные границы – начало или конец какой-либо тектонической стадии района.

3. Изометричность региональных аномалий свидетельствует либо о дугообразном расположении структурных элементов (примерно вдоль изоаномал), либо о секущем радиальном положении структур по отношению к контурам аномалий (почти перпендикулярно к изоаномалам). Эти же выводы относятся к периклиналям линейных аномальных зон, т. е. к местам резкого изгиба изоаномал.

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

5. Коррелированность геофизических аномалий позволяет оценивать степень унаследованности тектонических структур.

4.6.2. Оценка мощности и глубины залегания объектов

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

2. Разрешающая способность сейсмических и электроразведочных методов тем больше, чем больше вертикальная мощность объектов.

3. Глубина залегания объектов (опорных горизонтов) наиболее точно оценивается по материалам сейсморазведки, которые являются опорными данными для других методов. Данные электроразведки (ВЭЗ, ДЭЗ) позволяют оценивать глубину залегания опорных горизонтов благодаря действию принципа эквивалентности в широком диапазоне значений, сужающемся в благоприятных геологических условиях.

4. Точная оценка глубин расположения гравитирующих и магнитных масс затруднена из-за интегрального характера полей, однако в благоприятных условиях точность может достигать десятков процентов. Качественно относительную глубину залегания аномалообразующих масс

Типичные признаки интрузий,
выходящих к поверхности фундамента
(по Н. Я. Кунину)

Тип интрузии	Магнитные поля	Гравитационные поля	Граничные скорости, км/с
Гранитные	Слабоинтенсивные с приконтактовыми возмущениями	Изометрические отрицательные аномалии значительной интенсивности	4,9 - 5,6
Гранодиоритовые	Возмущенные поля, овальные аномалии	Слабые минимумы Δg или отсутствие аномалий	5,3 - 6,0
Габброидные	Возмущенные и сильно возмущенные аномалии, вытянутые или массивные	Интенсивные максимумы, согласующиеся с максимумами T	5,5 - 6,2
Ультра-основные	Узкие интенсивные аномалии, обычно принадлежащие к единой цепочке с отдельными массивными аномалиями	Зона градиентов Δg , иногда осложненная массивными максимумами над отдельными крупными телами	6,0 - 7,0
Щелочные	Интенсивные аномалии, нередко с приконтактовыми возмущениями	Невыразительные или положительные аномалии	На 0,2 - 0,5 выше, чем у нормальных аналогов

однотипных гравитационных и магнитных аномалий можно оценивать по величине максимального горизонтального градиента Δg и T по преобладанию низких частот в спектре аномалий от более глубоких объектов, по изменению интервала корреляции аномалий (чем глубже объект, тем больше интервал корреляции).

5. Нижним пределом глубин залегания пологих выдержанных сейсмических и электрических границ является поверхность фундамента.

4.6.3. Оценка вещественного состава

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

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

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

4. Наиболее разработанными являются критерии оценки вещественного состава интрузий фундамента.

В табл. 10 приведены геофизические признаки, которые позволяют оценивать вещественный состав интрузий.

При оценке вещественного состава пород земной коры и верхней мантии И. Г. Клуниным предложено использование следующих параметров: мощность земной коры - H ; высота местности над уровнем моря - h ; скорость продольных волн V со средним значением $(6,3 \pm 0,2)$ км/с, вариации средней скорости ΔV , приведенные к постоянной глубине H ; скорость в верхнем слое мантии - V_M со средним значением $(8,1 \pm 0,1)$ км/с; средний наклон границы Мохоровичича - $\Delta H/\Delta x$; превышение геоида над эллипсоидом - G . Величина G изменяется от -52 до +75 м со средним значением ± 2 м (аномальный гравитационный потенциал); характеристика латерального изменения глубинной плотностной неоднородности $\Delta G/\Delta x$.

На основе указанных параметров установлен ряд зависимостей, позволяющих прогнозировать характер вещественного и напряженного состояния пород:

- положительная корреляционная связь H и $\Delta H/\Delta x$ указывает на ареалы регионального метаморфизма;
- мощность коры H и средняя высота h тесно коррелируются с напряжениями в верхней мантии;

- сжимающие напряжения соответствуют увеличению средней скорости $\bar{V}$ и уменьшению V_M , растягивающие напряжения некоррелированы со средней скоростью от 0 до 100 км, а косоориентированные напряжения до 100 км соответствуют как росту $\bar{V}$, так и росту V_M ;
- для вулканических зон используется уравнение Гутенберга $V_M = 8,08 - 0,011(H - 40)$, связывающее мощность коры с V_M ;
- сильное поглощение сейсмических волн является индикатором пониженной вязкости и повышенной пластичности;
- положительная корреляция аномалий проводимости с мощностью земной коры соответствует глубинному разогреву масс.

4.6.4. Оценка возраста объектов

1. Характер взаимного положения сейсмических и электрических горизонтов при неопрокинутом их залегании позволяет оценивать возраст как функцию глубины этих горизонтов.

2. Относительная оценка возраста источников гравитационных и магнитных аномалий возможна в следующих случаях: а) из двух пересекающихся систем аномалий моложе та, которая прослеживается непрерывно;

б) линейные аномалии, окаймляющие область мозаичных, а также область изометрических аномалий или рассекающие эту область, более молодые; в) по палеомагнитным данным при сопоставлении с уверенно датировемыми объектами, отличающимися специфическим характером полей; г) по изменению угла наклона вектора намагничивания; д) при использовании гипотезы Г. И. Каратаева о соответствии относительного уменьшения значений региональных аномалий силы тяжести и магнитных аномалий более молодым структурам и относительного увеличения интенсивности аномалий при переходе от молодых структур к более древним.

3. Интрузии различных районов неодинаковы по своим геофизическим признакам из-за принадлежности к различным фазам магматических циклов. Для единых магматических комплексов характерны постепенное понижение плотности и магнитной восприимчивости пород и повышение радиоактивности от более ранних к более поздним разностям, что позволяет оценить относительный возраст интрузивных образований.

Указанные выше положения не конкретизируют природу той или иной аномалии. Для геологической интерпретации аномалий в пространстве и во времени необходимо: 1) изучение физических свойств пород; 2) сопоставление с аномалиями, установленными другими методами; 3) использование различных способов распознавания образов и количественных методов интерпретации, углубленное изучение геологического строения близлежащих районов. Лишь такой комплексный подход к геологическому истолкованию геофизических данных приводит к успешному решению задачи.

Вопросы для самоконтроля

1. В чем состоит различие моделей комплексного анализа и комплексной интерпретации геофизических данных?
2. Сформулируйте основные задачи комплексного анализа геоданных.
3. Каким образом производится оценка информативности геофизических методов и их комплекса с использованием понятия "надежность" разделения классов?
4. Приведите основные алгоритмы распознавания образов с использованием формулы Байеса.
5. В чем суть методов главных компонент и К-средних при комплексном анализе геоданных при отсутствии эталонных объектов?
6. Каковы основные методы количественной комплексной интерпретации геофизических данных?
7. Опишите методику СЭВР.
8. Что такое обобщенное расстояние применительно к решению обратных задач по данным комплекса геофизических методов и к чему приводит его минимизация?
9. Основные принципы геологической интерпретации комплексных геофизических данных при оценке морфологии, мощности и глубины залегания изучаемых объектов.
10. Назовите типичные геофизические признаки при картировании интрузий.

5. ВЫБОР ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

При выборе комплекса геофизических методов в зависимости от имеющейся априорной информации возможны различные варианты. Первый из них связан с привлечением всех методов, которые в принципе способствуют решению поставленной геологической задачи. При этом реализуется выбор типового комплекса методов. В том случае, когда имеется информация об информативности отдельных методов и их различных сочетаний при решении конкретной задачи, а также экономические показатели методов, то обеспечивается выбор рационального комплекса. Наконец, если к указанным сведениям об информативности и экономических показателях о затратах на проведение геофизических работ добавляется априорная информация о вероятности выделения искомого объекта, о возможной стоимости прогнозных запасов, затратах на проверку ложно обнаруженных объектов и т. д. можно говорить уже о выборе оптимального комплекса геофизических методов.

5.1. Основные принципы выбора геофизического комплекса

Выбор геофизического комплекса достаточно индивидуален, поскольку зависит от поставленной конкретной задачи с учетом факторов как геологического, так и экономического характера. Именно из-за множественности этих факторов не существует аналитических методов решения для выбора геофизического комплекса. В то же время огромный опыт проведения геофизических исследований при решении различных задач и в различных геологических условиях позволяет определить те положения (принципы), которые лежат в основе выбора любого геофизического комплекса.

В общем случае обязательным является включение в состав комплекса геофизических методов, которые обеспечивают получение *разнородной информации*, т. е. информации о разных элементах и параметрах физико-геологической модели изучаемых объектов, геосреды или процессов – первый принцип. Совместное использование методов, изучающих одинаковые физические величины (например, дипольное электропрофилирование и срединный градиент) не приводят к увеличению информативности комплекса.

Второй принцип требует соблюдения определенной *последовательности* (системности или стадийности) геофизических исследований, характеризующейся возрастающей детальностью изучения объекта, сре-

ды, процесса. Этот принцип приводит к закономерному усложнению и удорожанию комплекса методов, поскольку последовательно возрастает плотность наблюдений.

Важным условием комплексирования является подразделение методов на *основные и детализационные* (третий принцип). С помощью основного (или основных) метода исследуют всю площадь по равномерной сети наблюдений. Остальные методы играют роль дополнительных, детализационных и проводятся с большей детальностью на отдельных профилях или на ограниченных по размерам участках, перспективность которых определена по данным основных методов. При решении задачи поисков желательно, чтобы основным методом был *прямым* по отношению к искомому виду полезного ископаемого и по возможности мобильным, недорогим, высокопроизводительным.

При выборе рационального комплекса кроме физико-геологических предпосылок следует учитывать общие орографические, геоморфологические и прочие факторы, отражаемые в схемах районирования территории по условиям применения геофизических методов. Например, в условиях горного рельефа ограничены возможности сейсморазведки и гравиразведки, при мощном чехле осадочных образований невелика эффективность магниторазведки.

Четвертым принципом комплексирования является - *многократное чередование* геологических, геофизических, геохимических и горно-буровых средств геологической разведки. Например, после проведения геофизических исследований выявленные аномальные участки детально изучают геологическими и геохимическими методами. В скважинах и выработках, наряду с каротажем, проводят наблюдения методами подземной геофизики. На основе полученных данных результаты полевых геофизических съемок интерпретируют заново, выполняют дополнительные геофизические работы по сгущенной сети и с привлечением ранее не применявшихся методов. Перспективные участки затем изучают более детально путем бурения новых скважин и проходки горных выработок.

При выборе комплекса методов для планомерного изучения больших территорий первоочередное внимание следует уделять аэрогеофизическим методам как наиболее производительным и экономичным, стремясь к использованию максимального числа измерительных каналов при съемке с борта одного самолета или вертолета. Аэрогеофизические исследования должны сопровождаться наземными детализационными работами с целью выявления аномалий на местности и выяснения их природы и перспективности. В наземный комплекс включаются аналоги аэрометодов или близкие к ним по изучаемым параметрам.

В случае перекрытия коренных пород мощным чехлом рыхлых отложений целесообразно использовать скважины глубиной до 50 - 100 м и легкие горные выработки, которые обследуются методами подземной геофизики.

Комплексирование геофизических методов применяется при подземных, наземных, воздушных и космических съемках. Поскольку наблюдения в каждом случае проводятся на одном и том же уровне (горизон-

те), то такое комплексирование называют *комплексированием по горизонтали*. Сочетание наземных съемок с космическими, воздушными или подземными означает *комплексирование по вертикали*, которое резко увеличивает объем получаемой полезной информации и позволяет строить объемные физико-геологические модели.

Третий вид комплексирования - *многоцелевые исследования*, когда круг задач достаточно широк, включает как общие геологические, так и специальные тектонические, геоморфологические, инженерно-геологические съемки, а также поиски и разведку не одного, а нескольких видов полезных ископаемых.

Наконец, спутниковые, аэрогеофизические, наземные, морские, подземные и каротажные исследования - это разные виды *технологических комплексов*, объединяемых общностью технических средств измерения и методики проведения работ.

5.2. Выбор типового комплекса геофизических методов

На основе многолетнего опыта применения геофизических методов создаются обобщенные физико-геологические модели и осуществляется *выбор типового комплекса*. Такие модели и комплексы разработаны для решения задач тектонического районирования [3, 7, 12], поисков и разведки месторождений полезных ископаемых в нефтегазоносных [3, 12] и рудных районах [7, 12], поисков и прогноза месторождений конкретного минерального сырья, например, при поисках и разведке угольных месторождений.

5.2.1. Типовые комплексы в рудных районах. В качестве примера в табл. 11 приведена система геофизических работ в рудных районах [2, 7], в основу которой заложены типовые комплексы методов по стадиям (подстадиям) и конкретным геологическим задачам. При этом региональные исследования масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 являются едиными. В то же время выбор типового комплекса геолого-геофизических работ для всех видов минерального сырья на этапе региональных исследований нефтегазоносных провинций в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 100 000 имеет достаточно характерные особенности и приведен в табл. 11.

5.2.2. Типовые комплексы в нефтегазоносных районах. Типовые комплексы геофизических исследований при изучении нефтегазоносных территорий при региональных и поисковых исследованиях приведены в табл. 12.

Другие примеры комплексов приведены во второй части учебника.

5.3. Выбор рационального комплекса геофизических методов

5.3.1. Качественный подход при выборе рационального комплекса. При определении одного из параметров физико-геологической модели (например, глубины залегания контактной поверхности, в частности, фундамента) часто оказывается возможным применение нескольких мето-

**Обобщенная система геофизических работ
в рудных районах
(по В. В. Бродовому)**

Стадии и подстадии	Основные геологические задачи	Основные технологические комплексы и методы
1	2	3
I. Региональные исследования	Изучение глубинного геологического строения. Геотектоническое районирование региона по геофизическим данным и выделение рудодносных провинций. Подготовка региональной геологоструктурной основы. Исследование региональных закономерностей в размещении полезных ископаемых и региональный прогноз.	Спутниковая геофизика (магнитные, гравитационные и электромагнитные съемки). Региональные аэрогеофизические (магнитные, электромагнитные, гравитационные, тепловые) и наземные гравиметрические съемки. Глубинные электроразведочные (МТП, МТЗ, ДЭЗ, ЗСП, ВЭЗ); глубинные сейсморазведочные (ГСЗ, МОВ, КМПВ) и сейсмологические исследования. Геофизические исследования глубоких скважин.
2. Среднемасштабное геологическое картирование - региональные геофизические работы масштаба 1 : 200 000	Изучение структурно-тектонических условий рудных провинций. Выделение рудных поясов и рудодносных зон. Определение поисковых критериев. Исследования состава складчатого основания под чехлом рыхлых отложений. Изучение металлогении (геохимической специализации) провинции и среднемасштабный прогноз.	Среднемасштабные аэрогеофизические съемки (магнитные, электромагнитные, тепловые, гамма-съемка). Среднемасштабные гравиметрические съемки. Структурная электроразведка (ВЭЗ, ДЭЗ, ЗСП). Рекогносцировочные геохимические исследования. Региональная сейсморазведка (КМПВ, МОВ) и сейсмология. Геологическое обследование аномалий, проверочное картировочное бурение. Геофизические исследования в опорных, параметрических и картировочных скважинах (каротаж).
3. Крупномасштабное геологическое картирование масштабов 1 : 50 000 - 1 : 25 000: а) опережающие геофизические работы	Геологическое изучение района для обоснования поисков. Выявление рудодносных структур, формаций, проявлений минерализации. Уточнение поисковых критериев и определение поисковых признаков.	Крупномасштабные аэрогеофизические съемки (магнитные, электромагнитные, тепловые гамма-съемка). Литохимические (по поверхности), гидрохимические и биохимические съемки. Наземные электроразведочные работы: картировочные

1	2	3
б) сопровождающие геофизические работы	Решение частных геологических задач, возникающих в процессе геологической съемки. Выделение рудоперспективных площадей и крупномасштабный прогноз полезного ископаемого.	(ВЭЗ, ДЭЗ, СЭЗ) и поисковые (ЕП, ВП, МПП)-выборочно. Крупномасштабная гравиразведка - выборочно или повсеместно (закрытые площадки). Сейсморазведка профильная (открытые районы) и площадная (закрытые районы). Геологическое обследование аномалий, проверочное картировочное бурение, скважинная геохимия и каротаж.
II. Поиски	Поиски проявлений полезного ископаемого, рудодносных структур, формаций, зон метаморфизма и минерализации. Оценка перспектив геофизических и геохимических аномалий на обнаружение ископаемого. Уточнение геологической основы и поисковых признаков. Выделение рудных полей месторождений. Локальный прогноз полезного ископаемого и оценка прогнозных запасов.	Крупномасштабные и детальные аэрогеофизические съемки (гамма-съемка, магнитные). Аэроэлектроразведка поисковая (МПП, БДК, ВМП, ДИП, СДРВ). Наземная электроразведка. Гравиразведка - поисковая и детализационная. Литохимическая съемка - детализационная и глубинная (на закрытой площади). Сейсморазведка рудодносных структур. Геологическое обследование аномалий и проверочные горно-буровые работы. Каротаж и подземная геофизика, геохимические исследования скважин.
2. Детальные поиски месторождений	Детальные поиски месторождений в том числе глубокозалегающих. Изучение рудоперспективных участков, аномалий и проявлений полезных ископаемых. Выделение рудоконтролирующих структурных элементов, продуктивных горизонтов, рудных зон месторождения. Оценка прогнозных запасов и частично по категории С ₂ . Выбор объектов для разведки.	Наземные магнитные, гамма-спектрометрические и ядерно-физические съемки. Литохимическая съемка поверхности (в открытых районах) и глубинная геохимическая съемка (в закрытых районах). Терморазведка. Наземная электроразведка - поисковая и картировочная. Гравиразведка - поисковая и картировочная. Сейсморазведка рудного поля (профильная или площадная). Геологическое обследование и проверочные горно-буровые работы. Геофизические (каротаж, скважинная геофизика) и геохимические исследования в скважинах.
3. Поисково-оценочные работы масштабов 1 : 10 000 - 1 : 5000		

1	2	3
III. Предварительная разведка	Выделение рудных тел, определение условий их залегания, морфологии, строения. Оценка рудоносности меж-, около- и заскважинного (выработочного) пространства. Изучение геологоструктурной позиции месторождения. Качественная и количественная оценки руд в естественных условиях и лаборатории. Предварительная промышленная оценка месторождения (по категории C_1 и C_2) и выбор объектов для детальной разведки.	Наземные геофизические (электроразведочные, магниторазведочные, гравиразведочные, радиометрические, ядерно-физические) и геохимические работы масштаба 1 : 2 000 - 1 : 1 000. Сейсмическая разведка месторождения. Скважинная и шахтно-рудничная геофизика. Каротаж разведочных скважин. Терморазведка. Ядерно-физический, спектральный и атомно-абсорбционный анализ проб. Геофизическое моделирование месторождения.
IV. Детальная разведка	Детальное изучение условий залегания, морфологии и строения рудных тел. Уточнение геологоструктурной позиции месторождения и изучение его глубинного строения. Качественная и количественная оценки руд в скважинах, горных выработках и лаборатории. Промышленная оценка месторождения (по сумме всех категорий). Изучение достоверности разведки. Выделение участков первоочередной разработки.	Наземные детализационно-оценочные геофизические работы масштаба 1 : 1 000 - 1 : 500. Геофизические исследования параметрических скважин (каротаж). Скважинная и шахтно-рудничная геофизика и геохимия. Каротаж рядовых разведочных скважин (наземных и подземных). Ядерно-физическое и геофизическое опробование пород и руд в естественном залегании. Ядерно-физический анализ проб.
V. Разведка эксплуатируемого месторождения	Изучение флангов и глубоких горизонтов месторождения. Уточнение строения условий залегания и морфологии рудных тел. Исследование горнотехнических условий. Качественная и количественная оценки руд, картирование в карьерах и подземных выработках технологических типов руд. Опробование руд во всех циклах технологического процесса. Уточнение направления эксплуатации, подготовка блоков к отработке.	Скважинная и шахтно-рудничная геофизика и геохимия. Каротаж разведочных скважин (подземных и наземных). Ядерно-физическое и геофизическое опробование пород и руд в естественных условиях и в технологическом потоке. Ядерно-физический анализ проб. Детальное геофизическое моделирование месторождения.

Основные задачи и типовой комплекс
геолого-геофизических работ
на этапе региональных исследований

Стадия	Исследуемые объекты	Решаемые задачи	Типовой комплекс геолого-геофизических работ
Прогноз нефтегазоносности	Осадочные бассейны и их части	1. Выявление литолого-стратиграфических комплексов, структурных этажей, ярусов и структурно-фациальных зон, определение характера основных этапов геотектонического развития, тектоническое районирование. 2. Выделение нефтегазоперспективных комплексов (резервуаров) и зон возможного нефтегазоаккумуляции, нефтегазогеологического районирования. 3. Качественная и количественная оценка перспектив нефтегазоносности. 4. Выбор основных направлений и первоочередных объектов дальнейших исследований.	1. Дешифрирование материалов космических и аэрофотосъемок регионального и локального уровней генерализации. 2. Геологическая структурно-геоморфологическая, геохимическая и гидрогеологическая мелкомасштабные съемки. 3. Аэромагнитная и гравиметрическая съемки масштаба 1 : 100 000 - 1 : 200 000 4. Сейсморазведочные работы ГСЗ, КМПВ, МОП, МОВЗ по системе опорных профилей пересечений. 5. Опорное и параметрическое бурение на опорных профилях в различных структурно-фациальных условиях.
Оценка нефтегазоносности	Нефтегазоперспективные зоны и зоны нефтегазоаккумуляции	1. Выявление субрегиональных и зональных структурных соотношений между региональными нефтегазоперспективными и литолого-стратиграфическими комплексами, основных закономерностей распространения свойств пород-коллекторов и флюидоупоров и их изменений. 2. Выделение наиболее крупных ловушек и уточнение нефтегазогеологического районирования. 3. Количественная оценка перспектив нефтегазоносности. 4. Выбор районов и установление очередности проведения на них поисковых работ.	Тот же, что и на стадии прогноза нефтегазоносности с укрупнением масштабов исследований до 1 : 200 000 - 1 : 50 000.

дов (двух, трех и более). Целесообразность включения в комплекс одного из них определяется сравнительной оценкой их геологической и экономической эффективности. При этом обычно на небольших участках, наиболее типичных в геологическом отношении для исследуемой территории, проводятся опытные работы теми методами, эффективность которых подлежит выяснению. Полученные на таких участках выводы распространяют на всю территорию.

При выборе рационального комплекса наряду с информативностью, определяющей геологическую эффективность методов, во внимание принимаются экономические показатели, связанные с затратами средств и времени.

Оценка общей геолого-экономической эффективности геофизического комплекса осуществляется на основе следующей последовательности. Сначала отбираются все те геофизические методы, которые позволяют наиболее полно решить поставленную геологическую задачу. Это достигается путем сравнения физико-геологической модели, полученной в результате комплексной интерпретации, с данными горно-буровых или других работ, о которых известно, что они способны дать независимые результаты в конкретной геологической обстановке.

Таким образом, отобранные геофизические методы составляют *геологически эффективный комплекс*. При его выборе не учитываются экономический и временной факторы.

Выбор геологически эффективного комплекса производится путем расчета информативности отдельных методов и их сочетаний. При этом имеются два аспекта решения. Во-первых, можно сравнивать различные методы с точки зрения эффективности решения конкретной (достаточно узкой) геологической задачи. Во-вторых, можно оценивать эффективность одного и того же метода для относительно широкого диапазона вариаций геологической задачи, например, возможности метода применительно к картированию различных комплексов пород и к поискам.

В целом геологически эффективный комплекс дает наиболее полное решение задачи, но требует обычно существенно больших затрат времени и средств.

Далее из геологически эффективного геофизического комплекса выбирают такие методы, которые решали бы геологическую задачу с минимальными затратами средств и времени.

После реализации приведенной последовательности создаются *рациональные геофизические комплексы*, эффективные как в геологическом, так и в экономическом отношении.

Геологическая эффективность отдельных методов и их комплекса определяется путем оценки их информативности. Эти оценки на основе надежности разделения объектов и энтропийного подхода рассмотрены в разделе 4.2. Для визуально выделяемых аномалий при оценке информативности используется также величина контрастности аномалии, под которой понимают отношение превышения ее максимума или минимума, а для знакопеременных аномалий - разность экстремумов $A_{\max} - A_{\min}$, над уровнем фоновых значений A_{ϕ} к величине среднеквадратической ошибки

определения фона. Другими словами, контрастность представляет пиковое отношение аномалия/помеха $\mu = (A_{\max} - A_{\min})/\sigma$, которое чаще всего используется в радиометрии и геохимии. Величина σ определяется в пределах фоновых значений для 30 - 50 точек.

Если значения измеряемого поля имеют логнормальное распределение, что характерно при геохимических исследованиях, то $\mu = (\lg A_{\max} - \lg A_{\min})/\lg \sigma$. Из двух или более сравниваемых между собой методов информативнее является тот, для которого наблюдаются более контрастные аномалии над изучаемым объектом.

Сложнее обстоит положение с оценкой экономической эффективности геофизических методов. Конечная продукция геологоразведочных работ - открытые и разведанные запасы тех или иных полезных ископаемых являются потенциальным товаром, который становится реальным лишь после их добычи. Потребительская стоимость этих запасов зависит не только от труда, вложенного в их извлечение, но и от природных условий. Следовательно, народнохозяйственная экономическая эффективность геологоразведочных работ может быть установлена только после переработки добытого минерального сырья и получения из него товарной продукции. Однако пока мы не умеем оценивать запасы полезных ископаемых в недрах, что не позволяет определить экономическую эффективность геологоразведочных работ по принятой в других отраслях народного хозяйства методике через стоимость единицы вновь созданной продукции или через величину прибыли.

Таким образом, *эффективность геологоразведочных работ не может быть прямо установлена*, например, затратами на единицу подготовленных запасов. В большей степени это относится именно к геофизическим методам, которые являются лишь частью общего геологоразведочного комплекса. К тому же поисково-разведочные работы приводятся поэтапно. Каждый этап включает несколько стадий со своими задачами, методикой, экономическим значением и т. д. Наконец, возможен и отрицательный результат: правильно поставленные, на высоком научно-техническом уровне проведенные работы могут привести к заключению о бесперспективности того или иного участка, рудопроявления, геофизической аномалии.

5.3.2. Оценка экономической эффективности при выборе комплекса. Геологоразведочные работы оцениваются величиной *отраслевой экономической эффективности*, которая отражает результат, достигаемый на каждом этапе или стадии: съемка и поиски разных масштабов, разведка предварительная, детальная, эксплуатационная. Отраслевая эффективность характеризуется объемами и качеством выполнения геологических заданий, затратами на проводимые при этом геологоразведочные работы, достоверностью полученных геологических сведений об объекте.

Использование геофизических методов рассматривается обычно как *внедрение новой техники*. Для оценки экономической эффективности последней обычно используют основные показатели: капитальные вложения, необходимые для проведения мероприятия, сроки окупаемости этих вложений и коэффициенты их эффективности, себестоимость ра-

бот, производительность труда. Кроме основных применяются также дополнительные показатели: удельный расход сырья, топлива, энергии, материалов, трудоемкость работ и число высвобождаемых рабочих, использование оборудования и т. д. Применительно к геофизическим работам в качестве дополнительных показателей рекомендуется учитывать *точность наблюдений, глубинность исследований, соответствие выявленных аномалий искомому геологическим объектам и др.*

Годовой экономический эффект Θ (в руб.) равен разности затрат до и после внедрения новой техники (геофизики):

$$\Theta = [(C_C + EK_C) - (C_H + EK_H)] A_H,$$

где C_C , C_H - себестоимости единицы работ до и после внедрения новой техники, руб.; E - нормативный отраслевой коэффициент капитальных вложений (в среднем $E = 0,12$); K_C , K_H - удельные капитальные вложения (стоимость аппаратуры, техники и т. д.) в единицу работ до и после внедрения новой техники, руб.; A_H - годовой объем работ после внедрения новой техники в натуральных единицах (квадратный километр, точка).

