

В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ, В.И. КОСТИЦЫН

О С Н О В Ы

ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Министерство образования и науки Российской Федерации

Федеральное государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Московский государственный университет
имени М.В.Ломоносова»

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Пермский государственный университет»

В.К. Хмелевской, В.И. Костицын

О С Н О В Ы Г Е О Ф И З И Ч Е С К И Х М Е Т О Д О В

*Допущено Учебно-методическим объединением (УМО) по
классическому университетскому образованию Российской
Федерации в качестве учебника для студентов, обучающихся
по специальности 020302 «Геофизика»*

Пермь 2010

УДК 550.83
ББК 26.2я73
Х65

Хмелевской В.К.

Х65 Основы геофизических методов: учебник для вузов / В.К. Хмелевской, В.И. Костицын; Перм. ун-т. – Пермь, 2010. – 400 с.: ил.

ISBN 978-5-7944-1428-8

Рассмотрены физико-геологические основы геофизических методов, принципы решения прямых и обратных задач, даны общие сведения об аппаратуре, методике и технике проведения работ, обработке и интерпретации геофизических материалов. Приведены геологические задачи, решаемые гравиразведкой, магниторазведкой, электроразведкой, сейсморазведкой, терморазведкой, ядерной геофизикой и геофизическими методами исследований скважин.

Учебник предназначен для студентов высших учебных заведений специальности «Геофизика» по дисциплинам «Основы геофизических методов» и «Введение в геофизику», а также является учебным пособием по дисциплине «Геофизика» для других геологических специальностей.

Соавторами отдельных разделов являются М.Г. Попов (1.14, 1.17, 1.23–1.25, 2.1–2.16, 2.27–2.37), П.Ю. Пушкарев (3.13–3.16), А.Г. Яковлев (3.17, 3.18) и В.Л. Снегирев (4.12–4.23).

Учебник подготовлен и издан в соответствии с программой развития Пермского государственного университета в категории «Национальный исследовательский университет».

УДК 550.83
ББК 26.2я73

Рецензенты: *Долгаль А.С.*, доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геопотенциальных полей Учреждения Российской академии наук Горный институт Уральского отделения РАН (г. Пермь);
Никитин А.А., доктор физико-математических наук, заслуженный деятель науки РФ, профессор Российского государственного геологоразведочного университета (г. Москва)

© Хмелевской В.К., Костицын В.И.

ISBN 978-5-7944-1428-8

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	12
ГЛАВА 1. ГРАВИРАЗВЕДКА	23
1.1. Сила тяжести	23
1.2. Потенциал силы тяжести	25
1.3. Производные потенциала силы тяжести	26
1.4. Нормальное значение силы тяжести	27
1.5. Редукции силы тяжести	28
1.6. Аномалии силы тяжести	32
1.6.1. Сглаживание аномалий Буге	33
1.6.2. Разделение наблюдаемого гравитационного поля на региональное и локальное	34
1.7. Плотность горных пород – физический параметр эффективности гравirazведки	35
1.8. Принципы и аналитические способы решения прямых и обратных задач гравirazведки.....	37
1.9. Прямая и обратная задачи для шара.....	39
1.10. Прямая и обратная задачи для горизонтального бесконечно длинного кругового цилиндра.....	41
1.11. Прямая и обратная задача для вертикального уступа (сброса).....	43
1.12. Графическое определение аномалий силы тяжести двухмерных тел с помощью палетки Гамбурцева	44
1.13. Численные методы решения прямых и обратных задач гравirazведки	46
1.14. Принципы измерений силы тяжести и гравиметрическая аппаратура.....	47
1.14.1. Динамические методы.....	48
1.14.2. Статические гравиметры.....	49
1.15. Кварцевые астазированные гравиметры	51
1.15.1. Принцип действия кварцевой упругой системы.....	54
1.15.2. Принцип действия температурного компенсатора.....	56
1.15.3. Внешний осмотр прибора перед полевыми наблюдениями.....	56
1.15.4. Регулировка диапазона измерений	57
1.15.5. Проверка юстировки уровней	58
1.15.6. Определение цены деления отсчетного устройства....	60
1.15.7. Определение чувствительности гравиметра	63
1.15.8. Определение длительности переходного процесса.....	63

1.15.9. Определение коэффициента надежности гравиметра.	65
1.16. Новые типы гравиметров	66
1.17. Вариометры и градиентометры	68
1.18. Методики гравиметрических съемок	70
1.19. Создание и уравнивание опорной сети	72
1.20. Методики гравиметрических наблюдений на рядовой сети	74
1.20.1. Методика однократных измерений (МОИ).....	75
1.20.2. Методики повторных измерений (МПИ)	77
1.20.3. Методика измерения отдельных приращений (МИОП)	78
1.20.4. Оптимизация методики измерения отдельных приращений (МИОП).....	79
1.21. Оценка точности полевых наблюдений и аномалий. Определение внутренней и внешней сходимости наблюдений..	80
1.22. Морская, авиационная, подземная, скважинная и другие виды гравиразведки.....	83
1.23. Интерпретация аномалий силы тяжести	85
1.23.1. Качественная интерпретация.....	86
1.23.2. Количественная интерпретация	87
1.24. Геологическое истолкование гравитационных аномалий..	94
1.25. Применение гравиразведки для решения различных геологических задач.....	96
1.25.1. Общая гравиметрическая съемка для изучения земной коры и тектонического районирования.....	96
1.25.2. Гравиразведка при региональном тектоническом районировании.....	97
1.25.3. Гравиразведка при поисках и разведке полезных ископаемых	98
1.25.4. Применение гравиразведки для изучения техногенных процессов в верхней части геологической среды.....	100
Вопросы для самопроверки.....	100
ГЛАВА 2. МАГНИТОРАЗВЕДКА.....	102
2.1. Главные элементы магнитного поля	102
2.2. Единицы измерений.....	105
2.3. О происхождении магнитного поля Земли.....	105
2.4. Нормальное геомагнитное поле.....	106
2.5. Аномальные геомагнитные поля	107

2.6. Вариации земного магнетизма.....	108
2.7. Намагниченность горных пород и руд.....	109
2.8. Магнитная восприимчивость горных пород и руд	110
2.9. Остаточная намагниченность пород и руд	112
2.10. Основные положения теории магниторазведки	114
2.11. Поле магнитного диполя	115
2.12. Прямая и обратная задачи для намагниченного вертикального бесконечно длинного столба (стержня)	119
2.13. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного шара	121
2.14. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного тонкого пласта бесконечного простира ния и глубины	123
2.15. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного горизонтального цилиндра бесконечного простирания	125
2.16. Численные методы решения прямых и обратных задач магниторазведки	127
2.17. Измеряемые параметры геомагнитного поля	127
2.18. Оптико-механические магнитометры	127
2.19. Феррозондовые магнитометры	128
2.20. Ядерно-прецессионные (протонные) магнитометры.....	129
2.21. Квантовые магнитометры.....	130
2.22. Общая характеристика методики полевой магнитной съемки	130
2.23. Способы полевой магнитной съемки	132
2.24. Результаты полевой магнитной съемки	133
2.25. Аэромагнитная съемка.....	134
2.26. Гидромагнитная съемка.....	135
2.27. Интерпретация и задачи, решаемые магниторазведкой ...	135
2.28. Количественная интерпретация данных магниторазведки.....	138
2.29. Геологическое истолкование данных магниторазведки...	144
2.30. Общие магнитные съемки Земли.....	145
2.31. Палеомагнитные исследования.....	146
2.32. Магниторазведка в решении задач региональной геологии	148
2.33. Применение магниторазведки при геологическом картировании	148

2.34. Применение магниторазведки для поисков железорудных месторождений	149
2.35. Поиски месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.....	149
2.36. Изучение геолого-петрографических особенностей и трещиноватости пород	150
2.37. Применение магниторазведки для решения инженерно-геологических, гидрогеологических и экологических задач	150
Вопросы для самопроверки.....	151
ГЛАВА 3. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА	153
3.1. Естественные переменные электромагнитные поля	155
3.2. Естественные постоянные электрические поля	157
3.3. Искусственные постоянные электрические поля.....	158
3.4. Искусственные переменные гармонические электромагнитные поля	161
3.5. Искусственные импульсные (неустановившиеся) электромагнитные поля	162
3.6. Сверхвысокочастотные поля.....	164
3.7. Биогеофизические поля	165
3.8. Электромагнитные свойства горных пород.....	165
3.8.1. Удельное электрическое сопротивление горных пород.....	166
3.8.2. Электрохимическая активность и поляризуемость горных пород	168
3.8.3. Диэлектрическая и магнитная проницаемость	169
3.9. Общие принципы решения прямых задач электроразведки	170
3.10. Нормальные поля в электроразведке	172
3.11. Электрическое поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой	175
3.12. Принципы решения обратных задач электроразведки	178
3.13. Электроразведочная аппаратура и оборудование	179
3.13.1. Переносная электроразведочная аппаратура	181
3.13.2. Электроразведочные станции.....	182
3.13.3. Аэроэлектроразведочные станции	183
3.14. Электромагнитное зондирование	183
3.14.1. Электрическое зондирование	185
3.14.2. Зондирование методом вызванной поляризации.....	189
3.14.3. Магнитотеллурические методы	190

3.14.4. Зондирование методом становления поля.....	193
3.14.5. Частотное электромагнитное зондирование	194
3.14.6. Высокочастотные зондирования	195
3.15. Электромагнитные профилирования	196
3.15.1. Метод естественного электрического поля.....	198
3.15.2. Электропрофилирование методом сопротивлений ...	199
3.15.3. Электропрофилирование методом вызванной поляризации	200
3.15.4. Метод переменного естественного электромагнитного поля	201
3.15.5. Низкочастотное гармоническое профилирование.....	201
3.15.6. Методы переходных процессов	203
3.15.7. Аэроэлектроразведка.....	203
3.15.8. Радиоволновое профилирование.....	204
3.15.9. Сверхвысокочастотные методы профилирования.....	205
3.16. Подземно-скважинные методы электроразведки.....	205
3.16.1. Поляризационные объемные методы	206
3.16.2. Метод заряженного тела	207
3.16.3. Индукционное просвечивание	208
3.16.4. Метод радиоволнового просвечивания	209
3.17. Интерпретация результатов электроразведки	210
3.17.1. Качественная интерпретация электромагнитных зондирований	210
3.17.2. Физико-математическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований	212
3.17.3. Геолого-геофизическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований	218
3.17.4. Области применения электромагнитных зондирований	221
3.18. Интерпретация результатов электромагнитных профилирований и скважинно-подземных методов электроразведки	222
3.18.1. Интерпретация данных электромагнитных профилирований	223
3.18.2. Интерпретация данных скважинно-подземной электроразведки.....	226
3.18.3. Особенности геологического применения электромагнитных профилирований и объемных методов.....	227

Вопросы для самопроверки.....	228
ГЛАВА 4. СЕЙСМОРАЗВЕДКА	231
4.1. Основы теории упругости	232
4.2. Упругие волны	233
4.3. Основы геометрической сейсмологии	234
4.4. Типы сейсмических волн.....	237
4.5. Сейсмические среды и границы	239
4.6. Упругие и пьезоэлектрические свойства горных пород и сред.....	240
4.6.1. Скорости распространения упругих волн в различных горных породах	241
4.6.2. Поглощение упругих волн в горных породах.....	242
4.6.3. Типы скоростей волн в слоистых средах	243
4.6.4. Сейсмоэлектрические свойства горных пород	244
4.7. Принципы решения прямой задачи сейсморазведки	246
4.8. Прямая и обратная задача отраженной волны для двухслойной среды с наклонной границей раздела	247
4.10. Принципы решения обратной задачи метода рефрагированных волн	264
4.11. Пьезоэлектрический и сейсмоэлектрический эффекты....	266
4.12. Сейсморазведочная аппаратура и оборудование	267
4.12.1. Источники упругих волн	268
4.12.2. Каналы записи и воспроизведения	269
4.12.3. Принципы устройства сейсморазведочных станций и установок.....	272
4.13. Виды сейсморазведки	273
4.14. Сравнительная характеристика методов отраженных и преломленных волн	275
4.15. Системы наблюдений в методе отраженных волн.....	277
4.16. Системы наблюдений в методе преломленных волн.....	282
4.17. Организация наземных сейсморазведочных работ	283
4.18. Морская сейсморазведка	284
4.19. Скважинные и подземные сейсмические исследования ..	284
4.20. Наземный и подземный сейсмоэлектрические методы	286
4.21. Обработка данных сейсморазведки.....	287
4.21.1. Ручная обработка сейсмограмм.....	288
4.21.2. Цифровая обработка сейсмических данных	290
4.21.3. Построение временных разрезов.....	291
4.21.4. Обработка данных метода общей глубинной	

точки	292
4.22. Количественная интерпретация данных сейсморазведки.....	293
4.22.1. Определение скоростей упругих волн в многослойных толщах над выявленными отражающими и преломляющими границами.....	293
4.22.2. Определение геометрии разреза.....	296
4.22.3. Геологическое истолкование данных сейсморазведки.....	297
4.23. Области применения сейсморазведки.....	299
4.23.1. Глубинная сейсморазведка.....	299
4.23.2. Структурная сейсморазведка.....	301
4.23.3. Нефтегазовая сейсморазведка.....	302
4.23.4. Рудная сейсморазведка.....	304
4.23.5. Инженерно-гидрогеологическая сейсморазведка.....	304
Вопросы для самопроверки.....	306
ГЛАВА 5. ТЕРМОРАЗВЕДКА.....	309
5.1. Тепловое поле Земли и его параметры.....	309
5.1.1. Общая характеристика теплового поля Земли.....	309
5.1.2. Региональный тепловой поток в земной коре.....	311
5.1.3. Локальный тепловой поток.....	312
5.2. Принципы теории терморазведки.....	312
5.3. Тепловые и оптические свойства горных пород.....	314
5.4. Аппаратура для геотермических исследований.....	316
5.5. Радиотепловые и инфракрасные съемки.....	318
5.6. Региональные термические исследования.....	318
5.7. Локальные методы терморазведки.....	321
5.7.1. Поисково-разведочные термические исследования....	321
5.7.2. Применение терморазведки для решения инженерно-геологических, гидрогеологических и геоэкологических задач.....	322
Вопросы для самопроверки.....	323
ГЛАВА 6. ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА.....	325
6.1. Естественная радиоактивность.....	326
6.2. Параметры радиоактивности.....	327
6.3. Взаимодействие ионизационных излучений с окружающей средой.....	329
6.4. Радиоактивность минералов.....	332
6.5. Радиоактивность горных пород, руд и вод.....	332

6.6. Ядерно-физические свойства горных пород.....	334
6.6.1. Гамма-лучевые свойства горных пород	335
6.6.2. Нейтронные свойства горных пород	336
6.7. Аппаратура ядерной геофизики.....	337
6.8. Радиометрические методы разведки	341
6.8.1. Аэрогамма-съёмка	342
6.8.2. Автогамма-съёмка	344
6.8.3. Пешеходная (наземная) гамма-съёмка	345
6.8.4. Радиометрический анализ проб горных пород и стенок горных выработок	347
6.8.5. Задачи, решаемые гамма-съёмкой	348
6.8.6. Эманационная съёмка	349
6.8.7. Подземные методы изучения естественной радиоактивности	350
6.8.8. Определение абсолютного возраста пород	351
6.9. Ядерно-геофизические методы.....	352
6.9.1. Нейтронные методы	353
6.9.2. Гамма-методы	354
Вопросы для самопроверки.....	355
ГЛАВА 7. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ	
СКВАЖИН.....	357
7.1. Скважина – объект разведки недр и геофизических исследований	358
7.2. Принципы решения прямых и обратных задач ГИС	359
7.3. Физико-геологическая классификация геофизических исследований скважин.....	360
7.4. Принципы устройства каротажных станций и скважинных приборов	363
7.5. Методы технологического контроля состояния скважин ..	367
7.6. Кавернометрия	367
7.7. Инклинометрия	368
7.8. Перфорация скважин	369
7.9. Обработка каротажных диаграмм	369
7.10. Электрические методы исследования скважин.....	371
7.11. Другие методы электрометрии скважин	378
7.12. Ядерные методы исследования скважин	379
7.12.1. Методы изучения естественной радиоактивности горных пород в скважинах	380
7.12.2. Методы скважинных исследований	

с искусственным облучением горных пород	380
7.13. Сейсмоакустические методы исследования скважин	383
7.13.1. Сейсмические методы	383
7.13.2. Акустические методы.....	383
7.14. Другие методы геофизических исследований	
скважин	386
7.14.1. Термический каротаж.....	386
7.14.2. Магнитный и гравитационный скважинные	
методы	387
7.15. Качественная интерпретация результатов	
геофизических исследований скважин	388
7.16. Геологическое расчленение разрезов скважин.....	389
7.17. Количественная интерпретация результатов	
геофизических исследований скважин	392
7.17.1. Оценка пористости, проницаемости,	
коллекторских свойств и нефтегазоносности пород.....	392
7.17.2. Принципы количественной интерпретации ГИС	
рудных, угольных, инженерно-гидрогеологических	
скважин.....	394
Вопросы для самопроверки.....	395
Литература	398

ВВЕДЕНИЕ

Геофизика – наука, изучающая строение Земли, прежде всего земной коры, с помощью исследования естественных и искусственных физических полей. Геофизика занимает уникальное положение на стыке естественных и точных наук (математики, физики, химии, географии, геологии, астрономии). Она использует достижения названных фундаментальных наук и таких научно-прикладных дисциплин, как космонавтика, геодезия, геодинамика, информатика, электроника и автоматика, ставя перед ними немало проблем теоретического и прикладного плана.

Иногда геофизику отождествляют с физикой Земли, однако последняя наука изучает лишь Землю как планету и ее оболочки: каменную – литосферу, мощностью порядка 100 км, астеносферу, простирающуюся до глубин 400 км, мантию – до глубин 2900 км, ядро внешнее (до глубин 5100 км) и внутреннее (до центра Земли).

Глобальная геофизика как обобщающая фундаментальная наука включает не только физику Земли, но и геофизику космоса и атмосферы, гидросферы, а также науки, изучающие конкретные физические поля Земли: гравиметрию, магнитометрию, геоэлектрику, сейсмологию, сейсмометрию, термометрию, ядерную геофизику. Из этих фундаментальных геофизических наук выделяются научно-прикладные разделы. Так, *геофизика воздушной оболочки* включает физику космоса и атмосферы, метеорологию и климатологию. *Геофизика водной оболочки (гидросферы)* состоит из гидрофизики, океанологии, физики моря, лимнологии (изучение озер), гидрологии (изучение рек), подземной гидросферы, гляциологии (изучение ледников).

Из геофизики литосферы выделились *разведочная, или прикладная геофизика* с методами, имеющими большое практическое значение при поисках и разведке полезных ископаемых и называемыми гравиразведкой, магниторазведкой, электроразведкой, сейсморазведкой, терморазведкой, ядерной геофизикой и *методы геофизических исследований скважин (ГИС)*.

Целью прикладной геофизики является восстановление истории развития, строения, состава, параметров геологических объектов и поиски полезных ископаемых на основе информации о физических полях с помощью проведения наблюдений со специальной геофизической аппаратурой.

Предметом исследований геофизических методов (прикладной геофизики) являются: глубинные структуры земной коры на суше и в океанах (платформенные, геосинклинальные, рифтовые области, океанические впадины и др.), кристаллический фундамент, осадочный чехол, полезные ископаемые в них, верхняя часть земной коры, называемая геологической (геофизической) средой.

Основные задачи геофизических исследований земной коры: изучение состава, строения и состояния пород, слагающих земную кору, а также их динамики, выявление полезных ископаемых и изучение геологической среды как основы для промышленного, сельскохозяйственного, гражданского и военного освоения и сохранения ее экологических функций как источника жизни на Земле путем косвенного изучения физических полей. Формально они сводятся к обнаружению геологических объектов, оценке их геометрии, а по физическим свойствам к определению их геологической природы.

В соответствии с решаемыми задачами *основными прикладными направлениями* и методами геофизических исследований земной коры являются: глубинная, региональная, разведочная (нефтегазовая, рудная, нерудная, угольная), инженерная (инженерно-геологическая, гидрогеологическая, почвенно-мелиоративная, мерзлотно-гляциологическая) и экологическая геофизика.

Каждое физическое поле характеризуется определенными параметрами. Так, гравитационное поле определяется ускорением свободного падения или силы тяжести (g) и его градиентами (g_x, g_y, g_z); геомагнитное поле – полным вектором напряженности T и его элементами (вертикальным Z горизонтальным H); электромагнитное – векторами магнитной (H) и электрической (E) составляющими; упругое – скоростями (V) распространения различных упругих волн; термическое – температурами ($T^\circ C$); ядерно-физическое – интенсивностями естественного излучения

(J_γ) и искусственно вызванных ($J_{\gamma\gamma}$, J_{nn}) гамма- и нейтронных излучений.

Выявление геофизических аномалий – сложная математическая и техническая проблема, поскольку оно проводится на фоне не всегда однородного и спокойного нормального поля среди разнообразных помех геологического, природного, техногенного характера (неоднородности верхней части геологической среды, неровности рельефа, космические, атмосферные, климатические, промышленные и другие помехи), т.е. всегда наблюдается интерференция полей разной природы. При этом бывает как простое наложение (суперпозиция) параметров полей, так и их сложные, нелинейные взаимодействия. Измерив те или иные физические параметры по системам обычно параллельных профилей или маршрутов и выявив аномалии, можно как судить о свойствах пород, так и получить сведения о геологическом строении исследуемого массива.

Аномалии определяются, прежде всего, изменением физических свойств горных пород по площади и по глубине. Так, гравитационное поле зависит от изменения плотности пород (σ); магнитное поле – от магнитной восприимчивости (k) и остаточной намагниченности (J_γ); электрическое и электромагнитное поля – от удельного электрического сопротивления пород (ρ), диэлектрической (ε) и магнитной (μ) проницаемостей, электрохимической активности (α) и поляризуемости (η); упругое поле – от скорости распространения (V) и затухания (β) различных типов волн, а последние, в свою очередь – от плотности упругих констант (модуль Юнга (E), коэффициент Пуассона (δ) и др.); термическое поле – от тепловых свойств: теплопроводности (λ_T), теплоемкости (C) и др.; ядерные – от естественной радиоактивности, гамма-лучевых и нейтронных свойств.