В случае, когда действующая техника дополняется новой, эффект внедрения рассчитывается по формуле

$$\Theta = [(C_C - C_H) - EK_D] A_H,$$

где K_D - дополнительные удельные капитальные вложения в основные производственные фонды.

С народнохозяйственной точки зрения эффективными следует считать такие затраты на геологоразведочные работы, которые позволяют получать в наиболее короткие сроки на каждую единицу затрат труда максимально возможный прирост разведанных запасов минерального сырья в лучших природных условиях, обеспечивающих экономически эффективное получение товарной продукции. Это положение аналогично положению об определении рационального геофизического комплекса и так же несколько противоречиво, поскольку максимальный прирост запасов возможен и в худших природных условиях, уменьшение сроков может обусловить увеличение удельных затрат труда и т. д. Следовательно, необходимо отыскать не какой-то абсолютный экстремум искомой функции нескольких аргументов (в данном случае эффективности), а некий оптимум, нахождение которого возможно лишь на основе линейного и нелинейного программирования при широком использовании статистических решений и ЭВМ.

Этими вполне очевидными основными положениями и следует руководствоваться при выборе рационального геофизического комплекса на основе сравнительной оценки его экономической эффективности.

Важным вопросом является экономическая оценка объемов детальных работ. Принцип последовательного увеличения детальности поисковых работ при одновременном сокращении площади исследуемых участ-

тков наиболее экономичен, что можно проиллюстрировать следующим примером. Рассмотрим три варианта систем глубинных поисков погребенных месторождений (рис. 5.1), с которыми наиболее часто встречаются на практике. Четвертый теоретически возможный вариант, когда вся площадь целиком изучается наиболее детальной сетью скважин, не учитывается, так как он оказывается экономически неоправданным. Предполагается, что поиски проводятся в степном районе на площади S , условно принятой за 100 км^2 , комплексом геологических, геофизических, геохимических и буровых работ. Практика показала, что сеть $2,0 \times 0,5 \text{ км}$ картировочных скважин, предназначенных для глубинного

отбора проб, гамма-опробования и прочих исследований, позволяет устанавливать в данном районе поисковые критерии, сеть $1,0 \times 0,5 \text{ км}$ - локальные поисковые критерии, а сеть $500 \times 100 \text{ м}$ обеспечивает достаточно надежную непосредственно поисково-оценочных работ. Расчеты показывают (см. рис. 5.1), что экономически наиболее целесообразен третий вариант поисков, заключающийся в последовательном увеличении детальности работ с одновременным уменьшением размеров площадей.

Экономическую эффективность геофизических методов можно показать также на примере КМА. В этом районе мощный ($100 - 700 \text{ м}$) чехол рыхлых отложений перекрывает продуктивные толщии железистых кварцитов протяженностью более 400 км . Они выходят под осадочный покров в виде полос, иногда сложно разветвленных. Общая площадь этих выходов составляет лишь $0,001$ всей территории бассейна. Следовательно, для обнаружения железистых кварцитов, определения их планового положения, выявления тектонических узлов и месторождений богатых руд без использования геофизических методов необходимо было бы выполнить очень большой объем буровых работ.

5.3.3. Выбор комплекса на основе общей геолого-экономической эффективности. Таким образом, рассмотренные выше подходы к выбору геофизического комплекса базируются на количественной оценке эффективности отдельных методов и их сочетаний. Однако, при этом определяется либо только экономическая эффективность, либо только геологическая информативность, т. е. без их объединения. Подход, основан-

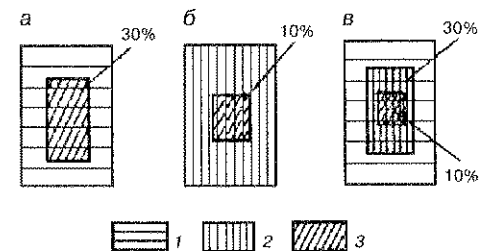


Рис. 5.1. Сравнение экономических показателей различных систем глубинных поисковых работ в закрытых районах:

а - первый вариант: первый этап - сеть $2,0 \times 0,5 \text{ км}$, $S = 100 \text{ км}^2$; второй этап - сеть $500 \times 100 \text{ м}$, $S = 30 \text{ км}^2$, $C = 920$; б - второй вариант: первый этап - сеть $1,0 \times 0,5 \text{ км}$, $S = 100 \text{ км}^2$, второй этап - сеть $500 \times 100 \text{ м}$, $S = 5 \text{ км}^2$, $C = 265$, $S = 10 \text{ км}^2$, $C = 410$; в - третий вариант: первый этап - сеть $2,0 \times 0,5 \text{ км}$, $S = 100 \text{ км}^2$, второй этап - сеть $1,0 \times 0,5 \text{ км}$, $S = 30 \text{ км}^2$, третий этап - сеть $500 \times 100 \text{ м}$, $S = 5 \text{ км}^2$, $C = 231$, $S = 10 \text{ км}^2$, $C = 376$; С - общая стоимость работ в тыс. руб.; S - площадь работ; 1 - 3 - площади работ, изучаемые картировочными скважинами с постановкой в них радиометрических и геохимических наблюдений

ный на оценке общей геолого-экономической эффективности, позволяет реализовать выбор рационального комплекса. Такой оценкой, предложенной Б.И. Журбицким, является отношение:

$$L = \sum \gamma_{lj} / \sum C_l, \quad (5.1)$$

где γ_{lj} - информативность l -го метода при решении j -той геологической задачи (поиски рудных объектов, картирование контактов пород, выделение тектонических нарушений и т. д.); $\sum C_l$ - суммарные затраты на проведение геофизических исследований.

Другой эмпирической оценкой при выборе комплекса является предложенное Н. Н. Боровко неравенство для сравнения геолого-экономической эффективности только для двух методов

$$C_1 + s_1 C_2 < C_2 + s_2 C_1. \quad (5.2)$$

В этом неравенстве s_1 и s_2 - доли площадей, занимаемые соответственно аномалиями первого и второго методов и оцениваемые по величине контрастности, C_1 и C_2 - стоимости опознания единицы площади первым и вторым методами. Из неравенства (5.2) следует, что применение более дешевого метода в качестве основного не всегда оказывается правильным.

Например, если одним методом ($C_1 = 70$ тыс. руб./км²) выделяется в качестве аномальной 10% территории ($s_1 = 0,1$), а другим ($C_2 = 50$ тыс. руб./км²) - 50% территории ($s_2 = 0,5$), то в качестве основного следует использовать первый метод, хотя он дороже второго, поскольку $(70 + 50 \cdot 0,1 = 75 \text{ тыс. руб./км}^2) < (50 + 70 \cdot 0,5 = 85 \text{ тыс. руб./км}^2)$.

Если далее ввести понятие ценности (стоимости) пропускаемых объектов при выделении участков под поисково-оценочные работы, равное для первого метода θ_1 , для второго метода θ_2 , а по одновременному наличию аномалий обоих методов θ_{12} и ($\theta_1 \leq \theta_2$ и $\theta_2 \leq \theta_{12}$), то можно определить суммарные потери различных возможных стратегий поискового геофизического комплекса.

Рассмотрим следующий пример по выбору рационального комплекса. При этом обозначим стоимость поисково-оценочных работ на площади 1 км² через C_0 , а саму площадь исследований через s_0 , а часть площади, для которой наблюдается одновременно аномалии обоих методов, через $s_1 s_2$. Тогда суммарные потери, соответствующие пяти возможным стратегиям и комплексам определяются выражениями, приведенными в табл. 13.

Величина λ в этой таблице представляет нормировочный коэффициент, определяющий ценность рудного сырья в конкретном регионе. Обычно его полагают равным 0,2, а для дефицитного сырья 0,3 - 0,5.

Рациональный комплекс определяется при минимуме суммарных потерь относительно стратегии 1. Так при $s_1 = s_2 = 0,4$ и $C_1/C_0 = C_2/C_0 = 0,4$; $\lambda/\theta_1/s_0 C_0 = \lambda/\theta_2/s_0 C_0 = 0,4$ оптимальными являются стратегии 4 и 5 с потерями равными 0,92.

Суммарные потери для пяти стратегий
(поисковый комплекс из двух методов (по Н.Н. Боровко))

Стратегия	Суммарные потери	
	На 1 км ²	Относительно стратегии 1
1. Поисково-оценочные работы на всей территории	C_0	1
2. Первый метод, на выделенных участках - оценочные работы	$C_1 + s_1 C_0 + \frac{\lambda \theta_1}{s_0}$	$\frac{C_1}{C_0} + s_1 + \frac{\lambda \theta_1}{s_0 C_0}$
3. Второй метод, на выделенных участках - оценочные работы	$C_1 + s_2 C_0 + \frac{\lambda \theta_2}{s_0}$	$\frac{C_2}{C_0} + s_2 + \frac{\lambda \theta_2}{s_0 C_0}$
4. Первый метод, на выделенных участках - второй метод, на участках с наличием аномалий обоих методов - оценочные работы	$C_1 + s_2 C_2 + s_1 s_2 C_0 + \frac{\lambda \theta_{12}}{s_0}$	$\frac{C_1}{C_0} + \frac{s_2 C_2}{C_0} + s_1 s_2 + \frac{\lambda \theta_{12}}{s_0 C_0}$
5. Второй метод, на выделенных участках - первый метод, на участках с наличием аномалий обоих методов - оценочные работы	$C_1 + s_1 C_1 + s_1 s_2 C_0 + \frac{\lambda \theta_{12}}{s_0}$	$\frac{C_2}{C_0} + \frac{s_2 C_1}{C_0} + s_1 s_2 + \frac{\lambda \theta_{12}}{s_0 C_0}$

5.4. Выбор оптимального комплекса геофизических методов

Выбор оптимального комплекса геофизических методов может быть реализован при достаточно большом объеме априорной информации по геологической информативности и экономических показателях отдельных методов и их различных сочетаний.

5.4.1. Выбор комплекса на основе минимизации функции потерь. Задача выбора оптимального комплекса решается на основе минимизации функции потерь, определяемой через экономические и информационные показатели методов с учетом задания априорных вероятностей наличия и отсутствия исследуемых объектов. В теории статистических решений функция потерь записывается в виде

$$R(h) = p_1 \gamma C_\gamma + p_1 \beta C_\beta + p_0 \alpha C_\alpha + p_0 \varphi C_\varphi, \quad (5.3)$$

где p_1 и p_2 - априорные вероятности наличия и отсутствия искомого объекта, т. е. для двух различных состояний природы или классов H_1 и H_0 (см. раздел 4.2); γ - вероятность правильного обнаружения объекта или надежность его обнаружения; $\beta = 1 - \gamma$ - вероятность пропуска искомого объекта, т. е. вероятность ошибки II рода; α - вероятность ложного обнаружения объекта, т. е. вероятность ошибки I рода; $\varphi = 1 - \alpha$ - вероятность правильного необнаружения объекта при его отсутствии; C_γ , C_β , C_α и C_φ - соответственно цены правильного обнаружения объекта, ошибок I и II рода и правильного необнаружения.

Под термином "цены" понимается сумма потерь и выигрышей, связанных с конкретным событием. В общем случае функция потерь R зависит от выбора порога принятия решения h , определяемого для различных критериев принятия статистических решений по-разному.

Для наиболее распространенного в практике обработки геофизических данных с целью обнаружения сигнала критерия максимального правдоподобия величина h равна 1, при этом полагаются равными априорные вероятности p_0 и p_1 и цены $C_\alpha = C_\beta$.

Однако при выборе комплекса методов приходится руководствоваться другими соображениями. Принципиально важным свойством функции потерь $R(h)$ является объединение экономических и информационных показателей методов в одном выражении.

Применительно к поискам нефтегазоносных структур Е. А. Козлов [10] принял следующие цены для разных событий:

$$C_\gamma = r - C_{\text{ср}} + r_0 = r - U; \quad C_\beta = r; \quad C_\alpha = r + r_{\text{л}}; \quad C_\varphi = r,$$

где r - среднегодовые затраты на проведение геофизических работ на площади $s_{\text{год}}$; $r_{\text{л}}$ - затраты на проверку ложной структуры; $C_{\text{ср}}$ - средняя стоимость Q тонн нефти или газа извлекаемых из средней по продуктивности структуры; r_0 - средние затраты, необходимые для того, чтобы стоимость Q тонн прогнозных запасов в результате последующей добычи, переработки и т. д. приобрела стоимость $C_{\text{ср}}$. Все затраты целесообразно приводить для годового объема работ, поскольку в экономике чаще всего рассматривается годовой экономический эффект.

С учетом введенных в выражении (5.3) цен, а также соотношений $\beta = 1 - \gamma$ и $\varphi = 1 - \alpha$, функция потерь принимает вид:

$$R = r - p_1 \gamma U + p_0 \alpha r_{\text{л}}. \quad (5.4)$$

В этом выражении геологическая информативность определяется через величину надежности γ , а экономические показатели через цены r , U и $r_{\text{л}}$.

Применение метода или комплекса методов будет эффективным, если функция потерь отрицательна, т. е. когда величина $p_1 \gamma U$ оказывается больше суммарных затрат на геофизические исследования r и проверку ложных аномалий.

Совершенно очевидно, что изложенный подход и расчет функции потерь (5.4) аналогично реализуется для любого вида минерального сырья.

Теперь, более подробно исследуем выражение (5.4). Если принять $\gamma = 1$ и $p_0 = 0$, то потери определяются разностью стоимостей проведенных геофизических исследований r и выявленных запасов полезного ископаемого U , но уже естественно без учета геологической информативности метода, т. е. $R = r - U$.

В том случае, когда $p_0 = 1$ ($p_1 = 0$), величина $\alpha = 1 - \varphi$ равна нулю, поскольку вероятность правильного необнаружения равна $\varphi = 1$, и следовательно $R = r$.

Экономический эффект от применения нового метода $R_{\text{н}}$, сравниваемого с эффектом от старого или от некоторого эталонного $R_{\text{э}}$, определяется разностью $\Delta R = r_{\text{э}} - r_{\text{н}}$, что по существу, совпадает с расчетом экономической эффективности от применения новой техники, т. е.

$$\Delta = (C_{\text{С}} - C_{\text{Н}})A_{\text{Н}},$$

где Δ - годовой экономический эффект; $C_{\text{С}}$ и $C_{\text{Н}}$ - себестоимости единицы работ соответственно для старой и новой техники; $A_{\text{Н}}$ - годовой объем работ, произведенный с помощью новой техники.

Величина информативности γ определяется через надежность разделения объектов или через энергетическое отношение сигнал/шум ρ (см. раздел 4.2)

Для критерия максимального правдоподобия $\alpha = \beta = 1 - \Phi(\sqrt{\rho}/2)$, т. е. $\alpha = 1 - \gamma$.

В более общем случае величины γ и α определяются соотношениями:

$$\gamma = 1 - \Phi\left(\frac{\ln(p_0/p_1) - \rho/2}{\sqrt{\rho}}\right); \quad (5.5)$$

$$\alpha = 1 - \Phi\left(\frac{\ln(p_0/p_1) + \rho/2}{\sqrt{\rho}}\right). \quad (5.6)$$

Наконец, достаточно сложным моментом является задание априорных вероятностей наличия и отсутствия искомого объекта.

Для расчета среднего числа месторождений в рудных районах часто используется распределение Пуассона, согласно которому вероятность наличия n - месторождений на площади исследуемого района равна

$$p_n = N^n e^{-N} / n!, \quad (5.7)$$

где N - ожидаемое среднее число месторождений, приходящееся на район (элементарную площадь). Для территории Передового хребта Северного Кавказа, например, установлено, что $N = 1,5$ на площадь 100 км². При экстаполяции формулы (5.7) на неизученную площадь получаем значения априорной вероятности при $n = 1$; $p_1 = 0,335$, при $n = 2$; $p_1 = p_{(n=2)} = 0,251$ и т. д.

Однако, задание априорной вероятности можно считать не столь критическим, как это кажется на первый взгляд. Действительно всегда можно получить зависимости функции потерь R при разных заданных значениях p_1 . Для тех значений p_1 , для которых функция потерь будет принимать отрицательные значения, уже будет обеспечен выбор эффективно с точки зрения экономики геофизического комплекса.

Теперь в качестве примера приведем возможные выражения для функции потерь (5.4), когда при выборе оптимального комплекса используется три геофизических метода: 1, 2 и 3. В этом случае получаем семь выражений для функции потерь: три по каждому методу, три для их попарных сочетаний и одно для их комплекса:

$$\begin{aligned} R_1 &= r_1 - p_1 \gamma_1 U + p_0 \alpha_1 r_{\text{л}1} \\ R_2 &= r_2 - p_1 \gamma_2 U + p_0 \alpha_2 r_{\text{л}2} \\ R_3 &= r_3 - p_1 \gamma_3 U + p_0 \alpha_3 r_{\text{л}3} \\ R_{12} &= r_{12} - p_1 \gamma_{12} U + p_0 \alpha_{12} r_{\text{л}12} \\ R_{13} &= r_{13} - p_1 \gamma_{13} U + p_0 \alpha_{13} r_{\text{л}13} \\ R_{23} &= r_{23} - p_1 \gamma_{23} U + p_0 \alpha_{23} r_{\text{л}23} \\ R_{123} &= r_{123} - p_1 \gamma_{123} U + p_0 \alpha_{123} r_{\text{л}123} \end{aligned}$$

В этих выражениях величины γ соответствуют информативности методов и их различных сочетаний, то же самое касается величины α . Значения r определяют затраты на проведение работ отдельными методами и их сочетаниями, а $r_{\text{л}}$ - соответствующие затраты на проверку ложных аномалий. Очевидно, что выбор оптимального комплекса будет обеспечен для такого сочетания методов, при котором функция потерь примет наибольшее отрицательное значение. При этом целесообразно все приведенные функции представить в виде зависимостей от величины p_1 .

Таким образом, в общем случае выбор оптимального геофизического комплекса при решении задачи поисков объектов конкретного минерального сырья сводится к реализации следующих процедур:

- оценка информативности γ_l каждого l -го метода по гистограммам значений поля, полученных на эталонных объектах, т. е. на объектах с установленной бурением или горными выработками рудоносностью (нефтегазоносностью);
- нахождение отношения сигнал/помеха ρ_l по формуле $\rho_l = 4[\Phi^{-1}(\gamma_l)]^2$;
- вычисление энергетического отношения сигнал/помеха для сочетания разных методов: $\rho_{\text{компл.}} = \sum \rho_l$ ($l = 1, \dots, L$, где L - число методов);
- оценка информативности различных сочетаний методов γ_{lk} и вероятности ошибки I рода по формулам (5.5) и (5.6), в которых $\rho \equiv \rho_{\text{компл.}}$;
- определение денежных затрат на проведение каждым методом и их различными сочетаниями, а также стоимости запасов (ресурсов) U и затрат на проверку ложных аномалий $r_{\text{л}}$ как отдельно взятым методом, так и их сочетаниями;

- нахождение функции потерь для каждого метода и различных сочетаний методов в зависимости от заданных значений априорной вероятности p_1 .

5.4.2. Выбор оптимального комплекса при поисках медноколчеданных руд. Выбор оптимального комплекса на основе функции потерь был использован В. Е. Зайцевым при поисках медноколчеданных руд на территории Передового хребта Северного Кавказа.

В качестве примера приведем оценку геолого-экономической эффективности геофизических поисков массивных медноколчеданных руд в районе Передового хребта Северного Кавказа. Оруденение там связано с вулканогенными образованиями среднеспалеозойского возраста и представлено телами пластообразной, иногда линзообразной формы с отношением размеров по простиранию к мощности более 10. Удельные сопротивления массивных руд составляют 0,03 - 1,00 Ом·м, а вмещающих пород - от 100 до 1000 Ом·м. Эффективная плотность массивных медноколчеданных руд около 1,5 г/см³.

Были опробованы методы естественного электрического поля, незаземленной петли, вызванной поляризации, комбинированного профилирования, переходных процессов и высокоточной гравиразведки. По каждому из методов проводилась классификация выявленных аномалий на рудные и нерудные, анализировались характерные для различных методов виды помех и определялась их дисперсия, вычислялась вероятность пропуска и ложного обнаружения, находились показатели продуктивности аномалий и цены событий (затраты на проведение геофизических работ - проверку аномалий, стоимость вероятных или выявленных запасов руд). Такие показатели были вычислены на основе статистического анализа материалов геофизических съемок (табл. 14) При расчетах были приняты следующие размеры тел: сфера с радиусом 40 м, цилиндр с радиусом 20 м, вертикальный пласт размером 400 × 400 × 20 м для гравиразведки и тонкий пласт для ЕП, глубина залегания H равная 20 и 100 м. Площадь исследований составляет 500 км², $U = 5$ млн руб., цены выражены в тысячах рублей на период 1980 г.

Из табл. 14 следует, что при поисках массивных медноколчеданных руд, залегающих на глубине до 20 м, эффективными все применявшиеся методы. С увеличением глубинности поисков до 100 м эффективными оказываются лишь методы переходных процессов ($R = -3700$ тыс. руб.) и высокоточная гравиразведка ($R = -480$ тыс. руб.).

Расчеты по формуле (5.4) зависимостей функции потерь R от показателя $\rho_a = \rho_1$ (рис. 5.2) и глубинности исследований (рис. 5.3) для физико-геологических условий района Передового хребта показывают, что максимальная эффективность поисков обеспечивается в том случае, если в качестве поискового выбирается метод переходных процессов, в качестве проверочного - высокоточная гравиразведка. Эффект от комплексирования этих методов проявляется в существенном снижении потерь при широком диапазоне изменения показателя ρ_a , особенно в области его высоких значений. Величина геолого-экономического эффекта будет составлять 3,8 - 4,0 млн руб. Но этот комплекс будет эффективен

Геолого-экономические показатели геофизических методов
и расчет функций потерь при их применении (по В. Е. Зайцеву)

Метод	Форма рудного тела	Сеть наблю- дений, м	r_i тыс. руб.	P_a	$H = 20 \text{ м}$				$H = 100 \text{ м}$				R_i тыс. руб.	α	γ	ρ	r_a тыс. руб.	P_a	R_i тыс. руб.	α	γ	ρ	r_a тыс. руб.	P_a	R_i тыс. руб.	α	γ	R , тыс. руб.	
					r_a тыс. руб.	ρ	γ	α	r_a тыс. руб.	ρ	γ	α																	
Естественного поля	Сфера Тонкий пласт	100X20 100X20	515 515	0,0294 0,0294	24	276	1,00	0,0	0,0294	176	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0294	-3500	0,0	0,0	0,0	176	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6500
					24	56	1,00	0,0	0,294	176	0,0	0,0	0,294	176	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,294	-3500	0,0	0,0	0,0	176	0,0	0,0	0,0
Незаземленной петли	Сфера ($S = 100 \text{ См/м}$) Цилиндр ($S = 10 \text{ См/м}$)	100X20 100X20	1600 1600	0,167 0,163	21	27	1,00	0,0	0,083	154	0,33	0,70	0,35	0,35	0,70	0,35	0,35	0,083	-3100	0,33	0,70	0,35	154	0,33	0,70	0,35	0,35	0,35	140
					21	16	0,998	0,14	0,083	154	0,8	0,82	0,50	0,50	0,82	0,50	0,50	0,50	0,50	0,083	-3100	0,8	0,82	0,50	154	0,8	0,82	0,50	0,50
Вызванной поляризации	Сфера ($\eta = 20\%$) Цилиндр ($\eta = 20\%$)	200X40 200X40	900 900	0,0167 0,0167	24	206	1,0	0,0	0,0145	176	0,4	0,50	0,27	0,4	0,50	0,27	0,0145	-2500	0,4	0,50	0,27	176	0,4	0,50	0,27	0,27	0,27	7800	
					24	132	1,0	0,0	0,0145	176	1,2	0,50	0,14	0,14	0,50	0,14	0,14	0,50	0,14	0,0145	-2500	1,2	0,50	0,14	176	1,2	0,50	0,14	0,14
Комбинирован- ного профили- рования	Сфера ($S = \infty$)	200X40	325	0,007	24	1,2	0,50	0,13	0,005	176	0,1	0,0	1,0	0,1	0,0	1,0	0,005	-74	0,1	0,0	1,0	176	0,1	0,0	1,0	1,0	1,0	33600	
Переходных процессов	Сфера ($S = 10 \text{ См/м}$)	200X200	750	0,50	27	7765	1,0	0,0	0,50	176	75	1,0	0,0	75	1,0	0,0	0,50	-4000	75	1,0	0,0	176	75	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-3700
Высокоточная гравиразведка	Сфера ($\sigma_{3\phi} = 1,5 \text{ г/см}^3$) Вертикальный пласт ($\sigma_{3\phi} = 1,5 \text{ г/см}^3$)	100X20 100X20	2400 2400	0,167 0,167	27	39	1,0	0,0	0,167	198	2,8	0,95	0,50	2,8	0,95	0,50	0,167	-2300	2,8	0,95	0,50	198	2,8	0,95	0,50	0,50	0,50	-480	
					27	97	1,0	0,0	0,167	198	32	0,998	0,002	0,002	0,998	0,002	0,002	0,002	0,002	-2300	32	0,998	0,002	198	32	0,998	0,002	0,002	0,002

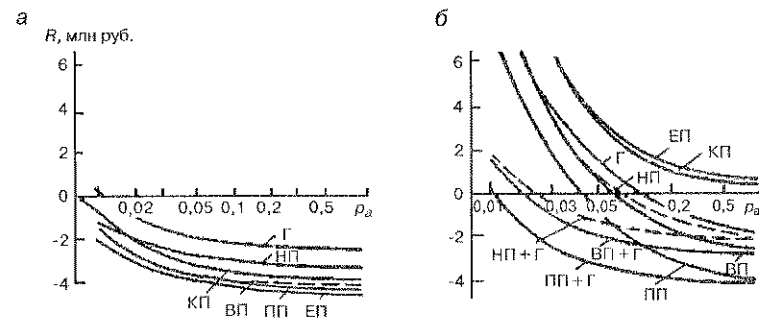


Рис. 5.2. Зависимость функции потерь R от показателя априорной вероятности $p_a = p_1$ для различных методов:
а - $H = 20 \text{ м}$; б - $H = 100 \text{ м}$; методы: КП - комбинированного профилирования, ЕП - естественного поля, НП - незаземленной петли; ВП - вызванной поляризации; Г - высокоточной гравиразведки, ПП - переходных процессов

(см. рис. 5.3) при глубинности поисков превышающей 30 м, ибо при меньших глубинах выявленные аномалии ПП экономически целесообразнее проверять бурением.

5.4.3. Выбор оптимального комплекса при геокартировании. Нахождение вероятностей правильного обнаружения объекта и вероятностей ошибки первого и второго рода по гистограммам значений исследуемых признаков позволяет обобщить рассмотренный выше подход для выбора оптимального комплекса при решении задачи геологического картирования. При этом функция потерь для случая M классов записывается в виде

$$R_M = \sum_{k=1}^M p_k \sum_{n=1}^M P_{kn} r_{kn}, \quad (5.8)$$

где p_k - априорная вероятность k -го класса, равная отношению площади распространения пород k -го типа к общей площади исследования; P_{kn} - вероятность попадания объекта k -го класса в n -й класс; при $k = n$ сумма таких вероятностей равна вероятности правильного решения и совпадает с информативностью метода; при $k < n$ величина P_{kn} определяется вероятностью ошибки первого рода α_{kn} , а при $k > n$ - вероятностью ошибки второго рода β_{kn} ; r_{kn} - потери, связанные с отнесением объекта из k -го класса в n -й класс; при $k = n$ величины

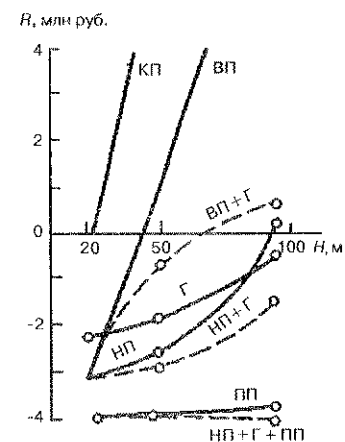


Рис. 5.3. Зависимость функции потерь R от глубинности исследований H для различных методов в условиях Перовского хребта Северного Кавказа (по В. Е. Зайцеву)

r_{kn} можно принять одинаковыми и равными: $r_{kn} = r - U$ (r - среднегодовые затраты на проведение геофизических работ на площади $S_{\text{год}}$; U - стоимость информации о геологическом строении площади $S_{\text{год}}$). Тогда функция потерь с учетом, что $\sum_1^M p_k = 1$, примет вид

$$R_M = r - \gamma U + \sum_{\substack{k, n=1 \\ k \neq n}}^M p_k (\alpha_{kn} + \beta_{kn}) r_{kn}. \quad (5.9)$$

Выражение (5.9) можно представить также через вероятности общих безусловных ошибок $q_{kn} = p_k \alpha_{kn} + p_k \beta_{kn}$, т. е.

$$R_M = r - \gamma U + \sum_{\substack{k, n=1 \\ k \neq n}}^M q_{kn} r_{kn}. \quad (5.10)$$

Потери r_{kn} при этом приобретают смысл затрат на проверку неправильных (ложных) заключений о типе пород.