Физические свойства горных пород меняются иногда в небольших пределах (например плотность меняется от 1 до 6 г/см³), а иногда в очень широких пределах (например, удельное электрическое сопротивление изменяется от 0,001 до 10¹⁵ Омм). В зависимости от целого ряда физико-геологических факторов одна и та же порода может характеризоваться разными свойствами, и наоборот, разные породы могут не отличаться по некоторым свойствам. Изучение физических свойств горных пород и

связи их с минеральным и петрографическим составом, а также водо-, газо-, нефтенасыщенностью является предметом исследований петрофизики.

По способу проведения работ геофизические исследования подразделяются на технологические комплексы: аэрокосмические (дистанционные), полевые (наземные), акваториальные (или аквальные, океанические, морские, речные), подземные (шахтно-рудничные), геофизические исследования скважин (ГИС). Иногда дистанционные методы изучения Земли с помощью самолетов, вертолетов, искусственных спутников, пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций не считают геофизическими, поскольку при этих работах преобладают съемки в видимом диапазоне спектра электромагнитных волн (фото- и телевизионные съемки). Однако кроме таких визуальных наблюдений все чаще используются дистанционные методы невидимого диапазона электромагнитных волн: инфракрасные, радиолокационные (радарная и радиотепловая), радиоволновые, ядерные, магнитные и другие съемки, которые являются сугубо геофизическими.

Геофизические исследования скважин (ГИС) занимают особое место в геофизике, отличаются от наземных геофизических методов специальной аппаратурой и техникой наблюдений, имеют большое прикладное значение при документации геологических разрезов скважин. Эти методы называют также **промысловой геофизикой**, или **каротажем**.

Верхние оболочки Земли исследуются не только геофизическими методами, но и методами других наук: геологии, геохимии, географии и др. Геофизические методы исследования, базируясь на этих науках, являются, прежде всего, геологическими. Вместе с тем, давая другим наукам о Земле всевозможную информацию, они изменяют сам характер геологоразведочных работ. О большой роли геофизики говорит, например, такой факт: треть ассигнований и четверть специалистов в геологоразведочных организациях связаны с геофизикой.

Теория геофизических методов исследований – физико-математическая, а по применению – прикладная наука и относится, скорее всего, к точным наукам в отличие от описательной геологии, какой она все еще является. Математическое модели-

рование, т.е. решение геофизических задач с помощью математики, настолько сложно, что здесь используются передовые ее достижения и самый высокий уровень компьютеризации. При решении геофизических задач в немалой степени совершенствуется математический аппарат. Математическое решение прямых задач, т.е. определение параметров физического поля по известным физическим свойствам, размерам и форме геологических объектов однозначно, хотя иногда и очень сложно. Вместе с тем одно и то же распределение параметров физического поля может соответствовать различным соотношениям физических свойств и размеров геологических объектов. Иными словами, математическое решение обратной задачи геофизики (как и вообще математической физики), т.е. определение размеров геологических объектов и свойств слагающих их пород по наблюдаемому полю, не только значительно сложнее, но и, как правило, неоднозначно.

Аппаратура геофизических методов исследования основана на использовании механики, электроники, автоматики, вычислительной техники, т.е. способы измерений - физико-технические. При этом инструментальный уровень очень высокий, а сама аппаратура через каждые 5–10 лет полностью обновляется.

Методика, т.е. способ проведения работ, сводится к профильным, а чаще площадным геофизическим съемкам. Густота сети наблюдений зависит от поставленных задач, масштабов съемки, размеров и глубины залегания разведываемых объектов.

Результатом геофизических съемок являются графики и карты наблюдаемых параметров поля. Их обработка состоит из трансформаций наблюдаемых полей, качественного (визуального) выделения аномалий, их физико-математической интерпретации, выполняемой с помощью компьютеров и геологического истолкования результатов. Физико-математическая интерпретация выполняется на основе физико-геологических моделей (ФГМ), приближенно соответствующих реальным геологическим объектам.

Сущность моделирования сводится к аппроксимации разведываемых объектов априорными (до опыта) ФГМ, т.е. телами простой геометрической формы (шар, столб, цилиндр,

пласт и др.) или сложной формы с разными контрастностями их физических свойств по сравнению с окружающей средой. Для выбранных ФГМ решаются прямые задачи, и теоретические материалы сравниваются с наблюдаемыми. Меняя параметры ФГМ, в ходе математического моделирования добиваются минимальных расхождений расчетных и наблюдаемых полей. Полученные апостериорные (после опыта) ФГМ и являются наиболее вероятным результатом интерпретации. Чтобы получить более однозначную интерпретацию, нужна дополнительная информация: сведения о физических свойствах пород, например, по ГИС или другим геолого-геофизическим методам. Процессы обработки экспериментальных данных и физико-математической интерпретации разрабатываются в вычислительной геофизике.

Геологическое истолкование геофизических данных основывается на полнейшем использовании всей качественной и особенно количественной параметрической геологической информации. С ее помощью устанавливаются теоретические, логические или статистические связи между геолого-геофизическими характеристиками среды, полученные на эталонных и опорных точках, которые переносятся на все рядовые точки наблюдения.

Эффективность разведочной геофизики в решении той или иной задачи определяется правильным выбором метода (или комплекса методов), рациональной и высококачественной методикой и техникой проведения работ, качеством как геофизической интерпретации, так и геологического истолкования результатов.

Сложность геофизической интерпретации объясняется как неоднозначностью решения обратной задачи, так иногда и приближенностью самого решения. Поэтому из нескольких возможных вариантов интерпретации необходимо выбрать наиболее достоверный, что можно сделать, если использовать все сведения о физических свойствах пород района исследований, об их литологии, тектоническом строении, гидрогеологических условиях. Иными словами, лишь при хорошем знании геологии района можно дать наиболее достоверное истолкование результатов геофизических методов исследований, что требует совме-

стной работы геофизиков и геологов при интерпретации. Последнее, очевидно, нельзя выполнить, если геофизики не имеют прочных знаний по геологическим дисциплинам и слабо знакомы с изучаемым районом, а геологи не разбираются в сущности и возможностях тех или иных методов геофизической разведки.

Важнейшим методологическим принципом является комплексирование геофизических методов: межметодное геофизическое (применение хотя бы 2–3 из перечисленных методов геофизики), разноуровневое (аэрокосмические, аквально-полевые, подземно-скважинные наблюдения), междисциплинарное (использование геологической, гидрогеологической, биологической, медицинской и другой информации). Методика комплексных исследований характеризуется стадийностью (переходом от легких методов к тяжелым, от мелких масштабов к крупным), выбором типовых комплексов для определенных условий и решаемых задач, переходом к рациональным экономически обоснованным методам решения конкретных задач. Теория комплексной интерпретации на базе компьютерных технологий разрабатывается вычислительной геофизикой или геофизической информатикой. Цель комплексной интерпретации сводится к достижению однозначности геологических выводов путем выбора, анализа, оптимизации физико-геологической модели.

Возрастание роли геофизики в связи с увеличением глубин и сложности разведки месторождений ведет не к замене геологических методов геофизическими, а к рациональному их сочетанию, широкому использованию данных геофизики всеми геологами. Единство и взаимодействие геологической и геофизической информации – руководящий методологический принцип комплексирования наук о Земле. Объясняется это тем, что возможности каждого частного метода геологоразведки (геологическая съемка, бурение, проходка выработок, геофизика, геохимическая разведка и др.) ограничены. Однако в любых условиях геофизика облегчает разведку глубокозалегающих полезных ископаемых, особенно в труднодоступных районах. *Сближение и совместное использование геологической и геофизической информации – единственный разумный и экономически целесообразный путь изучения недр.*

Таким образом, **разведочная (прикладная) геофизика и скважинная (промысловая) геофизика** – это многогранные научно-прикладные дисциплины со сложной структурой. Существуют разные подходы к их классификации:

1) по геофизическим полям (гравиразведка, магниторазведка, электроразведка, сейсморазведка, терморазведка и ядерная геофизика);

2) по технологиям и месту проведения работ (аэрокосмические, полевые, акваториальные, подземные методы и геофизические исследования скважин);

3) по прикладным направлениям и решаемым задачам (глубинная, региональная, разведочная, инженерная и экологическая геофизика);

4) по видам деятельности (теоретическая, инструментальная, экспериментальная, вычислительная и интерпретационная геофизика).

История развития геофизики. В период с середины XIX в. до 1920-х годов возникла общая геофизика. Отдельные ее отрасли зародились и развивались в пределах других дисциплин: физики, механики, астрономии, геодезии. Возникли гравиметрия, учение о земном магнетизме, сейсмология, электрометрия. Активно геофизические методы исследования недр начали развиваться с 1920-х гг. Однако ее физико-математические основы заложены значительно раньше. Так же давно началось использование физических полей Земли для практических целей.

Ранее других методов возникла **магниторазведка**. Первые сведения о применении компаса для разведки магнитных руд в Швеции относятся к 1640 г. Теория **гравиметрии** берет свое начало с 1687 г, когда Ньютон сформулировал закон всемирного тяготения. В 1753 г. М.В.Ломоносов высказал мысль о связи значений силы тяжести на земной поверхности с внутренним строением Земли и разработал идею газового гравиметра. Его же работы в области **сейсмологии**, атмосферного электричества можно считать первыми, относящимися к геофизическим исследованиям Земли. Первыми работами по **электроразведке** можно считать наблюдения Р.Фокса (Англия) в 1830 г. естественной поляризации сульфидных залежей и Е.И.Рогозина (Россия), который в 1903 г. дал первое изложение основ этого метода. В

1913 г. К. Шлюмберже (Франция) разработал метод электроразведки постоянным током, а в 1918 г. К. Зунберг и Н. Лунберг (Швеция) предложили электроразведку переменным током. Со времени установления Кулоном закона взаимодействия магнитных масс (1785 г.) начинается развиваться **теория земного магнетизма**.

Первыми систематическими разведочными работами в России и в мире были съемки Курской магнитной аномалии (КМА), начатые профессором МГУ Э.Е. Лейстом в 1894 г., а также проведенные магнитные съемки на Урале Д.И. Менделеевым и в районе Кривого Рога И.Т. Пассальским в конце XIX в. В 1919 г. были начаты магнитные съемки на КМА. Именно эти работы можно считать началом развития отечественной разведочной геофизики. Теоретические работы Э. Вихерта (Германия) и Б.Б. Голицына (Россия) в начале XX в. в области сейсмологии имели самое непосредственное отношение к созданию сейсморазведки.

За период развития советской и российской геофизики внесли большой вклад в области **гравиразведки**: Б.А. Андреев, А.Д. Архангельский, Б.К. Балавадзе, В.М. Березкин, Ю.Д. Буланже, Е.Г. Булах, К.Е. Веселов, Г.М. Воскобойников, Г.А. Гамбурцев, К.В. Гладкий, Ю.Н. Годин, Г.Я. Голидра, В.И. Гольдшмидт, Н.П. Грушинский, М.С. Жданов, А.А. Заморев, В.К. Иванов, Н.И. Идельсон, И.Г. Клушин, С.С. Красовский, З.А. Крутиховская, М.М. Лаврентьев, О.К. Литвиненко, П.И. Лукавченко, Е.Н. Люстих, В.А. Магницкий, А.К. Маловичко, А.А. Михайлов, Е.А. Мудрецова, Л.Д. Немцов, А.А. Непомнящих, П.М. Никифоров, П.С. Новиков, В.М. Новоселицкий, Б.В. Нумеров, В.Л. Пантелеев, С.А. Поддубный, М.А. Садовский, М.У. Сагитов, Н.Б. Сажина, П.К. Соболевский, Л.В. Сорокин, С.И. Субботин, К.Ф. Тяпкин, Д.Г. Успенский, В.В. Федынский, Э.Э. Фотиади, А.В. Цирульский, О.А. Шванк, П.Ф. Шокин, В.И. Шрайбман, А.А. Юньков, М.И. Юркина, А.Я. Ярош; в области **магниторазведки**: А.Д. Архангельский, И.П. Бахурин, В.П. Боронин, Б.К. Вейнберг, Ф.М. Гольцман, Г.И. Гринкевич, А.П. Казанский, В.В. Колубакин, А.А. Логачев, Д.С. Миков, Н.В. Розе, В.А. Сельский, Т.Н. Симоненко,

Б.М. Яновский; в области *электроразведки*: Л.М. Альпин, И.М. Блох, В.Р. Бурсиан, Л.Л. Ваньян, А.В. Вешев, В.Н. Дахнов, А.И. Заборовский, Е.Н. Каленов, А.П. Краев, А.А. Огильви, И.К. Овчинников, А.А. Петровский, А.М. Пылаев, А.С. Семенов, А.Г. Тархов, А.Н. Тихонов, В.А. Фок, Ю.В. Якубовский; в области *сейсморазведки*: И.С. Берзон, Г.Н. Боганик, В.С. Воюцкий, Е.И. Гальперин, Г.А. Гамбурцев, Б.Б. Голицын, С.В. Гольдин, И.И. Гурвич, Е.В. Карус, О.К. Кондратьев, П.П. Лазарев, В.И. Мешбей, В.П. Номоконов, Г.И. Петрашень, М.К. Полшков, Н.Н. Пузырев, Ю.В. Ризниченко, Л.А. Рябинкин, Е.Ф. Саваренский, А.К. Урупов, О.Ю. Шмидт; в области *ядерной геофизики*: В.И. Баранов, Ю.П. Булашевич, В.И. Вернадский, В.В. Ларионов, Е.М. Филиппов; в области *геофизических исследований скважин (промышленной геофизики)*: Л.М. Альпин, М.И. Бальзамов, О.К. Владимиров, В.Н. Дахнов, Г.В. Горшков, А.Н. Граммаков, Д.В. Жабрев, С.С. Итенберг, С.Г. Комаров, А.М. Нечай, Н.А. Савостьянов, В.А. Сельский, А.С. Семенов, М.М. Соколов, В.А. Фок, В.В. Шаскольский, В.А. Шпак.

В настоящее время по уровню развития теории обработки и интерпретации данных геофизических методов и практическому их использованию отечественная геофизика занимает передовые позиции в мире. Ведущими учеными в этих направлениях являются по *гравиразведке*: Ю.Н. Авсюк, Ю.В. Антонов, В.И. Аронов, П.И. Балк, А.С. Варламов, А.Г. Гайнанов, В.А. Гершанок, В.М. Гордин, А.С. Долгаль, Л.Я. Ерофеев, Г.И. Каратаев, А.И. Кобрунов, Ю.П. Конценебин, В.Н. Конешов, В.И. Костицын, М.И. Лапина, В.В. Ломтадзе, П.С. Мартышко, В.С. Миронов, В.Р. Мелихов, В.О. Михайлов, И.Н. Михайлов, В.А. Романюк, С.А. Серкерев, З.М. Слепак, В.И. Старостенко, В.Н. Страхов, В.Г. Филатов, М.С. Чадаев; по *магниторазведке*: Ю.И. Блох, Л.А. Гершанок, Ю.С. Глебовский, Ф.М. Гольцман, В.М. Гордин, А.М. Городницкий, Л.А. Золотая, Т.Б. Калинина, В.Е. Никитский, Д.К. Нурғалиев, М.Г. Попов, Г.А. Трошков, В.В. Филатов; по *электроразведке*: М.Н. Бердичевский, В.А. Богословский, Д.С. Даев, В.П. Колесников, Б.К. Матвеев, И.Н. Модин, П.Ю. Пушкарев, А.А. Редозубов, В.М. Сапожников, Б.С. Светов, В.В. Спичак, В.К. Хмелевской,

В.А. Шевнин, М.Н. Юдин, А.Г. Яковлев; по *сейсморазведке*: Ю.П. Ампилов, Л.Д. Бовт, В.И. Бондарев, М.Л. Владов, Г.Н. Гогоненков, Е.А. Козлов, О.Л. Кузнецов, Т.И. Облогина, В.Б. Писецкий, О.А. Потапов, М.Б. Рапопорт, В.И. Рыжков, И.А. Санфиоров, Б.А. Спасский, Ю.В. Тимошин; по *ядерной геофизике*: В.А. Мейер, Р.А. Резванов, А.Г. Талалай, В.И. Уткин; по *геофизическим исследованиям скважин*: Н.С. Березовский, А.М. Блюменцев, Р.А. Валиуллин, Б.Ю. Вендельштейн, Г.С. Возжеников, И.Н. Гайворонский, Ю.И. Горбачев, С.И. Дембицкий, В.М. Добрынин, Ф.Х. Еникеева, В.Ю. Зайченко, Г.М. Золоева, В.И. Иванников, Л.Е. Кнеллер, В.Ф. Козяр, Ю.И. Кузнецов, В.В. Лаптев, Э.Е. Лукьянов, А.А. Молчанов, А.С. Некрасов, В.М. Сапожников, И.Г. Сквородников, В.Г. Фоменко, М.И.Эпов, Г.Г. Яценко; по *комплексированию геофизических методов*: В.В. Антонов, С.В. Аплонов, В.М. Бондаренко, В.В. Бродовой, А.А. Булычев, Г.С. Вахромеев, В.Н. Глазнев, В.В. Калинин, А.А. Кауфман, Н.Я. Кунин, Ф.М. Ляховицкий, А.А. Никитин, В.Е. Никитский, Г.П. Новицкий, В.В. Попов, Н.И. Селиверстов, В.С. Сурков, А.Г. Тархов, С.В. Шалаев, Н.В. Шаров, С.А. Шихов, В.К. Хмелевской.

В основу данного издания положены учебники и учебные пособия **В.К. Хмелевского**, изданные им в разные годы в Московском государственном университете (МГУ), Международном университете природы, общества и человека «Дубна» и лекции **В.И. Костицына**, читаемые студентам Пермского государственного университета (ПГУ) по специальности «Геофизика».

Авторы благодарят **Наталью Марковну Ржевиту** за долгий, кропотливый и нелегкий труд по подготовке компьютерного макета учебника.

Предложения и замечания можно направлять по адресу: 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15. Пермский государственный университет, кафедра геофизики. Костицыну Владимиру Ильичу.

Факс: (342) 237-16-11, (342) 239-68-32.

E-mail: geophysic@psu.ru; kostitsyn@psu.ru.

ГЛАВА 1. ГРАВИРАЗВЕДКА

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

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

1.1. Сила тяжести

Силой тяжести (F) называют равнодействующую двух сил – силы ньютоновского притяжения всей массой Земли ($F_{\text{н}}$) и центробежной силы, возникающей вследствие суточного вращения Земли (P). Отнесенные к единице массы, эти силы харак-

теризуются ускорениями силы тяжести $g = F/m$, ньютоновского притяжения $f = F_n/m$ и центробежным $p = P/m$. Ускорение силы тяжести равно геометрической сумме ускорения притяжения и центробежного ускорения (рис. 1.1). Обычно в гравиметрии, когда говорят «сила тяжести», подразумевают именно ускорение силы тяжести.

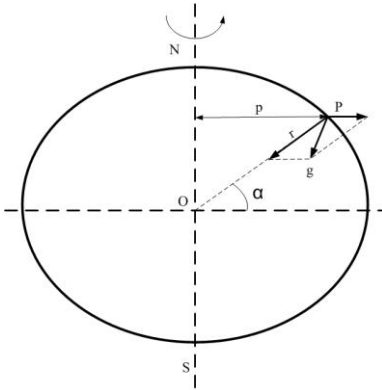


Рис. 1.1 Ускорение силы тяжести и его составляющие

Единицей ускорения в системе СИ является м/с^2 . В гравиметрии традиционно используют единицу – **Гал**, равную 1 см/с^2 . В среднем на Земле значение силы тяжести составляет 981 Гал. В практике гравиразведки применяется величина в 1000 раз меньшая, получившая название миллигал (**мГал**), и в 1 000 000 раз меньшая – микрогал (**мкГал**).

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

$$F_n \approx G \frac{mM}{r^2}, \quad (1.1)$$

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

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

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

где ω – угловая скорость вращения Земли.

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

Земля в первом приближении является эллипсоидом вращения, причем экваториальный радиус $a = 6378$ км, а полярный $c = 6357$ км, $a - c = 21$ км. Разная величина радиуса Земли на полюсе и экваторе наряду с изменением центробежной силы приводит к увеличению g на полюсе ($g_n = 983$ Гал) по сравнению с g на экваторе ($g_e = 978$ Гал). По известным g и r были определены масса Земли $M = 5,98 \cdot 10^{24}$ кг и ее средняя плотность $\sigma_3 = 5,51 \cdot 10^3$ кг/м³ (5,51 г/см³).

1.2. Потенциал силы тяжести

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

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

В пределе при малом Δr имеем

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

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

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

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

Таким образом, *геоид* – это условная уровенная поверхность, совпадающая со средним уровнем океанов, открытых морей и продолженная под континентами так, чтобы она в каждой точке была горизонтальна, т.е. перпендикулярна линиям силы тяжести.

1.3. Производные потенциала силы тяжести

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

Если ось z направить к центру Земли, то $\frac{\partial W}{\partial x} = \frac{\partial W}{\partial y} = 0$, а

$$g = \frac{\partial W}{\partial z} .$$

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

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

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

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

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

1.4. Нормальное значение силы тяжести

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

Принимая Землю за сфероид, Клеро получил следующую приближенную формулу:

$$\gamma_0 = g_0 \left(1 + \beta \sin^2 \varphi \right),$$

где g_0 – сила тяжести на экваторе; φ – географическая широта пункта наблюдения; β – коэффициент, зависящий от угловой скорости вращения и сжатия сфероида.

Однако Земля соответствует по форме в большей степени геоиду, тогда нормальные значения силы тяжести для его поверхности рассчитываются по формуле

$$\gamma_0 = g_3 \left(1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi + \beta_2 \cos^2 \varphi \cos 2\lambda \right), \quad (1.4)$$

где λ – географическая долгота пункта наблюдения.

Коэффициенты β , β_1 и β_2 зависят от формы Земли, ее угловой скорости вращения, распределения масс. Наиболее широко используется **нормальная формула Гельмерта**

$$\gamma_0 = 978030(1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi), \quad (1.5)$$

где φ – широта гравиметрического пункта. Имеются и другие формулы, полученные исследователями в разных странах и в разные годы.

При наличии координат пунктов нормальные значения γ могут быть найдены по таблицам Бурдюкова. В условиях, когда неизвестны точные географические координаты, а известна лишь некоторая средняя широта участка работ, нормальное значение для I -й точки может быть определено по формуле

$$\gamma_i = \gamma_{on} + \frac{\Delta\gamma}{\Delta l} \Delta x_i,$$

где γ_{on} – нормальное значение на опорном пункте, $\frac{\Delta\gamma}{\Delta l}$ – горизонтальный градиент изменения нормального поля, Δx_i – расстояние по широте от опорной точки до текущей в метрах.