Процедура выбора оптимального картировочного комплекса аналогична выбору поискового комплекса и имеет ту же последовательность оценки его геолого-экономической эффективности.

Решение о включении в комплекс отдельных методов и их сочетаний производится по минимальным значениям функции потерь (5.10).

Выбор оптимального комплекса, базирующийся на оценке общей геолого-экономической эффективности, возможен лишь при наличии достаточно большого объема априорной информации о вероятностях и ценах различных событий.

Аналогичное выражение (5.8) для функции потерь было использовано Г. Н. Зверевым для оценки геолого-экономической эффективности геофизических исследований скважин:

$$C_M = C_0 + \sum_{i=1}^M p_i \sum_{k=0}^M p_{ki} C_{ki}, \quad (5.11)$$

где C_M - ожидаемые потери, усл. ед.; M - число различных классов; C_0 - затраты, произведенные к моменту оценки; p_i - априорная вероятность i -го класса, равная отношению числа пластов i -го класса к общему числу пластов; p_{ki} - вероятность попадания в результате интерпретации объекта i -го класса в k -й класс; C_{ki} - потери при отнесении объекта из i -го класса в k -й класс.

Если выражение (5.11) описывает два класса пород ($M = 2$) - продуктивных ($i = 1$) и непродуктивных ($i = 2$) и $C_0 = C_{01} = C_{02}$, то оно полностью будет совпадать с (5.3):

$$C_M = p_1 P_{11} C_{11} + p_1 P_{21} C_{21} + (1 - p_1) P_{12} C_{12} + (1 - p_1) P_{22} C_{22},$$

где p_1 - априорная вероятность нефтегазоносности (продуктивности) пласта; индексы при C и P означают; 11 - правильное обнаружение пласта, 12 - непродуктивный пласт принят за продуктивный (ложный сигнал), 21 - продуктивный пласт отнесен к непродуктивному (пропуск сигнала), 22 - правильное необнаружение непродуктивного пласта.

Вопросы для самоконтроля

1. Назовите основные принципы выбора геофизического комплекса.
2. Дайте определение типового, рационального и оптимального комплексов геофизических методов.
3. Приведите примеры типовых комплексов геофизических методов при решении поисковых задач на рудные и нефтегазоносные объекты.
4. Основные составляющие при выборе рационального комплекса геофизических методов.
5. Приведите выражение для выбора рационального комплекса, включающее геологическую информативность методов и экономические затраты на их проведение.
6. Что такое функция потерь для выбора оптимального геофизического комплекса?
7. Назовите основные информационные и экономические показатели, входящие в функцию потерь.
8. Какой комплекс следует считать оптимальным, если для трех различных сочетаний геофизических методов соответствующие им значения функции потерь равны 50, -10, -100.

Основные прикладные технологические комплексы геофизических методов, направленные на решение различных геологических и других практических задач, объединяются в: региональную, разведочную, инженерную геофизику (см. табл. 1). В региональную геофизику обычно включают глубинную геофизику, которая на стыке физики Земли и прикладной геофизики, а также среднемасштабную (структурную) и крупномасштабную (картировочно-поисковую) геофизику (см. гл. 6 и 7). Под прикладной геофизикой (раньше использовался термин разведочная геофизика) понимаются как методы собственно разведочной геофизики (нефтегазовая (см. гл. 8), рудная, нерудная и угольная) (см. гл. 9), так и инженерной геофизики (см. гл. 10), из которой в последние годы выделяется экологическая геофизика (см. гл. 11). Инженерная геофизика, ее иногда называли инженерно-гидрогеологической, включает гидрогеологическую, почвенно-мелиоративную, инженерно-геологическую, мерзлотно-гляциологическую, археологическую и техническую геофизику.

Каждый из этих прикладных комплексов при решении определенных групп геологических задач может включать методы, основанные на использовании разных физических полей (гравитационного, геомагнитного, электромагнитных, сейсмических, акустических, теплового, ядерно-физических) и технологий, отличающихся местом проведения работ (аэрокосмических, наземных, аквальных (океанических, морских, речных), шахтно-рудничных (горная геофизика), геофизических исследований и работ в скважинах (ГИРС или каротаж).

Наибольшая эффективность и основные средства идут на нефтегазовую геофизику. Можно считать, что нефтегазовые корпорации мира в значительной степени финансируют разработку всей геофизики и особенно сейсморазведки, а также ГИРС. Поэтому в публикациях по геофизике нефтегазовой геофизике посвящено большинство работ. Авторы этой части учебника рассматривают комплексирование геофизических методов при решении различных геологических и иных практических задач, а нефтегазовой геофизике уделяют незаслуженно мало внимания. Это может быть определено тем, что методы геофизики применительно к решению, например, геотехнических, археологических, экологических и особенно медицинских задач, остаются малоизвестными. Это, а не только длительная работа в области малоглубинной геофизики побудило авторов раздела больше внимания уделить этим геофизическим прикладным направлениям.

6.1. Строение Земли по геофизическим данным

6.1.1. Методы глубинной геофизики. 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, 1999).

6.1.2. Сейсмология, глубинная сейсморазведка и гравиметрия. Важными источниками информации о строении Земли является сейсмология - наука о землетрясениях и глубинная сейсморазведка, основанная на изучении упругих волн от больших взрывов.

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); площадью смещения (S) за время (τ); скачком сдвигового напряжения ($\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$), где σ_0 и 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:

$$M_0 = \mu \cdot u \cdot S, V = \sigma_1 \cdot u \cdot S, E = \Delta\sigma \cdot M_0 / (2\mu). \quad (6.1)$$

Оценку мощности землетрясений принято проводить по относительным магнитудам (M). Они рассчитываются через амплитуды сейсмичес-

ких волн ($a(\Delta)$), зарегистрированных сейсмографами на разных расстояниях (Δ) от эпицентра (проекция гипоцентра на земную поверхность) до сейсмоприемников, по формуле

$$M = \log[a(\Delta)/a_0(\Delta)]. \quad (6.2)$$

Здесь a – стандартная амплитуда, соответствующая землетрясению, при котором на расстоянии $\Delta = 100$ км амплитуда сейсмической волны равна 1 мкм. Установлена эмпирическая связь между M и E : $\log E = 11,8 + 1,5M$. Например, магнитуды в 8, 7, 6 и 5 единиц соответствуют энергии упругих волн $6,3 \cdot 10^{16}$, $2,0 \cdot 10^{15}$, $6,3 \cdot 10^{13}$ и $2 \cdot 10^{12}$ Дж. Известная оценка *балльности (Б) землетрясений* по 12-балльной шкале Рихтера, связана с M следующим образом. Для самых слабых толчков, ощущаемых людьми, $M \approx 2$ (B около 3 баллов), повреждения зданий наблюдаются при $M \approx 5$ ($B \sim 6$), а разрушительные землетрясения характеризуются от $M > 6$ ($B > 7$), до $M = 8 - 10$ ($B = 10 - 12$).

Сейсмическая активность на Земле различна и приурочена к зонам наиболее активных современных тектонических движений, областям альпийского орогенеза, расположенным вдоль средиземноморского и трансзиатского поясов, активным региональным разломам и др. Если места возможных землетрясений достаточно хорошо известны, то предсказание времени землетрясений остается нерешенной проблемой.

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 рефрактированных), 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 (кровлю верхней мантии) и залегает на глубинах в среднем 35 км, приближаясь к поверхности до 5 км и менее в океанах и опускаясь до 70 км и более в некоторых горных областях.

По изменению градиента скоростей V_p и V_s на глубинах порядка 700 км (рис. 6.1.) обычно выделяют границу между *верхней и нижней мантией*. Резкий скачок скорости V_p (от 13,6 км/с до 8,1 км/с), V_s (с 7,2 - 7,3 км/с почти до нуля) на глубине 2900 км соответствует

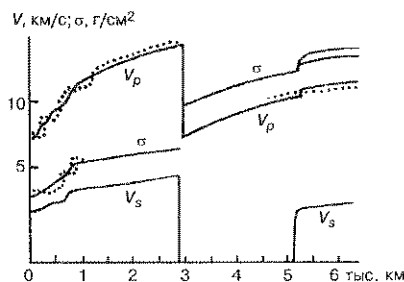


Рис. 6.1. Графики изменения скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) упругих волн и плотности (σ) с глубиной (по В. А. Магницкому и М. С. Молоденскому)

границе между мантией и *верхним “жидким” ядром Земли*. Еще один 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 *внутреннего “твердого” ядра Земли*.

Твердая хрупкая оболочка Земли, состоящая из земной коры и части верхней мантии, простирающаяся в основном до глубин 50 - 250 км, называется *литосферой*. Ниже располагается более пластичная оболочка, называемая *астеносферой*, в которой отмечается небольшое плавное уменьшение скоростей сейсмических волн. Литосферу и астеносферу иногда объединяют в периферическую оболочку Земли, называемую *тектоносферой*.

Мощность земной коры и литосферы, а также скорости упругих волн в них изменяются по латерали, образуя зоны повышенных и пониженных скоростей. Мантия Земли (до 2900 км) также характеризуется латеральной неоднородностью, например повышенными скоростями упругих волн под океаническими областями и пониженными под континентами.

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. 6.1 представлена наиболее вероятная модель распределения плотности по радиусу Земли.

6.1.3. Глубинные геоэлектрические исследования мантии Земли. Основными методами *глубинной геоэлектрики* являются *методы магнитотеллурического и магнитовариационного зондирования (МТЗ и МВЗ)*. В этих методах измеряются компоненты *естественного переменного электромагнитного поля Земли (магнитотеллурического поля)* – горизонтальные электрические и магнитные (в МТЗ) или горизонтальные и вертикальные магнитные (в МВЗ). Высокочастотная составляющая поля несет информацию об удельном электрическом сопротивлении (УЭС) верхней части разреза, по мере понижения частоты мы получаем информацию об УЭС на все больших глубинах. Для изучения мантии Земли необходимо зарегистрировать колебания поля с очень большими периодами (до суток и более для изучения верхней и до нескольких лет – для изучения нижней мантии).

Важной особенностью верхней мантии является наличие в ней *области частичного плавления – астеносферы*. Она наиболее развита в тектонически активных зонах континентов и в океанах, где температура недр высока. В целом по мере увеличения глубины температура растет, и для многих регионов достигает *температуры плавления (солидуса)* пород верхней мантии – здесь появляется некоторое количество расплава (рис. 6.2). Предполагается, что на еще больших глубинах рост температуры замед-

ляется, и соответствующая зависимость вновь пересекает линию солидуса – здесь расплав перестает образовываться. Таким образом образуется астеносферный слой, содержащий небольшое количество (1 - 3%) расплава. Наличие расплава приводит к повышенной вязкости астеносферного слоя, благодаря чему вышележащие блоки хрупкой литосферы приобретают возможность перемещаться в горизонтальном направлении (см. ниже раздел о тектонике литосферных плит).

УЭС пород существенно зависит от присутствия жидкой фазы, в том числе расплава, поэтому глубинная геоэлектрика является основным геофизическим методом изучения астеносферы. На рис. 6.3. представлены зависимости УЭС от глубины для различных регионов. На фоне плавного уменьшения УЭС с глубиной, обусловленного ростом температуры, на ряде графиков выделяется минимум, связанный с появлением расплава (астеносфера). Астеносферный слой четко выделяется на графике, отвечающем регионам с молодой океанической тектоносферой и постепенно вырождается по мере ее остывания с течением времени. На континентах астеносфера отчетливо видна только в тектонически активных областях, в регионах со стабильным тектоническим режимом она выражена слабо.

Изучение глубин свыше 400 км требует длительных измерений магнитотеллурического поля (месяцы и годы). Поэтому для этих целей обычно используются данные, полученные на обсерваториях, также проводится анализ длительных спутниковых измерений магнитного поля. Плавное уменьшение УЭС наблюдается вплоть до ядра Земли, на этом фоне проявляется очень хорошо проводящий слой на глубинах порядка 700 км. Он отвечает границе верхней и нижней мантии, выделенной по сейсмическим данным. Здесь предполагается увеличение вязкости вещества, и считается, что именно до этой границы погружаются литосферные блоки в зонах субдукции. Следующая хорошо проводящая область выделяется в нижней мантии на глубинах свыше 2000 км, и, наконец, еще более проводящим является ядро Земли.

6.1.4. 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.

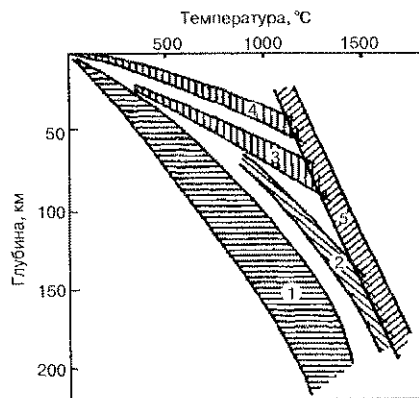


Рис. 6.2. Зависимости температуры от глубины для различных регионов: 1 - докембрийские платформы; 2 - герциниды; 3 - океанские плиты; 4 - Альпиды; 5 - Солидус пород верхней мантии

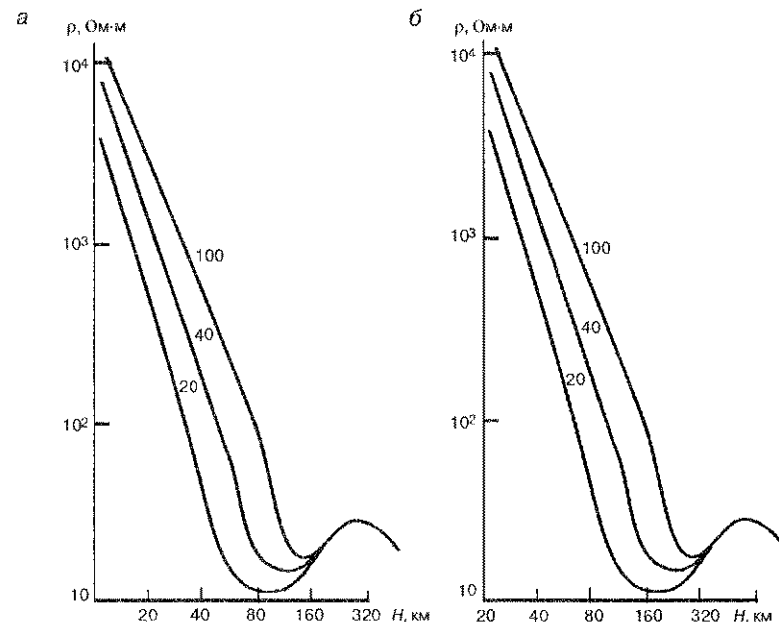


Рис. 6.3. Обобщенные зависимости УЭС от глубины для различных регионов: а - океанические, шифр кривых - возраст тектоносферы в млн. лет; б - континентальные, шифр кривых - тепловой поток в мВт/м²: 1 - 40 (тектонически стабильные регионы), 2 - 60 (промежуточные области), 3 - 90 (тектонически активные регионы)

Особенно они велики на границах мантии и внешнего ядра, внешнего и внутреннего ядра (рис. 6.1 и 6.4). 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.

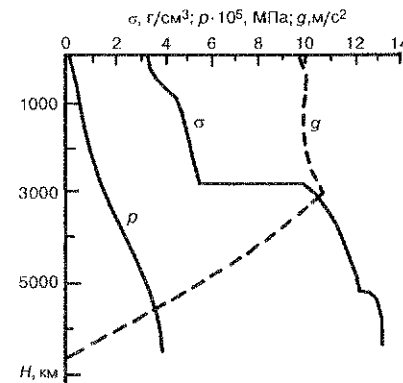


Рис. 6.4. Графики изменения давления ρ , плотности σ и ускорения свободного падения g в Земле с глубиной

ми. 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.

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 наблюдаемыми 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.

6.2. Строение недр под океанами

6.2.1. Предмет, задачи и методы морской геофизики. *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. Без *морской геофизики* изучать строение оболочек Земли практически невозможно.

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. Поверхность Мохоровичича, или по-

дошва земной коры, выделяется увеличением (скачком) скоростей упругих волн.

Мощность литосферы в океанах изменяется от первых км (в рифтовых зонах) до 120 км (в глубоководных впадинах). Поверхность астеносферы выделяется небольшим уменьшением сейсмических скоростей. Это объясняется тем, что в литосфере вещество находится в твердом, полностью раскристаллизованном состоянии. Астеносфера же содержит как кристаллическую часть, представленную ультраосновными породами, так и расплавленную часть, сложенную легкоплавкими базальтами.

Астеносфера, по данным термометрии, характеризуется повышенными градиентами температуры, а по данным электромагнитных зондирований - высокой электропроводностью. Эти факты, 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.

6.2.2. 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.

6.2.3. 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 привнесом 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 при дальнейших раздвижениях 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.

Данные глубинной геоэлектрики свидетельствуют о наличии под срединно-океаническими хребтами подъема проводящей астеносферы к поверхности. Часто на небольших глубинах здесь также фиксируются протяженные зоны низкого сопротивления, предположительно связанных с магматическими камерами, расплавы из которых периодически изливаются и, застывая, наращивают океанскую литосферу.

6.2.4. 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. Бальность 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.

Данные геоэлектрики, полученные в глубоководных котловинах, за счет высокой чувствительности к наличию в породах морской воды и расплава характеризуют:

- постепенное уменьшение пористости земной коры с глубиной - подстилающие донные осадки пористые базальтовые лавы имеют пористость до 20%, по мере появления на больших глубинах долеритовых даек она сокращается до первых процентов, а в основании коры, где присутствуют интрузивные породы типа габбро, убывает до долей процента. За счет наличия субвертикальных даек средняя часть океанической коры обладает существенной анизотропией - ее удельное электрическое сопротивление в горизонтальном направлении во много раз выше, чем в вертикальном;
- плавное увеличение глубины до астеносферы и уменьшение ее мощности по мере удаления от срединно-океанических хребтов. Это происходит за счет старения и соответствующего остывания океанической тектоносферы, сопровождающегося постепенной кристаллизацией расплавов.

Геоэлектрические исследования, выполненные в зонах перехода от океана к континенту, характеризуют происходящие здесь процессы миграции морской воды и расплавов. На рис. 6.5 приведен схематический геоэлектрический разрез Каскадной зоны субдукции (субдукция - процесс погружения океанической плиты под континентальную), расположенной на Тихоокеанском побережье Северной Америки.

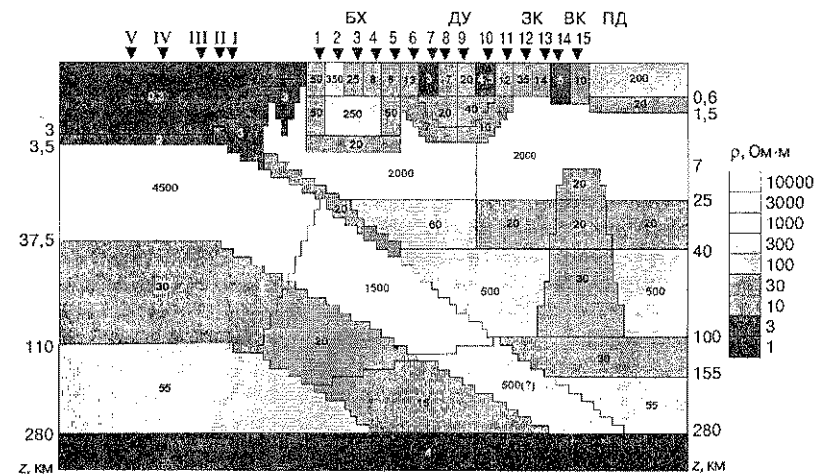


Рис. 6.5. Геоэлектрический разрез Каскадной субдукционной зоны: БХ - Береговой хребет, ДУ - долина Уилламет, ЗК - Западные Каскады, ВК - Высокие Каскады, ПД - плато Дешутс; цифры внутри блоков - удельные электрические сопротивления (УЭС), Ом·м

В верхней части разреза присутствуют океаническая водная толща (УЭС 0,3 Ом·м) и континентальные вулканогенно-осадочные структуры, подстилаемые высокоомной верхней корой (УЭС 2000 Ом·м). В глубинной части видно погружение океанической литосферы (УЭС 4500 - 500 Ом·м) и астеносферы (УЭС 30 - 15 Ом·м) под континент. Верхняя часть субдуцируемой океанической литосферы является проводящей (20 Ом·м) из-за наличия здесь морской воды, которая постепенно отжимается из пор по мере погружения. На глубинах порядка 100 км за счет привноса сюда содержащейся в океанической литосфере химически связанной воды начинается плавление вещества и образуется континентальная астеносфера (блок с УЭС 30 Ом·м на глубинах 100 - 155 км). Расплавы мигрируют вверх (в пределах субвертикальной зоны с УЭС 30 - 20 Ом·м), создавая на поверхности вулканическую дугу Высоких Каскадных гор. Они также разогревают континентальную земную кору, вследствие чего здесь активизируется процесс дегидратации и выделяется флюид, образующий коровый проводник (блок с УЭС 20 Ом·м) на глубинах 25 - 40 км.

6.3. Тектоника литосферных плит и дрейф континентов

Высокая степень геолого-геофизической изученности Мирового океана и выявление структуроопределяющей роли срединно-океанических хребтов послужили основой для создания современной теории тектогенеза, сердцевинной которой является гипотеза тектоники литосферных плит.

6.3.1. Концепция тектоники литосферных плит. Согласно концепции тектоники литосферных плит на Земле выделяют 8 крупных и 8 мелких плит (Евразийская, Африканская, Индо-Австралийская, Американская, Тихоокеанская, Наска 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 вкрест простирания 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 поддвигаться 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.

6.3.2. Теория дрейфа континентов. Спрединговый механизм развития океанов явился убедительным подтверждением давно существовавшей краси-

вой 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, сталкиваясь и 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 и становится одной из фундаментальных теорий наук о Земле, сочетающей гипотезы о горизонтальных и вертикальных движениях земной коры.

Вопросы для самоконтроля

1. Назовите методы глубинной геофизики в порядке убывания степени их информативности по изучению оболочек Земли.
2. Как меняются основные физические свойства оболочек Земли от поверхности до ее центра?
3. В чем отличия понятий сейсмология, сейсмометрия, сейсморастведка?
4. Как связаны бальности и магнитуды землетрясений?
5. Чем отличается строение земной коры и верхней мантии на континентах и в океанах?
6. Каковы отличия структуры аномальных геофизических полей в разных регионах океанов?
7. В чем состоит концепция литосферных плит?

7. РЕГИОНАЛЬНАЯ И КАРТИРОВОЧНО-ПОИСКОВАЯ ГЕОФИЗИКА

7.1. Региональные геофизические исследования

7.1.1. Общая характеристика методов региональной геофизики. *Целью региональной геофизики является решение задач структурно-геологического картирования, которое выполняется в виде сплошных (попланшетных) немасштабных и мелко- (масштаб меньше 1 : 500 000), средне- (масштаб 1 : 100 000 - 1 : 200 000) и крупномасштабных (масштаб 1 : 50 000 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. Такое геолого-геофизическое картирование называется глубинным или объемным. 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) мелко-среднемасштабного 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 крупномасштабное картирование в настоящее время проводится лишь на перспективных на полезные ископаемые территорий. Поэтому геологическая изученность разных регионов отличается детальностью (масштабом) съемок.*

Методы региональной геофизики подразделяются на глубинные, региональные структурные (среднемасштабные) и картировочно-поисковые (крупномасштабные) исследования. Приведенные ниже геофизи-

ческие комплексы исследований являются оптимальными для достаточно точного решения поставленных задач, а их выбор определяется природными условиями (Хмелевской, 1999).

7.1.2. Особенности региональных глубинных геофизических исследований. *На стыке между глубинной и региональной геофизикой иногда выделяют немасштабные или мелкомасштабные региональные глубинные исследования, выполняемые по опорной сети геотраверсов протяженностью в тысячи километров и пересекающие крупные геотектонические провинции. На геотраверсах выполняются комплексные геофизические исследования, включающие сейсморазведку, магнитотеллурические, реже другие электромагнитные зондирования, гравимагнитную разведку, 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 крупные структуры в осадочном чехле, особенно благоприятные для нефтегазоаккумуляции. 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. Ведущим методом решения этих задач является сейсморазведка. Она предназначена для изучения донных осадков, т. е. определения литологии, мощности отдельных толщ, слоев, оценки их возраста (сейсмостратиграфические исследования), выявления структур как в осадках, так и в подстилающей земной коре. Особое внимание уделяют поиску тех структур, которые могут оказаться залежами, то есть ловушками нефти, газа, или газогидратов (растворенных в воде современных осадков скопления 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.

7.2. Среднемасштабное картирование

7.2.1. Общая характеристика регионального среднемасштабного картирования. Региональные структурные среднемасштабные (1 : 200 000 - 1 : 100 000) съемки, включающие геологическое картирование, геофизические исследования и бурение, предназначены для тектонического районирования суши и акваторий, выявления основных структур земной коры, разделения чехла и фундамента, изучения особенностей их строения, поисков структур в осадочных породах, особенно благоприятных для нефтегазоаккумуляции.

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 : 100 000 эти расстояния равны 1 км. Методы второй группы могут быть более сложными и дорогими (например, электромагнитные зондирования) с более редкой сетью (расстояния между центрами зондирования составляют несколько сантиметров в масштабе получаемых карт и разрезов). Однако опорную, но дорогую информацию дает лишь сейсморазведка МОВ и МПВ.

7.2.2. 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 поло-

жения 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 вкрест 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.

Выявление общего структурного плана геосинклинальных областей, картирование их границ и основных структурных элементов (синклинальных прогибов, межгорных впадин, антиклинальных поднятий, срединных массивов и др.) проводится 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;
- ☐ электроразведкой 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).

7.2.3. 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 нефтегазоаккумуляции.

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 ($\pm 1\%$) дает сейсморазведка, более высокую (до $\pm 10 - 20\%$) – электрические и электромагнитные зондирования и еще большую (до $\pm 30\%$) – 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 фун-

дамента 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 км² 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 наблюдаемыми 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.

7.3. Крупномасштабное картирование

7.3.1. Общая характеристика крупномасштабного геофизического картирования. Особым разделом региональной геофизики являются *крупномасштабные картировочно-поисковые геофизические исследования*, направленные на поиски, полезных ископаемых и изучение территорий, предназначенных под промышленное и гражданское строительство. *Комплексное крупномасштабное* геологическое картирование (масштабы 1 : 50 000 - 1 : 25 000) предназначено для изучения геологического строения верхних частей земной коры до 2 - 3 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.

Остановимся на проблемах крупномасштабного геофизического картирования применительно к поискам твердых (рудных и нерудных) полезных ископаемых, представляющих интерес для промышленности, которые разрабатываются до 2 - 3 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 и включает следующие принципы, имеющие методологическое значение для любых площадных поисково-разведочных работ (Бродовой, 1991):*

- 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 меньших глубинах;
- 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.

7.3.2. Природные условия проведения и методы их изучения. *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.

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, Енисейская, Байкальская 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 слабонаклонно 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. Развита 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.

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-, эманиционной 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 *полуоткрытых 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.

7.3.3. 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 : 50 000 - 1 : 25 000 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 геологоразведочные работы.*

Для *портативных 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 вкрест простирания 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 и 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 геологичес-

ких 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-эманиционных 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).

7.3.4. Изучение четвертичных и покровных образований геофизическими методами. *Открытые, полуоткрытые 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/см³) и скоростью 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 зондирования глинистые и суглинистые породы выделяются минимумами кажущихся и эффективных сопротивлений, положительными естественными электрическими потенциа-

ми, 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 крутослоистых 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, резе 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.

7.3.5. Детальное изучение фундамента геофизическими методами. *Вулканогенные породы, которые слагают фундамент*, отличаются повышенными значениями плотности ($2,6 - 3,3 \text{ г/см}^3$) и намагниченности ($(10^2 - 10^5) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), увеличивающимися по мере того, как становится более основным состав пород; разной остаточной намагниченностью; высокими скоростями распространения упругих волн ($3 - 7 \text{ км/с}$); высокими значениями электрических сопротивлений ($10^3 - 10^5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$); 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 ставятся 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-, гравираз-

ведки, 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.

Над различными вулканогенными породами наблюдаются 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 $3,4 \text{ г/см}^3$, 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 ($4 - 7 \text{ км/с}$) и электрических сопротивлений ($10^3 - 10^6 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), 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 серитизация 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 выз-

ванных потенциалов, проводимости по данным электрического и электромагнитного профилирования.

7.3.6. 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 могут происходить внедрения 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 линеamentами 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.

Вопросы для самоконтроля

1. Сущность региональных структурных среднемасштабных геофизических исследований?
2. Каковы основные геоструктуры земной коры и как они проявляются в региональных геофизических аномалиях?
3. Назовите основные геофизические методы изучения земной коры, кристаллического фундамента и осадочного чехла?
4. Задачи и методы картировочно-поисковой крупномасштабной геофизики?
5. Какова характеристика трех типов региональных геологических структур по природным условиям проведения картировочно-поисковых геолого-геофизических работ?
6. Назовите геофизические методы изучения четвертичных отложений и покровного осадочного чехла?
7. Перечислите методы геофизики для изучения кристаллического фундамента и что они дают?
8. Какие методы геофизики и почему применяются для изучения разрывных нарушений?

8. НЕФТЕГАЗОВАЯ ГЕОФИЗИКА

8.1. Поисковые работы на нефть и газ

8.1.1. Объекты поисков в нефтегазовой геофизике. Месторождения нефти и газа располагаются среди осадочных пород на глубинах 1 - 6 км и представляют собой 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.

8.1.2. Поисковые работы на нефть и газ. Поиски и разведка нефти и газа с помощью бурения скважин 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 (свыше 3 км) 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.

Основной целью поисковой нефтегазовой геофизики являются выявления структурно-литологических ловушек, где могут находиться нефть и газ (а может быть и нет!), по аномалиям типа залежей (АТЗ) с оценкой физических параметров и горных пород в ловушках и вокруг них. Выявление местоположения структур-ловушек и определение их геометрии успешно осуществляются сейсморазведкой. Однако, 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.*

Поисковые работы на нефть и газ следует начинать с анализа данных региональной аэромагнитной и гравитационной съемок. 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. Основным же полевым и акваториальным методом поиска нефтегазовых месторождений остаются разные варианты сейсморазведки (МОВ, МОГТ и др.).

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 : 50 000 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, струк-

турные карты. На рис. 8.1 приведены результаты сейсморазведки МОГТ на одном из нефтяных месторождений Западной Сибири.

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. В связи с этим геофизические методы все еще остаются косвенными методами поисков и разведки нефти и газа.

При изучении НГПС кроме сейсморазведки можно использовать электрические и электромагнитные зондирования, грави- и магниторазведку. *Площадная, трехмерная (3D) и объемная сейсморазведка МОВ* обладает наибольшей разрешающей способностью, так как позволяет выделять подниятия 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 уплывающих 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.

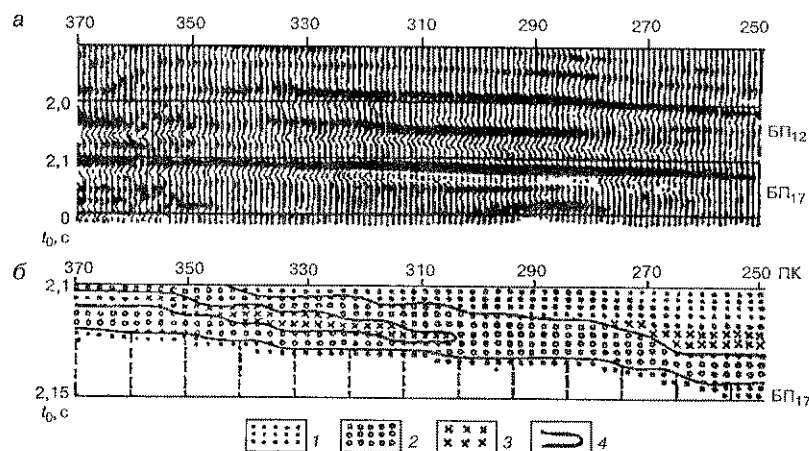


Рис. 8.1. Временной разрез МОГТ и результаты его обработки (Восточно-Тарасовское месторождение нефти, по Е. А. Галаган):

а - участок временного разреза МОГТ, б - результат динамической обработки материала; 1 - глина, 2 - песчаник, 3 - песчано-глинистые отложения, 4 - границы песчаников продуктивного пласта

8.1.3. 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 газовойдяного 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 незначительности 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

ния (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, ЗСБ) в комплексе с сейморазведкой. 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 сейморазведкой 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 сейморазведки 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, образующегося 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 anomalно 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 °C) 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 (4D) сейморазведки, 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 отработки нефти и газа.

8.2 Разведка месторождений углеводородов

8.2.1. Разведка нефти и газа на суше. Нефтегазоперспективные структуры, выявленные в ходе поисковых геолого-геофизических работ, становятся объектом их *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: сейморазведку (МОГТ) в трехмерном (3D) 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 разведанному месторождению делают на основе результатов комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных как при разведке, так и в ходе предшествующих поисковых работ и обычно заканчивающихся построением сеймостратиграфических 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, сеймостратификации 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.

8.2.2. Геофизические 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: $t_0 = 2H/V_{cp}$, где H – эхоглубина залегания отражающего контакта, а V_{cp} – средняя скорость в толще горных пород мощностью H . Чтобы определить глубину отражающей границы, необходимо получить V_{cp} . 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 сеймостратиграфические комплексы, которые могут быть потенциально нефтегазонасными. Вспомогательную информацию на этапе поисков углеводородного сырья на акваториях дают другие геофизические методы. Так с помощью *гравиметрических съемок* выявляются глубинные структуры с отличающимися по плотностям породами. *Гидромагнитная съемка* даст представление о смене литологии пород, особенно в кристаллическом фундаменте. С помощью *электроразведки* методом непрерывного дипольного зондирования (НДОЗ), а также зондирования частотных (ЧЗ) и становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) можно выявить крупные структуры в осадочном чехле. В комплексе с сейсморазведкой, дающей геометрию структур, электроразведка позволяет достаточно точно расчленять разрез по электропроводности слагающих пород. Это дает дополнительные сведения о литологии и возможно заполнителе коллекторов.

Разведка перспективных участков проводится *детальными площадными работами МОГТ* (трехмерной сейсморазведкой (3D) или томо-

рафической 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 последовательное 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.

8.3. Моделирование резервуаров нефти и газа

8.3.1. Цели и задачи моделирования резервуаров. *Целью моделирования резервуаров углеводородов является построение цифровой физико-геологической модели месторождения в виде пространственной сетки, узлы которой содержат информацию:*

- ☐ о положении геологических и петрофизических границ, характеризующих геометрию резервуара;
- ☐ о параметрах, характеризующих литологию пород, физико-геологические свойства пород, свойства насыщающего флюида, включая фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС).

Моделирование резервуаров углеводородов необходимо для подсчета запасов месторождения и мониторинга его эксплуатации, а также для гидродинамического анализа.

Исходными данными для построения модели являются:

- ☐ данные 3D-сейсморазведки или детальной 2D-сейсморазведки;
- ☐ данные вертикального сейсмического профилирования (ВСП) и сейсмокаротажа;
- ☐ данные геофизических исследований скважин (ГИС), включающие кривые электрокаротажа с альфа ПС, акустического и плотностного каротажа с результатами их обработки и интерпретации;
- ☐ данные инклинометрии скважин;
- ☐ измерения на керне фильтрационно-емкостных свойств;
- ☐ литологический, петрографический и палеонтологический анализы;
- ☐ данные испытаний и контроля за разработкой месторождения.

Все исходные данные представляются в цифровом виде, как цифровые базы данных. Следовательно, технологический комплекс геофизических методов при моделировании резервуаров включает детальную 2D (или 3D)-сейсморазведку, ВСП, стандартные методы геофизических исследований скважин и петрофизические исследования.

Большинство существующих отечественных и зарубежных компьютерных систем, созданных для построения модели резервуара, решают три

основные задачи моделирования: привязка продуктивных пластов к сейсмическому волновому полю, определение формы (конфигурации) границ, прогноз петрофизических свойств пород.

8.3.2. Привязка продуктивных пластов и определение формы границ. *Привязка продуктивных пластов к сейсмическому волновому полю* осуществляется на базе совместного анализа данных ВСП (сейсмокаротаж) и математического сейсмического моделирования. Такая привязка является первым шагом решения задачи перехода от масштаба времени к масштабу глубин. С помощью ВСП проводится отождествление временных интервалов наземной сейсмической трассы с интервалами глубин. Однако ВСП не позволяет отдельно оценить вклады близко расположенных геологических границ в формировании отраженного импульса. Математическое моделирование обеспечивает решение этой задачи, представляя ориентиры для выбора временных интервалов и волновых параметров при интерпретации. Выбор интервалов для динамического анализа волнового поля осуществляется на основе критерия достижения наилучшей корреляции с петрофизическими свойствами коллектора, а не на критерии соответствия границ интервалов анализа границам продуктивного пласта. Заметим, что отсутствие комплексирования ВСП и сеймопрофилирования не означает невозможность привязки пластов к волновому полю, просто их совместное применение позволяет скомпенсировать недостатки каждого из методов.

После нахождения целевых геологических границ во времени определяют их форму (конфигурацию) в пространстве. Конфигурация границ определяется седиментационной слоистостью, постседиментационными деформациями и т. д., а на поведение сейсмических осей синфазности, помимо указанной слоистости, оказывают влияние интерференционные явления, обусловленные изменением упругих свойств и мощностей (толщин) пластов.

Прослеживание геологических границ по волновому полю реализуется сочетанием приемов стандартной сейсмической корреляции и приемов ослабления интерференционных эффектов. Это обстоятельство особенно важно при изучении резервуаров.

Коллекторам углеводородов, приуроченным к прибрежным отложениям, карбонатным постройкам и т. п. обычно соответствуют непротяженные оси синфазности с неустойчивыми характеристиками. В то же время вблизи резервуаров находятся пространственно устойчивые пласты, например, мощные глинистые покрывки шельфового генезиса. Поэтому изучение поведения границ следует проводить по отражениям, соответствующим пространственно более выдержанным геологическим пластам. Следующей задачей является поиск и учет закономерностей изменения мощности (толщины) между целевой геологической границей и границей латерально выдержанного пласта.

В программном продукте ИМПРЕС (А. Г. Авербух и др.), входящем составной частью в компьютерную технологию ГЕММА (ОАО "Центральная геофизическая экспедиция", И. М. Чурикова и др.), по построению моделей резервуаров, реализовано два варианта указанной задачи.

В первом варианте по данным бурения строится карта мощности (толщины) или карта схождения. Делением на карту интервальной скорости карта мощности переводится в карту интервальных времен. Далее суммируя эти времена с временами прослеживаемой границы, получают предполагаемые времена целевого геологического горизонта, которые в виде прогнозных линий корреляции отображают на сейсмическом разрезе. Роль интерпретатора при этом состоит в уточнении прогнозной корреляции в межскважинном пространстве с учетом поведения соответствующих целевым интервалом непротяженных и/или неустойчивых осей синфазности. Здесь интерпретатор старается разделить эффекты интерференции, обусловленной помехами, от эффектов геологической слоистости, т. е. полезного сигнала, на наклоны нерегулярных осей. Поведение прогнозной линии корреляции является при этом подсказкой, которая позволяет интерпретатору осуществить выбор допустимых вариантов прослеживания целевой границы (при многолетнем опыте в конкретном регионе интерпретаторы решают такую задачу достаточно успешно).

Второй вариант решения той же задачи по учету закономерностей изменения мощности между целевой границей и границей латерально выдержанного пласта базируется на алгоритме *кокрайгинга*.

В программной системе ИМПРЕС с этой целью осуществляется расчет и сглаживание функций авто- и взаимной корреляции параметров, определяемых по данным сейсморазведки и бурения.

Связь между глубиной целевой границы и временами (или глубинами) прокоррелированной сейсмической границы рассматривается как случайная функция. Определив параметры этой функции, в данные сейсморазведки вводятся поправки, обеспечивающие более точное картирование границы. Алгоритм *кокрайгинга* для решения этой задачи определяется соотношением

$$Z(x, y) = \sum_{i=1}^{n_1} h_i \cdot Z_i + \sum_{j=1}^{n_2} h_j \cdot S_j, \quad (1)$$

где $Z(x, y)$ - искомая глубина в точке прогноза (x, y) ; Z_i - известные значения глубины в n_1 точках бурения; S_j - значения времен t_0 или глубин этой же или другой границы по данным сейсморазведки в тех же точках; h_i и h_j - весовые коэффициенты, подлежащие определению.

Величина $Z(x, y)$ определяется оптимально, т. е. с минимальной погрешностью и без смещения среднего, если весовые коэффициенты h_i и h_j вычислены соответственно по оценкам авто (h_i) и взаимнокорреляционных (h_j) функций данных бурения и сейсморазведки.

После построения карты по алгоритму *кокрайгинга* значения $Z(x, y)$ в точке расположения скважин не будут отличаться от данных бурения, а в межскважинном пространстве реализуется оптимальный прогноз по данным бурения и сейсморазведки.

Следует отметить, что применение алгоритма *кокрайгинга* исходит из предположений о стационарности дисперсий каждого поля (данных бурения и сейсморазведки) и их нормального распределения.

Результаты прогноза глубин после пересчета во временной масштаб также, как и в первом варианте, совмещаются с сейсмическими разрезами для дальнейшего их анализа интерпретатором.

8.3.3. Прогноз петрофизических свойств пород. Прогноз петрофизических свойств пород базируется на предположении о том, что после современных приемов обработки волновое поле адекватно отображает распределение акустических свойств в геологической среде. Акустические параметры пород либо прямо, как пористость и флюидонасыщение, либо косвенно, т. е. с использованием корреляционных зависимостей, связаны с коллекторскими характеристиками резервуаров.

Основная проблема включения сейсмических данных в комплекс для построения петрофизических моделей резервуаров состоит в суммарном характере волнового поля и наличия волн - помех.

Для извлечения из волнового поля данных о петрофизических свойствах отдельного пласта применяются два основных подхода. Первый подход базируется на решении обратной динамической задачи и дальнейшем прогнозе коллекторских свойств пласта по найденным значениям упругих параметров породы (детерминированный подход).

Второй подход использует статические связи петрофизических характеристик резервуара с динамическими параметрами волнового поля в скользящем временном интервале (вероятностно-статистический или просто статистический подход).

Ограниченность детерминированного подхода состоит в использовании достаточно примитивных моделей формирования волнового поля, т. е. когда среда предполагается слоисто-однородной, а расчет выполняется с помощью свертки. При этом наличие помех просто игнорируется. Кроме того, здесь трудно учесть влияние на динамику поля двумерных процедур обработки, таких как суммирование по ОГТ, миграция, когерентная фильтрация и т. д.

Таким образом, при детерминированном подходе прогнозные значения упругих свойств продуктивного пласта всегда искажены, а степень искажения учесть практически невозможно.

При этом чем тоньше продуктивный пласт, а следовательно, и меньше его энергетический вклад в формирование волнового поля, тем сложнее решение обратной динамической задачи.

Следовательно, статистический подход является более обоснованным для латеральной интерполяции петрофизических данных, полученных в скважинах, и при котором используется комплекс косвенных характеристик, включая динамические особенности волнового поля. В практике моделирования резервуаров статистический подход является в настоящее время основным. При его применении важно установить, в каком интервале волнового поля изменения сейсмических характеристик, т. е. поля t_0 , мгновенных амплитуд, фаз и их вторичных признаков (среднее, дисперсия, асимметрия, эксцесс, градиентные характеристики), наиболее тесно связаны с изменчивостью коллекторских свойств продуктивного пласта.

Этот интервал необязательно совпадает с интервалом залегания пласта, поскольку согласно действию закона корреляции фаций (закон кор-

реляции фаций Вальтера-Головкинского утверждает, что горизонтальная изменчивость свойств пласта сопровождается направленной изменчивостью свойств вмещающих отложений) изменения в продуктивном пласте, даже очень тонком, могут коррелироваться с изменениями в достаточно большом интервале разреза.

Статистический подход реализует и статистический прогноз петрофизических свойств на базе кокрайгинга (1). Однако при этом $Z(x, y)$ в выражении (1) является значением прогнозируемого петрофизического параметра в точке (x, y) , Z_i - известные значения петрофизического параметра в n_1 точках бурения, S_j - значения сейсмических характеристик, включая вторичные статистические (среднее, дисперсия, эксцесс, асимметрия) и градиентные (градиенты по t и по x , полный градиент, направление полного градиента) характеристики в n_2 точках сейсмического разреза, h_i и h_j - весовые коэффициенты, определяемые соответственно по авто- и взаимнокорреляционным функциям данных бурения и сейсморазведки σ_{12} , связаны между собой соотношением

$$\sigma_{12} = \sigma_1 \sqrt{1 - r^2},$$

где r - коэффициент взаимной корреляции, σ_1 и σ_{12} - среднеквадратические погрешности по данным бурения и с учетом взаимной корреляции данных бурения и сейсморазведки.

Из этого соотношения следует, что повышение точности на 30% и более реализуется при $r \geq 0,7$. Надежность такого статистического прогноза повышается при использовании не одного, а нескольких различных сейсмических характеристик, по которым осуществляется прогноз одного петрофизического свойства.

8.3.4. Технологии моделирования резервуаров. В настоящее время создано не менее десяти компьютерных технологий для решения задачи построения геологических моделей месторождений. Среди зарубежных технологий отметим CYARISMA; INTEGRAL; TIGRESS; PETROSYS; ECHO и др.

Отечественные разработки начинались с таких технологий как ПАРМ-КОЛЛЕКТОР (Г. Е. Руденко) и ЗАЛЕЖЬ (Е. А. Галагам). Наиболее развитой технологией, включающей целый ряд программных подсистем, является разработанная в ОАО ЦГЭ интегрированная система обработки и интерпретации геологической сейсморазведочной, промыслово-геофизической информации ГЕММА (И. М. Чурикова и др.).

Технология ГЕММА предназначена для решения таких задач, как:

- ☐ интерпретация данных 3D и 3D-сейсморазведки (подсистема СЕЙС);
- ☐ обработка данных ГИС (подсистема ГИС);
- ☐ анализ результатов керна (подсистема КЕРН);
- ☐ геологический анализ (подсистема ГЕОАН);
- ☐ обработка данных ВСП (подсистема ВСП);
- ☐ интерпретация данных сейсморазведки, ВСП и ГИС (подсистема ИНПРЕС);
- ☐ обработка данных гидродинамических исследований (подсистема ГДИ);

- анализ результатов эксплуатации скважин для уточнения геологического строения межскважинного пространства (подсистем ЭКСПАН);
- обобщение данных и построение цифровой геологической модели (подсистема МОДЕЛЬ).

Основными этапами технологии моделирования резервуаров углеводородов являются:

- сопоставление разномасштабных данных (кern, сейсморазведка и данные ГИС) в одном масштабе измерений - масштабе геологических моделей;
- седиментационная интерпретация ГИС с обоснованием детальной стратиграфической корреляции, изучением элементарных седиментационных циклов, выяснением природы коллектора на базе фациального анализа;
- определение подсчетных параметров.

Единым масштабом измерений для сопоставления всех видов данных по С. Б. Денисову является седиментационная или фациальная обстановка осадконакопления. Кроме того, обстановка осадконакопления (и постседиментационные процессы) обуславливают те или иные физические параметры горных пород, их фильтрационно-емкостные свойства, необходимые для оценки подсчетных параметров.

Принципиальная технологическая схема построения цифровой геологической модели приведена на рис. 8.2.



Рис. 8.2. Технологическая схема построения модели резервуара (по С. Б. Денисову)

Принципиальная схема для петрофизического обоснования алгоритмов расчета подсчетных параметров в технологии ГЕММА может быть представлена в виде, изображенном на рис. 8.3.

8.3.5. Представление моделей и оценка их достоверности. Традиционными видами представления геологических моделей являются карты, разрезы, каротажные диаграммы.

Обычно нефтегазовые компании указывают конкретный состав графических отчетных материалов при заключении договоров на моделирование резервуаров. Пример визуализации объемной геологической модели приведен на рис. 8.4.

Модель обычно сопровождается таблицами статистических параметров о расчлененности разреза, его однородности и т. п.

Однако для представления детальной модели резервуара таких материалов недостаточно.

Современная детальная геологическая модель представляет собой набор карт, характеризующих строение седиментационных циклов и разделяющих их непроницаемых экранов. Для терригенного разреза это карты эффективных толщин или альфа ПС и глинистых перемычек.



Рис. 8.3. Технологическая схема петрофизического обоснования для расчета подсчетных параметров в системе ГЕММА

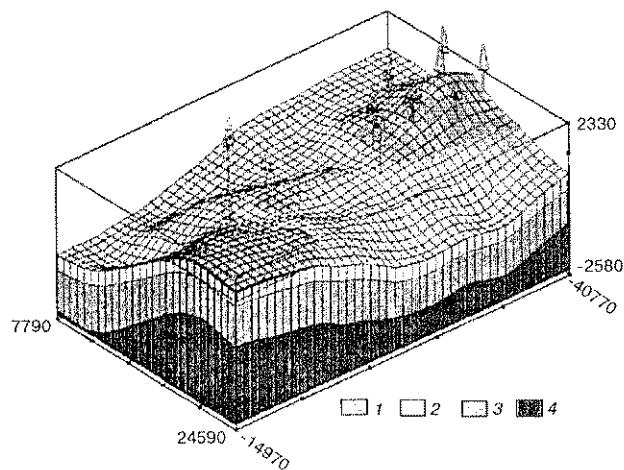


Рис. 8.4. Пример визуализации результатов построения цифровой геологической модели:

1 - залежи нефти; 2, 3, 4 - геологические пласты

Число карт, характеризующих строение проницаемой части седиментационного цикла, следует умножить на число геологических параметров (пористость, нефтенасыщенность, проницаемость и т. д.), а также и на число сейсмических характеристик (атрибутов). Таким образом, для представления модели резервуара надо мысленно проводить сопоставление десятков карт.

Программные продукты для решения такой задачи отсутствуют. Исключение представляет пакет “Динамической визуализации - DV” (А. С. Кашик, ОАО ЦГЭ), в котором обеспечивается быстрый доступ к моделям и быстрое ими манипулирование независимо от платформы UNIX или IBM-PC. Для персональных компьютеров требуется расширенная память для хранения моделей в десятки миллионов ячеек.

Оценка достоверности построенной геологической модели до сих пор остается достаточно субъективной и следовательно дискуссионной. Известны два основных подхода к оценке достоверности геологической модели.

При первом подходе на прогнозных участках, покрытых сетью профилей детальной сейсморазведки и разведочными скважинами проверка модели осуществляется просто бурением скважин.

При втором подходе на участках эксплуатационного бурения, находящихся в разработке, проверка модели реализуется методами анализа разработки и/или гидродинамического моделирования.

Третий подход к оценке достоверности модели предложен С. Б. Денисовым. Суть этого подхода аналогична процедуре экзамена при распознавании образов по комплексу признаков (см. гл. 4) и сводится к тому,

что при построении модели в виде положения стратиграфических границ седиментационных циклов, данных инклинометрии, кривых альфа ПС и т. д. в расчет трехмерного поля ПС не включают до 5% имеющихся скважин.

На участке Самотлорского месторождения данный подход проверялся по 200 скважинам (при размере ячеек сети модели $50 \times 50 \times 0,4$ м), из них результаты по 10 скважинам не были использованы при расчете поля ПС. По данным рассчитанного куба поля ПС по вертикальным линиям расположения исключенных из расчета скважин были построены кривые ПС, которые далее сопоставлялись с фактически измеренными кривыми ПС. Качественная степень сходства расчетных и фактических кривых ПС явилась критерием достоверности построения модели.

С этой целью можно использовать алгоритм обобщенного расстояния, изложенный в разделе 4.5, при наличии решения прямых задач для отдельных методов ГИС и сейсморазведки. Кроме того, оценку достоверности модели можно реализовать в итерационном режиме путем перебора удаляемых и включаемых в расчет скважин, тем самым адаптивно уточняя расчетную модель.

Вопросы для самоконтроля

1. Общая характеристика и основные задачи нефтегазовой геофизики?
2. Какие бывают нефтегазовые ловушки и методы геофизики для их выявления?
3. Назовите геофизические методы, их цели и особенности методики при поисках нефти и газа?
4. Что такое АТЗ и НГПС в нефтегазовой геофизике?
5. Назовите методы геофизической разведки нефти и газа?
6. Что такое прямые геофизические поиски нефти и газа?
7. Каковы особенности геофизических поисков нефти и газа на акваториях?
8. В чем сущность моделирования резервуаров нефти и газа?
9. Какие технологии моделирования нефтегазовых резервуаров?

9. РУДНАЯ, НЕРУДНАЯ И УГОЛЬНАЯ ГЕОФИЗИКА

9.1. Поиски и разведка рудных месторождений

9.1.1. Региональные и геолого-съемочные работы на рудные полезные ископаемые. 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.

Поиски рудных ископаемых начинаются с постановки специальных съемок или анализа данных уже имеющихся среднемасштабных (1 : 200 000) геофизических съемок (см. 7.2), 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 : 500 00) геофизические исследования перечисленными выше методами обеспечивают уточнение и выделение перспективных на поиск полезных ископаемых площадей (см. 7.3).

9.1.2. Поисково-разведочные геофизические работы на рудные полезные ископаемые. Поисково-разведочные работы на рудных месторождениях начинаются с поисков в первую очередь крупных или средних рудопоявлений, 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 наблюдаемых 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.

9.1.3. Детальная геофизическая разведка рудных месторождений. Если по данным поисково-оценочных работ и предварительной разведки прогнозные запасы полезного ископаемого на выявленном месторождении достаточны, а предполагаемые горно-технические 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).

9.1.4. 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 ($3,2 - 4,7 \text{ г/см}^3$) по сравнению с рудомещающими породами ($2,6 - 3 \text{ г/см}^3$). Значение методов электроразведки существенно повышается при поисках слабомагнитных бурожелезистых 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. 9.1). 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).

9.1.5. 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 полиметал-

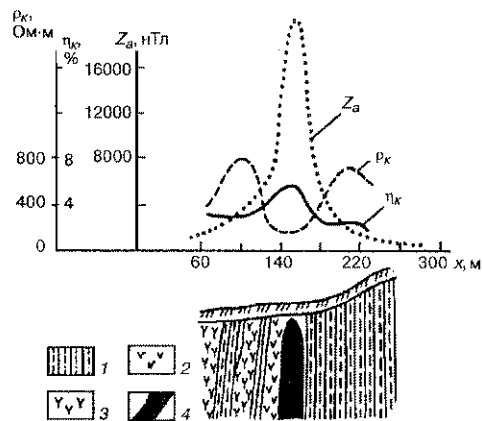


Рис. 9.1. Графики Z_a , ρ_k и η_k на железорудном месторождении (по А. З. Горину): 1 - сланцевая толща, 2 - порфириты, 3 - сиениты, 4 - магнетитовая руда

лических 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, эманионная съемка, гамма-каротажи) (рис. 9.2).