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

1.5. Редукции силы тяжести

В наблюдаемые значения силы тяжести вводятся **поправки (редукции)**. Введение поправок необходимо потому, что нормальные значения относятся к поверхности геоида, которая совпадает с уровнем океана, а измеренные значения относятся к действительной (реальной) земной поверхности. Для того чтобы все наблюдения силы тяжести были сопоставимы, их приводят к одной поверхности – уровню геоида, т.е. как бы опускают точку

наблюдения на этот уровень. Это осуществляется путем введения поправок за высоту, за притяжение промежуточного слоя и окружающий рельеф. Иногда поправки называют еще *редукциями*.

Основными являются поправки:

- 1) за высоту,
- 2) за притяжение промежуточного слоя,
- 3) за влияние рельефа.

1. Определение *поправки за высоту (или за свободный воздух, или Фая)* сводится к учету изменения силы тяжести в связи с перемещением точки наблюдения на высоту H . Значение поправки в миллигалах получим по формуле

$$\delta g_e = 0,3086H, \quad (1.6)$$

где H – превышение точки наблюдения относительно уровня приведения в метрах, а $0,3086$ – значение нормального вертикального градиента. При введении данной редукции в наблюдаемые значения $g_{\text{наб}}$ считается, что между точкой измерения и уровнем приведения отсутствуют притягивающие массы.

2. Вторая редукция носит название *поправки за промежуточный слой* $\Delta g_{\text{пр.сл.}}$, и ее значение в миллигалах для каждой точки наблюдения можно получить по формуле притяжения плоскопараллельного слоя:

$$\delta g_{\text{пр.сл.}} = 2\pi G\sigma H = 0,0419\sigma H, \quad (1.7)$$

где $G = 2/3 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3/\text{г} \cdot \text{с}^2$ – значение гравитационной постоянной в системе СГС; плотность пород σ берется в $\text{г}/\text{см}^3$, а превышение H – в метрах. Смысл данной редукции сводится к учету влияния масс между уровнем приведения и точкой наблюдения. Поправка имеет знак, противоположный знаку поправки за свободный воздух.

Разность поправок за высоту и промежуточный слой дает поправку Буге:

$$\delta g_B = 0,3086H - 0,0419\sigma H. \quad (1.8)$$

При плотности, равной $2,3 \text{ г/см}^3$, поправку Буге можно найти из выражения:

$$\delta g_B = 0,2122H. \quad (1.9)$$

3. Суть **поправки за влияние рельефа местности** заключается в том, чтобы представить рельеф вокруг точки наблюдения в виде горизонтальной плоскости, проходящей через данную точку. Величина поправки определяется путем решения различными способами прямой гравиметрической задачи на основе замены реальных масс, слагающих рельеф, модельными представлениями.

Для нахождения действия рельефа **центральной зоны**, определяемой как $0,4 \div 0,5 \text{ см}$ в масштабе карты, проводятся топографические работы в радиусе до $50 \div 200 \text{ м}$ (в зависимости от сложности рельефа), затем рельеф по направлениям его максимального изменения аппроксимируется, например, двумя наклонными плоскостями и поправка определяется по формуле

$$\delta g_{у.з.} = \frac{1}{4} \pi G \sigma \rho_0 \left[tg^2 \beta_1 \left(1 - \frac{9}{16} tg^2 \beta_1 \right) + \right. \\ \left. + tg^2 \beta_2 \left(1 - \frac{9}{16} tg^2 \beta_2 \right) \right], \quad (1.10)$$

где σ – плотность пород, слагающих рельеф, чаще всего принимается равной $2,3 \text{ г/см}^3$, ρ_0 – радиус центральной зоны,

$$tg \beta_1 = h_1 / \rho_0; \quad tg \beta_2 = h_2 / \rho_0.$$

Здесь h_1 и h_2 – превышения рельефа на расстоянии ρ_0 относительно гравиметрического пункта по первой и второй плоскостям. Выражая ρ_0 в метрах и поправку в миллигалах, получим

$$\frac{1}{4} \pi G = 0,52 \cdot 10^{-2}.$$

Если рельеф представить одной плоскостью с максимальным углом наклона β , то влияние центральной зоны выразится формулой

$$\begin{aligned} \delta g_{ц.з.} &= \frac{1}{2} \pi G \sigma \rho_0 t g^2 \beta \left(1 - \frac{9}{16} t g^2 \beta\right) = \\ &= 1,05 \cdot 10^{-2} \sigma \cdot \rho_0 t g^2 \beta \left(1 - \frac{9}{16} t g^2 \beta\right). \end{aligned} \quad (1.11)$$

Для применения формул (1.10) и (1.11) на практике нужно измерить углы наклона местности рельефа в направлении максимального изменения высот.

Эти формулы можно представить через табулированные функции $F(\beta)$, тогда поправка за центральную зону выразится более простыми формулами:

$$\begin{aligned} \delta g_{ц.з.} &= 0,065 \rho_0 \left[F(\beta_1) + F(\beta_2) \right] \\ \delta g_{ц.з.} &= 0,053 \rho_0 F(\beta). \end{aligned} \quad (1.12)$$

Коэффициенты в формулах получены при $\sigma = 2,0 \text{ г/см}^3$, ρ_0 – в метрах и гравитационной постоянной $G = 2/3 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3/\text{г} \cdot \text{с}^2$; поправку получаем в миллигалах.

Действие рельефа центральной зоны может быть также определено с помощью гравитационного эклиметра (поправкомера), позволяющего находить поправку за рельеф непосредственно в миллигалах.

Влияние рельефа *дальней зоны* можно учитывать по палетке Лукавченко, состоящей из концентрических окружностей и радиальных линий. При наличии разрезов рельефа по радиальным линиям круговой палетки целесообразно воспользоваться прямоугольной палеткой Дергачева, в основе построения которой лежит формула

$$\delta g_i = \frac{\pi}{n} G \delta \frac{h^2 \Delta \rho}{\rho_i \cdot \rho_{i+1}}, \quad (1.13)$$

где δg_i – цена деления одной клетки, n – число секторов, h – превышение рельефа в клетке, $\Delta\rho$ – ширина зоны, ρ_i и ρ_{i+1} – радиусы двух последующих окружностей.

При переходе от одной кольцевой зоны палетки к следующей ширина зоны $\Delta\rho$ увеличивается в 2 раза, а высота h – в $\sqrt{2}$ раз, причем влияние клеток в точке вычисления остается без изменения. Радиусы кольцевых зон в палетке принимаются следующими: 50–100–200–400–800–1600 м и т.д.

Для определения поправки накладываем на каждый из разрезов местности палетку, подсчитываем количество клеток, ограниченных контуром рельефа и нулевой линией палетки, и умножаем на цену деления. Центр палетки следует помещать не в точки на рельефе, а в проекции их на линию приведения. Линию приведения целесообразно совмещать с наименьшей отметкой местности, тогда влияния избыточных масс рельефа следует вычитать.

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

1.6. Аномалии силы тяжести

Аномалия силы тяжести – это разность наблюдаемого значения силы тяжести, приведенного с помощью редукции к уровню геоида, и нормального значения. В соответствии с этим *аномалии силы тяжести в свободном воздухе (или аномалии Фая)* $\Delta g_{св.в.}$ определяются по формуле

$$\Delta g_{св.в.} = g_{нбл} + 0,3086H - \gamma, \quad (1.14)$$

а **аномалии Буге** Δg_B вычисляются по формуле

$$\Delta g_B = g_{\text{нбл}} + 0,3086H - 0,0419\sigma H + \delta g_{\text{рф}} - \gamma. \quad (1.15)$$

Наблюдаемое значение силы тяжести для i -го пункта, относящееся к земной поверхности, можно определить по формуле

$$g_{\text{нбл}} = g_{\text{оп}} + \Delta g_i,$$

где $g_{\text{оп}}$ – абсолютное значение силы тяжести на опорном пункте, Δg_i – приращение силы тяжести между опорным и текущим пунктами, исправленное за смещение нуль-пункта.

Аномалии Фая используются геодезистами для изучения фигуры Земли, а **аномалии Буге** применяются гравиразведчиками для поисков полезных ископаемых. Классические определения аномалий силы тяжести верны для общих съемок (масштаба 1:200 000, 1:100 000). При детальном съемках масштаба 1:10 000 и крупнее аномалиями (в отдельных случаях) могут служить наблюдаемые приращения силы тяжести, исправленные за условный уровень приведения. Изменение значений γ_0 по широтным профилям равно нулю, а вдоль меридианов на малой площади оно незначительно.

1.6.1. Сглаживание аномалий Буге

Для ослабления влияния случайных ошибок целесообразно полученные аномалии Буге подвергать сглаживанию. Сглаживание можно осуществлять при выполнении трех условий: 1) профиль должен быть прямолинейным, 2) шаг по профилю – небольшой (менее $0,5t$, где t – проектная глубина исследований) и 3) шаг – постоянный.

Перечислим три наиболее распространенных способа сглаживания.

1. **Графическое сглаживание.** Наблюденный график, как правило, представляемый в виде ломаной или пилообразной ли-

нии, заменяется плавной кривой вручную. При этом площади, ограниченные ломаной линией по разные стороны от сглаженной кривой, должны быть одинаковы.

2. Аналитическое сглаживание. Основано на приближении аномального графика с помощью математических формул. Приближение можно производить при помощи гармонического анализа или по алгебраическим полиномам Чебышева.

3. Аналитическое сглаживание с использованием аномалий в близких точках. Этот способ наиболее часто применяется в гравиразведке, так как позволяет оценить точность наблюдаемых и сглаженных аномалий.

Если обозначить аномалии в 5 равностоящих точках через $y_{-2}, y_{-1}, y_0, y_1, y_2$, то сглаженное значение $\overline{y_0}$ в средней точке можно определить по формуле

$$\overline{y_0} = y_0 + \frac{12}{35}(y_{-1} + y_1 - 2y_0) - \frac{3}{35}(y_{-2} + y_2 - y_0). \quad (1.16)$$

Для первых двух пунктов в начале профиля и двух последних пунктов в конце профиля сглаженное значение аномалий Буге может быть определено графическим способом или путем экстраполяции.

1.6.2. Разделение наблюдаемого гравитационного поля на региональное и локальное

При гравиметрической съемке в результате обработки данных получаем поле, являющееся суммой многих полей, различных по размерам, интенсивности, направлению простирания и обусловленное различными плотностными неоднородностями. Поэтому возникает задача снятия регионального фона, искажающего интересующее нас локальное поле.

Часто региональный фон определяют графическим способом, проводя на графике линию по точкам с асимптотическими значениями аномалий силы тяжести. Затем строят график локальных аномалий путем вычитания значений регионального фона из наблюдаемых аномалий.

Снять региональный фон можно путем дифференцирования аномалий. Обозначим $\Delta g_{\text{нбл}} = V_z$, тогда при вычислении горизонтального градиента первого порядка по формуле

$$V_{zx}(0) = y_x = \frac{1}{2q} \overline{y_1 - y_{-1}} \quad (1.17)$$

избавимся от линейного фона. При вычислении градиента второго порядка по формуле

$$V_{zxx}(0) = y_{xx} = \frac{1}{q^2} \overline{y_1 - 2y_0 - y_{-1}} \quad (1.18)$$

исключаем влияние квадратичного члена регионального фона. В формулах (1.17) и (1.18) использованы те же обозначения, что и в формуле (1.16), $\overline{y_1}$ – среднее значение аномалии, вычисляемое по формуле:

$$\overline{y_1} = \frac{y_{-1} + y_{+1}}{2},$$

где q – шаг по профилю.

1.7. Плотность горных пород – физический параметр эффективности гравиразведки

Для постановки гравиразведки и особенно истолкования результатов необходимо знать **плотность горных пород** (σ), так как это тот физический параметр, на котором базируется гравиразведка. Плотностью (или объемным весом) называется отношение массы (m) породы к ее объему (V): $\sigma = m/V$.

Обычно плотность определяется для образцов, взятых из естественных обнажений, скважин и горных выработок. Наиболее простым способом определения плотности образца является взвешивание образца в воздухе (m) и в воде (m'), а затем расчет σ . На этом принципе построен наиболее распространенный и

простой прибор для измерения плотности – денситометр, позволяющий определять σ с точностью до 0,01 г/см³.

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

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

Таблица 1.1

Порода, полезное ископаемое	Плотность (г/см³)
Нефть	0,8–1,0
Каменный уголь	1,2–1,5
Снег (рыхлый) – лед – вода	0,12–0,90–1,0
Почва (рыхлая, утрамбованная, све-	1,12–2,2
Песок (сухой – мокрый)	1,4–2,0
Глина	2,0–2,2
Песчаник	1,8–2,8
Известняк	2,3–3,0
Каменная соль	2,1–2,4

Гранит	2,4–3,0
Гнейс	2,4–2,9
Габбро	2,8–3,1
Базальт	2,7–3,3
Железо	7,7–7,9
Медный колчедан	4,1–4,3
Магнетит, гематит	4,9–5,2
Верхняя часть земной коры (средняя)	2,67
Земля (средняя)	5,52
Ядро Земли	12,0

1.8. Принципы и аналитические способы решения прямых и обратных задач гравиразведки

По результатам гравиметрических наблюдений рассчитываются аномалии силы тяжести, обусловленные теми или иными плотностными неоднородностями, а влияние притяжения всей Земли и окружающего рельефа исключается вычитанием нормального поля и введением редуций. Поэтому в математической теории гравиразведки рассчитываются аномалии от тел простых форм: шара, горизонтального цилиндра, вертикального уступа, вертикального цилиндра и других геометрических тел.

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

Аномалия силы тяжести, вызванная притяжением тел известной формы, размера и плотности, может быть вычислена на основании закона всемирного притяжения (закон Ньютона). Пусть в координатной системе x, y, z ось z направлена вниз к центру Земли. Ставится задача: определить в точке наблюдения A (x, y, z) аномальную силу тяжести (Δg) от элементарной массы dm , находящейся в точке M (x', y', z').

По закону Ньютона притяжение единичной массы равно

$$F = Gdm/r^2,$$

где G – гравитационная постоянная, r – расстояние между точками.

Аномалия Δg является проекцией вектора f на ось z :

$$\Delta g = f \cos \alpha = G \frac{dm}{r^2} \cdot \frac{\overrightarrow{z' - z}}{r}, \quad (1.19)$$

где из треугольника ABM $\cos \alpha = \overrightarrow{z' - z} / r$. Это же выражение можно получить с помощью потенциала

$$W = Gdm/r. \quad (1.20)$$

В самом деле,

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

Обозначив плотность притягивающей массы через σ , а ее объем – через ∂V , можно записать:

$$\Delta g = G \frac{\partial V}{r^3} (z' - z).$$

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

Отсюда

$$\Delta g = G(\sigma - \sigma_0) \frac{\partial V}{r^3} (z' - z), \quad (1.21)$$

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

При $\sigma > \sigma_0$ Δg имеет положительный знак, т.е. наблюдается увеличение притяжения, аномалии Δg положительны. При $\sigma < \sigma_0$ Δg имеет отрицательный знак, т.е. наблюдается уменьшение притяжения, аномалии Δg отрицательны.

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

$$\Delta g_v = G(\sigma - \sigma_0) \int_v \frac{(z' - z) \partial V}{r^3}, \quad (1.22)$$

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

1.9. Прямая и обратная задачи для шара

1. Прямая задача. Пусть однородный шар радиусом α и плотностью σ расположен на глубине h в среде с плотностью σ_0 (для простоты центр находится на оси z , а наблюдения проводятся по оси x в точке P) (рис. 1.2).

Формула для вычисления g может быть получена из (1.19 – 1.22) путем замены элемента dm массой шара в силу того, что притяжение однородным шаром происходит так, как если бы вся масса была сосредоточена в центре шара. Учитывая, что $x' = y' = 0$, $z' = h$, $y = z = 0$, получим формулу для шара:

$$\Delta g = GM \frac{h}{r^3} = G(\sigma - \sigma_0) V \frac{h}{r^3} = G(\sigma - \sigma_0) V h / (x^2 + h^2)^{3/2} \quad (1.23)$$

График Δg будет иметь максимум над шаром ($x = 0$) и асимптотически стремиться к нулю при удалении от шара. В

плане изолинии Δg будут иметь вид концентрических окружностей.

Вторая производная (градиент аномалии по профилю наблюдений) равна

$$W_{xz} = \frac{\partial(\Delta g)}{\partial x} = GMh\partial(1/r^3)/\partial x = -3GMhx/r^5. \quad (1.24)$$

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

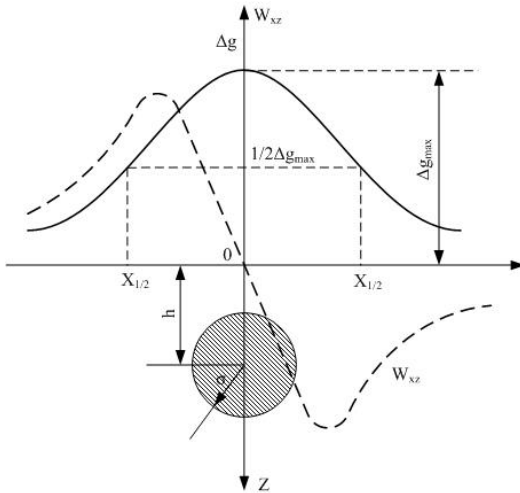


Рис.1.2. Гравитационное поле шара

2. Обратная задача. В соответствии с формулой (1.23) максимум Δg над центром шара ($x = 0$) равен $\Delta g_{\max} = E = GM/h^2$.

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

$$\Delta g_{1/2} = \frac{GM}{2h^2} = \frac{GMh}{\sqrt{a^2 + h^2}^3} \quad \text{или} \quad 2h^3 = \sqrt{a^2 + h^2}^3.$$

Решив последнее уравнение, получим формулу для определения глубины залегания центра шара:

$$h = 1,305x_{1/2}. \quad (1.25)$$

Зная h , легко найти избыточную массу (M):

$$M = E h^2 / G. \quad (1.26)$$

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

$$R = 3,3 \sqrt[3]{\frac{Eh^2}{\Delta\sigma}}, \quad (1.27)$$

где E – в миллигалах, h – в метрах, $\Delta\sigma$ – в г/см³.

1.10. Прямая и обратная задачи для горизонтального бесконечно длинного кругового цилиндра

1. Прямая задача. Рассмотрим бесконечно длинный круговой горизонтальный цилиндр радиусом R , расположенный вдоль оси y (рис. 1.3). Ось наблюдений (x) направим вкострест протирания цилиндра.

Притяжение однородным цилиндром происходит так же, как если бы вся его масса была сосредоточена вдоль вещественной линии, расположенной вдоль оси цилиндра, с массой единицы длины, равной $\lambda = dm/dy = \pi R^2(\sigma - \sigma_0)$. Используя формулу (1.22), можно получить выражения для Δg и W_{xz} :

$$\Delta g = Gh\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial y}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{2Gh\pi R^2(\sigma - \sigma_0)}{x^2 + h^2}, \quad (1.28)$$

$$W_{xz} = \frac{\partial(\Delta g)}{\partial z} = -\frac{4Gh\lambda x}{(x^2 + h^2)^2}. \quad (1.29)$$

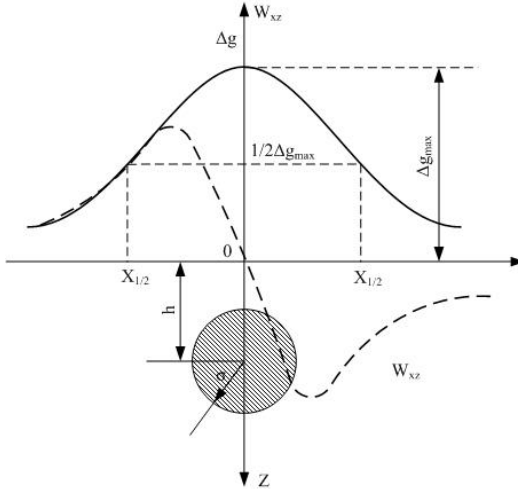


Рис. 1.3. Гравитационное поле бесконечно длинного кругового горизонтального цилиндра

Графики Δg и W_{xz} над шаром и цилиндром внешне похожи (см. рис. 1.2 и 1.3). В плане изолинии Δg над цилиндром будут вытянутыми параллельными линиями.

2. Обратная задача. Из формул (1.22) и (1.28, 1.29) можно при $x = 0$ получить

$$\Delta g_{\max} = 2G\lambda/h. \quad (1.30)$$

Отсюда

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

и

$$h^2 = x_{1/2}^2, \quad h = \pm x_{1/2}, \quad (1.31)$$

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

Определив h и зная избыточную плотность, можно рассчитать

$$\lambda = \pi R^2 (\sigma - \sigma_0) = 0,0075 h \Delta g_{\max} \quad (1.32)$$

и радиус цилиндра:

$$R = \sqrt{\frac{0,0075 h \Delta g_{\max}}{\pi (\sigma - \sigma_0)}}. \quad (1.33)$$

Зная R , можно получить глубины залегания верхней $h_e = h - R$ и нижней $h_n = h + R$ кромок цилиндра W_{xz} .

1.11. Прямая и обратная задача для вертикального уступа (сброса)

1. Прямая задача. Пусть вертикальный уступ (сброс) простирается бесконечно вдоль оси y (рис. 1.4). Наблюдения производятся вдоль оси (x) , ($y = z = 0$), расположенной вкрест простиранья сброса. Если глубина до кровли z_1 и z_2 , а амплитуда уступа h , то, согласно (1.22)

$$\Delta g = G(\sigma - \sigma_0) \int_0^{+\infty} dx \int_{-\infty}^{\infty} dy \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{\sqrt{(x-x)^2 + y^2 + z^2}^{3/2}}. \quad (1.34)$$

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

$$\Delta g_{\max} = 2\pi G(\sigma - \sigma_0) (z_2 - z_1). \quad (1.35)$$

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

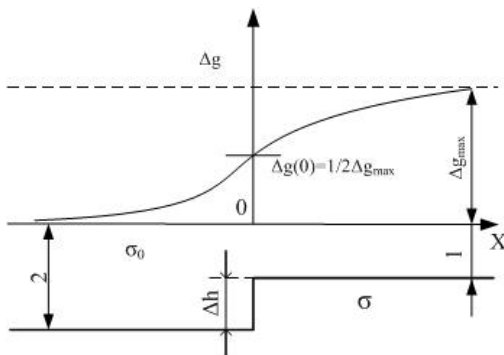


Рис.1.4. Гравитационное поле над уступом (сбросом)

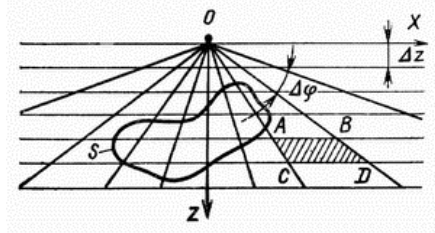
2. Обратная задача. Из формулы (1.35) можно определить $h = z_2 - z_1 = \Delta g_{\max} / 2\pi G(\sigma - \sigma_0)$.