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.

9.2. Поиски и разведка нерудных полезных ископаемых

9.2.1. Общая характеристика нерудных и твердых горючих полезных ископаемых. К нерудным (нематаллическим) 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, боксит и др.); строительным минеральным, в том числе керамическим (глина, полевошпат, кварцевый песок и др.), огнеупорным (магнезит, песчаники, кварциты и др.) и строительным (известняк, песок, гравий, изверженные и метаморфические породы и др.).

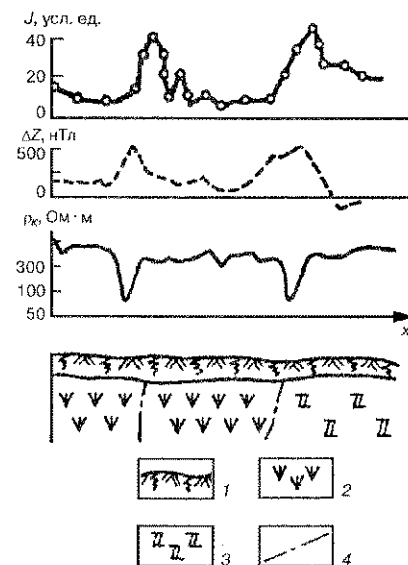


Рис. 9.2. Графики J , ΔZ и ρ_k над ураноносными тектоническими зонами дробления в эффузивах: 1 - элювий-делювий, 2 - трахилипариты, 3 - трахидациты и их туфы, 4 - разрывные нарушения

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 только буровых 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. 7.3.) На перспективных площадях следует применять более детальные комплексные поисково-разведочные геолого-геофизические исследования в масштабах 1 : 25 000 - 1 : 2000. Площадная сеть геофизических наблюдений изменяется от 250 × 100 до 20 × 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.

9.2.2. 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 ал-

мазы, 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 также, 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.

9.2.3. 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 гравимангниторазведка, ядерно-физические методы (гамма-, эманионная и нейтронно-активационная съемки), электрическое профилирование (ЭП) и зондирование (ВЭЗ), иногда для структурных исследований применяют сейсморазведку (МПВ, МОВ).

9.2.4. 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 и 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 гравимангниторазведку. 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 гравимангниторазведкой, электрическим и электромагнитным профилированием, гамма- и эманионной съемкой, а полого залегающие - методами гравимангниторазведки, электрическими и электромагнитными зондированиями, сейсморазведкой.

9.2.5. Особенности подводных месторождений твердых полезных ископаемых и их изучение геофизическими методами. *Подводные месторождения твердых полезных ископаемых располагаются на дне океанов и морей.* Они разнообразны по генезису и видам минерального сырья. 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.

Основной задачей геофизических поисков подводных 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 профилированием.

К поискам поддонных рудных месторождений примыкают проблемы выявления затонувших кораблей, археологических объектов, выполняемые сейсмоакустическими и электрическими методами.

9.3. Поиски и разведка угольных месторождений

9.3.1. Морфологические особенности и физические свойства месторождений твердых горючих полезных ископаемых. *Твердые горючие полезные ископаемые (уголь, горючие сланцы, торф)* по количеству добываемого сырья, морфологическим особенностям месторождений, составу окружающих горных пород и физическим свойствам как полезных ископаемых, так и вмещающих пород похожи на нерудные полезные ископаемые. Поэтому иногда нерудную и угольную геофизику объединяют в один прикладной раздел геофизики, а набор геофизических методов их поисков очень похож.

9.3.2. Изучение месторождений угля, сланца, торфа 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 средnezольным (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 геофизических методов *решают следующие задачи при изучении месторождений твердых горючих полезных ископаемых:*

- ☐ 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.

Вопросы для самоконтроля

1. Общая характеристика рудной геофизики?
2. В чем отличие поисковых и разведочных геофизических работ на рудные полезные ископаемые?
3. Какие методы геофизики применяются для поисков черных металлов?
4. Назовите методы геофизики для поисков черных и редких металлов.
5. Какие нерудные полезные ископаемые являются объектом поисков методов геофизики?
6. Какие особенности геофизических поисков индустриального сырья?
7. Приведите характеристику геофизических методов поисков угля?
8. Что дает детальная геофизическая разведка угольных разрезов и скважин?
9. В чем особенности геофизических методов при поисках и разведке твердых полезных ископаемых на дне океанов и морей?

10. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА

10.1. Геологическая среда и особенности ее исследования геофизическими методами

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 или геолого-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*, названной так А. А. Огильви.

К *малоглубинным 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* в различных научно-прикладных дисциплинах: гидрогеологии, почвоведении, инженерной геологии, мерзловедении, гляциологии, геоэкологии. В них можно использовать геофизические методы, которые могут давать дополнительную информацию, отличающуюся повышенной плотнос-

тью наблюдений и пониженной стоимостью. В результате чего повышается общая геолого-экономическая эффективность работ.

Раздел прикладной геофизики, предназначенный для решения *всех малоглубинных задач*, связанных с выявлением в геологической среде естественных и искусственных неоднородностей по изменениям их физических свойств и аномалий физических полей, мы называем *инженерной геофизикой*. Иногда под этим термином в узком смысле понимают решение собственно инженерно-геологических задач. Инженерная геофизика в широком смысле может быть подразделена на: гидрогеологическую, почвенно-мелиоративную, инженерно-геологическую, мерзлотную, гляциологическую, а также техническую и археологическую. К ней можно отнести и экологическую геофизику. Однако возрастающее значение для человечества экологических проблем приводит к целесообразности выделения ее в отдельный научно-прикладной раздел - *экологическую геофизику*.

10.2. 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 иногда объединяют в гидрогеологическую геофизику, выделяя в ней почвенно-мелиоративное направление.

10.2.1. Геофизические методы при гидрогеологических съемках. Гидрогеологические съемки начинаются с *обзорных и мелкомасштабных* (мелче 1 : 500 000) 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..., 1982).

Специальные исследования геофизическими методами при этих съемках не проводят, а используют данные структурно-картировочных геофизических методов (см. 7.3). Результаты геофизических исследований подвергаются 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 : 200 000 - 1 : 100 000) 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 радиотелесметрических) 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 1×1 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, водопроницаемости и др.). Для этого устанавливаются вероятностно-статистические связи между геолого-геофизическими свойствами по данным параметрического бурения, опорных геофизических наблюдений у скважин и выполнения геофизических исследований в скважинах (ГИС).

Крупномасштабные (1 : 50 000 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 совместно с гео-

лого-гидрогеологическими опытными наблюдениями. Основными полевыми геофизическими методами в рамках этого комплекса являются зондирования: электрические (ВЭЗ), электромагнитные частотные (ЧЗ) или становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) (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 200×500 м, а на ключевых участках 100×200 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.

10.2.2. 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.

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 водопроницаемости, определение глубин залегания и мощностей водоносных и водоупорных горизонтов, выявление "гидрогеологических окон" в локальных водопорах, 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). 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.

10.2.3. 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, сопровождающихся 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 плотностью сети над резервуарами термальных вод. Основными методами поисков термальных вод являются аэрогеофизические (в том числе инфракрасные) съемки; шпуровая и скважинная терморазведка; электромагнитные зондирования (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП, ЗСБ или МТЗ); сейсморазведка МПВ и МОВ; гравимагнитные съемки. Среди скважинных ведущих методами являются термические, вспомогательными - электрические.

10.2.4. 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 скважинных геофизических методов основ-

ными являются резистивиметрия, электрические и ядерные. Ниже рассмотрены способы определения минерализации подземных вод по их удельному электрическому сопротивлению (10.2.8).

10.2.5. 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. 10.1 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.

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_0 и после засоления ρ_1 и ρ_2 , определенным через время t_1 и t_2 после засолки, можно оценить скорость фильтрации по формуле

$$v_{\phi} \approx \frac{2d}{(t_1 - t_2)} \lg \frac{\rho_2(\rho_0 - \rho_1)}{\rho_1(\rho_0 - \rho_2)},$$

где d - диаметр скважины.

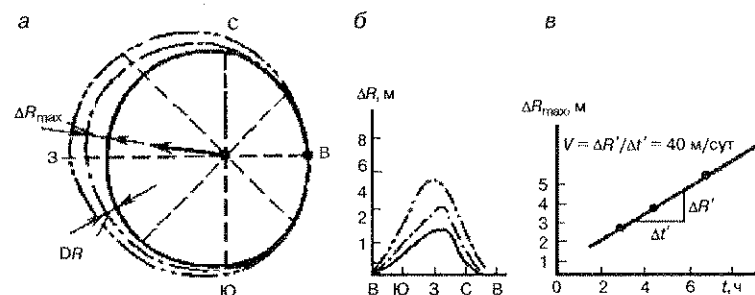


Рис. 10.1. Пример определения направления и скорости движения подземных вод методом заряженного тела:

а - план эквипотенциальных линий; б - график смещения эквипотенциальных линий; в - график скоростей; $\Delta R'$ - максимальное смещение изолиний за время $\Delta t'$ после засолки

На рис. 10.2 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. 10.2.8).

10.2.6. Изучение условий обводненности горных выработок. При изучении обводненности горных выработок в ходе разработки месторождений твердых полезных ископаемых или строительства тоннелей наиболее важной практической задачей является выявление обводненных зон для бурения водопонижительных 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 методом сопротивлений (ЭП) и естественного поля (ЕП). Методика полевых работ сводится к площадным съемкам с густотой сетью наблюдений $(100 - 500) \times (100 - 500)$ м. Глубинность разведки должна превышать проектируемые глубины выработок.

10.2.7. 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, водопроницаемости, 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 радиотелеметрии, активной радиолокацией с помощью радиолокаторов миллиметрового и сантиметрового диапазона волн;
- крупномасштабными электромагнитными профилированиями, используя поля сверхдлинноволновых радиостанций (СДВР) или портативных передатчиков при дипольном профилировании (ДИП), а также методами ЭП, ЕП, ВП и зондированиями (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП), радиоволновыми (РВЗ) и радиолокационными (георадар);
- скважинными наблюдениями: электрическими, нейтронными, термическими методами.

Методика и принципы обработки данных геофизических методов, гидромелиоративных и почвенных исследований такие же, как и при рассмотренных выше крупномасштабных 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.

10.2.8. Изучение минерализации подземных вод, литологии и флюидонасыщенности горных пород электроразведкой методом сопротивлений. Особое 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 элект-

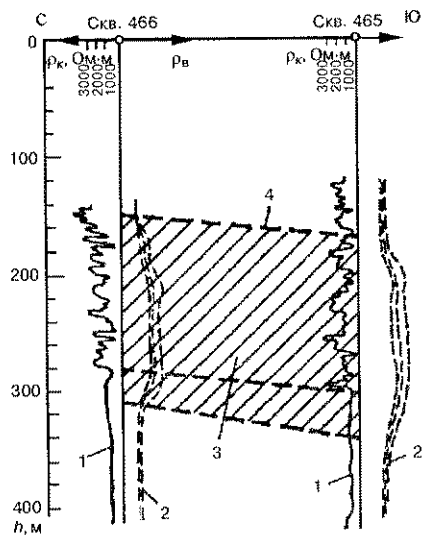


Рис. 10.2. Результаты скважинных геофизических исследований на одном из участков СУБР:

1 - график кажущихся сопротивлений по данным каротажа КС; 2 - кривые резистивиметрических наблюдений; 3 - зона активной циркуляции подземных вод; 4 - границы слоев

роразведки - 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 (K_C или ρ_K) 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 ρ_K).

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 (ρ_w) 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 ρ_w (в Ом-м), а по ней можно рассчитать M в г/л по формуле $M = 0,12\rho_w$. Если известен химический состав подземных вод по данным гидрохимических анализов, легко можно определить концентрацию солей C в г/л (рис. 10.3).

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 M и C оказывают основное влияние на УЭС горных пород, особенно трещиноватых скальных и всех осадочных (рис. 10.4).

2. *Определение литологии и водных свойств горных пород, насыщенных пресными водами.* При $M < 10$ г/л литология и прежде всего гранулометрический состав горных пород (средний диаметр твердых частиц d_{cp}), а также их пористость, глинистость, флюидонасыщенность начинают вли-

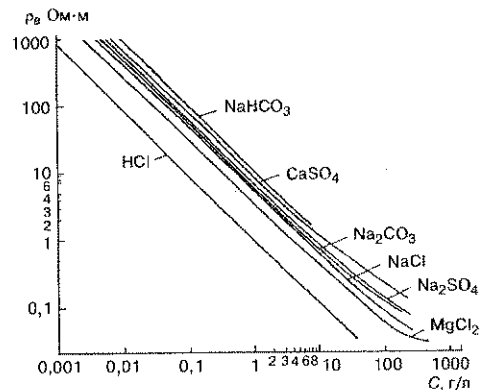


Рис. 10.3. Зависимости удельного электрического сопротивления подземных вод (ρ_w) от концентрации (C) и химического состава растворенных солей (Методы геофизики..., 1985)

ять на УЭС горных пород, становясь определяющими факторами при заполнении пород пресными подземными водами. С помощью диаграммы, представленной на рис. 10.4 по УЭС разных водонасыщенных пород и известной минерализации M можно оценить литологию пород.

Важной характеристикой коллекторских свойств песчано-глинистых пород является их глинистость, которая оценивается по формуле $\Gamma = \rho_c / \rho_{ng}$, где ρ_c и ρ_{ng} - УЭС чистых глин и песчано-глинистых пород изучаемого района. Коэффициент пористости горных пород K_n можно определить с помощью их относительного сопротивления, называемого параметром пористости ($P = \rho / \rho_g$, где ρ и ρ_g - УЭС породы и насыщающей ее воды). На рис. 10.5 приведены кривые зависимости относительных сопротивлений некоторых горных пород от коэффициента пористости (K_n).

Среди водно-физических свойств горных пород основным является их водонасыщенность, выражаемая через коэффициент K_g . Для рыхлых осадочных пород коэффициент K_g может быть определен через параметр пористости с помощью табл. 15. Возможность отбора (откачки) подземных вод характеризуется водоотдачей, которая для песчано-глинистых пород определяется формулой $K_m = B/\rho$, где B - эмпирический коэффициент, который как здесь, так и в последующих формулах рассчитывается при совместных гидрогеологических и геофизических исследованиях на опорных точках.

О количестве (запасах) подземных вод можно судить по коэффициенту фильтрации (K_f), измеряемому в м/сут, который через величину УЭС песчано-глинистых пород ρ (в Ом-м) оценивается по формуле $K_f = 0,01\rho$. Водопроницаемость ($T_g = K_f h$) толщи водоносных пород мощностью h корреляционно связана с поперечным удельным сопротивлением этой толщи $T = \rho \cdot h$, которое при интерпретации данных электроразведки может быть получено самостоятельно. Формула связи имеет вид $T_g = DT$, где D - эмпирический коэффициент, близкий для песчано-глинистых пород к 0,01.

3. *Зависимость удельного электрического сопротивления от насыщенности нефтепродуктами.* Одной из проблем гидрогеологических и гид-

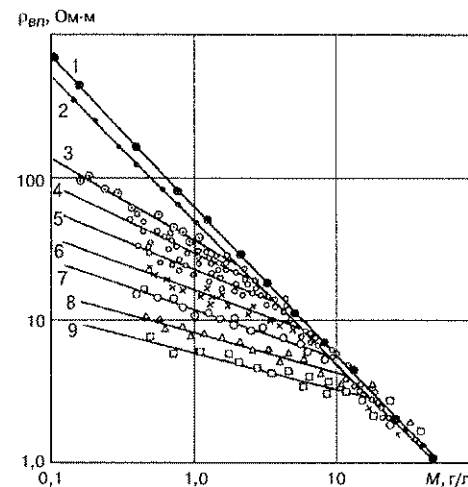


Рис. 10.4. Зависимость удельного электрического сопротивления ($\rho_{вп}$) водонасыщенных пород от минерализации (M):

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..., 1985)

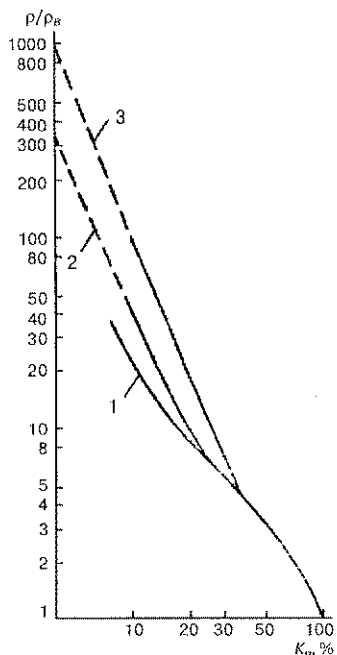


Рис. 10.5. Кривые зависимости относительного сопротивления (ρ/ρ_v) от коэффициента пористости (K_p):

1 - пески; 2 - слабосцементированные песчаники и рыхлые известняки; 3 - сильносцементированные песчаники, известняки и доломиты (Методы геофизики..., 1985)

тролит 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.

розологических 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 элект-

Зависимость P от K_p

Таблица 15

$P = \rho/\rho_v$, отн. ед.	110	50	30	15	13	6,5	4	3,2	2,2	1
K_p , %	10	15	20	25	30	40	50	60	70	100

10.3. Инженерно-геологическая геофизика

10.3.1. Общая характеристика инженерно-геологической геофизики.

Инженерно-геологическая геофизика - это раздел прикладной геофизики, предназначенный для решения разнообразных инженерно-геологических задач. Геофизические исследования выполняются при проведении средние и крупномасштабной инженерно-геологических съемок, а также при детальны работ, 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 (Методы геофизики..., 1985).

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 (ЭП), радиоволновые (РВП), вертикальные электрические зондирования методом сопротивлений или вызванной поляризации (ВЭЗ или ВЭЗ-ВП), частотные зондирования (ЧЗ), зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) и радиоволновые (РВЗ), гравимагнитные, ядерные и скважинные методы.

10.3.2. Инженерно-геологические съемки. Инженерно-геологические съемки бывают средне-, крупномасштабными и детальными. При этих видах съемок применяются некоторые из перечисленных в 10.3.1 методов.

При *среднемасштабных съемках* (1 : 200 000 - 1 : 100 000) 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 10.3.1 полевых геофизических методов. Работы проводят одновременно с бурением скважин, инженерно-геологическими и фильтрационными исследованиями, от-

бором 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 : 25 000 - 1 : 10 000) 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.

10.3.3. 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 : 10 000 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. 10.2.8 - 10.3.8). 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..., 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, эманионной, гамма-съемками. Применяют также сейсмоакустическое и электромагнитное межскважинное просвечивания. В качестве примера на рис. 10.6 приведены результаты комплексных геофизических исследований для изучения рыхлых и скальных пород.

10.3.4. Изучение тектонических нарушений. При изучении тектонических нарушений, выделения 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 эманионную 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

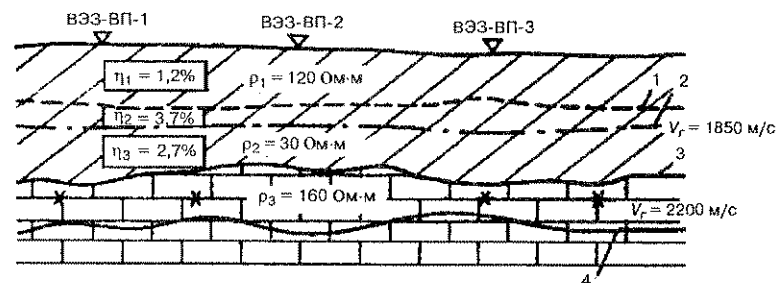


Рис. 10.6. Пример определения условий залегания скальных пород под рыхлыми образованиями по данным методов ВЭЗ, ВЭЗ-ВП и МПВ:

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, сохраненных пород по данным МПВ (V_r - граничная скорость) (Геофизические методы..., 1988)

с глубиной. В благоприятных условиях удастся выяснить степень заполнения трещин перестроженным 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 глубиной, например, аэрокосмические, гравимагнитные и эманионные съемки, электромагнитные профилирования. Применение специальных методик интерпретации (многоуровневого, системного интегрированного анализа) позволяет установить пространственное положение зон малоамплитудной тектоники и оценить особенности затухания трещиноватости с глубиной.

10.3.5. 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 неболь-

шой 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 зондирования и профилирования. 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 зондирования (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.

10.3.6. 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), много-разносными электрическими (ВЭЗ-ДОЗ) и одноразносными электромагнитными (ЭМЗ) зондированиями, съемкой естественных электрического (ЕП) и температурного (ТП) полей. НСП служит для расчлече-

ния 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 10.3.1.

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. 10.7). Производство серной кислоты на этом заводе привело к непредвиденному приносу 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

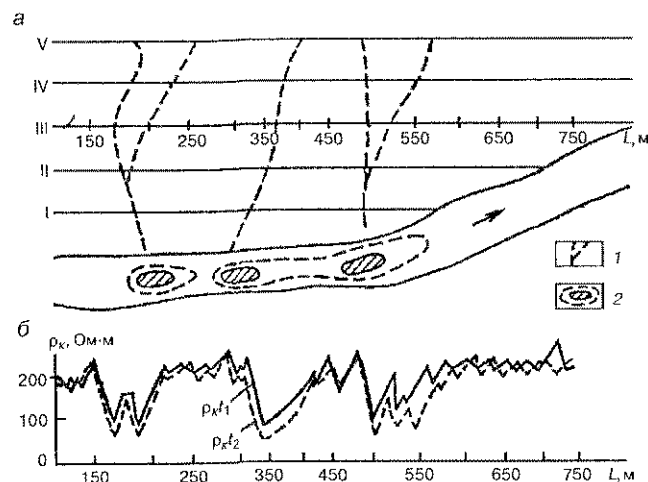


Рис. 10.7. Результаты наземного электропрофилирования и речной резистивиметрии для изучения техногенных карстовых явлений:

а - план, б - графики ρ_k по профилю III в моменты времени t_1 и t_2 , I - IV - профили наблюдений; 1 - водотоки, 2 - зоны разгрузки (повышенная проводимость воды) в реке

породах, залегающих на незначительной глубине, усилился. Стали увеличиваться существующие и возникать новые трещины. Соединяясь между собой, они образовали протяженные водотоки, по которым растворенные вещества начали выноситься в реку. Повторные наземные наблюдения кажущихся сопротивлений (ρ_k) методом ЕП и измерений электропроводности воды в реке позволили выявить положение основных водотоков и оценить развитие карстового процесса во времени.

10.3.7. 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, заполненность пор) (Методы геофизики. 1985; Хмелевской В. К., 1997; 1999).

Плотность (σ) горных пород, зависящая от плотности породообразующих минералов, пустотности, воды, нефти, газонасыщенности, может быть оценена по известным скоростям продольных упругих волн и литологии с помощью рис. 10.8.

Пустотность (Π) 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 $\Pi = a/V_p - b$, 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% (Применение сейсмоакустических методов..., 1992).

Относительную пустотность (трещиноватость) массива скальных пород можно оценить по коэффициенту сохранности $q_c = 0,5(V_p/V_{pmax})^2$, где V_p и V_{pmax} - скорость продольных волн на данном участке и максимальная скорость продольных волн на той час-

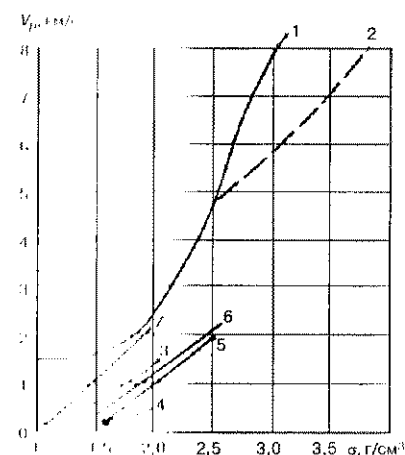


Рис. 10.8. Графики зависимостей скорости продольных волн (V_p) от плотности (σ) по данным разных авторов: теоретические данные для осадочных пород (1), экспериментальные данные для магматических и метаморфических пород (2), глины (3), песчано-глинистых отложений (4), песков (5), пыльно-глинистых грунтов (6), неводонасыщенных грунтов (7)

ти 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_p и 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_p на 10 - 20% для водонасыщенных пород и на 30 - 50% - для газонасыщенных. При постоянной открытой пустотности (Π) скорость продольных волн возрастает с ростом водонасыщенности (K_v) в 1,5 - 6 раз соответственно при $\Pi < 1\%$ - $\Pi > 30\%$. Поскольку часть пор и трещин в полускальных и рыхлых породах заполнены вторичными продуктами разрушения с V_p на порядок меньшими, чем в твердом скелете породы, то V_p сложным образом зависит от Π , K_v и заполнителя пор. Так, для скальных и полускальных пород, массивных (V_{pm}) и трещиноватых, насыщенных водой (V_{pw}) вторичными продуктами их разрушения (V_{pn}) или воздухом (газом) (V_{pg}) справедливо соотношение: $V_{pm} \geq V_{pw} \geq V_{pn} \geq V_{pg}$. Величины неравенств в зависимости от литологии и пористости бывают разными.

Таким образом, по скоростям продольных волн определить K_v сложно, а скорости поперечных волн еще меньше зависят от заполнителя пор. Например, увеличение V_s на 10 - 30% соответствует росту K_v от 0 до 100%.

10.3.8. 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 естественных условиях залегания, по которым, в свою очередь, оцениваются статические деформационно-прочностные.

Динамический коэффициент поперечных деформаций (коэффициент Пуассона ν) зависит от отношения V_s/V_p , которое меняется от 0,2 до 0,7. Его рассчитывают по формуле $\nu = (V_p^2 - 2V_s^2)/(2(V_p^2 - V_s^2))$ или определяют по правой шкале номограммы на рис. 10.9. С помощью этой же номограммы определяется динамический модуль Юнга $E_d = 2V_s^2\sigma(1 + \nu)$ (E_d - в МПа, V_s - в км/с, σ - в г/см³). Заметим, что все упругие модули измеряются в паскалях (Па), гигапаскалях (1 ГПа = 10⁹ Па), мегаласкалях (1 МПа = 10⁶ Па) или в ньютонах на 1 кв. м, (1 Н/м² = 10 Па = 10⁻⁵ кг/см²).

Номограмма на рис. 10.9 позволяет определить достаточно точно параметры ν и E_d (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 и E_d являются эффективными, т. е. характеризуют усредненные упругие свойства. С достаточной точностью они могут использоваться для получения лишь отно-

сительных значений $\Delta\nu$, ΔE_d , 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 меняется от 0,1 до 0,5, а E_d - от единиц до сотен 10² МПа (от долей единиц до десятков ГПа).

Поскольку при инженерно-геологических испытаниях получают *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. Никитин рекомендует зависимость $E_c = 1,03E_d - 0,9$, (E - в ГПа). E_c называется приведенным модулем упругости и широко используется при изучении скальных массивов горных пород. Погрешности при расчетах E_c достигают 40%. Для полускальных и рыхлых пород эти связи в каждом районе устанавливаются путем корреляции между геолого-геофизическими параметрами.

Модуль общей деформации (E_{def}), характеризующий полные упругие деформации в массиве при значительных длительных нагрузках одного знака, сложным образом зависит от E_c и E_d , а аналитические связи между ними не установлены. Обобщенные многими авторами экспериментальные зависимости E_{def} от E_d представлены на рис. 10.10.

Модуль общей деформации скальных пород может быть оценен либо с помощью рис. 10.10, либо вычислен по формуле В. И. Бондарева: $E_{def} = (0,093E_d + 0,4)$ МПа. Для песчано-глинистых пород его можно определить с помощью графиков, представленных на рис. 10.11, если известны скорости распространения продольных волн. Максимальные значения E_{def} у массивных скальных горных пород (10 000 - 50 000) МПа = (10 - 50) ГПа, а у полускальных - в 100 раз меньше.

Среди прочностных свойств горных пород часто используется предел прочности на сжатие ($\sigma_{сж}$), равный напряжению одноосного сжатия

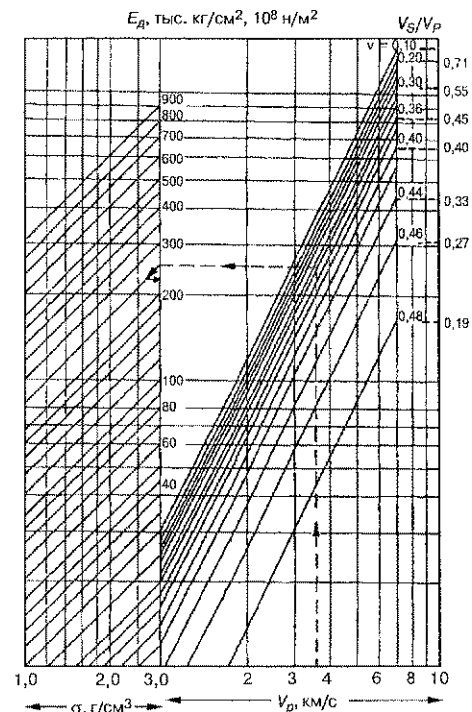


Рис. 10.9. Номограмма В. Н. Никитина для вычисления динамического модуля упругости (E_d) по V_p , σ , ν (Савич А. И., Яценко З. Г., 1979)

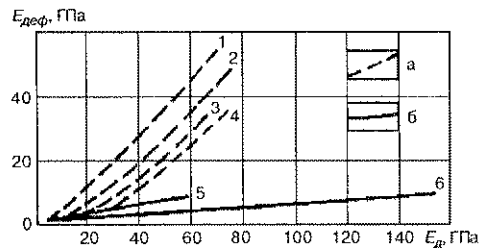


Рис. 10.10. Графики зависимости общего модуля деформации ($E_{деф}$) от динамического модуля упругости ($E_д$) для разных пород: 1 и 3 - воздушно-сухих и водонасыщенных магматических и метаморфических; 2, 5 и 4, 6 - воздушно-сухих и водонасыщенных осадочных при испытаниях на образцах (а) и натурных наблюдениях (б) (Савич А. И., Яценко З. Г., 1979)

юрских) эффузивных пород), 120 (для древних интрузивных пород), 60 (для молодых (послеюрских) скальных пород). Величину $\sigma_{сж}$ (в МПа) через V_p (в км/с) для скальных пород можно определить с помощью графиков, представленных на рис. 10.12, а для глин - по формуле Н. Н. Горяинова $\sigma_{сж} = 0,7 V_p^2 - 0,07$. Для рыхлых осадочных пород $\sigma_{сж}$ связан с V_p и V_s зависимостью $\sigma_{сж} \gg V_p^2/v^4 \gg C V_s^2/v^2$, где ($\sigma_{сж}$ - в МПа, V - в км/с, v - коэффициент Пуассона, C - коэффициент, который при относительных измерениях можно принять за 1, а при абсолютных его следует определить с помощью совместных геолого-геофизических работ). Наибольшие значения $\sigma_{сж}$ (200 - 300 МПа) наблюдаются в массивных магматических горах, примерно в 2 раза меньше $\sigma_{сж}$ - у скальных осадочных пород и в 100 - 200 раз меньше - у сильно трещиноватых полускальных пород.

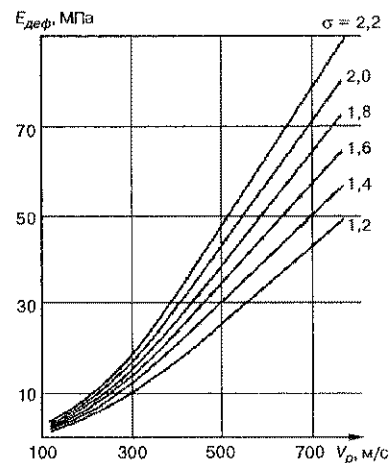


Рис. 10.11. Графики зависимости модуля общей деформации ($E_{деф}$) от скорости распространения продольных упругих волн V_p для песчано-глинистых пород разной плотности (σ) (Савич А. И., Яценко З. Г., 1979)

образца, при котором он разрушается. Предел прочности характеризует крепость пород с точки зрения переносимых нагрузок. Формула для расчета $\sigma_{сж}$ образцов неводонасыщенных скальных пород имеет вид $\sigma_{сж} = [V_p^2(\sigma(1 - 2V_p)/[(1 - v) \cdot C])]$ ($\sigma_{сж}$ - в Па, V_p - в м/с, (σ - в кг/м³), где коэффициент C 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 $\sigma_{сж}$ (в МПа) через V_p (в км/с) для скальных пород можно определить с помощью графиков, представленных на рис. 10.12, а для глин - по формуле Н. Н. Горяинова $\sigma_{сж} = 0,7 V_p^2 - 0,07$. Для рыхлых осадочных пород $\sigma_{сж}$ связан с V_p и V_s зависимостью $\sigma_{сж} \gg V_p^2/v^4 \gg C V_s^2/v^2$, где ($\sigma_{сж}$ - в МПа, V - в км/с, v - коэффициент Пуассона, C - коэффициент, который при относительных измерениях можно принять за 1, а при абсолютных его следует определить с помощью совместных геолого-геофизических работ). Наибольшие значения $\sigma_{сж}$ (200 - 300 МПа) наблюдаются в массивных магматических горах, примерно в 2 раза меньше $\sigma_{сж}$ - у скальных осадочных пород и в 100 - 200 раз меньше - у сильно трещиноватых полускальных пород.

В целом с помощью достаточно простого и быстрого геофизического метода (МПВ) получают 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 , σ , E_d , E_c , $E_{деф}$, $\sigma_{сж}$ достигают максимумов, и неустойчивые, где эти параметры меньше максимальных в 5 - 10 раз.

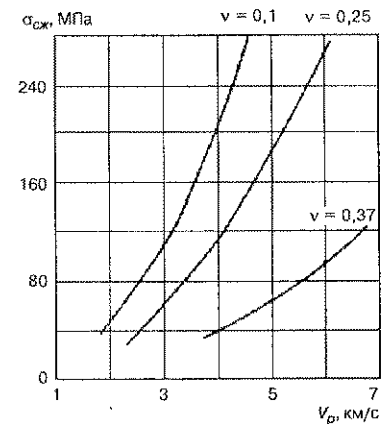


Рис. 10.12. Теоретические графики зависимости предела прочности пород на сжатие ($\sigma_{сж}$) от скорости продольных волн (V_p) для разных значений ν скальных пород (Савич А. И., Яценко З. Г., 1979)

10.4. Мерзлотно-гляциологическая геофизика

10.4.1. 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 распростра-

нения на глубине мерзлых и талых пород, сквозных и несквозных таликов, т. е. выяснение строения многолетне-мерзлых 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 наледообразования, пучения, термокарста, морозобойного растрескивания и др.

10.4.2. 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 ($0,9 - 0,95 \text{ г/см}^3$). 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 ($10^5 - 10^8 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), а льдов из минерализованных вод ниже ($10^2 - 10^4 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) 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°C), а иногда плавно (при температурах от -2 до -10°C). 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, тонко дисперсных рыхлых пород (глины, суглинки) в 10 - 100 раз, грубодисперсных пород (пески, гравийно-галечниковые отложения) в 100 - 1000 раз.

Электрохимическая активность (a) 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 $\epsilon_{\text{отн}} = 80$, т. е. на порядок выше, чем для большинства породообразующих минералов, а для льда $\epsilon_{\text{отн}} \approx 3$, то при замерзании пород $\epsilon_{\text{отн}}$ убывает с уменьшением содержания незамерзшей воды. Скорость распространения упругих волн V при переходе пород в мерзлое состояние возрастает. Для льда скорость продольных волн больше ($V_p \approx 3500 - 4000 \text{ м/с}$), чем для воды ($V_p \approx 1450 \text{ м/с}$). При промерзании грубодисперсных пород значения V_p возрастают резко, в 3 - 5 раз. Увеличение V_p тонкодисперсных пород происходит более плавно с общим увеличением в 1,5 - 3 раза. При промерзании скальных пород значения V_p возрастают 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_p примерно 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.

10.4.3. Картирование мерзлых и талых пород. Для мерзлотного картирования и районирования, т. е. выявления контактов, тектонических нарушений, границ распространения мерзлых пород с разными геофизиологическими 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 радиоконпарационного (СДВ-РК);
- инфракрасные (ИКС) и радиотепловые (РТС) съемки.

Однако основным методом остается термометрия (измерения температуры в шпурах и скважинах).

Основную 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 глубиной разведки. Наименьшей глубиной (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. Глубиной, пре-

вышающей несколько десятков метров, обладают методы ЕП, ДЭМП, БИЭП, а несколько первых сотен метров – ЭП, ВП, а также гравиманиторазведка 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 наблюдаемых параметров различных аномалий – максимумов, к которым чаще всего приурочены мерзлые породы, минимумов, обусловленных иногда тальными 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, литологией т. д.) параметрами.

10.4.4. Расчленение мерзлых и тальных 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 измерения 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 разностях 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 объяс-

няется 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 зондирования изменяются от 1 до 5 см в масштабе получаемых разрезов), но и от данных микрорайонирования и результатов предшествующих мерзлотно-геофизических съемок. Точки зондирования располагают в центральных участках выделенных микрорайонов, где искажающее влияние горизонтальных неоднородностей ожидается меньше.

При интерпретации кривых зондирования и данных сейсморазведки, полученных в районах многолетнемерзлых пород, большие трудности связаны с боковыми искажениями; резким контрастом свойств отдельных слоев (особенно электрических сопротивлений мерзлых и тальных 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 зондирования и другими факторами. Поэтому разработанные приемы интерпретации данных зондирования для пологослоистых (одномерных) разрезов с отсутствием многолетнемерзлых слоев не обеспечивают достаточной точности, а получаемые геоэлектрические и сейсмогеологические разрезы являются часто полукоррелированными. Наиболее достоверное истолкование данных зондирования 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.

10.4.5. 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, ЗСБ, 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 $V \approx 300 / \sqrt{\epsilon_{отн}}$ (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 глубиной (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.

10.5. Археологическая и техническая геофизика

10.5.1. Понятие о культурном слое и особенности выявления объектов, расположенных в нем. За последние годы сформировались два новых направления инженерной геофизики: *археологическая и техническая геофизика*, которые предназначены для выявления *в верхней части геологического разреза (ВЧР)* искусственных древних и современных сооружений, погруженных в землю, как правило, на небольшую глубину. Вмещающей средой для них является та часть ВЧР, которая сильно изменена деятельностью человека и называется культурным слоем. *Культурный слой* - это, с одной стороны, исторически сложившаяся система многовековых напластований, образовавшихся в ходе жизнедеятельности древних людей, а, с другой стороны, это могут быть современные антропогенные и техногенные осадки, появившиеся как результат накопления отходов производства при эксплуатации промышленных объектов и перепланировки местности при строительстве. Мощность культурного слоя может составлять от первых десятков сантиметров до 10 - 15 м. Мощность современных антропогенных отложений в виде *хвостохранилищ* (резервуары для хранения ядовитых отходов химического производства) или *хранилищ золоотвалов* (отходы теплоэлектростанций) может достигать 15 - 25 м.

Изучение культурного слоя и объектов, расположенных внутри него, осложняется наличием переработанных грунтов с резко неоднородными физическими свойствами, а также высоким уровнем природных и особенно техногенных помех (электромагнитных, вибрационных, акустических, магнитных, ядерных, тепловых). Кроме этого существенную роль играют вещественные загрязнения, обусловленные химической засоренностью растворяемой части отходов. Например, на территории г. Москвы достаточно часто встречаются зоны с сопротивлением грунтов порядка 1 Ом·м, хотя самые низкие удельные сопротивления в этом геологическом регионе у юрских глин (порядка 5 - 15 Ом·м). Поэтому объяснить такие высокие проводимости можно только химическим загрязнением. Кроме того, физические свойства объектов поиска (археологических памятников, подземных сооружений, труб, кладов и т. п.) порою бывают недостаточно изучены и могут меняться в огромных диапазонах. Например, относительная магнитная проницаемость (μ) природных образований, как правило, не бывает больше 1,5 - 2 (магнитный железняк). Искусственные же объекты, как правило, имеют μ более 500. Если к этому добавить расчлененность рельефа, неудобия в виде отгороженных друг от друга и захламленных участков земли, наличие дорог с твердым покрытием и интенсивным транспортным движением, наземные сооружения, мешающие проведению исследований, то становится ясно, что перед геофизиками стоит очень сложная задача. Такую задачу можно представить как *"рассмотрение объектов, расположенных под толстым*

слоем разбитого стекла или волнующейся поверхностью моря". Кроме этого, из-за малых глубин залегания искоемых объектов, наиболее яркие, выявленные аномалии практически всегда проверяются путем проверочных раскопок, что накладывает дополнительную ответственность на специалиста-геофизика, который всегда находится под внимательным контролем археологов или инженеров-эксплуатационников.

10.5.2. Археологическая геофизика. *Археологическая геофизика изучает скрытые под поверхностью земли объекты историко-культурного наследия:*

- ☐ археологические объекты и комплексы, содержащиеся внутри культурных напластований, например гончарные и металлургические печи;
- ☐ археологические памятники и комплексы, утратившие внешние отличительные признаки; грунтовые могильники или фундаменты несохранившихся архитектурных сооружений;
- ☐ древние гидросооружения в виде заполненных грунтом каналов или подземных тоннелей-каналов, а также объекты, затонувшие на дне рек, озер, болот и морей;
- ☐ умышленно спрятанные объекты-склады и другие сокровища.

Геофизические методы исследований являются *неразрушающими*, что позволяет создавать кадастры археологических памятников и карты охранных историко-археологических зон без вскрытия. Следует иметь в виду, что *тотальные археологические раскопки* приводят, как правило, к полному разрушению археологического памятника, поэтому сочетание результатов геофизических исследований с раскопками небольшой его части позволяет законсервировать культурный слой на большей территории для будущих более совершенных методов исследований. Кроме этого встречаются такие уникальные ситуации, когда кроме геофизики другие, так называемые *контактные виды исследований применять невозможно* из-за опасности взрыва или возможного вскрытия ядовитых веществ.

Элементарные расчеты показывают, что даже комплексные, детальнейшие, многометодные геофизические исследования являются во много раз более *дешевыми*, чем археологические раскопки. Актуальность проведения геофизической разведки особенно возрастает при *экстренных исследованиях большой территорий перед застройкой или в процессе строительства*. В этом случае очень часто случается, что раскопки на данном участке не запланированы, или по каким-либо причинам затруднены, или невозможны по причине огромного объема земляных работ. В такой ситуации геофизика является единственным приемом проведения исследований в сжатые сроки. Кроме этого геофизические методы активно применяются в случаях, когда ни в рельефе местности, ни в растительности, ни в подъемном материале нет каких-либо признаков погребенных объектов. В этом случае археологи вынуждены выполнять планомерные рутинные раскопки, которые часто бывают неэффективными. В то же время геофизики с помощью своих методов указывают на наиболее яркие аномалии, соответствующие археологическим памятникам, и определяют таким образом тактику последующих раскопок. Поэтому археологи заинтересованы в использовании геофизических методов, чтобы заменить сплошные раскопки выборочными.

Предпосылками применения геофизических методов являются:

- контрастность физических свойств объектов поиска и вмещающей среды,
- достаточно большие или хотя бы соизмеримые размеры объекта относительно глубины его залегания,
- заметное превышение величины аномального поля, возбуждаемого объектом, над уровнем промышленных и геологических помех.

Несмотря на то, что глубины археологических объектов невелики и, как правило, не превышают 1 - 2 м, археологическая геофизика не имеет серьезных преимуществ перед другими областями применения. Скорее наоборот, в силу очень высокого уровня шумов за счет неоднородности вмещающего разреза (особенно на многослойных памятниках) и сравнительно небольших размеров, *археологические объекты оказываются весьма трудными для изучения геофизикой.*

Однако у археологической геофизики есть три неоспоримых преимущества:

- эти исследования обладают высокой детальностью, и объекты размером более 0,5 м так или иначе проявляются в различных физических полях (железные изделия проявляются в магнитном поле при размерах уже в первые сантиметры);
- практически все виды съемок осуществляются гораздо быстрее раскопок, например, в течение одного дня бригада геофизиков, состоящая из двух человек, может отработать магнитной съемкой до 10 планшето-размером 20 × 20 м по сети 1 × 1 м, обеспечив таким образом археологов работой на много лет вперед;
- из-за малых глубин расположения объектов выборочная проверка геофизических аномалий может быть выполнена с небольшими материальными затратами;
- привязка точек наблюдения на местности может осуществляться с помощью системы спутниковой навигации (GPS).

Для изучения археологических объектов могут применяться разнообразные геофизические методы и другие виды дистанционных исследований: аэрофотосъемка, тепловая съемка, высокоточная дифференциальная съемка с помощью приемников GPS (рис. 10.13).

Основными методами археологической геофизики являются: магниторазведка, электроразведка, георадар, гравиразведка, сейсморазведка и ядерно-физические методы. Хорошо зарекомендовали себя в археологии капламатрия (изучение магнитных свойств верхнего слоя грунта) и металлоискатели - приборы, аналогичные армейским миноискателям. Однако применение металлоискателей в последние годы сильно сдерживается негативным отношением самих археологов, которые ведут многолетнюю, изнурительную борьбу с грабителями, получившими свободный, нелегализованный доступ к этой аппаратуре. Несмотря на большое число геофизических методов, наиболее универсальными и эффективными для археологических целей являются магниторазведка и электроразведка.

Геофизические методы могут применяться для построения детальных планов погребенных древних сооружений: фундаментов зданий и оборони-

тельных стен, рвов и валов, а также поисков скоплений керамического и железного материала, очагов, зольников, гончарных и металлургических печей, различных погребений (в грунтовых могилах, склепах и курганах). Отдельной интересной и важной проблемой является археомагнитная датировка. Многие археологические объекты с высокой термоостаточной намагниченностью (очаги, печи, горны) "запоминают" направление и амплитуду внешнего магнитного поля Земли, существовавшего во время их последнего нагрева и последующего остывания. Так как магнитное поле в течение всей истории развития Земли много раз меняло свое направление вплоть до инверсии полюсов, то определенные амплитуды и направления вектора магнитного поля позволяют соотнести памятник с соответствующим этому полю историческим периодом. Однако абсолютная палеомагнитная датировка является однозначной только для некоторых исторических эпох, так как одинаковые значения элементов геомагнитного поля периодически повторяются. Поэтому методически более правильным является относительная привязка, когда возраст объекта известен с точностью до одного столетия и требуется сделать лишь уточнение. В палеомагнитном методе используются вырезанный из массива горной породы ориентированный образец правильной формы, который исследуется в лабораторных условиях. При этом определяется вектор остаточной намагниченности, который с высокой точностью для подавляющего большинства горных пород совпадает с направлением вектора древнего магнитного поля. На рис. 10.14 показано аномальное магнитное поле термостатического происхождения над шаром в определенную эпоху. Отношение максимальной аномалии магнитного поля к минимальной указывает на эпохи, в пределах которых можно определить время последнего нагрева памятника типа печи (рис. 10.15).

Ниже рассмотрим несколько примеров применения геофизических методов для изучения археологических памятников.

Херсонесский некрополь. В начале 70-х годов были выполнены работы на некрополе Херсонеса (г. Севастополь), которые сводились к выработке оптимальной методики поиска склепов (вырубленных в скалах могильни-

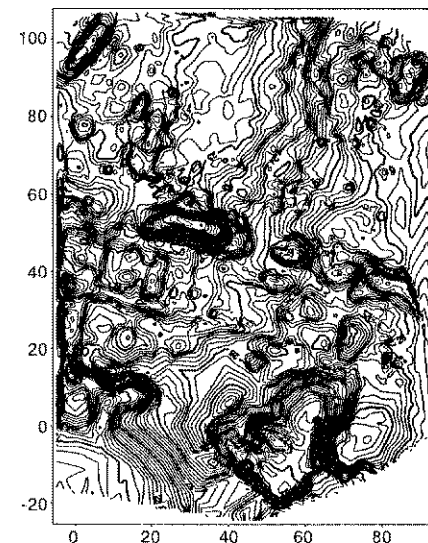


Рис. 10.13. Высокоточная GPS-съемка поверхности рельефа в районе храма Аппиры в древнем городе Мемфис (Египет). Рисунок приведен с разрешения НПЦ "ГЕОТЕХНОЛОГИЯ" и НПП "НАВГЕОКОМ"

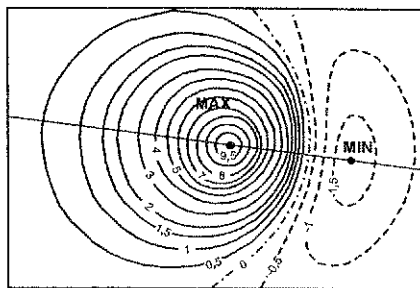


Рис. 10.14. Остаточное поле ΔT над шаром при определенном склонении и наклонении вектора термоостаточной намагниченности

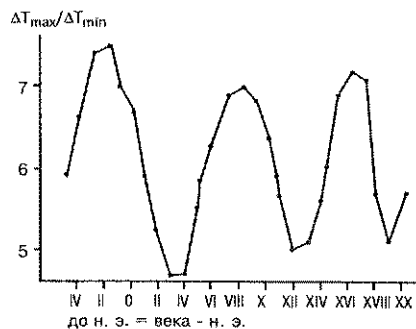


Рис. 10.15. Влияние вековых вариаций на соотношение экстремальных значений аномалии ΔT шара

по одной из линий наблюдения. Повышенными значениями кажущихся сопротивлений (ρ_k) выделяются склепы в рыхлых известняках.

Античные земельные наделы. Второй пример связан с исследованием древних земельных наделов Гераклеийского полуострова (г. Севастополь), территориально расположенных между бухтами Камышовая и Омега. Земельные наделы здесь являются археологическим памятником мирового значения, так как только на Гераклеийском полуострове они сохранились практически полностью, а их реконструкция является ключом к пониманию древнего способа возделывания виноградников и фруктовых садов. Такая обширная территория не может быть изучена с помощью раскопок. Единственным эффективным средством изучения плантажа оказались методы геофизики. В частности здесь использовалось электропрофилирование дипольной установкой с шагом 0,5 м (рис. 10.17).

Городище Камно. Третий пример, взятый из работ В. В. Глазунова (1978), связан с распознаванием типов источников статистического ансамбля магнитных аномалий городища Камно, расположенного недалеко

от их картирования на некрополе, занимающем склоны Песчаной 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 1×1 м. Из большого числа выявленных аномалий более 100 аномалий можно было, с разной степенью вероятности, связать со склепами. Источниками некоторых аномалий являлись неровности рельефа и неоднородности, которые исключались, если в этих точках наблюдались аномалии электропрофилирования на малых расстояниях. Выявление наиболее вероятностного положения склепов осуществлялось с учетом строения геологического разреза. Было замечено, что древние строители некрополей вырубали склепы только в определенных геологических горизонтах, сложенных рыхлыми известняками, снизу и сверху ограниченных тонкими слоями очень крепких, мраморовидных известняков. На рис. 10.16 приведены результаты электропрофилирования

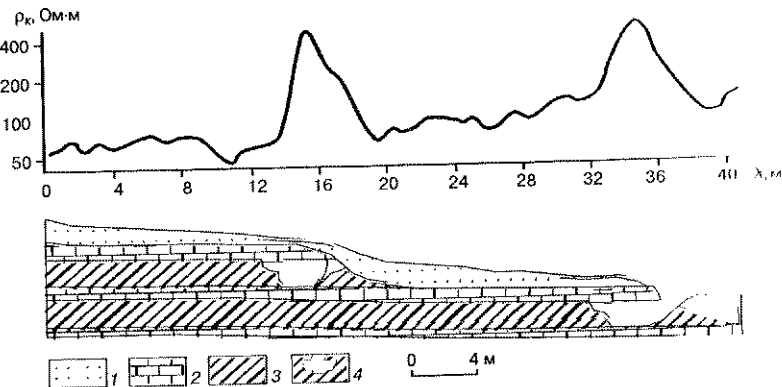


Рис. 10.16. Строение склона Песчаной балки со склепами и график кажущегося сопротивления:
1 - культурный слой $\rho = 30 - 70$ Ом·м; 2 - плотные известняки $\rho = 300 - 600$ Ом·м; 3 - рыхлые обломочные известняки $\rho = 20 - 50$ Ом·м; 4 - склепы $\rho = \infty$

от Пскова на высоком мысе при слиянии двух истоков р. Камышовая. 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 требовались уточнить стратиграфию культурного слоя и установить количество, назначение и размещение построек в пределах городища. Изучение культурного слоя с помощью электромагниторазведки по сети 1×1 м оказалось возможным, потому что сохранившиеся очаги и печи, в отличие от вмещающего их слоя глин и подстилающих коренных пород характеризуются индивидуальным устойчивым комплексом магнитных свойств (рис. 10.18).

Раскопки позволили изучить очаги, которые представляли собой линзы прокаленного песка с круглой или прямоугольной оградкой из некропного буттового камня.

Куликово поле. Многолетние исследования с начала восьмидесятих годов прошлого столетия ведутся геофизиками на территории музея-заповедника "Куликово Поле" в Тульской области.

Наибольший интерес представляли поиски остатков производственного комплекса. С этой целью полевым отрядом НПП "ГЕОТЕХНОЛОГИЯ" (г. Москва) была выполнена магнитная съемка на площади 4400 кв. м по сети 1×1 м. По результатам съем-

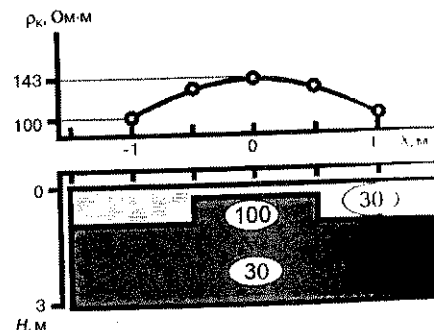


Рис. 10.17. Аномалия кажущегося сопротивления ρ_k над плантажной стеной

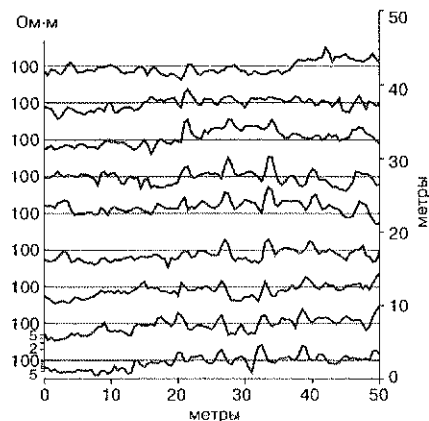


Рис. 10.18. Картирование плантажных стен (г. Севастополь, участок Г-131, 1991). Карта графиков кажущегося сопротивления

саяч километров различных труб и кабелей были уложены в землю на глубину до 5 - 6 м. Большая их часть концентрируется в городах и 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

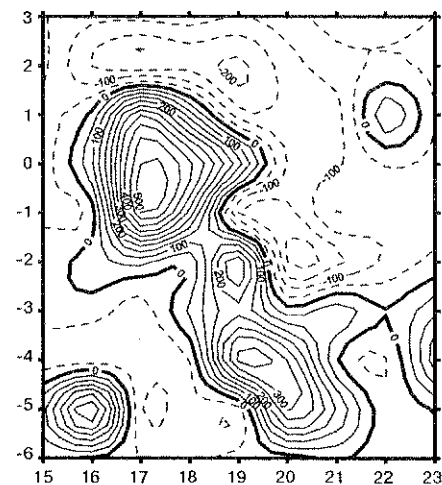


Рис. 10.19. Магнитное поле над остатками железнотермического производства (с разрешения М. Я. Кац)

ки выделена положительная аномалия амплитудой свыше 100 нТл, вытянутая в северо-западном направлении с размерами в поперечнике 2 м, а по длинной оси - свыше 5 м (рис. 10.19). По опыту предыдущих работ в районе Куликова поля, именно такие аномалии связаны с объектами металлургического производства.