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

1.12. Графическое определение аномалий силы тяжести двухмерных тел с помощью палетки Гамбурцева

1. Прямая задача. Для тел более сложной формы расчет Δg представляет большие трудности и выполняется либо на компьютерах, либо графическим путем с помощью различных палеток. Для вычислений аномалий над телами с сечением любой произвольной формы, вытянутыми вдоль оси (двухмерные тела), применяется палетка Гамбурцева (рис. 1.5).

Рис.1.5. Палетка Гамбурцева для вычисления притяжения двухмерных тел



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

Сила тяжести Δg в точке O за счет притяжения бесконечно длинной горизонтальной призмой с сечением в виде трапеции $ABCD$ одинакова для любой из таких призм и равна

$$\Delta g_n = 2G(\sigma - \sigma_0)\Delta\varphi \Delta z . \quad (1.36)$$

В самом деле, воспользуемся формулой притяжения бесконечно длинным цилиндром (1.28, 1.29), в которую вместо λ подставим массу элементарной призмы сечением $dx dz$:

$$\lambda = \pi R^2 (\sigma - \sigma_0) . \quad (1.37)$$

Притяжение бесконечно длинной призмой любого сечения может быть рассчитано по формуле

$$\Delta g = 2G(\sigma - \sigma_0) \iint \frac{z}{x^2 + z^2} dx dz . \quad (1.38)$$

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

$$\begin{aligned} \Delta g &= 2G(\sigma - \sigma_0) \iint \partial z \partial \varphi \approx \\ &\approx 2G(\sigma - \sigma_0) \sum \Delta z \Delta \varphi \approx \sum \Delta g_n , \end{aligned} \quad (1.39)$$

где Δg_{II} – цена одной трапеции (цена палетки), равная $\Delta g_{II} = 2G\Delta\sigma_{II}\Delta\varphi\Delta z$.

Подобрав Δg , $\Delta\varphi$ и Δz такими, чтобы Δg_{II} равнялось какому-нибудь постоянному значению (например 0,01 мГал), легко рассчитать в точке О аномалию от призмы любого сечения, для чего надо подсчитать число трапеций, покрывающих сечение исследуемого тела (n). Аномалия Δg равна n , умноженному на цену палетки и масштабный коэффициент

$$K = \frac{\Delta\sigma_{II}}{\sigma - \sigma_0} \cdot \frac{M_{II}}{M_p}, \quad (1.40)$$

где $\Delta\sigma_{II}$ и M_{II} – избыточная (аномальная) плотность и масштаб палетки, а $\sigma - \sigma_0$ и M_p – избыточная (аномальная) плотность и масштаб геологического разреза.

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

$$\Delta g = n\Delta g_{II}K. \quad (1.41)$$

2. Обратная задача. Используя формулу (1.41), с помощью палетки Гамбурцева можно выяснить форму и положение сечения возмущающего двухмерного аномалиесоздающего объекта. Для этого надо знать избыточную плотность $\sigma - \sigma_0$, оценить аналитическим способом положение ее центра и для нескольких точек графика Δg построить возможные сечения возмущающего тела. Среднее из них характеризует примерное сечение тела.

1.13. Численные методы решения прямых и обратных задач гравиразведки

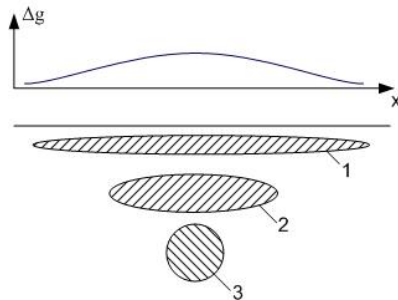
Для более сложных форм аномалиеобразующих объектов **прямые задачи гравиразведки** решаются численными методами с помощью ЭВМ. За основу берется формула (1.22) для гравита-

ционной аномалии, созданной любым телом с постоянной или переменной избыточной плотностью. Практически численный метод сводится к разбивке объекта на элементарные массы, ячейки, например, шаровой или кубической формы. Гравитационный эффект таких масс рассчитывается по формуле (1.21), а затем ведется их суммирование по всему объему объекта.

На рис. 1.6 приведен схематический пример того, как тела разного сечения и глубины залегания даже при постоянной избыточной плотности могут создавать одинаковую аномалию силы тяжести.

Обратные задачи решаются методом сравнения полевой аномалии с теоретически рассчитанными аномалиями, у которых геометрические параметры и избыточные плотности постепенно изменяются до получения наименьших расхождений между кривыми. Если прямые задачи, как и всякие прямые задачи математической физики, однозначны, то обратные задачи неоднозначны.

Рис. 1.6. К неоднозначности решения обратной задачи гравиразведки



1.14. Принципы измерений силы тяжести и гравиметрическая аппаратура

Основным измеряемым параметром в гравиразведке является ускорение силы тяжести g , которое определяется либо абсолютно, либо относительно. **При абсолютных измерениях** получают полное (наблюдаемое) значение ускорения g_n , **при относительных** – его приращение относительно некоторой исходной точки Δg_n .

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

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

1.14.1. Динамические методы

Из динамических методов наиболее широко применяется **маятниковый метод**. Для абстрактного объекта (**математического маятника**) период колебаний определяется по формуле

$$T = \pi \sqrt{l/g} \left(1 + \frac{1}{4} \sin^2 \alpha / 2 + \frac{9}{64} \sin^4 \alpha / 2 \right), \quad (1.4 \quad 2)$$

где l – длина маятника, g – ускорение силы тяжести, α – максимальное значение угла отклонения маятника от вертикали. Эта формула остается справедливой и для реального объекта (**физического маятника**), если в качестве l взять так называемую приведенную длину $l = Jma$, где J – момент инерции маятника, m – масса, a – расстояние от центра тяжести до оси вращения. При малых a формула для периода принимает вид

$$T \approx \pi \sqrt{l/g}. \quad (1.43)$$

Точность определения периода возрастает при увеличении времени наблюдения за колебаниями маятника. Для абсолютных измерений ускорения силы тяжести необходимо измерять длину маятника. Зная g_0 , тогда $T_0 = \pi \sqrt{l/g_0}$ будет на исходной

точке, и $T_i = \pi\sqrt{l/g_i}$ на i -той точке. При наблюдениях длина маятника оставалась неизменной, поэтому, решая систему уравнений, получим $g_i = g_0 T_0^2 / T_i^2$, т.е. при относительных измерениях длину маятника определять не надо.

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

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

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

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

1.14.2. Статические гравиметры

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

В гравиметрах 1-го рода мерой изменения ускорения силы тяжести служит изменение длины пружины, один конец которой закреплен, а к другому подвешен груз массой m (рис. 1.7, а).

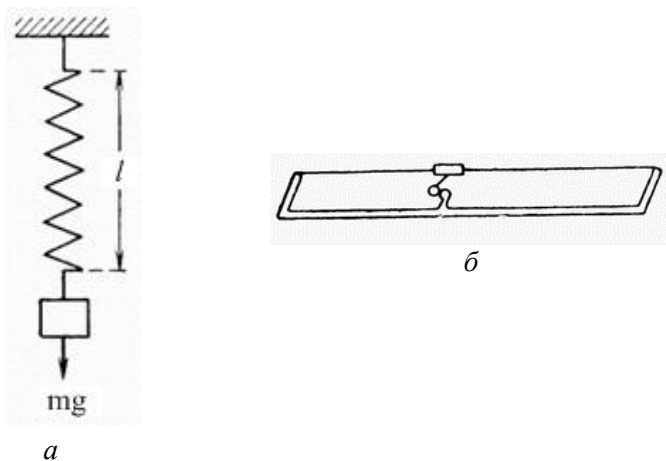


Рис.1.7. Пружинная (а) и крутильная (б) системы гравиметров

Равновесие в этом случае достигается при

$$mg = \tau l, \quad (1.44)$$

где l – длина пружины, τ – коэффициент упругости пружины. Проведя измерения на опорной точке g_0 , получим $mg_0 = \tau l_0$. Аналогично в i -той точке будем иметь $mg_i = \tau l_i$. Тогда приращение силы тяжести между этими точками можно рассчитать по формуле

$$\Delta g \approx \tau \Delta l / m. \quad (1.45)$$

Схема чувствительной системы гравиметра 2-го рода представлена на рис. 1.7, б. Здесь рычаг с грузиком крепится к горизонтальной упругой нити и под воздействием силы тяжести наклоняется, закручивая нить. С помощью измерительных пружин

жин с микрометрическим винтом грузик выводится в горизонтальное положение. Переходя на другую точку, под воздействием приращения силы тяжести грузик отклоняется. Для вывода его в горизонтальное положение вновь необходимо использовать измерительную пружину, а на микрометрическом винте по специальной шкале взять отсчет Δl . Отсюда

$$\Delta g = C\Delta l, \quad (1.46)$$

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

Для повышения точности гравиметров применяется *астазирование*, т.е. искусственное увеличение чувствительности. Это достигается за счет того, что упругая система устанавливается тем или иным способом в положение, близкое к неустойчивому равновесию, благодаря этому незначительные изменения ускорения силы тяжести вызывают заметные изменения отсчета по шкале прибора.

На практике обычно используются гравиметры второго рода. В зависимости от материала, из которого изготовлена чувствительная система прибора, их делят на кварцевые, металлические и кварцево-металлические.

1.15. Кварцевые астазированные гравиметры

Наибольшее применение в гравиметрической практике получили *гравиметры астазированные кварцевые (ГАК)*, предназначенные для относительных измерений ускорения силы тяжести. Первая модификация таких приборов (ГАК-3М) была выпущена в 1953 г. Последующие модели, их марки, годы выпуска и погрешности измерений приведены в табл.1.2. Все гравиметры с упругой астазированной (неустойчивой) системой из кварца действуют по принципу вертикального сейсмографа Голицына и применяются при разведке нефтяных, газовых, рудных и других месторождений полезных ископаемых.

Таблица 1.2

№ п/п	Марка гравиметра, год выпуска; вес (кг)	Погрешность единичного измерения m_e , мГал	Техническая характеристика прибора
1.	ГАК-3М, 1953; 8,5	0,10–0,40	Гравиметр астазирванный кварцевый, 3-я модель
2.	ГАК-4М, 1958; 7,5	0,10–0,30	4-я модель
3.	ГАК-ПТ, 1960; 7,5	0,05–0,20	Повышенной точности
4.	КВГ-1М, 1961; 4,2	0,03–0,08	Кварцевый высокоточный гравиметр, 1-я модель
5.	ГАК-7Т, 1963; 5,0	0,03–0,06	7-я модель, точный
6.	ГАГ-2, 1966; 25,0	0,10–0,15	Гравиметр астазирванный геодезический, 2-я модель, широкодиапазонный
7.	«Дельта», 1971; 5,0	0,07	Гравиметр узкодиапазонный разведочный
8.	ГР/К2, 1967–1973; 5,0	0,03–0,06	Гравиметр разведочный кварцевый 2-го кл.
9.	ГНУ-К2, 1973; 5,0	0,03–0,06	Гравиметр наземный узкодиапазонный 2-го кл. (так переименован ГР-К2)
10.	ГНУ-КА; 4,5 ГНУ-КВ; 5,0 ГНУ-КС; 5,0 1979–наст. время	0,01 0,02 0,03–0,04	Гравиметр наземный узкодиапазонный класса А, В и С
11.	ГНШ-КА; 4,0 ГНШ-КВ; 5,0 ГНШ-КС; 5,0 1979–наст. время	0,02 0,03 0,06	Гравиметр наземный широкодиапазонный класса А, В, С. Приборы ГНУ и ГНШ, выпуск. в соответ. с ГОСТом 13017-83
12.	Уорден, США; 2,3 Шарп, Канада; 4,5 CG-5 Autograv, Канада; 8,0 с аккумуляторами	0,01–0,08 0,01–0,08 0,001–0,005	

13.	ГНК		Гравиметр наземный комбинированный, совмещ. св-ва узкодиапазонного и широкодиапазонного, выпускался в 4 модификациях: «Мастер» «Разведчик», «Ученик», «Геодезист»
-----	-----	--	---

В настоящее время выпускаются гравиметры наземные узкодиапазонные (ГНУ) и широкодиапазонные (ГНШ) с кварцевой астазированной системой. Эти гравиметры могут иметь три класса точности – А, В и С (табл.1.2). В табл.1.3 приведены дополнительные технические параметры приборов класса А и В.

Таблица 1.3

Параметр	Гравиметры			
	ГНУ-КА	ГНУ-КВ	ГНШ-КА	ГНШ-КВ
Верхний предел измерения без перестройки диапазона, мГал, не менее	80		500	
Верхний предел измерения с перестройкой диапазона, мГал, не менее	6000		6000	
Длительность переходного процесса, мин, не более	3		3	
Смещение нуля-пункта за сутки, мГал	0,5	2,0	1,0	2,0
Порог чувствительности	0,006	0,01	0,006	0,01
Чувствительность, дел/мГал	7	5	7	5

Устройство кварцевого астазированного гравиметра:
 1) упругая кварцевая система; 2) отсчетное устройство, включающее микрометренный винт и счетчик оборотов; 3) диапазонное устройство; 4) оптическая система; 5) система температур-

ной компенсации; 6) приспособление для создания вакуума; 7) альфа-излучатель.

Измерительная часть прибора – упругая кварцевая система – помещена в сосуд Дьюара, что обеспечивает надежную защиту ее от резких колебаний температуры окружающего воздуха. У разведочных гравиметров отсутствует арретир. При работе с ними наблюдается **смещение нуля-пункта**, т.е. изменение отсчета на гравиметрическом пункте со временем, не связанное с измеряемой величиной. Поэтому при обработке полевых наблюдений вводится специальная поправка за смещение нуля-пункта.

1.15.1. Принцип действия кварцевой упругой системы

Основной частью гравиметров является *кварцевая упругая система* (рис.1.8), смонтированная в герметичном металлическом корпусе, из которого откачан воздух.

Предположим, что при переходе из одного гравиметрического пункта, где рычаг-маятник упругой системы находился в горизонтальном положении, в другой пункт значение силы тяжести уменьшилось. Тогда момент гравитационной силы уменьшится, пружины 1, 2 и 3 укоротятся и маятник 5 поднимется вверх. Наблюдая в окуляр гравиметра, заметим, что блик маятника в поле зрения окулярной шкалы может смещаться, в зависимости от знака цены деления прибора, вправо или влево от нулевого деления. Поворачивая микрометрический винт 19 по ходу часовой стрелки, компенсационную пружину 2, допустим, будем растягивать. Тогда рамка компенсационной пружины 8 повернется против часовой стрелки. Вращательное движение будет передаваться горизонтальной кварцевой нити 9, а затем маятнику 5 и индексу 21. Вращение микрометрического винта 19 продолжают до полного совмещения блика маятника с нулевым делением окулярной шкалы и в этом положении снимают отсчет по микрометрическому винту гравиметра.

Согласно инструкции на каждом гравиметрическом пункте рекомендуется снимать по 3 отсчета: n'_i, n''_i, n'''_i , которые выносятся в делениях счетчика оборотов отсчетного устройства.

Затем следует находить из них среднее арифметическое значение n_i . В дальнейшем среднее значение n_i используется при вычислении наблюдаемого приращения силы тяжести Δg между гравиметрическими пунктами, например, нулевым и i -м:

$$\Delta g_{0-i} = C(n_i - n_0) - \delta g_{н.п., i},$$

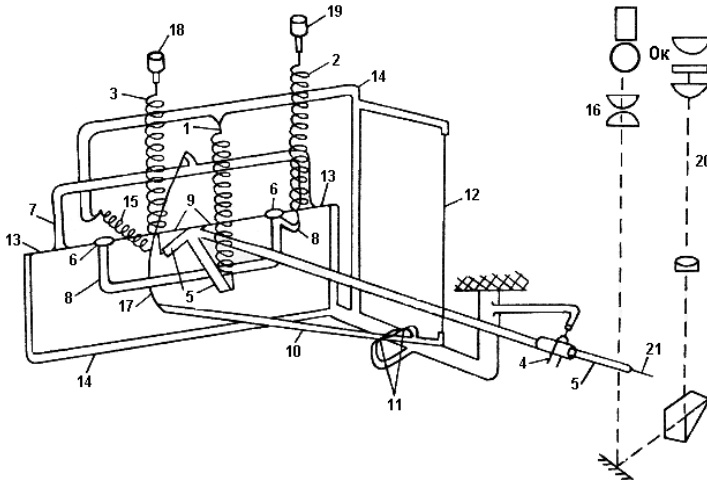


Рис.1.8. Кварцевая и оптическая схемы гравиметра ГНУ-КС

Пружины: 1 – главная астазирующая, 2 – компенсационная и 3 – диапазонная; 4 – ограничитель; 5 – рычаг-маятник; 6 – нити подвеса измерительной рамки 8; 7 – подвижная рамка рычага 10 температурного компенсатора; 8 – рамка компенсационной пружины; 9 – нити подвеса рычага-маятника; 10 – рычаг температурного компенсатора; 11 – нити подвеса рычага температурного компенсатора; 12 – медная проволока температурного компенсатора; 13 – нити подвеса подвижной рамки температурного компенсатора; 14 – каркас кварцевой системы; 15 – регулировочная пружина компенсатора криволинейности температурных изменений; 16 – конденсор осветителя; 17 – прогнутая нить компенсатора криволинейности; 18 – диапазонное устройство; 19 – измерительное устройство; 20 – микроскоп; 21 – индекс маятника (по К.Е.Веселову)

где n_0 – отсчет по гравиметру в нулевом или исходном пункте, $\delta g_{н.п., i}$ – поправка за смещение нуля-пункта в пункте i , выраженная в миллигалах; C – цена деления прибора в миллигалах, отнесенных к обороту микрометрического винта.

1.15.2. Принцип действия температурного компенсатора

При изменении температуры коэффициент жесткости пружин 1, 2 и 3 (рис.1.8) изменяется и маятник 5 (например при уменьшении температуры) опускается вниз. С другой стороны, длина медной проволоки 12 уменьшается и правый конец рычага 10 поднимается вверх, а левый – опускается вниз и тянет за собой прогнутую нить 17, которая поворачивает рамку 7 против часовой стрелки. Это вращательное движение передается горизонтальной кварцевой нити 9, и маятник 5 начинает подниматься вверх. Таким образом, опускание и поднятие маятника 5 друг друга компенсируют, и маятник остается в исходном положении, несмотря на изменение температуры окружающего воздуха.

Для дополнительной компенсации влияния температуры служит пружина 15, которая оттягивает прогнутую нить 17 и изгибает ее. Однако некоторая часть температурного влияния остается все же некомпенсированной, а полная компенсация имеет место лишь при температуре, соответствующей так называемой точке температурной компенсации.

1.15.3. Внешний осмотр прибора перед полевыми наблюдениями

Перед началом полевых работ необходимо убедиться в том, что гравиметр находится в рабочем состоянии. При внешнем осмотре прибора обращают внимание на механические повреждения корпуса, проверяют состояние подъемных винтов, рукоятки для переноса гравиметра, целостность уровней, ручки микрометрического винта, осветительной лампочки.

Затем, подключив питающие батареи, проверяют работу осветительной системы гравиметра: освещенность поля зрения в окуляре микроскопа, подсветку уровней. Изменяя положение лампочки осветителя, окуляра микроскопа, а также выбирая лампочки с прямой и хорошо центрированной нитью, добиваются четкости изображения блика маятника.

Если в поле зрения окуляра наблюдаются пятна неправильной формы, то это значит, что он загрязнен. Для устранения пятен следует мягкой тряпкой протереть линзу окуляра.

Гравиметр можно считать готовым к работе, когда при установке его уровней и включении питания в поле зрения окуляра наблюдается блик от рычага-маятника, а его перемещение вдоль окулярной шкалы достигается вращением микрометричного или диапазонного винтов.

1.15.4. Регулировка диапазона измерений

Настройка диапазона производится в том случае, если блик маятника при вращении отсчетного устройства не совмещается с нулевым штрихом окулярной шкалы. Предварительно полезно оценить возможные при наблюдениях по профилям перепады приращений силы тяжести, а также величину и скорость смещения нуля-пункта гравиметра. Это позволит выбрать оптимальное положение счетчика оборотов гравиметра при настройке диапазона. Диапазон регулируется отверткой либо специальным ключом (для гравиметров «Дельта», ГАК-4М, ГАК-7Т и др.), состоящим из внутреннего и внешнего стержней. Путем их вращения добиваются сцепления с соответствующими гайками диапазонного устройства. Поворотом внешнего ключа против часовой стрелки контргайка откручивается, а по часовой – закрепляется.

Если блик маятника находится в крайнем положении окулярной шкалы, соответствующем уменьшению силы тяжести, то необходимо повернуть внутренний стержень против часовой стрелки, а внешний – по часовой стрелке и так вращать до тех пор, пока блик маятника не выйдет в поле зрения до совмещения окуляра с нулевой риской шкалы.

В случае, когда блик маятника находится в противоположной стороне окулярной шкалы, соответствующей увеличению силы тяжести, поворот стержней осуществляется в противоположную сторону. После регулировки в обоих случаях внешний стержень поворачивается по часовой стрелке до упора.

В гравиметрах марки ГР/К2, ГНУ-К регулировка осуществляется путем поворота диапазонной гайки с помощью отвертки. Устройство данного типа позволяет изменить диапазон за короткий промежуток времени и настроить на необходимый отсчет с высокой точностью.

1.15.5. Проверка юстировки уровней

Уровни гравиметра устанавливаются так, чтобы горизонтальное положение их соответствовало горизонтальному положению главной крутильной нити маятника, что в свою очередь отвечает максимальному или минимальному (в случае отрицательной цены деления) отсчету на пункте наблюдения. При таком положении рычага маятника показания прибора имеют минимальную чувствительность к наклону прибора.

При транспортировке и работе с гравиметром юстировка (настройка) уровней на минимум чувствительности к наклону нарушается, что вызывает изменение чувствительности измерительной системы. Поэтому за настройкой уровней необходимо следить и проверять ее ежедневно перед началом полевых наблюдений.

Проверка уровней выполняется следующим образом. Прибор устанавливается на прочное основание, и уровни выводятся в горизонтальное положение. После этого блик маятника с помощью микрометричного винта совмещается с нулевым штрихом окулярной шкалы.