10.5.3. Техническая геофизика. Развитая сеть подземных коммуникаций - один из признаков современной цивилизации. Трубопроводы, силовые кабели и подземные провода связи являются системами жизнеобеспечения, без которых не может нормально функционировать высокоразвитое общество. С начала века сотни тысяч километров различных труб и кабелей были уложены в землю на глубину до 5 - 6 м. Большая их часть концентрируется в городах и 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:

- ☐ исследование трасс под строительство трубопроводов;
- ☐ картирование отдельных труб и кабелей;
- ☐ оценка состояния гидроизоляции труб;
- ☐ построение схем подключения и трехмерного расположения подземных коммуникаций на сложных технологических участках;

- ☐ оценка состояния гидроизоляции и выявление корродируемых участков труб;
- ☐ локализация мест утечек жидкого или газообразного наполнителя через повреждения в трубах;
- ☐ оценка состояния днищ нефтеналивных резервуаров;
- ☐ выявление и картирование подземных тоннелей;
- ☐ оценка глубины погружения свайных конструкций.

Для защиты металла от коррозии на магистральных трубопроводах применяют катодную защиту постоянным током низкого напряжения (около -1,5 в). При катодной защите на трубу подается отрицательный потенциал, в то время как положительный полюс (анод) относится в сторону от трубы и заземляется с помощью специальных скважин. В местах нарушения изоляции на трубу натекает электрический ток, который предохраняет металл от коррозии. При нарушении слоя гидроизоляции скорость коррозионного процесса сильно зависит от удельного электрического сопротивления окружающих пород - 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 действием насосных станций, которые расположены через каждые 40 - 60 км, под внутренним 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 могут привести 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 является особенно дорогостоящей операцией. При эксплуатации трубопроводов необходимы постоянные наблюдения за их состоянием, своевременное выявление различных нарушений в состоянии труб и их ремонт.

Отдельная проблема утечки 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 утечек и повышения уровня грунтовых вод приводит к так называемому подтоплению территорий. Оценки потерь воды из водопроводных сетей в разных странах осуществляются по разным методикам и оцениваются от 5 до 40%. Например, в благополучных западноевропейских городах по данным на 1997 г. утечки воды из городских водопроводных сетей составляют в Лондоне до 25%, Риме - 27%, Париже - 10,6%, Мюнхене - 10%, Роттердаме - 9%.

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 пос-

леднее время, в первую очередь с точки зрения экологии, укладка труб под рекой осуществляется с помощью скважин наклонного бурения, которые проходят в слое с наилучшими прочностными свойствами на глубинах 15 - 30 м. При изысканиях в местах переходов трубопровода через реки можно использовать комплекс акваториальных и наземных геофизических методов: речная сейсмоакустика, вертикальные (ВЭЗ) и сплошные (СЭЗ) электрические зондирования, исследования с георадаром, бурение опорных скважин на суше и на акваториях. На рис. 10.20 в качестве примера показан разрез по геофизическим данным и бурению в месте проектируемого перехода трубопровода через реку.

Когда укладка труб завершена возникает ряд других задач. Одна из них - *определение местоположения и глубины трубы*. Фактическое местоположение может отличаться от запроектированного при строительстве. Глубина может быть изменена как в процессе укладки, так и входе 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 проложения, 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.

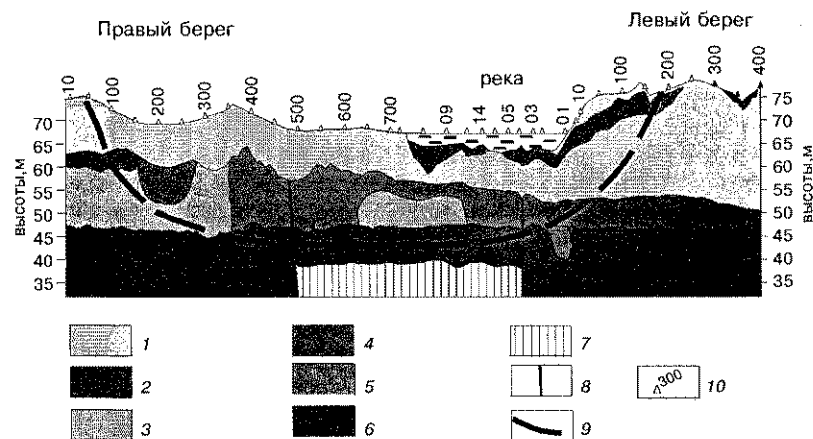


Рис. 10.20. Результаты геолого-геофизических исследований под проект наклонного бурения для прокладки трубы под рекой

1 - супеси, суглинки; 2 - четвертичные глины; 3 - гипсы; 4 - глины; 5 - карстующиеся гипсы; 6 - ангидриты; 7 - нарушенные породы; 8 - разрывные нарушения; 9 - проектируемая трасса; 10 - номера пикетов

Пример применения измерений постоянной составляющей потенциалов коррозионной защиты (ПКЗ) магистрального нефтепровода приведен на рис. 10.21.

Если гидроизоляция трубы идеальна, то между анодом и катодом не будет тока, а потенциал трубы не будет передаваться в окружающую среду. 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 -50 - -200 мВ, а участки сильных повреждений - отрицательные аномалии ПКЗ от -200 до -1000 мВ.

Определение глубины свай является одной из важных технических задач при исследовании состояния фундаментов различных сооружений. К сожалению, при строительстве не всегда сваи заглубляются на проектную и документированную глубину. Поэтому возникает проблема оценки глубины их заложения. Определение глубины можно произвести только для *хорошо проводящих свай - стальных и железобетонных*. Данная технология основана на изучении распространения электрического тока в земле при использовании сваи в качестве заземления. Считая сваю хорошо проводящей ток за счет металлической арматуры и увлажненного бетона и зная распределение потенциала на земной поверхности, по известным в теории электроразведки формулам для сопротивления заземления вертикального стержня, можно рассчитать его глубину.

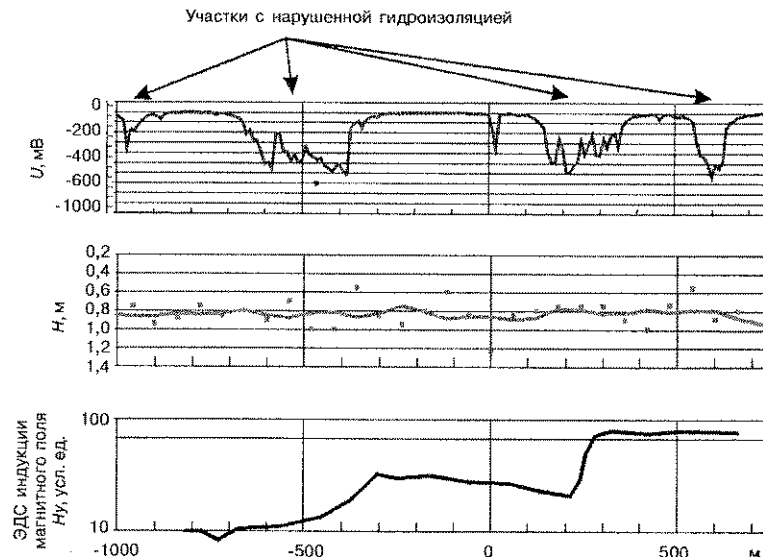


Рис. 10.21. Результаты измерения потенциалов коррозионной защиты, глубины трубы и амплитуды поперечной компоненты магнитного поля H_z на частоте 100 Гц

Вопросы для самоконтроля

1. Геологическая или геолого-геофизическая среда, особенности ее изучения геофизическими методами.
2. Основные задачи и методы гидрогеологической геофизики на разных этапах работ: съемки, поиски и разведка подземных вод разных типов.
3. Какие геофизические методы используются для изучения динамики подземных вод?
4. Каковы задачи и методы при гидромелиоративных и почвенно-мелиоративных исследованиях?
5. Какие методы геофизики применяются для изучения литологии (выявления коллекторов и водоупоров), обводненности и минерализации подземных вод?
6. Основные задачи и методы инженерно-геологической геофизики.
7. Какие комплексы геофизических методов используются при изучении карста и оползней?
8. Какими методами геофизики изучаются физико-механические и деформационно-прочностные свойства грунтов?
9. В чем особенности изучения мерзлых горных пород геофизическими методами?
10. Чем отличаются физические свойства мерзлых пород от талых?
11. Какие методы геофизики используются для картирования мерзлых и талых пород?
12. Назовите основные задачи и методы гляциологической геофизики.
13. Каковы особенности и методы малоглубинной геофизики для изучения археологических объектов?
14. Как изучаются подземные коммуникации методами технической геофизики?

11. ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОФИЗИКА

11.1. Методы геофизических исследований в геоэкологии

11.1.1. 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 гидrolитосферой). 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 20 века составляет 6 - 7 км. Приповерхностная часть геологической среды мощностью в десятки 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. Экологическая геофизика, 1995).

Таким образом, у экогеологии и экогеофизики, в сущности, общий объект исследования - *геологическая среда и прежде всего ВЧР*. Однако геофизики называют ее *геофизической (или геолого-геофизической)*, под-

черкивая 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*. *Изменчивость*, т. е. *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:

- органо-минеральные (ресурсные), 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:

1. Изучение изменений приповерхностных частей литосферы под влиянием природных и техногенных катастрофических и медленных процессов и оценка их экологических последствий.

2. Создание методов оценки экологической устойчивости литосферы и способов сохранения ее экологических функций.

3. 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.

11.1.2. Понятийная терминологическая база. В экологических дисциплинах терминологическая база неоднозначна. Она достаточно четко, по нашему мнению, упорядочена в учебниках "Геоэкология" М. К. Бахтеева (1997) и "Экологическая геология" В. Т. Трофимова, Д. Г. Зилинга (2002).

Экология, возникающая 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 эко-

логическое воспитание населения становятся актуальным видом человеческой деятельности.

11.1.3. 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 (*недозологию*), литосферы (*экогеологию*). Согласно этим двум 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. Объектом ее исследования служит:

- *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);
- *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, космичность и космокатастрофичность позволяют нам считать, что они играют главную роль в развитии Земли, литосферы, биосферы. 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.

11.1.4. 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 эканомалий (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 эканомалий. Например, захороненный радиоактивный источник - это точечный источник, зона тектонического нарушения - вертикальный пласт, плеска нефтепродуктов в грунтовом потоке - горизонтальная тонкая плоскость и т. п. Источник эканомалий 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 элект-

тропроводность, 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:

1) *статическими* (постоянными во времени, например, создаваемыми радиоактивным источником или зоной нарушения) и динамическими (переменными во времени, например, наблюдаемыми над пленкой нефтепродуктов);

2) *двуальтернативными*, когда геопространство делится на аномало-создающий объект и вмещающую среду (например, в случае радиоактивного источника) и многоальтернативными, состоящими из нескольких возмущающих источников (например, в случае зон нарушений и пленки нефтепродуктов);

3) *детерминированными* (закономерно обусловленными и рассчитываемыми), например, радиоактивное тело, зона нарушений, и *вероятностно-статистическими*, например, пленка нефтепродуктов;

4) *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 на основе установления корреляционных связей между ними.

Ниже рассмотрены сущность, задачи и методы геодинамического, геохимического и физического (энергетического) направлений экогеофизики.

11.2. Эколого-геофизические исследования и мониторинг геодинамических природных и техногенных процессов

11.2.1. 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 деформа-

ционно-прочностные, характеризующие тензо- и виброчувствительность; водно-физические свойства, меняющие ее флюидочувствительность; 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.

11.2.2. 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.

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, 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. 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. 10.3).

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 пльвунами, растепленных мерзлых пород или, наоборот, прочного скального основания мерзлых пород, можно уточнить балльность до ± 2 баллов 12-бал-

льной 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. Увеличение 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 сердцевинной 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 наблюдаемых упругих процессов, статистическая обработка которых может 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. 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 долго-срочный (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.

11.2.3. 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-пльвунов. 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. 10.3.5):

1. Выявление структуры и геологического строения тела оползня и окружающего горного массива.
2. Изучение гидрогеологических условий как в теле оползня, так и в окружающем массиве.
3. 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 прово-

дят периодические магнитные съемки. По направлению максимального смещения изолиний и по величине смещений за известное время можно рассчитать направление движения и скорость оползня.

На рис. 11.1 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 оползневой 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 данные наблюдений за “естественными” электрическими реперами хорошо согласуются с данными магнитных реперов.

11.2.4. 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 изменение 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. 10.3). Вследствие

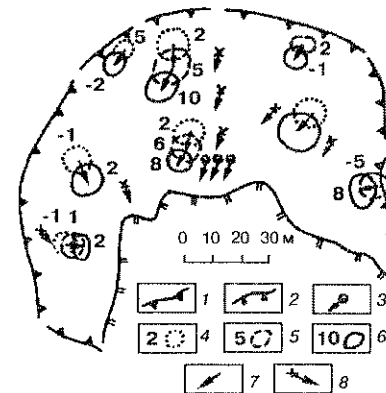


Рис. 11.1. Результаты комплексных геофизических и геодезических исследований на оползней:
1 - контур стенки отрыва; 2 - граница каньона; 3 - направление смещения магнитных реперов; 4 - 6 - эквипотенциалы естественного поля за три последовательных периода; 7 - направление смещения аномалии ЕП; 8 - направление смещений геодезических реперов

карстово-суффозионных процессов и явлений уменьшается устойчивость геологической среды, что приводит к катастрофическим последствиям (просадки, провалы, деформации сооружений).

Для изучения устойчивости геологической среды в карстовых районах перед геофизикой ставятся следующие задачи:

1. Выделение областей, 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.
2. Изучение гидрогеологических условий: наличия водоносных и водоупорных пород, пластовых и трещинно-карстовых вод, их минерализации, динамики (скоростей движения и фильтрации).
3. Выявление трещинно-карстовых зон, отдельных карстовых форм, полостей и т. п.
4. 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, повышенной гамма-активностью. 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 1 и 2 задач 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), метод становления поля (ЗС) или другие), а также сейсморазведка методом преломленных (МПВ) и отраженных (МОВ) волн.

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.

В качестве примера эффективности скважинных геофизических исследований при изучении карстово-суффозионных процессов можно привести результаты режимных наблюдений на территории г. Москвы. На рис. 11.2 видно, что полости в закарстованных известняках, заполненные переотложенным глинистым материалом, отличаются заметными аномалиями естественного электрического ($\Delta U_{\text{ЕП}}$) и радиоактивного (J_{γ}) полей, интервального времени (Δt) по акустическим исследованиям и кажущегося сопротивления (ρ_K) по данным метода сопротивлений. 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_3 с интервалом 3 месяца, дает возможность оценить время активизации суффозионного процесса.

Вопросы изучения динамики подземных вод, их химизма рассмотрены в 10.2. 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 ре-

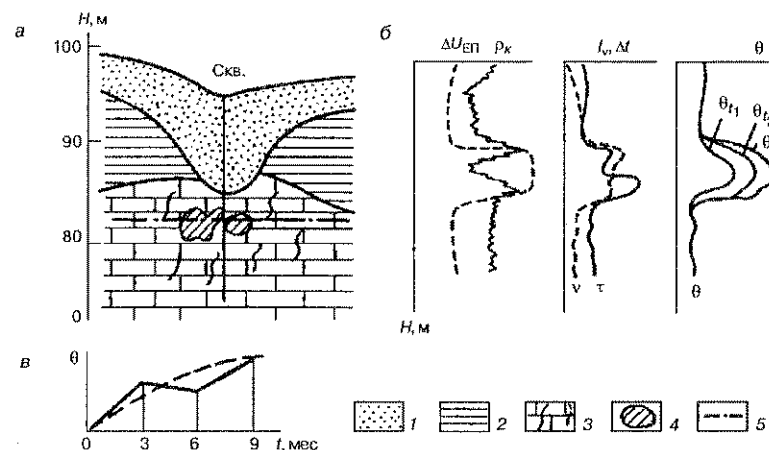


Рис. 11.2. Результаты комплексных скважинных геофизических наблюдений при изучении карстово-суффозионного процесса:

а - геологический разрез, б - коротажные 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

зультатами опытных гидрогеологических наблюдений, получению совместных гидрогеофизических рекомендаций.

11.2.5. Эокриология. 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. 10.4). 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 протаванию пород. По геологической устойчивости массивов горных пород мерзлые породы близки к скальным, а талые - к рыхлым. Как отмечалось выше (см. 10.4), 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. 10.4).

11.3. Эколого-геофизические исследования и мониторинг вещественного (геохимического) загрязнения окружающей среды

11.3.1. 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 складываются 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, бензokolонков 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 меньше, 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.

11.3.2. 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. *Экорадометрия* 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 экорадометрии 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. 8.2). Это повышает надежность выявления и мониторинга техногенных радиоактивных аномалий. Важным экорадометрическим 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, находящемся в датчик эманометра, определяется концентрация радона по его альфа-излучению.

Аэрогамма-спектрометрические съемки выполняются в масштабе 1 : 25 000 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 : 25 000 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 $J_\gamma < 20$ 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 ρ у тех же пород, но водонасыщенных (см. 10.2.8). Заполняя сухие породы или вытесняя из них застойные воды, нефтепродукты повышают ρ и уменьшают диэлектрическую проницаемость ϵ (величина ϵ у 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 повышенные значения ρ , повышенные значения естественной (α) и вызванной (η) поляризуемости при неизменной величине ϵ горных 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 α и η ;
- методы сопротивлений, включая электропрофилирование (ЭП), вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) и радиоволновое профилирование (РВП), зондирование (георадар или радиоволновое зондирование - РЛЗ), базирующиеся соответственно на изменении ρ и ϵ ;
- термометрия и инфракрасные съемки, предназначенные для различения пород по различию их температур.

Выбор одного-двух из названных методов зависит от геолого-геофизических условий объектов исследований. Периодически повторяющиеся 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 необходимости проводить равномерную площадную съемку, приспособленную к дорогам, участкам, где можно вести измерения. Большие токи, 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, полигонах, мелиорационных 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. Детальные исследования выявленных техногенных аномалий проводятся прежде всего в ходе геохимических съемок - литогеохимических, аналитико-химических (газовых), гидрогеохимических (снегохимических, биохимических). При их выполнении берутся пробы почв, грунтов и горных пород с поверхностных обнажений или из горных выработок, проб

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. 9.2). 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. 9.1, 9.2). Они обеспечивают картирование по параметру концентраций химических элементов, осуществляемое дистанционными (бесконтактными) способами, достаточно точно и экономически эффективно.

11.3.3. 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. 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 четырехмерно (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 наблюдаемых 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 10.3.6 (см. рис. 10.7) 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 экогеологической, 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, статистических количественных соотношений для определения черт геофизических параметров статических и динамических не геофизических 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 загрязнителям. 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 окружающей коре и фоновой почве (рис. 11.3). Свалочный фильтрат, насыщенный 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

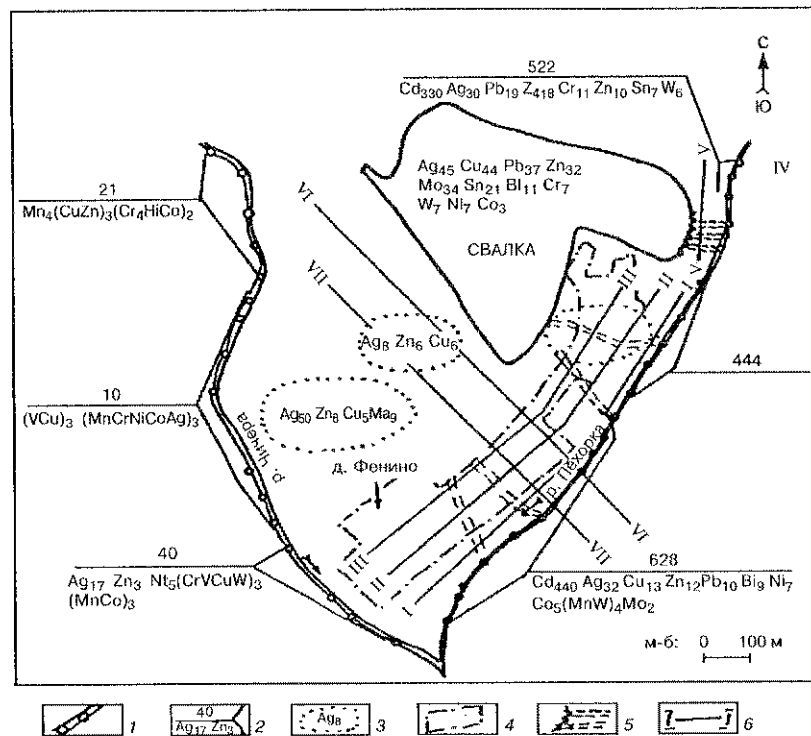


Рис. 11.3. Загрязнение тяжелыми металлами техногенных грунтов свалки, почв и донных отложений в районе ПЗТБО "Кучино":

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

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.

Геофизические наблюдения выполнялись вдоль периметра свалки в окрестностях д. Фенино. Использовались наземные методы электропрофилеирования (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 (руслевой) 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 (см. рис. 11.3). 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.

11.4. Техногенное физическое загрязнение

11.4.1. 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 $2,5 \cdot 10^{17}$ Дж энергии, что соответствует реализации мощности в $6,82 \cdot 10^3$ МВт. Это превышает мощность Братской ГЭС ($4,1 \cdot 10^3$ МВт) и сопоставимо с мощностью Красноярской ГЭС ($6,0 \cdot 10^3$ МВт).

Не будучи в состоянии воспринять полностью поступающую в избытке энергию технологических физических полей, среда часть этой

энергии “расходует” на изменение своих геологических свойств, 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 существенными по своей сути. На рис. 11.4 представлена схема формирования общего техногенного загрязнения, одним из компонентов которого является рассматриваемое фи-

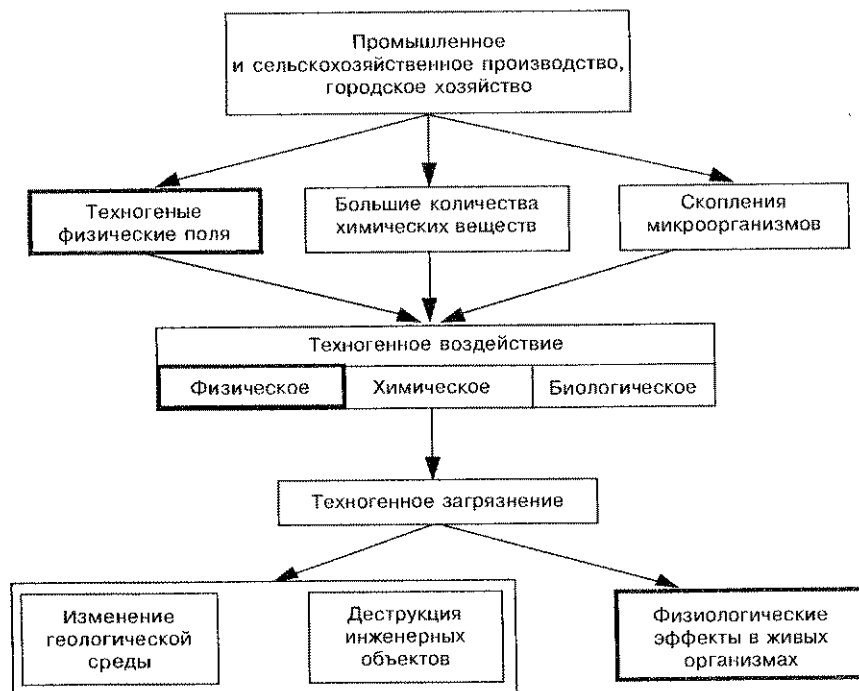


Рис. 11.4. Формирование и последствия техногенного загрязнения среды

зическое 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.

11.4.2. 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, горно-проходческих 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. 16).

Таблица 16

Сравнительные характеристики естественных и техногенных физических полей

Вид физического поля	Единица измерения	Уровень поля			
		Фоновый	Достижимый	Санитарный предел	Технологический 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	мВ/м	5 - 10	10 - 1600	-	3 - 5
атм. электричество	+ион/-ион	1,15 - 1,2	1,0 - 1,5	-	-
Электромагнитное	кВ/м	10 ⁻⁶	-	5,0	-
Радиационное	мЗв/ч	(3-5)·10 ⁻⁵	18·10 ⁻⁵	24·10 ⁻⁵	-

*Санитарные нормы для служебных и жилых помещений

Шумовое, или акустическое, загрязнение среды относится к категории чисто экологических факторов (прямого экологического воздействия), поскольку оказывает непосредственное 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 $2 \cdot 10^{-5}$ Па), может значительно превышать санитарный уровень, установленный для жилых и производственных помещений, школ и лечебных учреждений, как это видно из табл. 16.

При социологических опросах в городах шум в качестве раздражающего фактора фигурирует приблизительно в 80% ответов опрошиваемых. 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 постоянный шум, превышающий 50 - 60 дБ (для сравнения уровень звука обычного аудиоплеера 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 использовании 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 передается 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.

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 смещения частиц грунта $0,4 \cdot 10^{-3}$ - $1,2 \cdot 10^{-3}$ м/с могут происходить сверхнормативные осадки фундаментов, возникать повреждения в старых зданиях, а при виброскорости $5 \cdot 10^{-3}$ - $8 \cdot 10^{-3}$ 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 $0,25 \cdot 10^{-3}$ 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 $0,3 \cdot 10^{-3}$ - $0,5 \cdot 10^{-3}$ м (виброскорость до 0,04 м/с) вибрация оказывает раздражающее действие, вызывая неприятное и даже болезненное состояние организма. Из табл. 16 видно, что как фоновый, так и техногенный уровень вибрации может превышать допустимый санитарный предел.

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 в самое ближайшее время может достичь величины 10^{10} Дж/м².

Источниками теплового загрязнения служат 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. В качестве охладителей грунтовой толщи могут рассматриваться установки, используемые для промораживания слабых и плавунных грунтов при строительстве, подземные хранилища сжиженного газа.

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 градуса) 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 грунтовой массив постепенно восстанавливает свои качественные характеристики. Однако в период удержания грунта в замороженном 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 термпросадки, термокарсты, 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 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 замороженного) 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 элект-

рического загрязнения служат промышленные предприятия, электрифицированные железные дороги, станции катодной противокоррозионной защиты (см. табл. 16).

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, может достигать величины 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 10 до 8% соответственно. Электрическое загрязнение в виде поля блуждающих токов является опосредованно действующим экологическим фактором, поскольку прямого воздействия на живые организмы и на человека оно оказывает, но способно вызывать негативные изменения коррозионной обстановки, что, в свою очередь, увеличивает вероятность повреждения и выхода из строя подземных коммуникаций (водопроводов, газопроводов, теплотрасс, канализации и т. п.).

Атмосферное электричество является важным экологическим фактором, поскольку ионизация воздуха - одно из неперенных 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, космического и ультрафиолетового солнечного излучения. При этом на 1 м² земной поверхности приходится в среднем $6,7 \cdot 10^9$ элементарных зарядов, а в 1 см³ воздуха содержится 500 - 700 пар ионов, среди которых преобладают положительные аэроионы. Для примера, московский воздух в 1 см³ содержит приблизительно 1500 аэроионов обоих знаков, воздух в Сочи - около 1800, а воздух Kisловодска - примерно 3700 аэроионов.

Преобладание в воздухе ионов того или иного знака и их количество - существенное 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 равной степени относится и 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 усло-

виях 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 электромагнитными полями, генерируемыми живыми организмами. Уровень воздействия определяется напряженностью поля, продолжительностью воздействия и состоянием подвергающегося воздействию организма. Параметры, характеризующие электромагнитное загрязнение, приведены в табл. 16.

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 воз действие 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 XX 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 приземном воздухе, 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 складываемых отходов атомного производства и т. п.

Космическое излучение в связи с малой мощностью эквивалентной дозы до 0,3 мЗв/год (30 мР/год) 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 эквивалентной дозы естественного ионизирующего излучения варьирует от $3 \cdot 10^{-5}$ до $25 \cdot 10^{-5}$ мЗв/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. 16).