Подъемными винтами прибора отклоняют пузырек **продольного уровня** на одно деление вправо и влево, наблюдая за положением блика маятника в окуляре. Если заметного смещения блика по окулярной шкале не произойдет или в обоих случаях он отклонится на малую величину в сторону, соответствующую уменьшению силы тяжести, то можно считать, что юстировка данного уровня не нарушена (рис. 1.9).

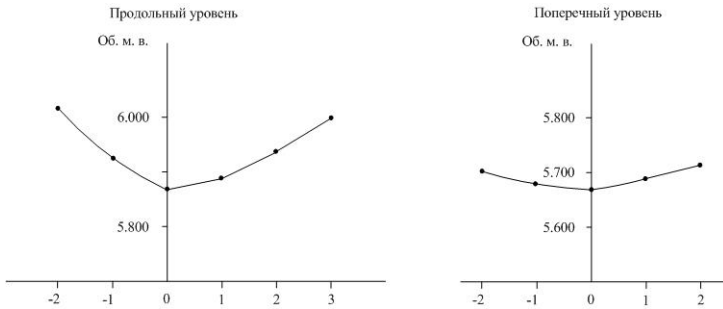


Рис. 1.9. Графики изменения отсчета при изменении угла наклона гравиметра (вертикальный масштаб дан в делениях отсчетного устройства, горизонтальный - в делениях уровня)

Необходимо помнить, что в процессе юстировки при наклоне гравиметра в вертикальной плоскости одного уровня второй уровень должен оставаться в горизонтальном положении. Если пузырек уровня отклонится, то его нужно подправить с помощью соответствующего подъемного винта.

В случае, когда при отклонении пузырька уровня на одно деление вправо и влево блик маятника также переместился вправо и влево, имеет место нарушение юстировки.

При юстировке прибор наклоняют поочередно на несколько делений уровня в сторону увеличения силы тяжести, при этом на каждом делении снимают отсчет по счетчику оборотов до тех пор, пока по показаниям прибора не будет обнаружен экстремум. В положении экстремального отсчета исследуемый уровень с помощью юстировочных винтов приводится в горизонтальное положение. Затем необходимо убедиться, что исправление сделано верно. Для этого наклоняют гравиметр влево и вправо от исправленного положения, причем блик маятника не должен смещаться от нулевого индекса или может отклоняться незначительно. В противном случае уровень следует дополнительно подрегулировать юстировочными винтами, повторив операцию настройки.

Поперечный уровень регулируется так же, как и продольный (рис. 1.9). Разница состоит лишь в том, что при наклоне в

вертикальной плоскости поперечного уровня продольный держится в горизонтальном положении, а изменение отсчета практически не должно ощущаться. После регулировки поперечного уровня необходимо снова проверить правильность установки обоих уровней.

Нарушение юстировки уровней часто наблюдается при резком изменении температуры, поэтому рекомендуется их настраивать при температуре, близкой к той, которая будет при полевых наблюдениях, т.е. начинать регулировку следует не раньше, чем через час после выноса прибора из помещения.

1.15.6. Определение цены деления отсчетного устройства

Цена деления C отсчетного устройства гравиметра показывает, сколько оборотов микрометрического винта нужно сделать для компенсации изменения силы тяжести в 1 миллигал. Определение цены деления (оборота) барабана микрометра проводится перед началом полевых работ, в середине сезона и по окончании работ. Исследование может выполняться тремя способами:

- 1) по пунктам с известными значениями силы тяжести;
- 2) методом наклона;
- 3) по пунктам с различными высотами.

1. При исследовании *по пунктам с известными значениями силы тяжести* необходимо иметь полигон, который, согласно инструкции, должен удовлетворять следующим требованиям: а) требуемое приращение силы тяжести между пунктами – не менее 30 мГал; б) эталонные пункты выбираются в местах, где влияние промышленных и транспортных помех несущественно и известен гидрогеологический режим подземных вод; в) для наблюдения подготавливается площадка или цементный столб, абсолютные отметки которых определяются с точностью ± 5 см.

Между пунктами с известными значениями силы тяжести определяют твердое приращение Δg в миллигалах. Выполняя наблюдения между этими же пунктами с эталонируемым гравиметром, получают приращение ΔN в делениях отсчетного уст-

ройства. Отсюда цена деления гравиметра будет определяться по формуле

$$C = \frac{\Delta g}{\Delta N}. \quad (1.47)$$

Полевые организации для исследований гравиметров пользуются в основном этим способом, хотя он и обладает двумя существенными недостатками: 1) не позволяет подробно исследовать всю шкалу гравиметра; 2) является трудоемким и дорогостоящим, особенно при перевозке гравиметра авиатранспортом.

2. Метод наклона лишен указанных недостатков первого способа, но сложность его заключается в точном измерении угла β наклона гравиметра и в необходимости знать абсолютное значение силы тяжести g в пункте измерения.

При известных значениях β и g приращение силы тяжести Δg можно получить по формуле

$$\Delta g = -\frac{g\beta^2}{2}. \quad (1.48)$$

Ранее в производственных организациях для определения цены деления гравиметров применялись плиты-экзаменаторы. Они изготавливались из чугуна, имели базовую длину порядка полутора метров. На таких плитах устанавливался подъемный винт, шаг резьбы которого подбирался так, что один оборот винта приводил к изменению силы тяжести, измеряемой гравиметром, на заранее рассчитанную величину Δg , например на 1 миллигал.

В настоящее время для определения цены деления приборов с горизонтальной крутильной нитью выпускаются специальные установки эталонирования гравиметров (УЭГП), которые обеспечивают определение приращений Δg с точностью 0,01 мГал. Модификации установок УЭГП-2 и УЭГП-3 оснащены термостатом, что позволяет эталонировать гравиметры при

различных температурах и с большей точностью. Для контроля за ценой деления можно собрать установку, состоящую из теодолита или нивелира, шкалы, плиты, осветителя и зеркала, жестко крепящегося к гравиметру.

3. При исследовании *по пунктам с различными высотами* цена деления гравиметра вычисляется также по формуле (1.47). Приращение силы тяжести (в *мГал*) между двумя пунктами, расположенными один под другим, определяется через поправку за высоту по формуле

$$\Delta g = 0,3086 \Delta H, \quad (1.49)$$

где ΔH – разность высот пунктов в метрах.

При плановом смещении пунктов относительно друг друга величину Δg можно определить через поправку Буге

$$\Delta g = 0,3086 \Delta H - 0,0419 \sigma \Delta H, \quad (1.50)$$

где σ – значение плотности пород, находящихся между пунктами наблюдения, которое выражается в $г/см^3$.

Приращение силы тяжести ΔN (в отсчетах) целесообразно находить с использованием методики измерения отдельных приращений (МИОП) на основании формулы

$$\Delta N = \frac{n_3 - n_0 + 3(n_1 - n_2)}{4}, \quad (1.51)$$

где n_0 и n_2 – отсчеты по гравиметру на пункте с меньшей высотой, n_1 и n_3 – отсчеты на пункте с большей высотой.

Тогда цена деления гравиметра будет

$$C = \frac{0,3086 \Delta H}{\Delta N}. \quad (1.52)$$

Данный способ может применяться только для контроля за ценой деления или на учебной практике студентов, но не мо-

жет быть основным при выполнении производственных гравиметрических работ.

1.15.7. Определение чувствительности гравиметра

Для определения чувствительности гравиметр устанавливается на прочное основание и нивелируется по уровням. Блик маятника с помощью микрометричного винта совмещают с пятым делением слева от центральной (нулевой) риски окулярной шкалы и записывают отсчет по микрометричному устройству n_1 , затем блик совмещают с пятым делением справа от нулевой риски и снимают отсчет n_2 . Тогда чувствительность q будет определяться по формуле

$$q = \frac{10}{C(n_2 - n_1)} \quad (1.53)$$

где C – цена деления 1 оборота микровинта. Чувствительность получим в делениях окулярной шкалы, отнесенных к 1 миллигалу. Полученное значение чувствительности должно быть, согласно ГОСТу, не менее 7 дел/мГал для гравиметров класса А, порядка 5 дел/мГал – для гравиметров класса В и 2,5 дел/мГал – для гравиметров класса С.

1.15.8. Определение длительности переходного процесса

В лабораторных условиях измерения проводят на вибрационном стенде. Гравиметр закрепляют на подвижной платформе вибрационного стенда в рабочем положении и совмещают индекс маятника с нулевым штрихом окулярной шкалы. Затем гравиметр подвергают вибрации с частотой 20^2 Гц и амплитудой $0,2 \div 0,5$ мм в течение 10 мин. После выключения вибраций по гравиметру снимают отсчеты в течение 20 мин.: в первые 5 мин. через каждую минуту, далее – не реже чем через каждые 2 мин.

Изменение наблюдаемого Δg_i вычисляют по формуле

$$\Delta g_i = C(n_i - n_0) \quad (1.54)$$

где C – цена деления гравиметра, n_i – значение текущего отсчета в оборотах микрометричного винта, n_0 – значение начального отсчета.

Далее строят зависимость Δg_i от времени снятия отсчета (рис. 1.10). На графике проводят две линии параллельно оси абсцисс: линию 1 через точку графика, соответствующую измерению для времени $t = 20$ мин, и линию 2 – ниже линии 1 на значение, равное чистой ошибке (погрешности) гравиметра m_ε или m_2 . Точка пересечения линии 2 с кривой $\Delta g_i = f(t)$ соответствует по оси абсцисс минимальной длительности переходного процесса – t_{\min} . Полученное значение t_{\min} не должно превышать 3 минут (согласно табл. 1.3).

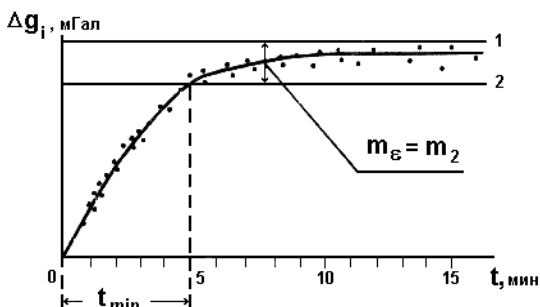


Рис. 1.10. График стабилизации отсчета (в миллигалах)

Длительность переходного процесса или времени стабилизации отсчета определяют следующим образом. Гравиметр вводят в режим пешеходной съемки в течение $2 \div 5$ мин, что должно соответствовать времени перемещения гравиметра между пунктами в полевом рейсе. Затем прибор ставят на прочное основание, нивелируют по уровням, выводят маятник на середину окулярной шкалы и снимают отсчеты через $0,5 \div 1$ мин в течение $4 \div 6$ мин. Строят график $n_i = f(t)$ (рис. 1.11), отражающий время и характер стабилизации отсчета, которые необходимо учитывать оператору в полевых условиях (например, сни-

мать отсчеты в одно и то же время после постановки прибора на гравиметрическом пункте).

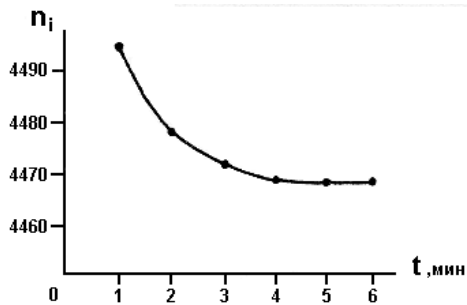


Рис. 1.11. График стабилизации отсчета (в оборотах микрометричного винта)

1.15.9. Определение коэффициента надежности гравиметра

Для выбора оптимальной методики полевых наблюдений необходимо знать *коэффициент надежности гравиметра* K , т.е. отношение количества наблюдений с ошибкой M , не превышающей заданную, к общему числу измерений N :

$$K = M/N \quad (1.55)$$

Для этого необходимо провести наблюдения по методике измерения отдельных приращений на рабочих профилях или между двумя пунктами (порядка 100–200 приращений) и найти разности:

$$\varepsilon = 0,5(n_3 - n_2 - n_1 + n_0), \quad (1.56)$$

где n_0 и n_2 – отсчеты на одном пункте, n_1 и n_3 – отсчеты на другом.

При большом количестве ε можно построить гистограмму распределения ошибок, по ней найти вероятность ошибки заданной величины и затем – коэффициент надежности. Как известно, распределение ошибок должно подчиняться нормальному закону.

Чистая ошибка наблюдений m_2 в миллигалах определяется по формуле

$$m_2 = \pm \sqrt{\frac{C^2 \sum \varepsilon^2}{r}}, \quad (1.57)$$

где r – количество разностей ε , C – цена деления гравиметра.

1.16. Новые типы гравиметров

Компании LaCoste & Romberg (более 60 лет на рынке производства гравиметров), Scintrex (более 40 лет), Micro-g Solutions (более 15 лет) объединились в единую LaCoste & Romberg-Scintrex и производят в настоящее время самое современное гравиметрическое оборудование (рис. 1.12–1.16).

Гравиметр CG-5 Scintrex – основной наземный прибор для измерения относительных значений силы тяжести, точность его составляет 1-5 мкГал, прост в работе, имеет небольшое линейное смещение нуля-пункта гравиметра, двойное термостатирование (рис. 1.12). В настоящее время является основным гравиметром, применяемым для наземной съемки в мире, в том числе в России.



Рис. 1.12. Гравиметр CG-5 Scintrex



Рис. 1.13. Гравиметр Micro-G FG5

Гравиметр Micro-G FG5 измеряет абсолютные значения силы тяжести, точность 1 мкГал, основан на принципе свободного падения тел, используется в стационарных условиях (рис. 1.13).

Гравиметрический комплекс морской набортный ГМН-КМ – предназначен для измерений гравитационного поля в океанах, на шельфах и в прибрежно-лиманских зонах (рис. 1.14). Высокие параметры точности, помехозащищенности, автоматизация процесса измерений, его визуализация, мобильность установки аппаратуры на борту транспортного средства, повышенная производительность и получение результатов в реальном времени выгодно отличают данный комплекс от предшествующих разработок аналогичного назначения.

Аэроморской гравиметр нового поколения Чекан-АР – применяется для детальной морской гравиметрической съемки при поиске нефтегазоносных структур на шельфе и для региональной аэросъемки (рис. 1.15). Обработка показаний гравиметра и прием данных от приемоиндикаторов спутниковых навигационных систем НАВСТАР и ГЛОНАСС осуществляются в реальном времени. Программное обеспечение позволяет проводить на борту судна полную обработку результатов съемки с оценкой точности и построение гравиметрических карт сечением 1 мГал.



Рис. 1.14. Гравиметрический комплекс морской набортный ГМН-КМ



Рис. 1.15. Аэроморской гравиметр нового поколения Чекан-АР

Скважинный гравиметр L&R позволяет определять объемную плотность горных пород в радиусе 50 футов (15,2 м) от скважины с точностью $0,01 \text{ г/см}^3$ (рис. 1.16).



Рис. 1.16. Скважинный гравиметр L&R

Скважинный гравиметр Scintrex – прибор очень небольших размеров (размером с шарик для гольфа, рис. 1.17), чувствительность 5 мкГал, немагнитный, не требует ориентации в скважине, максимальный диаметр зонда – 48 мм, максимальная длина зонда – 3, 0 м, может работать до глубины 2000 м при минимальном диаметре ствола скважины – 57,2 м, с отклонением ствола скважины от вертикали до 60° . Диапазон рабочих температур может составлять от 0 до $+70^\circ$ (для внутрискважинной секции) и от -40 до $+50^\circ$ (для секции на земной поверхности). Вертикальная координата датчика в скважине определяется с точностью 5 см.



Рис. 1.17. Скважинный гравиметр Scintrex

1.17. Вариометры и градиентометры

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

Чувствительным элементом данных приборов являются **крутильные весы**, представляющие собой коромысло с двумя грузиками равной массы на концах, закрепленными на вертикальной нити. Один грузик располагают выше другого. Вид крутильных весов представлен на рис. 1.18.

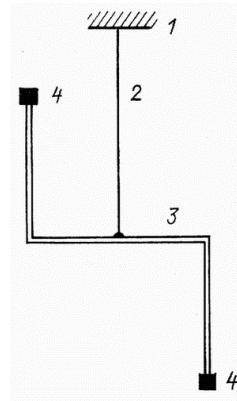


Рис.1.18. Чувствительная система вариометра: 1 – корпус прибора, 2 – упругая нить, 3 – коромысло, 4 – грузики

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

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

1.18. Методики гравиметрических съемок

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

Прежде всего следует различать виды работ по месту их проведения. Выделяют наземную, морскую, воздушную, подземную и скважинную съемки. Не менее важно разделение по масштабу работ. Съемки, проводимые для выявления региональных аномалий и наиболее общих закономерностей структуры поля в масштабах 1:200 000 и меньше, называют **региональными**. Они дают конкретные сведения лишь о глубинном строении литосферы. Однако по результатам региональных съемок можно выделить отдельные крупные аномальные зоны, где затем производятся так называемые **поисковые съемки**. Они выполняются в масштабах 1:100 000–1:50 000 и обычно направлены, как и следует из их названия, на поиск месторождений полезных ископаемых. Если они дают положительный результат, то это и является основанием предполагать перспективность данного региона и проведения **разведочных съемок** в масштабе крупнее 1:10 000.

Наземная съемка с использованием гравиметров иногда называется гравиметровой. Чаще всего применяется пешеходная съемка, реже для перемещения между пунктами используется автотранспорт. Его применение позволяет сократить промежутки времени между наблюдениями на разных точках, что повышает производительность работ. Однако использование автотранспорта повышает стоимость работ и часто неосуществимо из-за отсутствия дорог. Эпизодически (как правило, при мелко-масштабных съемках) применяется авиатранспорт.

Обычно используется площадная съемка, при которой участок покрывается сетью наблюдений. Маршрутная съемка проводится по отдельному профилю и не дает достаточной ин-

формации о структуре поля. Она применяется лишь при рекогносцировочных и поисковых работах.

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

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

Методическими инструкциями рекомендуется соблюдать определенные соотношения между масштабами съемок, погрешностью топографических измерений, густотой сети наблюдения и проектной точностью.

Съемки проводятся **рейсами**, начинающимися и заканчивающимися на опорных пунктах. Часть рейса между двумя опорными пунктами называется **звеном**. Опорная сеть разбивается для учета смещения нуля-пункта и нахождения абсолютных значений ускорения силы тяжести. Она включает до 5–10% от общего числа точек наблюдений, равномерно распределенных по площади. Точность определения ускорения силы тяжести на опорных точках должна в 1,5–2 раза превышать точность рядовых наблюдений. Это достигается использованием более высокоточных приборов, многократными измерениями на опорных точках, сокращением времени между измерениями на соседних

точках путем использования транспорта. При создании опорной сети от 50 до 100% всех наблюдений должны составлять повторные (контрольные). Существует несколько способов разбивки опорной сети. Широко распространены измерения по центральной системе, когда один из опорных пунктов (центральный) имеет связи со всеми остальными, т.е. соединен с каждым из них одним звеном. Иногда разбивка сети осуществляется по системам, не предусматривающим наличия центральной точки.

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

1.19. Создание и уравнивание опорной сети

Полевые наблюдения с гравиметрами начинаются с разбивки опорной сети, которая служит:

- 1) для привязки всей сети наблюдений к единому уровню;
- 2) для учета смещения нуль-пункта прибора;
- 3) для контроля за точностью наблюдений.

Опорные пункты располагают в местах с прочным основанием и удобных для подъезда или подхода. Точность определения силы тяжести на опорных пунктах должна быть в 2 раза выше точности измерения на рядовых пунктах. Повышение точности достигается: 1) применением более точных гравиметров; 2) многократностью наблюдений и 3) использованием быстрых видов транспорта.

Если просуммировать приращения силы тяжести между опорными пунктами по сторонам полигона в одном направлении, то результат из-за ошибок наблюдений будет отличаться от нуля. Эта величина называется *невязкой полигона*, а распределение ее - *уравниванием*. При уравнивании распределяем невязку в зависимости от веса стороны полигона до тех пор, пока они

не станут равными нулю. За вес принимают число независимых измерений приращения силы тяжести по данной стороне полигона. Чем больше вес, тем меньшая поправка приписывается стороне, и наоборот.

Уравнивание опорной сети может производиться 1) методом полигонов или 2) методом узлов. Наиболее часто используется **метод полигонов**. Рассмотрим процесс уравнивания на практическом примере (рис. 1.19). Для этого в центральных столбцах полигонов выписываем невязки: 0,15 мГал (I полигон), 0,22 мГал (II полигон) и -0,28 мГал (III полигон). Распределение начинаем с полигона, имеющего наибольшую невязку по абсолютной величине. В нашем случае это полигон III с невязкой -0,28 мГал. Распределяем ее на стороны полигона обратно пропорционально весу сторон. На стороны CE, DE и DC, соответственно, приходятся поправки 0,07; 0,07 и 0,14 мГал. При распределении из полигона III в полигон II перешла невязка 0,14 мГал и суммарная невязка стала 0,36 мГал. Таким образом, получили в полигоне I невязку 0,15 мГал, в полигоне II – +0,36 мГал и в полигоне III – 0,00 мГал, поэтому распределяем невязку в полигоне II с учетом весов. Для сторон BC, CD и BD записываем поправки -0,09; -0,09 и -0,18 мГал. В сумме они дают невязку полигона II.

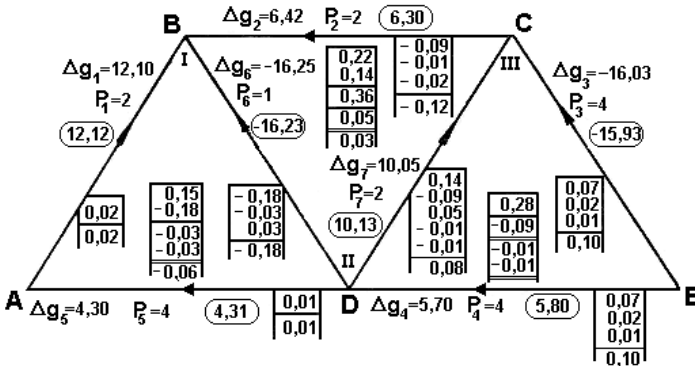


Рис. 1.19. Уравнивание опорной сети

В полигоне I невязка уменьшилась на $-0,18$ мГал и составила $-0,03$ мГал, в полигоне II – она равна нулю, в полигоне III изменилась на величину поправки и приняла наибольшее значение для полигонов: $-0,09$ мГал. Распределяем ее на стороны SE, DE и DC – соответственно получаем $0,02$; $0,02$ и $0,05$ мГал.

Аналогично производим дальнейшее распределение невязок с учетом поправок от соседних полигонов до тех пор, пока в каждом полигоне невязки не будут равны нулю.

Суммируя наблюдаемые приращения с поправками, получим урavnенные приращения силы тяжести (в овалах). После урavnивания во всех полигонах невязки равны нулю, что позволяет получать одно и то же значение силы тяжести в любом опорном пункте полигона, независимо от пути движения внутри него.

1.20. Методики гравиметрических наблюдений на рядовой сети

Гравиметрическая съемка осуществляется рейсами. **Гравиметрический рейс** – это совокупность наблюдений, объединенных единым учетом смещения нуля-пункта гравиметра. Существуют различные методики полевых наблюдений, выбор их следует осуществлять на основании коэффициента надежности гравиметра и проектной точности определения наблюдаемых значений силы тяжести $m_{\text{нбл}}$ (в соответствии с инструкцией по гравиразведке) и масштаба отчетной карты (табл. 1.4).

Таблица 1.4

Масштаб гравиметрич. карты	Сечение изомал, мГал	m , мГал	$m_{\text{нбл}}$, мГал	Сред. квадратические погрешности определения, м		Число пунктов на 1 кв. км
				координат	высот	
1:200 000	2,00	0,80	0,40	100	2,50	0,10-0,25
1:100 000	1,00	0,40	0,30	80	1,20	0,25-1,00
1:50000	0,50	0,20	0,15	40	0,70	2-30
	0,25	0,10	0,07	40	0,35	4-50

1:25 000	0,25	0,10	0,06	20	0,35	12-60
	0,20	0,08	0,06	20	0,25	16-80
1:10 000	0,20	0,08	0,06	4	0,20	20-100
	0,10	0,04	0,03	4	0,10	25-200
1:5 000	0,10	0,04	0,03	2	0,10	50-250
	0,05	0,02	0,015	2	0,05	100-500

Примечание. Данные приведены для равнинных районов из «Инструкции по гравиразведке».

Если ошибка прибора большая и коэффициент надежности гравиметра для соответствующей точности съемки низкий (менее 0,75), то наблюдения целесообразно вести по *методике измерений отдельных приращений (МИОП)*. При коэффициенте надежности от 0,75 до 0,95 следует использовать ее модификации или *методику с повторением наблюдений в обратном ходе (МПИ)*. При коэффициенте 0,95 и более рейсы можно производить по *методике однократных измерений (МОИ)*.

1.20.1. Методика однократных измерений (МОИ)

Данная методика является самой производительной, но она предполагает, что смещение нуля-пункта за время рейса происходит линейно. Наблюдения по этой методике начинаются и заканчиваются на опорных пунктах, например от пункта А до пункта С. Для контроля полезно в середине рейса выполнять наблюдения на промежуточном опорном пункте В.

Смещение нуля-пункта зависит от упругих свойств пружин, температуры, притяжения Луны и Солнца и других факторов, что приводит к его изменению по сложному закону (рис. 1.20). Рейсы, выполненные в разные числа одним и тем же гравиметром, характеризуются непредсказуемым разнообразием смещения нуля-пункта. Из рис. 1.20 также следует, что продолжительность рейса, при котором смещение нуля-пункта гравиметра можно считать линейным, должна быть не более 1,0–1,5 ч.

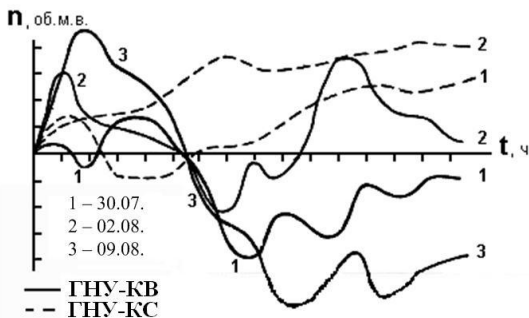


Рис. 1.20. Графики смещения нуля-пункта гравиметра

Смещение нуля-пункта может быть учтено аналитическим или графическим способом. При этом невязки распределяются по линейному закону.

При аналитическом способе поправка за смещение нуля-пункта определяется по формуле

$$\delta g_{n.n.} = \frac{C(n_k - n_n) - (g_k - g_n)}{t_k - t_n} (t_i - t_n), \quad (1.58)$$

где n_n и n_k — отсчеты по гравиметру на начальном и конечном опорных пунктах, g_n и g_k — твердые значения силы тяжести на опорных пунктах, t_n и t_k — время наблюдений на опорных пунктах, $t_i - t_n$ — интервал времени от начала рейса до наблюдения в текущей точке.

При графическом способе по оси ординат откладывается величина

$$P = C(n_k - n_n) - (g_k - g_n), \quad (1.59)$$

а по оси абсцисс — время наблюдений на пунктах.

При обработке рейса, включающего три опорных пункта А, В, С, вычисляют величину P для промежуточного пункта В. Если полученное значение больше или равно удвоенной чистой ошибке наблюдения $2m_2$, то поправку за смещение нуля-пункта

гравиметра в рейсе необходимо определять по графикам, построенным отдельно для звеньев АВ и ВС.

В случае, когда значение P для пункта В меньше величины $2m_2$, поправку можно находить по графику, построенному для звена АС.

1.20.2. Методики повторных измерений (МПИ)

Наблюдения с повторением наблюдений в обратном ходе начинаются с опорного пункта А, затем проводятся на рядовых пунктах, опорном пункте В, затем (через промежуток времени, равный временному интервалу на одном звене) наблюдения повторяются на пункте В и выполняются в обратном направлении вплоть до опорного пункта А. Итак, на каждом пункте получаем по 2 отсчета (стопроцентное повторение). Определение поправок за смещение нуля-пункта гравиметра здесь также возможно аналитическим и графическим способами.

При аналитическом способе поправку находим по формуле

$$\delta g_{н.н.} = k \cdot \Delta T, \quad (1.60)$$

где ΔT – интервал времени от начала рейса до соответствующего наблюдения; k – скорость смещения нуля-пункта. Средняя статистическая величина ее вычисляется по формуле

$$k = \frac{C \sum_{i=1}^r \Delta n_i \cdot \Delta t_i}{\sum_{i=1}^r \Delta t_i^2}, \quad (1.61)$$

где Δn_i – разность отсчетов на i -том пункте между вторым и первым наблюдениями, Δt_i – интервал времени между первым и вторым наблюдениями на пункте, r – число гравиметрических пунктов.

При графическом способе находят величину приращения отсчетов между измерениями на одноименных пунктах в пря-

мом и обратном ходах рейса. Считается, что смещение нуля-пункта между начальным и повторным измерениями происходит по линейному закону. На графике откладывается серия отрезков, характеризующих особенности смещения нуля-пункта для точек с повторными измерениями. Путем параллельного переноса отрезки сводятся в точку, соответствующую времени начала рейса. Затем визуально находят линию (**редукционная прямая**) со средним углом наклона к горизонтальной оси времени. Ординаты редукционной прямой и будут определять величину поправки $\delta g_{н.п.}$.

1.20.3. Методика измерения отдельных приращений (МИОП)

Методика впервые была предложена А.К. Маловичко в 1960 г. Рейсы по МИОП можно начинать и заканчивать на любом пункте, в том числе и на рядовом. Измерения проводятся в следующей последовательности: на пункте 1 (n_0), затем на пункте 2 (n_1), возвращаемся на пункт 1 (n_2) и вновь переходим на пункт 2 (n_3), затем наблюдения выполняются в следующей последовательности: 3 (n_4), 2 (n_5), 3 (n_6). Таким образом, на каждом пункте, за исключением первого и последнего, получаем по 3 отсчета, что позволяет подробно изучить смещение нуля-пункта и исключить его влияние, а также учесть случайные ошибки, обусловленные нестабильной работой гравиметра.

Поправку за смещение нуля-пункта $\delta g_{н.п.}$ для звена 1-2 при линейном его изменении можно найти по формуле

$$\delta g_{н.п.} = \frac{C(n_3 + n_2 - n_1 - n_0)}{4}, \quad (1.62)$$

но вычислять ее нет необходимости, так как она включена в формулу (1.51) для определения приращения силы тяжести.

Приращение силы тяжести для средних звеньев рейса может быть вычислено по формуле, учитывающей все 3 отсчета на каждом пункте. Например, для звена 2-3 формула будет иметь вид

$$\Delta g_{2-3} = C \frac{n_1 - n_8 + 8(n_6 - n_3) + 17(n_4 - n_5)}{24}, \quad (1.63)$$

где n_1, n_3, n_5 – отсчеты на пункте 2, n_4, n_6, n_8 – отсчеты на пункте 3, C – цена деления гравиметра.

Фактическое смещение нуль-пункта, конечно, значительно сложнее, оно наглядно проиллюстрировано на рис.1.20.

1.20.4. Оптимизация методики измерения отдельных приращений (МИОП)

Для оптимизации методики измерения отдельных приращений (МИОП) рекомендуется наблюдения проводить по следующей схеме: 0-1-0-1-2-3-2-3-4-5-4-5 и т. д. Тогда получаем отсчеты $n_0(0), n_1(1), n_2(0), n_3(1), n_4(2), n_5(3), n_6(2), n_7(3), n_8(4), n_9(5), n_{10}(4), n_{11}(5)$ и т.д. (в скобках указаны номера пунктов). При такой последовательности получаем на каждом пункте по два отсчета, что позволяет учитывать смещение нуль-пункта для каждого звена в отдельности без наличия опорных пунктов в гравиметрическом рейсе. Для первого звена 0-1 приращение силы тяжести ΔN_{0-1} определяется по известной формуле (1.51), полученной А.К. Маловичко:

$$\Delta N_{0-1} = \frac{n_3 - n_0 + 3(n_1 - n_2)}{4},$$

где n_0 и n_2 – отсчеты на пункте 0, n_1 и n_3 – отсчеты на пункте 1.

Для второго звена 1-2 вычислительная формула для определения приращения силы тяжести будет иметь вид

$$\Delta N_{1-2} = \frac{n_1 - n_6 + 5(n_4 - n_3)}{4}. \quad (1.64)$$

Формула (1.64) учитывает смещение нуля-пункта в предположении линейного его изменения в пределах звена, т.е. так же, как и формула для первого звена 0-1.

Ранее в производственных гравиметрических организациях основным недостатком МИОП считали трехкратное увеличение трудовых затрат при проведении работ по этой методике, однако сравнительный анализ трудозатрат по МОИ и МИОП в Архангельской области показал, что на практике это не подтверждается. Учитывая, что наблюдения по МОИ обычно выполняются двумя гравиметрами, а при наблюдениях по МИОП уменьшается количество опорных пунктов заполняющей сети и сокращается объем контрольных наблюдений, то трудозатраты по методике измерения отдельных приращений превысили трудозатраты по методике однократных измерений только на 5%, а не в 3 раза, как считают нередко при первом обращении к МИОП.

Если же гравиметрические наблюдения проводить по оптимизированной методике измерения отдельных приращений, то трудозатраты заметно сократятся, а принципиальный подход МИОП к созданию заполняющей опорной сети, точности измерений и учету смещения нуля-пункта гравиметра сохраняется.

1.21. Оценка точности полевых наблюдений и аномалий. Определение внутренней и внешней сходимости наблюдений

Разность измерений на пункте в пределах одного рейса назовем *внутренней сходимостью*. Она зависит от точности прибора, навыков оператора и методики учета смещения нуля-пункта. Наиболее полный учет смещения нуля-пункта обеспечивает методика измерения отдельных приращений (МИОП), и она же позволяет найти чистую ошибку наблюдений по формуле

$$m_2 = m_\varepsilon = \pm \sqrt{\frac{C^2 \sum \varepsilon^2}{r}}, \quad (1.65)$$

где r – число значений ε , определяемых по формуле (1.56), C – цена деления гравиметра. Ошибка определения приращения равна $m_{\Delta g} = \pm 1,12m_\varepsilon$, т.е. почти равна $\pm m_{\text{нбл}}$.

При малой величине ошибки m_ε и небольших отклонениях фактического смещения нуль-пункта от линейного полевые наблюдения осуществляют короткими (по времени 1,5÷2,0 ч.) рейсами по методике однократных измерений. Но точность наблюдений при использовании методики однократных измерений (МОИ) не может быть оценена по всем пунктам и контролируется на основании специальных независимых рейсов.

Внутренняя сходимость наблюдений по методике повторных измерений (МПИ) в обратном ходе определяется средней квадратической ошибкой:

$$m_{\text{нбл}} = \pm \sqrt{\frac{C^2 \sum d^2}{2k}} = \pm \sqrt{\frac{C^2 \sum \delta^2}{k}}, \quad (1.66)$$

где d – разность наблюденных приращений в прямом и обратном ходах, δ – отклонение от среднего, k – количество повторенных пунктов в обратном ходе.

Внешнюю сходимость наблюдений дают контрольные рейсы. Для каждого такого пункта выводят среднее значение силы тяжести, затем вычисляют отклонения от среднего δ и находят среднюю квадратическую погрешность наблюдений по формуле

$$m_{\text{нбл}} = \pm \sqrt{\frac{C^2 \sum \delta^2}{n}}, \quad (1.67)$$

где n – количество контрольных пунктов.

Если число измерений на контрольных пунктах больше двух, то средняя квадратическая погрешность вычисляется по формуле:

$$m_{\text{нбл}} = \pm \sqrt{\frac{C^2 \sum \delta^2}{\omega - n}}, \quad (1.68)$$

где ω – общее количество измерений на контрольных пунктах, n – число контролируемых пунктов, а δ – отклонение от среднего каждого измерения на пункте.

Кроме вычисления названных ошибок наблюдений для оценки результатов съемки устанавливают фактическую **погрешность определения аномалий**, которая не должна превышать проектную погрешность аномалий m . Например, для построения карты с сечением изоаномал $\Delta = 0,10$ мГал погрешность аномалий не должна превышать

$$m = \frac{\Delta}{2,5} = \frac{0,10}{2,5} = 0,04 \text{ мГал},$$

а погрешность наблюдений $m_{\text{нбл}} = 0,03$ мГал.

Еще более широким понятием, чем погрешность аномалий, является **погрешность съемки**. Эту погрешность, характеризующую достаточность съемочной сети для решения поставленных геологических задач, можно оценить одним из двух способов:

- 1) по разностям наблюдаемых и интерполированных аномалий,
 - 2) по разностям наблюдаемых и сглаженных аномалий.
- В первом способе погрешность определяется по формуле

$$m = \pm 0,82 \sqrt{\frac{\sum v^2}{S}}, \quad (1.69)$$

где

$$v = \Delta g_i - \frac{\Delta g_{i-1} + \Delta g_{i+1}}{2},$$

S – количество разностей v , Δg_i – значение аномалии в миллигалах для i -той точки.

По второму способу погрешность съемки при сглаживании по пятиточечной формуле будет выражена так:

$$m = \pm 1,39 \sqrt{\frac{\sum e^2}{k}}, \quad (1.70)$$

где e – разности на пунктах между наблюдаемыми и сглаженными значениями аномалий (в миллигалах), k – количество гравиметрических пунктов.

1.22. Морская, авиационная, подземная, скважинная и другие виды гравиразведки

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

1. Морская гравиразведка. Гравиметрические съемки подразделяются на надводные, подводные и донные. Надводные проводятся на кораблях и отличаются наиболее сложной используемой аппаратурой и обработкой из-за наличия ускорений силы тяжести, обусловленных качкой. Приборы помещают в карданов подвес или на гиropлатформы, обеспечивающие их постоянное вертикальное положение. Съемки проводятся непрерывно в движении по профилям (галсам) (при комплексных геофизических исследованиях) либо по площади (когда гравитационные исследования являются основными). Наблюдения проводятся по системе субпараллельных профилей, пересеченных несколькими контрольными профилями. Так же, как при наземных съемках, на опорных точках начинается и заканчивается каждый рейс. Они располагаются в портах, их отличает повышенная точность проведенных измерений. Для привязки точек используется радиogeодезический способ. Точность определения приращений силы тяжести при надводных съемках достигает 1 мГал. Более высокой точностью отличаются измерения,

проводимые на подводных лодках, поскольку в этом случае меньше влияние возмущающих ускорений.

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

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

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

4. Скважинная гравиразведка. Аналогичными с подземной гравиразвндкой преимуществами и недостатками обладают скважинные гравиметрические измерения. Гравиметры должны быть устойчивы к высокому давлению и температуре, принимать вертикальное положение в наклонной скважине. В настоящее время скважинные наблюдения проводятся в ограниченных объемах из-за отсутствия высокоточных гравиметров, соответствующих указанным требованиям. В этом направлении ведутся

активные исследования по конструированию скважинных гравиметров в компании Scintrex (Канада).

5. Вариометрические и градиентометрические съемки.

При съемках с вариометрами и градиентометрами измеряются вторые производные гравитационного потенциала. Они применяются при детальном разведочных работах, причем преимущественно на небольших площадях, где имеются аномалии, обусловленные наличием рудных тел. Данные работы обычно являются площадными, причем расстояния между точками зависят от масштаба съемки и изменяются от 5 до 100 м. Если рельеф в районе работ спокойный и в радиусе 50–100 м проведена тщательная нивелировка, то можно достигнуть точности в первые этвечи. Результаты вариометрических и градиентометрических съемок изображают в виде карт и графиков вторых производных потенциала, векторов градиента, карт кривых уровенной поверхности. Кроме наземной съемки применяется подземная вариометрическая и градиентометрическая съемки, направленные на детализацию строения шахтных и рудных полей.

1.23. Интерпретация аномалий силы тяжести

В результате гравиметрической съемки получают карты и графики аномалий Буге (Δg_B), на которых выделяются латеральные плотностные неоднородности горных пород, залегающих на разных глубинах. Под интерпретацией аномального гравитационного поля подразумевают процесс выявления его источников. Геологическая интерпретация заключается в объяснении найденного распределения масс с учетом особенностей геологического строения изучаемого района. Положительным аномалиям соответствуют более плотные, а отрицательным – менее плотные породы. Но на практике они всегда представляют собой суперпозицию гравитационных полей, обусловленных аномалиесоздающими объектами разных по глубине структурных этажей.

Интерпретация данных гравиразведки подразделяется на качественную и количественную и сопровождается геологическим истолкованием результатов. При качественной интерпретации выделение аномалий ведется визуально или статисти-

ческими приемами. При количественной интерпретации определяются местоположение эпицентров (проекции на земную поверхность) аномалиесоздающих объектов, глубины залегания их центров, формы, размеры, аномальные плотности.

1.23.1. Качественная интерпретация

Первым этапом интерпретации результатов гравиразведки (а в некоторых сложных условиях и при отсутствии сведений о плотности разреза - единственным) является качественная интерпретация. При качественной интерпретации дается визуальное описание характера аномалий силы тяжести по картам и профилям, т.е. отклонений от средних (фоновых) значений Δg_b . При этом отмечается форма аномалий, их простирание, примерные размеры, амплитуда. Устанавливается связь гравитационных аномалий с геологическим строением, выделяются региональные аномалии, связанные со строением земной коры значительной территории, и локальные аномалии на малой площади, представляющие поисковый или разведочный интерес.

Выделение региональных аномалий (плавных изменений аномалий на значительных расстояниях) от локальных называется **снятием регионального фона**. Производится графическим или аналитическими способами (см. подраздел 1.6.2). Региональные аномалии связаны с глубинными геологическими объектами, с крупными структурами земной коры, поверхностью кристаллического фундамента и неоднородностями его петрографического состава.

Локальные или остаточные аномалии, определяемые путем вычитания из наблюденных аномалий региональных, приурочены к антиклинальным, синклинальным и дизъюнктивным структурам в осадочном чехле и фундаменте. Они характеризуют месторождения полезных ископаемых.

С помощью трансформаций наблюденных полей (сглаживание, аналитическое продолжение в нижнее и верхнее полупространство, фильтрация, расчет высших производных потенциала и др.), проводимых по специальным компьютерным технологиям, удается выделить, сделать визуально более четко видимыми аномалии разных геоструктурных этажей. Так, при пе-

решете суммарных аномалий в верхнее полупространство уменьшаются амплитуды локальных аномалий, а региональные аномалии становятся более отчетливо видимы. Наоборот, пересчет в нижнее полупространство приводит к подчеркиванию локальных аномалий.

По картам аномалий Буге, наблюдаемым, региональным или локальным, можно сделать качественные заключения об аномалиесоздающих геологических объектах. Например, центры аномалий располагаются над центрами аномальных по плотности масс, а направление и форма изоаномал примерно соответствуют их простираению и форме. Ширина аномалий в 2 – 6 раз больше глубины залегания верхних кромок аномалиесоздающих геологических объектов, а интенсивность пропорциональна избыточной массе и глубине залегания. Зоны повышенных градиентов соответствуют контактам пород разной литологии, сбросам.

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

1.23.2. Количественная интерпретация

1. Общие положения. Под количественной интерпретацией понимают определение параметров аномалиеобразующих объектов (глубина центра масс, геометрические размеры, величина аномальной массы, положение вертикальных контактов и т.д.) по наблюдаемым аномалиям силы тяжести. Этот этап интерпретации опирается на общую теорию гравитационного потенциала. Способы количественной интерпретации основаны на методах решения прямой и обратной задачи гравиразведки.

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

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

Прямые методы решения обратной задачи используются для интерпретации простых, изолированных аномалий Δg_b , которые можно аппроксимировать аномалиями, созданными телами простой геометрической формы. К ним относят аналитические методы, в частности, самый простой из них – метод характерных точек.

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

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

2. Метод характерных точек. Метод применяется для количественной интерпретации наиболее четких аномалий Буге и сводится к следующему. На наблюдаемой или трансформированной карте выделяется отдельная (региональная или локальная) аномалия. Строго через ее центр перпендикулярно простиранию изолиний строится график Δg_b . Иногда вкрест полученных аномалий проводятся более точные и детальные полевые работы для получения интерпретационных графиков. Если на карте имеются изометрические аномалии (длина и ширина отличаются не более чем в 2–3 раза), то, исходя из общего геологического строения района, их аппроксимируют шаром (сферой) или вертикальным столбом.

Шарообразными геологическими объектами можно считать такие, которые имеют форму, близкую к изометричной. Например, брахиантиклинальные или брахисинклинальные складки, куполовидные структуры, массивные изометрические рудные залежи.

За вертикальный столб можно принять столбообразно вытянутые объекты с малоотличающимися длиной и шириной и глубоко залегающей нижней кромкой. Нижняя кромка располагается в этом случае на глубинах в 5–10 раз больших, чем верхняя. Примером таких геологических структур могут быть диапировые складки, соляные купола, кимберлитовые трубы, штокообразные рудные или кварцевые залежи.