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 причинить

дуть к генетическим изменениям в живых организмах. Так, при мощности эквивалентной дозы в $(9 - 21) \cdot 10^{-4}$ Зв/ч происходит замедление роста растений и уменьшается видовое разнообразие животного мира. При увеличении мощности эквивалентной дозы до $(42 - 167) \cdot 10^{-4}$ Зв/ч растительность угнетается, легко поражается насекомыми и возбудителями болезней.

Человеческий организм отличается особой чувствительностью к радиационному воздействию. Доза поглощенного излучения в 4 Гр приводит к тяжелой форме лучевой болезни, симптомы которой начинают проявляться уже при поглощенных дозах облучения 0,25 - 1,0 Гр. Даже при малых поглощенных дозах хроническое воздействие радиоактивного загрязнения может приводить к негативным последствиям, которые обнаруживаются по прошествии большого количества времени. Для человека безопасной считается мощность эквивалентной дозы облучения $(8 - 24) \cdot 10^{-5}$ мЗв/ч (или 0,7 - 2,1 мЗв/год).

11.4.3. Оценка техногенного физического загрязнения геофизическими методами. Техногенное физическое загрязнение определяет инженерно-геологическое и экологическое 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 оче-

редь, предполагаемыми геометрической формой и размерами источников. 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 вдоль профилей 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. Эти графики приведены на рис. 11.5.

В случае *линейного источника* измерения следует проводить вдоль профилей, ориентированных вкрест простирания 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 : 10 000 или 1 : 5000, то расстояния между

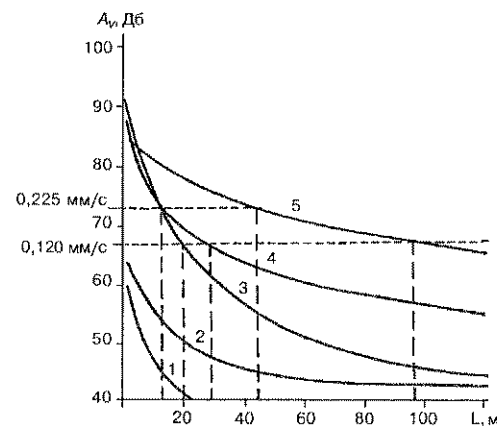


Рис. 11.5. Изменение поля вибрации, создаваемого различными источниками, при увеличении расстояния до источника: 1 - вентиляционная шахта; 2 - автомобильный транспорт; 3 - железнодорожный транспорт; 4 - трамвай; 5 - механический копер

профилями и точками наблюдений не должны быть меньше 100 или 50 соответственно. Исключения 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 на-

блюдений. 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, уровни 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. 17), 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

Таблица 17
Оценка техногенного физического загрязнения
и состояния окружающей среды

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	устомление	болезнь

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.

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, дегградация 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 организ-

мов 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 65 дБ - умеренному воздействию (средней степени шумового загрязнения, области экологического риска и дискомфортным условиям жизнедеятельности людей), интервал от 65 до 100 дБ - сильному воздействию, высокой степени шумового загрязнения, области экологического кризиса и очень дискомфортным условиям существования для человека, а интервал за пределами 100 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.

Таким образом, как вещественное (химическое), так и энергетическое (физическое) загрязнения, определяют экологическое состояние среды обитания живых организмов и жизнедеятельности людей. Отсюда возникает необходимость создания *медицинской геофизики*, как *важнейшего раздела экологической геофизики*.

11.5. Медицинская геофизика

11.5.1. Цели и задачи медицинской геофизики. *Медицинская геофизика* - это раздел экологической геофизики, предназначенный для исследования влияния естественных (природных) и искусственных (техногенных) геофизических полей на здоровье людей. Она близка к *медицинской физике*, которая может быть определена как комплекс знаний об использовании физических полей для диагностики и лечения людей (в медицине) и животных (в ветеринарии) (Богословский В. А. и др., 2000).

Корни медицинской физики и геофизики уходят в отдаленное прошлое, а история использования физических методов врачевания насчитывает не одну сотню лет. Еще в XVI в. известный врач Парацельс (1493 - 1541 гг.) писал: "Тому, кто изучил ветры, молнию и погоду, известно происхождение болезней". Наш великий соотечественник М. В. Ломоносов (1711 - 1765 гг.) видел причины многих заболеваний в воздействии неблагоприятных атмосферных факторов, особенно температурных. Однако фактически медицинские физика и геофизика стали формироваться в XX в., когда были научно обоснованы представления о воздействии физических полей на сложные биогеохимические процессы в организме

человека. Было показано, что физические поля могут влиять на вырабатываемые организмом *биологически активные вещества* (эндогенные лекарства - интерфероны, антибиотики, эндорфины и др.). При этом жизнь и здоровье людей зависят как от *естественных геофизических*, так и от накладывающихся на них *искусственных физических полей*. В том случае, если известна направленность влияния этих полей, можно применять с лечебными целями специально создаваемые *управляемые физические поля*. Изучение *геопатогенной* (вредной) и *витагенной* (полезной) роли геофизических и физических полей является целью и основной задачей медицинской геофизики и физики.

11.5.2. Влияние физических и геофизических полей на здоровье человека. Для природных естественных геофизических полей и процессов на Земле характерна *ритмичность*, т. е. изменение их интенсивности (энергии или амплитуды) с определенной периодичностью (квазигармонические, квазиимпульсные изменения во времени). При этом средний уровень того или иного поля, точнее его измеряемые параметры, остаются достаточно постоянными на протяжении значительного времени. Иными словами, имеются убедительные данные о том, что *преобладающей формой* существования природных геологических процессов и геофизических полей на Земле является *спокойная, фоновая, штилевая, эволюционная, т. е. ее можно назвать нормальной* (Яницкий, 1998). Лишь их малая часть (во времени около 5%) является *аномальной, беспокойной, катастрофической, синхронно проявляющейся в виде геодинамических процессов* (землетрясения, вулканизм, обвалы и др.), *вариаций физических полей* (геомагнитного, корпускулярных излучений, магнитотеллурического, радиационного, инфразвуковых колебаний в атмосфере, электростатического и др.), *погодно-климатических* (циклоны, антициклоны, изменения освещенности, приземной температуры и др.).

Для разных физических полей Земли *фоновая (нормальная)* составляющая интенсивности меняется на земной поверхности по-разному. Так полный вектор напряженности геомагнитного поля на полюсах Земли в два раза больше, чем на экваторе. В области региональных магнитных аномалий, например, Курской (КМА) она в десять раз больше, чем та, которая должна быть на данной широте. С увеличением широты к северному и южному полюсам Земли ускорение силы тяжести увеличивается примерно на 5 мГл/км. В геопатогенных зонах измеряемые параметры физических полей, как правило, завышены. В целом интенсивности нормальных физических полей в разных районах суши и океанов остаются устойчивыми, по-разному меняясь в результате аномальных космо-геофизических вариаций, особенно *катастрофических*. Нормальные и аномальные природные явления обусловлены *галактическими* (движения звезд и других космических тел), *солнечными* (изменение солнечной активности), *земными* (солнечно-лунные приливы, внутриземные геологические процессы) и другими процессами.

Основными длиннопериодными ритмами в послепалеогеновой геологической истории Земли являются глобальные геологические метациклы длительностью в млрд. лет: 2,5 - 1,6; 1,6 - 0,8; 0,8 - 0,24; 0,24 - настоящее время.

а внутри них меньшей длительности: 300 - 150, 50 - 40, 5 - 3 млн. лет и 400 - 100, 2 - 1 тыс. лет (Атлас временных вариаций..., 1994, 1998, 2002). Природа этих процессов скорее *космическая*, а точность определения длительности циклов не очень высокая. Изменения *солнечной активности* изучены лучше. Они более устойчивы и характеризуются ритмическими процессами со следующими *периодами*: *многолетними* (8000, 600 - 500, 60, 22 и 11 лет), *сезонными*, *кратными солнечным* (24 ч) и *лунным* (24,8 ч) *суткам*, *часовыми* (12, 6, 3 ч), *минутными* (95 - 85, 45 - 40, 33 - 30, 24 - 21, 17 - 15 мин) (см. 6.13). Примерно такими же периодами обладают *пульсации гамма-квантов в атмосфере*, *колебательные процессы в магнитосфере* и других физических полях.

Несомненно, что за миллионы лет существования биосферы эволюция приспособила биоту и человека к *нормальной штилевой ритмичности*, когда изменения (вариации) физических процессов и полей (гравиметрического, геомагнитного, электромагнитных теплового и радиационного) происходят в узких пределах, регулярно, длительное время. Поэтому в результате эволюции в организмах выработаны *автоколебательные* процессы того же спектра, что и природные. Практически у животных и человека наблюдается система взаимосвязанных многолетних, годовых, сезонных, месячных солнечно- и лунно-суточных, часовых, минутных, секундных и меньших *биоритмов*. Они характеризуют ритмические физиологические процессы на уровне организма, отдельных органов и клеток. Так у человека на клеточном уровне наблюдаются биохимические колебания нейтральных молекул, ионов, ферментов, гормонов, элементов крови, электрических зарядов и др. Существуют также сердечные, мозговые, сосудистые и другие ритмы. Все они являются способом *целесообразной приспособляемости* организмов к ритмам Вселенной, особенно к электромагнитным космо-гелиофизическим. В результате происходит *синхронизация* внутренних *эндогенных биоритмических автоколебательных процессов* в организмах с *внешними, природными, экзогенными геофизическими полями, их энергией, а может быть и передаваемой информацией*.

По Л. З. Бобровникову среди *биологически активных* выделяются следующие периоды (или интервалы периодов): от 0,01 до 10 с, по-видимому, непосредственно влияющие на мозговые и сердечно-сосудистые процессы, а также 1,5; 3; 6; 12; 24 ч (солнечно-суточные), 24 и 8 ч (лунно-суточные) ритмы, управляющие биохимическими процессами в организмах людей. Видимо, 90-минутный биоритм является одним из *главнейших для земных организмов*. С периодом 90 мин изменяются: концентрация кортизона (гидрокортизона) в плазме крови и концентрации основных элементов крови, желудочные сокращения и секреторная функция почек, смены фаз сна, зрительной активности, работоспособности и т. д. Биоритм в 90 мин, как и другие биоритмы, указывает лишь на средний период, т. к. биологические процессы являются нестационарными и нелинейными, зависящими от многих, достаточно случайных внешних и внутренних факторов. Характерно, что колебательные процессы на Солнце также отличаются периодами, близкими к 90 мин и кратными этой величине.

В период катастроф, магнитных бурь, штормов и других резких изменений физических полей спокойствие природных ритмов нарушается и происходит *десинхронизация* внешних (природных) и внутренних (биологических) ритмов. У людей здоровых внутренние биоритмы управляются иммунной и другими системами организма таким образом, чтобы сохранить ритмичность до восстановления спокойной природной ритмики, т. е. имеется запас прочности автоколебательных систем. У детей, пожилых и больных людей происходят хронические стойкие нарушения биоритмов, что приводит к болезням.

Установлено, что *нарушения синхронизации биоритмов* или *десинхроз физиологических процессов* наиболее успешно могут быть восстановлены путем воздействия на людей низкочастотными магнитными и электрическими полями определенных амплитуд и спектров, т. е. заболевающему организму навязываются биоритмы, такие же, как у здоровых людей.

11.5.3. Медицинские аспекты и санитарные нормы воздействия естественных и техногенных геофизических полей на организм человека. Как отмечалось выше, геофизические поля Земли отличаются ритмичностью и относительным постоянством амплитуды в штилевые, спокойные периоды развития и импульсным резким их изменениям в периоды геофизических бурь, штормов. Биосфера и человек за миллионы лет эволюции приспособились к подобной структуре геофизических полей.

В разных регионах и даже участках Земли средняя интенсивность (амплитуда) полей определяется как *нормальной составляющей*, которая зависит от геофизических координат (для гравитационных, геомагнитных, магнитотеллурических полей) или общих геолого-тектонических условий (для радиационных, упругих, тепловых полей), так и от *аномальной составляющей*: природной, связанной с петрофизическим строением и техногенной, обусловленной уровнем физических помех за счет антропогенно-техногенной деятельности. Современный человек встречается с постепенно увеличивающимся уровнем интенсивности геофизических полей и климатических условий при пользовании авиатранспортом и особенно при работе на космических кораблях. Перемещаясь из одного суточного ритма в другой, из одного сезона года в другой, из одного среднего уровня геофизических и технических полей в другой, человек попадает в условия *десинхрониза*, т. е. нарушения физиологических, биохимических и иных биоритмов, что приводит к ослаблению иммунной системы. Восстановление всех биоритмов происходит тем медленнее, чем на большее число часовых поясов осуществлялся перелет (при перелете на 8 часовых поясов адаптационные процессы заканчиваются на 12 - 15 сут). Ускорить адаптацию человеческого организма к новым условиям может низкочастотная *синхрокорректирующая аппаратура* Л. З. Бобровникова.

Накопленный опыт изучения источников физического воздействия на людей, длительности и интенсивности их воздействия позволил подойти к оценке санитарных норм и уровней воздействия физических полей, превышение которых может вызвать различные заболевания.

Медицинские аспекты длительного воздействия естественных
и техногенных геофизических полей на организм человека
(по В.А. Богословскому)

Поле	Источники и виды воздействия	Единицы измере- ния	Условия воздействия	Санитарная норма, уровень воздействия	Заболевания
1	2	3	4	5	6
1. Радиационное	Аномальное радоновое загрязнение почво- грунтов, подземных вод	бэр, мЗв	Проживание в пределах активных геодинамичес- ких зон;	ПДД: 1 мЗв (0,1 бэра) в год, в среднем за любые 5 лет, но не более 5 мЗв (0,5 бэр) в год	Онкологические заболевания органов дыхания, внутренних органов, лейкоemia, заболевания репродуктивных органов
	Аномальное воздействие радиоизотопов горных пород	бэр, мЗв	Проживание в непро- ветриваемых подваль- ных помещениях;	То же	То же
			Работа на добывающих предприятиях; произ- водство и использова- ние стройматериалов, удобрений, проживание в зонах повышенного радиационного фона	То же	То же

Продолжение табл. 18

1	2	3	4	5	6
	Атомная энергетика: - добыча, обогащение, производство ядерного топлива;	бэр, мЗв	Проживание вблизи объектов ядерной энергетики;	ПДД: кат. А (персонал) 20 мЗв (2 бэра) в год в среднем за любые 5 лет, но не более 50 мЗв (5 бэр) в год	Опухоли органов дыхания; рак бронхов, легких; злокачествен- ные новообразования
	- работа реакторов, регенерация топлива;			кат. Б (население) 1 мЗв (0,1 бэра) в год, в среднем за любые 5 лет, но не более 5 мЗв (0,5 бэр) в год	Различные виды онкологических заболеваний
	Радиационное загрязне- ние литосферы: - ядерные испытания в атмосфере и литосфере;	бэр, мЗв	Проживание на террито- рии, загрязненной радионуклидами	Среднегодовая эквивалентная доза облучения более 1,0 мЗв (0,1 бэр)	Опухоли кожи (гиперке- разиты, рак, лейко- кератозы); поражение фолликулярного аппарата; онкологи- ческие заболевания внутренних органов
	- захоронение радио- активных отходов;	бэр, мЗв	Пребывание вблизи объектов захоронения радиоактивных отходов	ПДД: 20 мЗв/год (2 бэра/год) в среднем за любые 5 лет	То же
	- аварии ядерных установок и радиацион- ное загрязнение территорий		Пребывание на территории радиа- ционного загрязнения	ПДД: 200 мЗв (20 бэр) за время работы на территории	Лучевая болезнь в различных формах: - острая (при однократ- ном или кратковре-

1	2	3	4	5	6
					менном воздействии многократно превышающим ПДД и ПДВ) - хроническая (систематическое воздействие при дозах превышающих ПДД)
2. Электромагнитное (ЭМП) в МГц 0,06 - 3 3 - 30 30 - 50 50 - 300 0,006 - 1,5 30 - 50	Радиопередатчики, источники радиочастот	В/м	Пребывание в зоне влияния аномального электромагнитного поля	Напряженность эл. составляющей в течение суток: 50 20 10 5 напряженность магнитной составляющей в течение суток: 5,0 0,3	Снижение иммунитета, системные заболевания; сердечно-сосудистые и нервные заболевания; заболевания мозга; органов зрения, генетические последствия (в стадии изучения) Сердечно-сосудистые и нервные заболевания, заболевания мозга органов зрения, генетические последствия (в стадии изучения)
		А/м	Пребывание в зоне влияния аномального магнитного поля		

1	2	3	4	5	6
ЭМП в диапазоне 300 МГц - 300 ГГц	Установки СВЧ Вращающиеся и скандирующие антенны	Вт/м ²	Пребывание в зоне влияния установок СВЧ, ВЧ	Плотность потока энергии в течение суток: 0,1 - 1,0	Заболевания органов зрения (катаракта); нервные расстройства; системные заболевания (в стадии изучения)
Электрическое поле промышленной частоты (50 Гц)	Промышленные силовые установки, электромоторы, силовое оборудование шахт, водозаборов, подземного транспорта	кВ/м	Проживание в условиях аномального воздействия токов промышленной частоты	Напряженность электрического поля в течение суток: 5,0	Аварийный травматизм за счет опосредованного влияния блуждающих токов; нарушение работы сердечно-сосудистой системы (в стадии изучения)
3. Электрическое	Естественные источники постоянного электрического поля ($E_{да}$, $E_{ф}$, $E_{ов}$). Искусственные источники постоянного тока	мВ/м	Проживание в пределах отрицательных и положительных аномалий естественного электрического поля	Минимальный уровень напряженности поля: ±15 - 20	Нарушения работы сердечно-сосудистой системы, бронхов и легких (в стадии изучения) Возможны оздоровительные эффекты воздействия в связи с воздействием электромагнитного поля

1	2	3	4	5	6
4. Вибрационное	Воздействие механизмов, транспорта, строительства на верхнюю часть литосферы	Гц	Проживание (пробывание) в зоне аномального вибрационного воздействия	Частотный диапазон: 1 - 10 ⁻¹ 1 - 10 1 - 30 1 - 200 10 ³ - 10 ⁵	Заболевания вестибулярного аппарата Заболевания органов дыхания Заболевания органов зрения, системные заболевания Физиологические расстройства: сердечно-сосудистые, опорно-двигательные, нервные (ангионеврозы, ангиотроfoneврозы) Поражение мышечных тканей и суставов, вибрационная болезнь
5. Акустическое ультразвуковое	Широкополосный шум, ультразвуковое воздействие	дБ (кГц)	Проживание (пробывание) в зоне аномального акустического (ультразвукового) воздействия	50 (12,5)	Снижение слуха, невриты, снижение иммунитета, системные, нервные заболевания, снижение иммунитета
6. Гравитационное и магнитное	Региональные аномалии гравитационного и магнитного поля, связанные со строением литосферы	мГл, нТл, нТл/км	Проживание вблизи крупных аномалообразующих объектов (разломов, тектонических структур, выходов)	5 - 10 100 5 - 10	Соматические, генетические, инфекционные (наведенные) заболевания (в стадии изучения)

1	2	3	4	5	6
	Градиенты магнитного поля Локальные техногенные аномалии гравитационного и магнитного полей Вариации гравитационного поля Земли Вариации магнитного поля Земли	мГл, нТл, нТл/км мГл (час) сут.	пород повышенной плотности и намагнитченности) Проживание вблизи объектов, создающих узлокальные гравитационные (подземные полости, зоны извлечения полезных ископаемых) и магнитные аномалии (слабое постоянное воздействие) Солнечно-лунные приливно-отливные вариации Невозмущенные солнечносуточные и лунносуточные вариации фонового поля	5 - 10 100 5 - 10 0,15 - 0,25 (12) 28 - 30	Соматические, генетические, инфекционные (наведенные) заболевания (в стадии изучения) Психосоматические реакции, сердечно-сосудистые и нервные расстройства, связанные с нарушением биоритмов организма (в стадии изучения) То же

1	2	3	4	5	6
		с, мин	Возмущенные периодические вариации аномального и фонового полей	0,1 с - 10 мин	То же
		час	Возмущенные аperiodические вариации (магнитные бури)	0,4 - 6	То же
7. Тепловое	Естественные источники тепловых аномалий (выходы термальных вод, зоны повышенных значений теплового потока, зоны активного вулканизма и др.) Техногенные источники тепловых аномалий	°С	Проживание вблизи термальных источников (тепловое, повышенное радиационное, геохимическое воздействие)	$t_c > 24\text{ }^{\circ}\text{C}$ $t_m > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ $t_r > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$	Онкологические заболевания, заболевание желез внутренней секреции, легочные и сердечно-сосудистые заболевания
			Проживание в зоне техногенного теплового загрязнения: - прямое воздействие на организм; - косвенное воздействие аномалий T° на окружающую среду	$t_c > 24\text{ }^{\circ}\text{C}$	Снижение иммунитета; сердечно-сосудистые, легочные заболевания; Аварийный травматизм; заболевания, обусловленные развитием болезнетворных организмов
				$0 < t < 100\text{ }^{\circ}\text{C}$	

Обозначения: ПДД - предельно допустимая доза воздействия; ПДВ - предельно допустимый выброс; СВЧ - сверхвысокая частота электромагнитного поля; ВЧ - высокая частота электромагнитного поля; $E_{\text{да}}$ - напряженность диффузионно-адсорбционного электрического поля; $E_{\text{ф}}$ - напряженность фильтрационного электрического поля; $E_{\text{ов}}$ - напряженность окислительно-восстановительного электрического поля; t_c - среднесуточная температура; t_m - среднемесячная температура; t_r - среднегодовая температура

В табл. 18, составленной В. А. Богословским, представлены медицинские аспекты длительного воздействия естественных и техногенных геофизических полей на организм человека. При составлении таблицы автором использовались санитарные нормы, установленные Российскими государственными стандартами, санитарные нормы, принятые в различных ведомствах и организациях (строительных, горнодобывающих, геолого-разведочных, сельскохозяйственных, транспортных, энергетических), а так же оценки воздействия, сделанные на основе анализа многочисленных отечественных и зарубежных литературных источников. В таблице рассматриваются естественные и техногенные источники и виды физического воздействия, условия этого воздействия, учитывающие его пространственно-временные факторы, а также особенности пребывания людей на конкретной территории или объекте. Приводятся наиболее характерные заболевания и реакции организма на воздействия, превышающие установленные нормы.

В качестве примера остановимся на медицинских аспектах воздействия естественных электромагнитных полей. Ведущими среди этих полей являются *геомагнитные вариации*, которые количественно принято характеризовать *числом Вольфа (W)*, пропорциональным общему числу пятен и групп пятен на Солнце. Изучение чисел Вольфа первого со времени начала наблюдений 11-летнего цикла (1755 - 1766 гг.) до 23-го (1997 - 2008 гг.) выявило, что в середине (второго и четвертого года каждого цикла) числа Вольфа возрастают в 50 - 100 раз (Атлас временных вариаций..., 1998 г.). *В годы максимумов солнечной активности возрастают:* число и интенсивность магнитных бурь; особенно весной (март-апрель) и осенью (сентябрь-октябрь); плотности потока радиационного фона, потока корпускулярного излучения Солнца; интенсивности радиационного фона, потока корпускулярного излучения, вертикальной составляющей естественного электростатического поля; вариаций напряженности геомагнитного поля, электрических полей ионосферы и магнитотеллурических полей. На Земле в районе разломов и других геопатогенных зон увеличиваются потоки радона и гелия, возникают инфранизочастотные упругие колебания и т. п. *Подобные аномальные по интенсивности и частоте изменения практически всех геофизических полей, особенно в годы повышенной солнечной активности и магнитных бурь, в частности весенних и осенних, сказываются на состоянии биосферы и здоровье людей.* В частности, по Л. З. Бобровникову прежде всего нарушаются ведущие 90-минутные биоритмы, изменяющие проницаемость клеточных мембран, приводящие к изменению биохимических и физиологических процессов, отрицательному влиянию на нервную, эндокринную, кровеносную, кроветворную и иммунную системы, а также практически на все интенсивно функционирующие органы.

Постоянное геомагнитное поле влияет на организмы животных и человека за счет наличия в них скоплений магнетита органического происхождения в различных частях тела (у птиц - в передней части черепа, у человека, по-видимому, - в надпочечниках и коре головного мозга). В живых организмах могут возникать магнитные поля и за счет ионных био-

токов. В целом напряженности магнитных полей организмов на 2 - 5 порядков меньше, чем у геомагнитного поля. Тем не менее взаимодействия между ними существуют.

Вопросы для самоконтроля

1. Что означают понятия экогеология, геоэкология, экогеофизика и геофизическая экология?
2. Задачи и методы экологической геофизики?
3. Какими методами изучаются геодинамические процессы?
4. В чем состоят экологические аспекты сейсмологии, электрометрии, термометрии, ядерной геофизики?
5. Назовите методы геофизики, предназначенные для изучения вещественного (геохимического) загрязнения почв, грунтов, подземных вод продуктами жизнедеятельности и отходами производства?
6. Что такое техническое (физическое, энергетическое) загрязнение геологической среды?
7. Какие геофизические методы используются для изучения вещественного и энергетического загрязнения геологической среды?
8. Что такое медицинская геофизика?

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. *Бродовой В. В.* Комплексирование геофизических методов. М. Недра, 1991, 330 с.
2. *Комплексирование методов разведочной геофизики.* Справочник геофизика. Под ред. В. В. Бродового и А. А. Никитина. М., Недра, 1984, 384 с.
3. *Кунин Н. Я.* Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М., Недра, 1972, 267 с.
4. *Тархов А. Г., Бондаренко В. М., Никитин А. А.* Комплексирование геофизических методов. М., Недра, 1982, 295 с.
5. *Хмелевской В. К.* Геофизические методы исследования земной коры. Книга 1., 1997, 275 с. - Книга 2. Дубна, 1999, 183 с.

Дополнительная

6. *Богословский В. А., Жигалин А. Д., Хмелевской В. К.* Экологическая геофизика. М., 2000, 254 с.
7. *Бродовой В. В.* Геофизические исследования в рудных провинциях. М., Недра, 1984, 270 с.
8. *Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю.* Моделирование в разведочной геофизике. М., Недра, 1987, 192 с.
9. *Вахромеев Г. С.* Экологическая геофизика. Иркутск: Изд. ИрГТУ, 1995.
10. *Голиздра Г. Я.* Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М., Недра, 1988, 211 с.
11. *Козлов Е. А.* Определение экономической эффективности геофизических методов на нефть и газ. М., Недра, 1980, 195 с.
12. *Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач.* Под ред. В. Е. Никитского и В. В. Бродового. М., Недра, 1987, 472 с.
13. *Кузнецов О. Л., Никитин А. А.* Геоинформатика. М., Недра, 1992, 302 с.
14. *Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии.* М., Недра, 1985, 183 с.
15. *Никитин А. А.* Теоретические основы обработки геофизической информации, М., Недра, 1986, 342 с.
16. *Петрофизика* (авт. Вахромеев Г. С., Ерофеев Г. Я., Канайкин В. С., Номоконова Г. Г.). Изд. Томского университета, Томск, 1997, 462 с.
17. *Савич А. И., Яценко З. Г.* Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. М., Недра, 1979, 214 с.
18. *Федынский В. В.* Разведочная геофизика. М., Недра, 1967, 672 с.
19. *Элланский М. М.* Петрофизические основы комплексной интерпретации данных геофизических исследований скважин. М. Изд. ГЕРС, 2001, 229 с.

А. А. Никитин
В. К. Хмелевской

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Компьютерная верстка
Л.И. Гевчук
В.Г. Зайцева
Технический корректор
Н.В. Царева

Подготовка оригинал-макета - ООО "Издательство ГЕРС".
Лицензия ИЗД № 74-6 от 20.01.2000.
170000, г. Тверь, ул. Новоторжская, 12Б.
Тел.: (0822) 76-11-00.

Подписано в печать 16.09.2004 г.
Формат 60 x 84 ¹/₁₆. Бумага офсетная. Гарнитура Times.
Печать офсетная. Усл. печ. л. - 17,1.
Тираж 500 экз. Заказ №2447.
Отпечатано: ГУП РПП.

**Авторы посвящают эту книгу
250-летию Московского Университета**