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

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

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

Аппроксимируемый объект	Шар	Цилиндр	Столб	Уступ
Глубина залегания	1,305 $x_{1/2}$	$x_{1/2}$	1,7 $x_{1/2}$	$x_{1/2}$

Определив h , можно найти избыточную массу $M = V(\sigma - \sigma_0)$. По данным измерений плотности образцов пород, взятых из керна скважин или обнажений, можно найти избыточную плотность, а затем определить поперечные размеры изучаемых геологических объектов. Большинство отдельных аномалий на гравиметрических картах с той или иной степенью приближения может быть отнесено к рассмотренным выше типичным аномалиям.

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

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

К косвенным методам подбора относятся также *графические способы* решения обратной задачи с помощью различных

палеток. Наиболее простым способом является применение палетки Гамбурцева для интерпретации двумерных вытянутых аномалий Δg .

Существуют различные *экспресс-приемы интерпретации* сложных аномалий. Так, оценка мощности и формы подошвы двухслойного разреза с плотностями в верхнем и нижнем слоях σ_v и σ_n проводится по формуле для уступа. Наибольшая глубина залегания верхней кромки возмущающих масс может быть получена по формуле

$$h \leq \frac{\alpha \Delta g_{\max}}{|\Delta g'_{\max}|}, \quad (1.71)$$

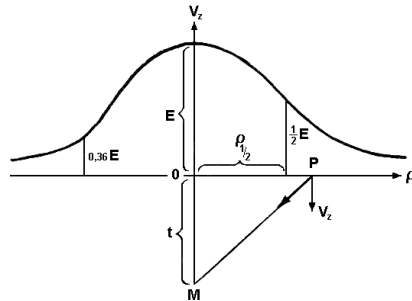
где α – коэффициент, изменяющийся от 0,7 для вытянутых до 0,9 для изометрических тел; Δg_{\max} и $\Delta g'_{\max}$ – максимальная аномалия силы тяжести и максимальный горизонтальный градиент ($\Delta g'_{\max} = \Delta g_{\max} / \Delta x$), снятые по графику Δg , построенному вкрест простираения структур.

Избыточная масса M может быть определена по формуле $M \approx 24 \sum \Delta g \Delta S$, где Δg – аномалия силы тяжести (в мГал) на некоторой площади ΔS (в м²). Суммирование проводится по всей площади S , на которой выявлено аномальное гравитационное поле.

4. Примеры количественной интерпретации на практических примерах. Пусть график вертикальной составляющей силы притяжения V_z имеет вид, изображенный на рис. 1.21, тогда геологический объект можно представить *шаром (сферой)*. Для определения глубины залегания и параметров шара находим максимальное значение вертикальной составляющей силы притяжения E , а затем точки на графике, в которых V_z в 2 раза меньше E . Найденные точки проецируем на ось абсцисс, это будет величина $x_{1/2}$, и тогда глубину до центра шара определяем по формуле

$$t_{uu} = 1,305 x_{1/2}. \quad (1.72)$$

Рис. 1.21. График изменения V_z для шара



Зная $t_{ш}$, находим количество аномальной массы M и радиус шара $R_{ш}$:

$$M = E \frac{t_{ш}^2}{f}, \quad (1.73)$$

$$R_{ш} = 3,33 \sqrt[3]{\frac{E \cdot t_{ш}^2}{\sigma}}, \quad (1.74)$$

где G – гравитационная постоянная, равная $2/3 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3/\text{г} \cdot \text{с}^2$, σ – аномальная плотность, равная разности плотностей изучаемого тела σ_1 и вмещающих пород σ_0 : $\sigma = \sigma_1 - \sigma_0$. Если взять E в миллигалах, t – в метрах и σ – в $\text{г}/\text{см}^3$, то радиус получим в метрах.

В случае аппроксимации реального объекта **горизонтальным цилиндром** глубину $t_{ц}$ залегания его оси и радиус поперечного сечения $R_{ц}$ находим по следующим формулам:

$$t_{ц} = x_{1/2}, \quad (1.75)$$

$$R_{ц} = 1,54 \sqrt{\frac{E \cdot t}{\sigma}}, \quad (1.76)$$

величину $R_{ц}$ получим в метрах, если максимальную амплитуду E подставим в миллигалах и t в метрах.

Если центр однородного шара совпадает с горизонтальной осью цилиндра той же плотности, а радиусы их в вертикальных сечениях равны, то в случае, когда профиль проходит под центром шара, кривая V_z для цилиндра будет иметь большее значение E и более пологие периферийные части графика по отношению к кривой V_z для шара.

Глубину залегания кровли аномальных масс возможно оценить по формуле

$$z = t_u - R_u = t_y - R_y. \quad (1.77)$$

В случае получения по профилю графика V_z в виде гравитационной ступени аппроксимируем аномальное тело **вертикальным уступом**. Для определения его края находим V_z при $x = 0$ (рис. 1.22):

$$(V_z)_{x=0} = e = \frac{(V_z)_{\max} - (V_z)_{\min}}{2} = \frac{A}{2};$$

далее находим на графике точки с аномалией $1/2 e$ и $3/2 e$ и отвечающие им абсциссы $x_{1/2}$ и $x_{3/2}$, тогда глубина до середины уступа будет равна

$$t = \frac{x_{1/2} + x_{3/2}}{2}. \quad (1.78)$$

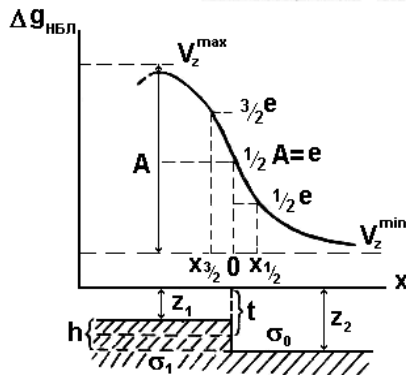


Рис. 1.22. График аномалий силы тяжести над вертикальным уступом и определение его параметров

Глубину кровли и подошвы уступа находим по формулам

$$Z_1 = t - \frac{h}{2} \text{ и } Z_2 = t + \frac{h}{2}, \quad (1.79)$$

где h – мощность уступа, определяемая по формуле

$$h = \frac{e}{\pi f \sigma}. \quad (1.80)$$

При интерпретации графиков **градиента** V_{zx} для уступа используются следующие формулы:

$$t = x_{1/2}, \quad (1.81)$$

$$h = 75 \cdot 10^{-3} \frac{G \cdot t}{\sigma}, \quad (1.82)$$

где $G = V_{zx}^{эк}$, мГал/км; t – глубина до средней плоскости уступа в метрах; h получаем в метрах.

По градиенту V_{zxx} имеем $t = 2x_{эк}$, где $x_{эк}$ – абсцисса экстремума. Мощность уступа h определим по формуле

$$h = 115,5 \frac{G_x \cdot t^2}{\sigma}, \quad (1.83)$$

где $G_x = V_{zxx}^{эб}$, мГал/км², t – в километрах, h – в метрах, σ – в г/см³.

1.24. Геологическое истолкование гравитационных аномалий

С качественной и количественной интерпретацией неразрывно связано геологическое истолкование гравитационных

аномалий. Оно должно проводиться совместно геологами и геофизиками с учетом всех геологических, и в частности петроплотностных, свойств пород данного участка. При этом необходимо учитывать следующее.

1. Эффективность гравиразведки повышается, если плотность изучаемого геологического объекта значительно отличается от плотности вмещающих пород.

2. Строго решить прямую задачу, а значит, дать способы интерпретации можно лишь для возмущающих масс в виде простых геометрических моделей (шар, цилиндр, уступ и т.д.), а в более сложных случаях задача не имеет аналитического выражения и решается численно с использованием ЭВМ.

3. Аппроксимация (замена) реальных геологических объектов рассмотренными выше геометрическими моделями в ряде случаев условна, так как геологические объекты такой идеальной формы встречаются редко. Однако даже оценка глубин играет для геологии значимую роль.

4. Для интерпретации и геологического истолкования гравитационных аномалий требуется детальное изучение плотностей пород, закономерностей их изменения как по простиранию, так и с глубиной. Аномальная плотность геологических объектов должна быть тем больше, чем глубже они залегают.

5. Если не известны плотность и форма тел, то математическое решение обратной задачи гравиразведки неоднозначно и количественная интерпретация дает несколько ответов.

6. В силу принципа суперпозиции, т.е. наложения полей, эффекты, обусловленные различными геологическими факторами, суммируются. Суммарные аномалии силы тяжести определяются глубинным строением земной коры и ее разной мощностью, рельефом поверхности кристаллического фундамента и его петрографическим составом, неоднородностью строения толщи осадочных пород и наличием в ней тех или иных структур, полезных ископаемых. Между геологическими факторами и гравитационными аномалиями теоретически существует функциональная зависимость, но практически чаще всего устанавливается только корреляционная зависимость.

7. Основным приемом геологического истолкования данных гравиразведки является сопоставление гравиметрических

карт и графиков с геологическими картами. Между гравиметрическими и известными геологическими аномалиями может наблюдаться корреляционная связь, что свидетельствует о тождественности этих геологических образований и выявленного источника гравитирующего поля. Если такой связи нет, то поле обусловлено более глубокими и неизвестными геологическими образованиями.

От степени учета отмеченных особенностей зависит точность геологического истолкования гравитационных аномалий. Для повышения надежности интерпретации гравиразведку следует применять в комплексе с другими геофизическими методами.

1.25. Применение гравиразведки для решения различных геологических задач

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

1.25.1. Общая гравиметрическая съемка для изучения земной коры и тектонического районирования

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

Как известно, в первом приближении Землю можно подразделить на три геосферы с четко различающимися физическими свойствами: земную кору, мантию и ядро. В результате гравиметрических исследований обширных территорий конти-

нентов и океанов устанавливается зависимость между мощностью земной коры (H) и аномалией силы тяжести (Δg) (рис. 1.23).

Установлено, что в геосинклинальных областях отмечаются интенсивные отрицательные аномалии Δg_B , платформы характеризуются небольшими аномалиями разного знака, а на океанах существуют положительные аномалии, причем тем большие, чем меньше мощность земной коры. Объясняется это тем, что подошва земной коры (граница Мохоровичича) отделяет породы разной плотности: $2,7 \text{ г/см}^3$ сверху и $3,2 \text{ г/см}^3$ снизу и кривая Δg_B отражает форму границы Мохоровичича. Такая закономерность свидетельствует о том, что Земля находится в состоянии, близком к изостатической компенсации.

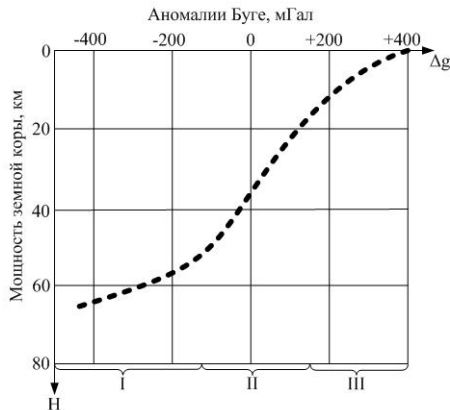


Рис.1.23. Зависимость аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры: I, II, III - геосинклинальный, платформенный и океанический тип земной коры

1.25.2. Гравиразведка при региональном тектоническом районировании

Гравиразведка в полном комплексе с другими геофизическими методами широко используется при региональном тектоническом районировании суши и акваторий. Она дает информацию о главных структурных этажах и общем тектоническом строении крупных регионов.

С помощью гравиразведки аномалиями типа *ступени* выявляются отдельные блоки земной коры и фундамента, глубин-

ные разломы, сбросы; **отрицательными аномалиями** картируются синклинии, горсты, осадочные бассейны, прогибы фундамента, гранитные массивы среди других изверженных пород фундамента, рифтовые и солевые бассейны, океанические хребты и желоба в океанах и др; **положительными аномалиями** выделяются антиклинории, поднятия фундамента, грабены и другие структуры.

1.25.3. Гравиразведка при поисках и разведке полезных ископаемых

Гравиразведка применяется для поисков и разведки 1) нефтяных структур, 2) угольных бассейнов, 3) рудных и нерудных полезных ископаемых.

1. Гравиразведкой выявляются следующие **нефтяные структуры**: соляные купола, антиклинальные складки, рифовые массивы, куполовидные платформенные структуры.

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

Антиклинальные складки выделяются вытянутыми изолиниями аномалий (Δg_b) чаще положительного, реже отрицательного знака в зависимости от плотности пород, залегающих в ядре складок. Интерпретация результатов качественная, изредка количественная.

Многие месторождения нефти и газа приурочены к **рифовым массивам**, но разведка последних гравиметрическим методом является задачей нелегкой. Для разведки рифовых известняков среди осадочных терригенных пород применяется анализ как региональных, так и локальных аномалий, причем рифовые

известняки выделяются, как правило, положительными аномалиями.

Куполовидные платформенные поднятия, к которым нередко приурочены месторождения нефти и газа, отличаются малой амплитудой и большой глубиной залегания и поэтому трудно выявляемы гравиразведкой. Однако применение высокоточных гравиметров позволяет вести разведку и этих структур, выделяемых слабыми отрицательными аномалиями за счет разуплотнения пород над поднятиями.

Высокоточная гравиметрия (гравиметрический мониторинг) применяется для изучения режима эксплуатации месторождений нефти и газа, а также подземных газохранилищ.

2. При разведке **угольных месторождений** гравиметрия применяется как для определения границ угольного бассейна, так и для непосредственных поисков отдельных месторождений и пластов угля, отличающихся низкой плотностью ($\sigma = 2,0 \text{ г/см}^3$).

3. Гравиразведка применяется в комплексе с другими геофизическими методами для поисков **рудных и нерудных ископаемых**, причем она привлекается как для крупномасштабного картирования и выявления тектонических зон и структур, благоприятных для залегания тех или иных ископаемых, так и для непосредственных поисков и разведки месторождений.

Существенное отличие рудной гравиразведки от нефтяной состоит в меньшей глубинности, большей детальности и точности исследования. Классическим примером применения гравиметрии являются поиски и разведка железорудных месторождений (особенно КМА и Кривого Рога), где гравиразведка применяется для изучения структуры бассейна, картирования железорудной толщи и поисков богатых руд. На железорудных месторождениях наблюдаются локальные положительные аномалии при высокой плотности железосодержащих руд. Хромитовые, полиметаллические и другие залежи рудных и нерудных ископаемых практически всегда отличаются от вмещающих пород по плотности. Поэтому гравиразведка с успехом применяется для их обнаружения.

1.25.4. Применение гравиразведки для изучения техногенных процессов в верхней части геологической среды

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

Вопросы для самопроверки

1. Дать определение силы тяжести.
2. Какие единицы измерения ускорения силы тяжести используются в гравиразведке?
3. Где значение силы тяжести больше: на полюсе или на экваторе?
4. Что такое нормальное значение силы тяжести?
5. Какие поправки (редукции) силы тяжести знаете?
6. Как определяются аномалии Буге и Фая?
7. Больше плотность воды или нефти?
8. В чем суть прямой и обратной задачи гравиразведки?
9. По каким формулам определяются параметры шара?
10. Что такое гравитационная ступень?
11. В каких случаях используется палетка Гамбурцева?
12. Какие марки отечественных гравиметров знаете?
13. Принцип действия кварцевой упругой системы гравиметра.
14. Для чего нужен температурный компенсатор в гравиметре?

15. Как выполняется юстировка продольного и поперечного уровней на минимум чувствительности к наклону?
16. Какие знаете способы определения цены деления гравиметра?
17. В чем преимущества гравиметра СГ-5?
18. Что такое коэффициент надежности гравиметра?
19. Какие знаете методики полевых наблюдений?
20. Что такое гравиметрический рейс?
21. В чем видите преимущества и недостатки различных методик полевых наблюдений?
22. Какие знаете методы сглаживания графиков аномалий Буге?
23. Для чего необходимо уравнивание опорной сети?
24. Что такое невязка полигона?
25. Как можно разделить наблюденное поле на региональное и локальное?
26. Что такое качественная и количественная интерпретация гравитационных аномалий?
27. Приведите формулы определения глубины залегания для шара, цилиндра, столба и уступа.
28. Какие особенности необходимо учитывать при геологическом истолковании гравитационных аномалий?
29. Для решения каких геологических задач наиболее эффективно применение гравиразведки?
30. С какими геофизическими методами целесообразно использовать гравиразведку при поисках залежей нефти и газа?

ГЛАВА 2. МАГНИТОРАЗВЕДКА

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

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

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

2.1. Главные элементы магнитного поля

В любой точке земной поверхности существует магнитное поле, которое определяется **полным вектором напряженности**

T . Вдоль вектора T устанавливается подвешенная у центра тяжести магнитная стрелка. Проекция этого вектора на горизонтальную поверхность и вертикальное направление, а также углы, составленные этим вектором с координатными осями, носят название главных элементов магнитного поля (рис. 2.1).

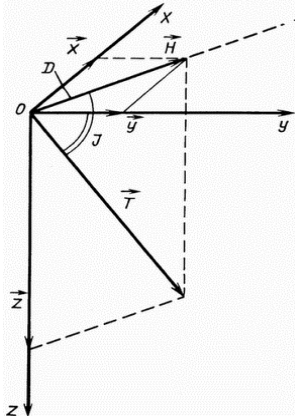


Рис. 2.1. Элементы земного магнитного поля

Если ось x прямоугольной системы координат направить на географический север, ось y – на восток, а ось z – по отвесу вниз, то проекция полного вектора T на ось z будет **вертикальной составляющей**, она обозначается Z . Проекция полного вектора T на горизонтальную плоскость – горизонтальная составляющая (H). Направление H совпадает с магнитным меридианом. Проекция H на ось x – северная (или южная) составляющая; проекция H на ось y – восточная (или западная) составляющая. Угол между осью x и составляющей H называется **склонением** и обозначается D . Принято считать восточное склонение положительным, западное – отрицательным. Угол между вектором T и горизонтальной плоскостью называется **наклоением** и обозначается J . При наклоне вниз северного конца стрелки наклонение называют северным (или положительным), при наклоне южного конца стрелки – южным (или отрицательным). Взаимосвязь полученных элементов магнитного поля Земли выражается следующими формулами:

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

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

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

Например, на рис. 2.2 приведена карта эпохи 1980 г.

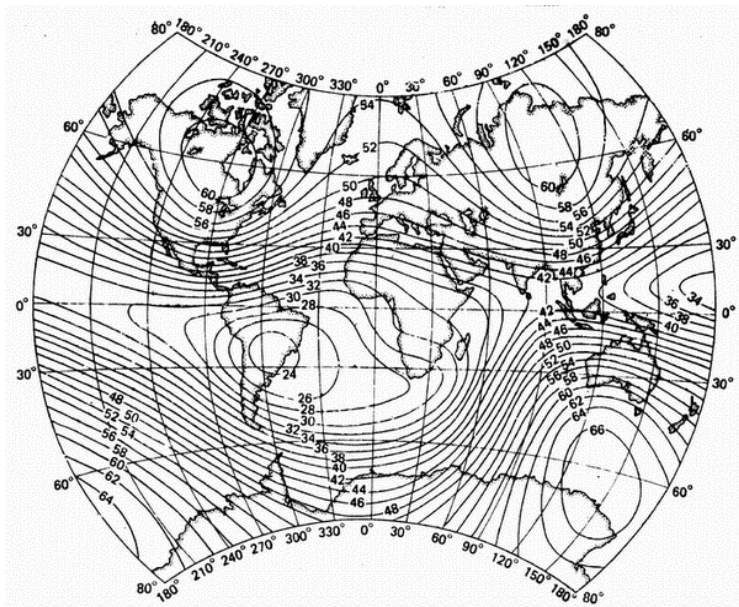


Рис. 2.2. Полная напряженность магнитного поля Земли для эпохи 1980 г. Изолинии T проведены через 4 мкТл (400 γ) (из книги П. Шарма «Геофизические методы в региональной геологии»)

2.2. Единицы измерений

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

2.3. О происхождении магнитного поля Земли

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

ной регенерации длится до тех пор, пока рассеивание энергии вследствие вязкости ядра и его электрического сопротивления не скомпенсируется добавочной энергией вихревых токов и другими явлениями.

2.4. Нормальное геомагнитное поле

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

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

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

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

2.5. Аномальные геомагнитные поля

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

$$T_a = T - T_n = T_p + T_l.$$

Аномальная часть постоянного магнитного поля Земли несет в себе информацию о геологическом строении верхних слоев земной коры.

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

Локальные аномалии возникают при разной намагниченности геологических структур или залежей руд. Региональные и локальные аномалии бывают положительными и отрицательными. За положительные принято считать те, для которых (T_a) и (Z_a) совпадают с соответствующей составляющей нормального поля, а отрицательные – те, для которых они противоположны по направлению. В северном полушарии и на территории России преобладают положительные аномалии.

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

$$T = T_0 + T_m + T_p + T_l = T_n + T_a. \quad (2)$$

2.6. Вариации земного магнетизма

Наблюдения магнитного поля Земли в течение длительного времени и палеомагнитные исследования показывают, что напряженность магнитного поля и его элементы меняются во времени. Эти изменения получили название вариаций. Принято различать четыре вида магнитных вариаций: 1) вековые, 2) годовые, 3) суточные и 4) магнитные возмущения (бури).

Вековые вариации магнитного поля происходят в течение длительных периодов времени – в десятки и сотни лет и приводят к значительным изменениям среднегодовых элементов земного магнетизма. Под изменением того или иного элемента магнитного поля (вековой ход) понимают разности значений этих элементов в разные эпохи, деленные на число лет между эпохами. Вековой ход рассчитывается по обобщенным данным глобальных магнитных съемок за прошедшие 5 лет. Выявлен ряд периодов изменения поля в 500–2000–5000 лет и более. Вековые вариации различны в разных регионах. Имеется несколько зон (фокусов), в которых изменения поля максимальны. Эти фокусы перемещаются по земной поверхности. Например, за 1942 г. в Индонезии вариации Z достигли +130 нТл, а на юге Каспийского моря +110 нТл. Возникновения вековых вариаций, видимо, объясняются процессами, протекающими внутри Земли (в ядре и на границе ядра с мантией).

Годовые вариации – это изменения среднемесячных значений напряженности магнитного поля. Они характеризуются небольшой амплитудой (десятки нТл).

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

Магнитные бури относят к возмущенным вариациям, они бывают разной интенсивности – до 1000 нТл и более, причем разными в северных и южных широтах. Возникают спорадиче-

ски и проходят по всей земной поверхности либо одновременно, либо с запаздыванием на несколько часов. Продолжительность магнитных бурь колеблется от нескольких часов до нескольких суток. Намечается четкая связь между интенсивностью магнитных бурь и солнечной активностью. В годы максимумов солнечной активности, период которых около 11 лет, наблюдается наибольшее число бурь. Магнитные бури зависят от возмущений в ионосфере, которые, в свою очередь, связаны со вспышками на Солнце и приходом на Землю корпускулярных потоков. Магнитным бурям сопутствуют полярные сияния, ухудшение радиосвязи, возникновения магнитотеллурических полей. В магниторазведке необходимо учитывать и исключать вариации магнитного поля.

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

$$T_{\sim} = T_n + T_p + T_l + T_{\text{вар}}, \quad T_a = T_p + T_l = T_{\sim} - T_n + T_{\text{вар}}. \quad (2.3)$$

2.7. Намагниченность горных пород и руд

Региональные и локальные магнитные аномалии зависят от интенсивности намагничения пород J как современным (индуцированная намагниченность J_i), так и древним (остаточная намагниченность J_r) магнитным полем, т.е. это векторная сумма $J = J_i + J_r$. **Индукцированная намагниченность** любого образца породы равна $J_i = \kappa T$, где κ (каппа) – его магнитная восприимчивость, а T – полный вектор постоянного геомагнитного поля. Однако этот же образец несет в себе информацию о той намагниченности, которая существовала в момент образования породы и сложным образом менялась до настоящего времени, ее называют **остаточной** (J_r). Вместе с отношением $Q = J_r / J_i$ остаточная намагниченность количественно характеризует свойство породы сохранять или менять намагниченность

за весь свой возраст, может быть, составляющий многие миллионы лет.

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

2.8. Магнитная восприимчивость горных пород и руд

Способность материалов и горных пород намагничиваться (магнитная **восприимчивость** (χ)) – основное магнитное свойство горных пород.

В системе СИ магнитная восприимчивость – это безразмерная величина. Практически ее измеряют в 10^{-5} ед. СИ. У разных горных пород она меняется от 0 до 10 ед. СИ. По магнитным свойствам минералы и горные породы делятся на три группы: 1) диамагнитные, 2) парамагнитные и 3) ферромагнитные. У **диамагнитных пород** магнитная восприимчивость очень мала (менее 10^5 ед. СИ), она отрицательна, намагничение этих пород направлено против намагничивающего поля. К диамагнитным относятся многие минералы и горные породы, например: кварц, каменная соль, мрамор, нефть, лед, графит, золото, серебро, свинец, медь и др.

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

Особенно большими χ (до нескольких миллионов 10^{-5} ед. СИ) обладают **ферромагнитные минералы**, к которым относятся магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирротин. Магнитная восприимчивость большинства горных пород определяется, прежде всего, присутствием и процентным содержанием ферромагнитных минералов.

В таблице 2.1 приведены значения **магнитной восприимчивости** (χ) некоторых пороодообразующих минералов и пород. Как видим, сильномагнитными являются ферромагнитные минералы. Среди изверженных пород наибольшей магнитной

восприимчивостью обладают ультраосновные и основные породы, слабомангитны и магнитны кислые породы. У метаморфических пород магнитная восприимчивость ниже, чем у изверженных. Осадочные породы, за исключением некоторых песчаников и глин, практически немагнитны.

Таблица 2.1

Минерал	Диапазон измерений, $\text{æ} \cdot 10^{-5}$ (ед. СИ)	Горная порода	Диапазон измерений, $\text{æ} \cdot 10^{-5}$ (ед. СИ)
Кварц	- 1,6	Песок	0–3800
Ортоклаз	- 0,6	Песчаник	- 3–50 000
Циркон	- 1,2	Алевролит	- 3–6300
Галенит	- 3,3	Глина	2,5–3800
Касситерит	- 2,0	Аргиллит	2,5–2500
Ковелин	- 1,2	Известняк	0,15–3800
Флюорит	- 1,2	Доломит	0,15–125
Барит	- 1,8	Мергель	0,15–250
Сфалерит	- 6,5	Гипс	0,15–125
Апатит	- 10,3	Ангидрит	0,4–12,5
Арафит	- 0,5		

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

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

Разведываемые геологические структуры и руды с магнитной восприимчивостью æ залегают среди вмещающих пород с восприимчивостью æ_0 . Поэтому, как и в гравиразведке, представляет интерес **избыточная**, или **эффективная магнитная**

восприимчивость $\Delta\alpha = \alpha - \alpha_0$. Величины $\Delta\alpha$ могут быть и положительными, и отрицательными, разными по величине. При отличии $\Delta\alpha$ от нуля и возникают магнитные аномалии.

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

2.9. Остаточная намагниченность пород и руд

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

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

У изверженных пород остаточная намагниченность возникает в ходе их охлаждения (перехода через точку Кюри), т.е.

имеет кристаллизационную (химическую) природу. У осадочных пород она седиментационная. В ходе осаждения в водоемах твердые частицы намагничивались и сохраняли в консолидированных осадочных породах эту относительно стабильную ориентированную остаточную намагниченность.

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

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

Методика измерений J_r основана на представлении о том, что каждый образец является магнитным. Поэтому, измеряя три магнитные составляющие поля такого магнита (H_x , H_y , H_z) на нескольких расстояниях r от его центра, можно получить избыточную систему уравнений для расчета $J = \alpha T + J_r$ (за T принимается среднее магнитное поле района расположения лаборатории). С помощью специальных приемов определяется первичная намагниченность во время образования породы, исключаются вторичные перемагничивания за время ее жизни. Число образцов должно составлять десятки по каждому стратиграфическому комплексу пород для дальнейшей статистической обработки. Далее по ним определяются усредненные значения склонения ($D_{др}$) и наклона ($J_{др}$) древнего магнитного поля (см. рис. 2.1), позволяющие оценить положение геомагнитного полюса во время образования породы в современной системе географических координат.

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

2.10. Основные положения теории магниторазведки

При магниторазведке рассчитываются аномалии полного вектора T_a (2.1.) или его составляющих (Z_a, H_a) путем исключения из наблюдаемого поля нормального поля и вариаций. Поэтому в теории магниторазведки определяются эти параметры для объектов с разной интенсивностью и направлением намагниченности (J). Для простоты решения можно считать $J \approx \alpha T_{\text{ср}}$, где α – магнитная восприимчивость объекта, $T_{\text{ср}}$ – средняя напряженность геомагнитного поля в месте его расположения, а остаточной намагниченностью (J_r) можно пренебречь.

Основной закон магнетизма был сформулирован Кулоном, который предполагал, что существование магнетизма связано с наличием магнитных масс, положительных и отрицательных. Между двумя магнитными массами m_1 и m_2 , помещенными в среду с магнитной проницаемостью $\mu = 1 + \mu\alpha$, действует сила F , которая определяется законом Кулона

$$F = m_1 m_2 / \mu r^2,$$

где r – расстояние между центрами магнитных масс.

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

Любое намагниченное тело можно представить сочетанием двух таких магнитных масс, находящихся на противоположных частях тела – полюсах. Северным (положительным) полюсом намагниченного тела (например магнитной стрелки) счита-

ется тот, который поворачивается в сторону северного географического полюса, если дать возможность телу свободно вращаться вокруг вертикальной оси. Как отмечалось выше, при таком определении магнитный полюс Земли, находящийся в северном полушарии, обладает южным (отрицательным) магнетизмом, поскольку притягиваются магнитные массы противоположного знака, а массы одного и того же знака отталкиваются.

В магниторазведке при интерпретации данных решаются прямая и обратная задачи. **Прямой задачей магниторазведки** называется нахождение магнитных аномалий (T_a, Z_a и др.) над объектами известной формы, глубины залегания и намагниченности. **Обратной задачей магниторазведки** является определение формы, глубины залегания, намагниченности по измеренному распределению аномалий.

2.11. Поле магнитного диполя

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

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

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

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

$$dU = \frac{m}{\mu} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right), \quad (2.5)$$

где r_1 и r_2 – расстояния от центра магнитных масс до точки наблюдения P .

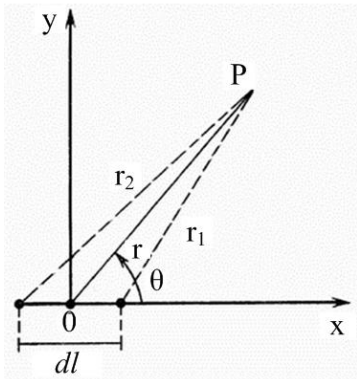


Рис. 2.3. Магнитный диполь

Выразив с помощью теоремы косинусов r_1 и r_2 через r , dl , и θ , можно записать

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

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

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

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

$$dU = \frac{m dl \cos \theta}{\mu r^2}. \quad (2.6)$$

Или, заменив $dM = m dl$, получим окончательное выражение для потенциала диполя:

$$dU = \frac{dM \cos \theta}{\mu r^2}. \quad (2.7)$$

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

$$dU = \frac{dM \cos \theta}{\mu r^2} = \frac{dM x}{\mu (x^2 + y^2)^{3/2}}; \quad (2.8)$$

$$\begin{aligned} H_x &= -\frac{d(dU)}{dx} = \\ &= -dM \frac{(x^2 + y^2)^{3/2} - x \frac{3}{2}(x^2 + y^2)^{1/2} 2x}{\mu (x^2 + y^2)^3} = \\ &= \frac{dM}{\mu} \frac{2x^2 - y^2}{(x^2 + y^2)^{5/2}}; \end{aligned} \quad (2.9)$$

$$\begin{aligned} H_y &= -\frac{d(dU)}{dy} = -dM \frac{-x \frac{3}{2}(x^2 + y^2)^{1/2} 2y}{\mu (x^2 + y^2)^3} = \\ &= \frac{dM}{\mu} \frac{3xy}{(x^2 + y^2)^{5/2}}; \end{aligned} \quad (2.10)$$

$$H = \sqrt{H_x^2 + H_y^2} = \frac{dM}{\mu r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}. \quad (2.11)$$

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

Реальные магнитные тела можно рассматривать как совокупность элементарных магнитных диполей.

Интенсивность намагничения элементарного объема (J), согласно определению, равна отношению магнитного момента (dM) к его объему (dV). Поэтому выражение (2.7) для потенциала магнитного диполя переписывается в следующем виде:

$$dU = \frac{J \cos \theta}{\mu r^2} dV, \quad (2.12)$$

где вектор J направлен вдоль оси диполя.

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

$$U = \iiint_V \frac{J \cos \theta dV}{\mu r^2}, \quad T_a = \iiint_V \frac{J \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}}{\mu r^3}, \quad (2.13)$$

где интегрирование ведут по всему объему тела (V).

Эти уравнения лежат в основе всей теории магнито-разведки. Аналитические выражения при решении уравнений (2.13) получаются лишь для тел простой геометрической формы и однородной (постоянной) намагниченности. Для тел более сложной формы, да еще при разной намагниченности, возможны численные решения с помощью ПЭВМ. Рассмотрим решение прямых и обратных задач для некоторых простейших тел: вертикального бесконечного столба (стержня), шара, пласта и горизонтального цилиндра бесконечного простираения для случая их вертикальной намагниченности. Допущение вертикальной намагниченности не только упрощает решение задач, но и является вполне обоснованным, поскольку намагниченность горных пород при широте большей $40-45^\circ$ близка к вертикальной. Кро-

ме того, при расчетах можно считать, что $\mu = \mu_0$, где $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ – магнитная проницаемость воздуха.

2.12. Прямая и обратная задачи для намагниченного вертикального бесконечно длинного столба (стержня)

1. Прямая задача. Пусть на глубине h залегает вершина бесконечно длинного столба (вертикального цилиндра или стержня) сечением s (рис. 2.4). Его можно представить как тело одного полюса (m) с интенсивностью намагничения (J), направленного вдоль оси z , и «магнитной массой» $m = Js$. Нижний полюс столба расположен очень глубоко, поэтому его влиянием можно пренебречь и считать, что вся «масса» сосредоточена на вершине столба.

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

$$U = \frac{m}{\mu r} = \frac{m}{\mu \sqrt{x^2 + h^2}}. \quad (2.14)$$

Составляющие поля выражаются производными потенциала по соответствующим осям координат:

$$\begin{aligned} Z_a &= -\frac{dU}{dh} = \frac{Jsh}{\mu (x^2 + h^2)^{3/2}}, \\ H_a &= -\frac{dU}{dx} = \frac{Jsx}{\mu (x^2 + h^2)^{3/2}}, \\ T_a &= \sqrt{Z_a^2 + H_a^2} = \frac{Js}{\mu (x^2 + h^2)^{5/2}}. \end{aligned} \quad (2.15)$$

Используя полученные формулы, можно построить графики напряженности поля (рис. 2.4). Легко видеть, что над столбом будут максимумы T_a и Z_a , а значения их одного знака,

положительные при вертикальной J_a . Горизонтальная составляющая (H) слева будет иметь максимум, а справа – минимум. Вдали от столба аномалии исчезают. В плане над таким столбом изолинии T_a и Z_a будут иметь вид концентрических окружностей одного знака.

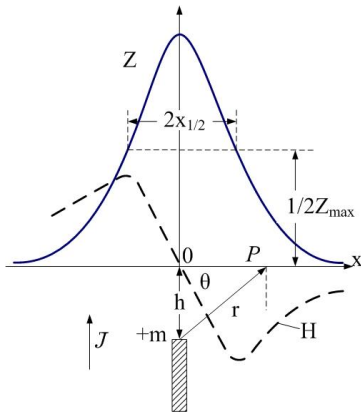


Рис. 2.4. Магнитное поле вертикального бесконечно длинного столба

2. Обратная задача. Решение уравнений (2.15) дает возможность по характерным точкам на графиках определить глубину залегания верхней кромки вертикального бесконечно длинного столба (h). Так, центр столба находится в точке, где $x=0$, а

$$Z_{\max} = T_{\max} = Js / mh^2 .$$

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

$$Z_{1/2} = Js h / 2h^2 \mu = Js h / \mu (x_{Z/2}^2 + h^2)^{3/2} .$$

Решив это уравнение, получим $x_{Z/2} = 0,7 h$. Аналогичным образом находятся связи и между другими характерными

точками $x_{T1/2}$, $x_{H\varnothing}$ (экстремумы на составляющей H), x_{ZH} (абсциссы точек пересечения Z и H). В результате для расчета h по абсолютным значениям этих параметров получаются следующие формулы:

$$h = 1,4 |x_{H\varnothing}| = 1,3 |x_{Z1/2}| = |x_{T1/2}| = |x_{ZH}|. \quad (2.16)$$

Зная h , можно оценить величину магнитной массы:

$$m = Js = Z_{\max} \cdot \mu h^2 = T_{\max} \cdot \mu h^2 = 3,67 H_{\max} \cdot \mu h^2. \quad (2.17)$$

Так как $J \approx T_{\text{cp}} \text{æ}$, где T_{cp} – среднее значение полного вектора напряженности поля в изучаемом районе, а æ – магнитная восприимчивость столба, то

$$\text{æ}s = m / T_{\text{cp}}.$$

Отсюда, если известна æ по измерениям на образцах, то можно определить площадь поперечного сечения столба (s).

2.13. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного шара

1. Прямая задача. Пусть вертикально намагниченный шар с центром на глубине H залегает под началом координат (рис. 2.5). Необходимо определить напряженность поля вдоль профиля x . Потенциал шара можно представить как потенциал диполя, помещенного в его центре. Поэтому, согласно (2.14), потенциал шара с магнитным моментом $M = JV$ (или магнитной массой $m = M$) равен

$$U = \frac{M \cos \theta}{\mu r^2} = \frac{MH}{\mu r^3} = \frac{JVH}{\mu (x^2 + H^2)^{3/2}}. \quad (2.18)$$

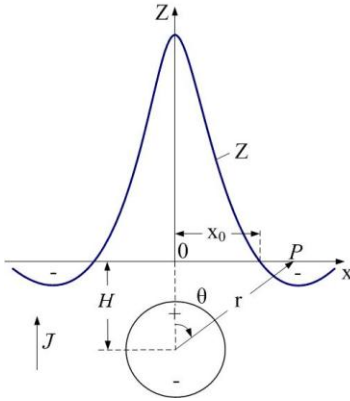


Рис. 2.5. Магнитное поле шара

Отсюда, взяв производные, найдем элементы магнитного поля шара

$$Z_a = -\frac{dU}{dH} = \frac{JV(2H^2 - x^2)}{\mu(x^2 + H^2)^{5/2}},$$

$$H_a = -\frac{dU}{dx} = \frac{3JVHx}{\mu(x^2 + H^2)^{5/2}}, \quad (2.1 \ 9)$$

$$T_a = \sqrt{Z^2 + H^2} = \frac{JV\sqrt{4H^2 + x^2}}{\mu(x^2 + H^2)^{5/2}}.$$

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

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

2. Обратная задача. Решение уравнений (2.19) теми же приемами, что и для столба, дает возможность по характерным точкам на графиках найти глубину центра вертикально намагниченного шара:

$$H_a = 1,8|x_{z_{1/2}}| = 1,8|x_{ZH}| = 1,5|x_{T_{1/2}}| = 0,7|x_{z_0}| = 0,5|x_{z_{\min}}|, \quad (2.20)$$

где $x_{z_{1/2}}$ и $x_{T_{1/2}}$ – абсциссы точек половины Z_a , T_a , x_{z_0} – точки с $Z_a = 0$; $x_{z_{\min}}$ – точки с $Z_a = Z_{\min}$.

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

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

Отсюда, так как $J \approx T_{cp} \alpha$, то получим $\alpha V \approx m / T_{cp}$. Если известны T_{cp} и α , то можно определить объем шара.

2.14. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного тонкого пласта бесконечного простираения и глубины

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

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

Разобьем пласт на множество тонких «столбов». Тогда притяжение пласта будет складываться из притяжения всех элементарных столбов, а вертикальная составляющая его магнитного притяжения будет равна интегралу в пределах от $-\infty$ до

$+\infty$ (по оси y) выражения для притяжения элементарного столба. Потенциал элементарного тонкого столба равен

$$dU = dm / \mu R = J l dy / \mu \sqrt{x^2 + y^2 + h^2},$$

а вертикальная составляющая –

$$dZ_a = -d(dU) / dh = J l h dy / \mu (x^2 + y^2 + h^2)^{3/2},$$

откуда Z равно

$$Z_a = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{J l h dy}{\mu (x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{2 J l h}{\mu (x^2 + h^2)}. \quad (2.21)$$

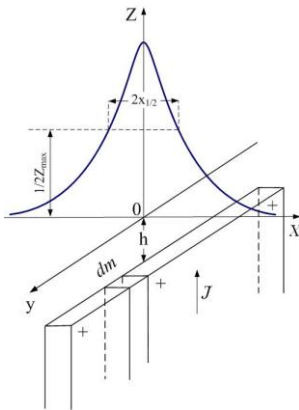


Рис. 2.6. Магнитное поле тонкого пласта бесконечного простираения

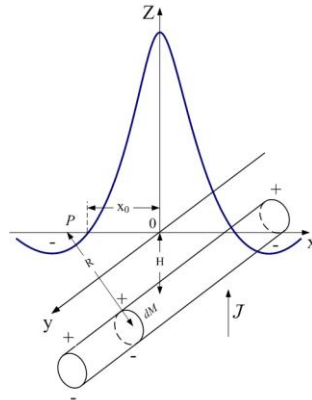
График Z_a будет иметь максимум над центром пласта и асимптотически стремиться к нулю при удалении от пласта. В плане над пластом будут вытянутые аномалии Z_a одного знака. Анализируя формулу (2.21), можно найти связи между глубиной залегания пласта (h) и $x_{1/2}$, т.е. абсциссой графика, где $Z_a = Z_{\max} / 2$; $h = x_{1/2}$.

Магнитная масса единицы длины равна $m = J l = Z_{\max} \mu h / 2$. Заменив $J \approx \alpha T_{\text{cp}}$, получим $l \alpha = m / T_{\text{cp}}$. Зная T_{cp} и α , можно рассчитать ширину пласта.

2.15. Прямая и обратная задачи для вертикально намагниченного горизонтального цилиндра бесконечного простираения

Пусть на глубине H параллельно оси y расположен **бесконечно длинный цилиндр с магнитным моментом единицы длины**, равным $M = Js$, где J – интенсивность намагничивания, постоянная для всего цилиндра и направленная вертикально, S – поперечное сечение цилиндра (рис. 2.7). Требуется определить напряженность поля вдоль оси x . Поле такого цилиндра можно считать эквивалентным полю бесконечного числа вертикальных магнитных диполей, центры которых расположены по оси цилиндра.

Рис. 2.7. Магнитное поле горизонтального цилиндра бесконечного простираения



Потенциал в точке P от элементарного диполя определяется согласно уравнению (2.8):

$$dU = \frac{dM \cos \theta}{\mu R^2} = \frac{JH dy}{\mu R^2} = \frac{JH ds dy}{\mu R^2},$$

где $R = \sqrt{x^2 + y^2 + H^2}$.

Потенциал всего цилиндра равен потенциалу от системы диполей, расположенных вдоль оси бесконечного цилиндра, или интегралу по объему цилиндра от выражения для потенциала элементарного диполя:

$$U = \frac{JH}{\mu} \iint ds \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + H^2)^{3/2}}.$$

Так как $\iint ds = s$, а

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + H^2)^{3/2}} = \frac{2}{x^2 + H^2}, \text{ то}$$

$$U = \frac{2 J s H}{\mu (x^2 + H^2)} = \frac{2 M H}{\mu (x^2 + H^2)} \quad \text{и} \quad (2)$$

$$Z_a = -\frac{dU}{dH} = \frac{2M}{\mu} \frac{H^2 - x^2}{(x^2 + H^2)}. \quad (22)$$

Можно видеть, что при $x = 0$ будет максимум Z_a , а при $x = \pm H$ $Z_a = 0$. При $|x| > 0$ значения Z_a будут отрицательны, при $|x| < H$ – положительны. В плане над горизонтальным цилиндром будут вытянутые аномалии двух знаков.

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

2.16. Численные методы решения прямых и обратных задач магниторазведки

Пользуясь формулой (2.13), можно решать прямые задачи для тел других форм и невертикальной намагниченности. Практически эти расчеты реализуются с помощью ПЭВМ. Обратные задачи можно решать методом сравнения наблюдаемых графиков или карт аномальных магнитных полей с теоретически рассчитанными для меняющихся геометрических параметров и магнитных свойств. Получив наименьшие расхождения между ними, теоретические параметры совпавшей модели переносят на реальные объекты. Они играют роль одного из эквивалентных решений.

2.17. Измеряемые параметры геомагнитного поля

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

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

Приборы для магнитной разведки (магнитометры) разнообразны. В основном используются четыре типа магнитометров: оптико-механические, феррозондовые, протонные и квантовые.

2.18. Оптико-механические магнитометры

Чувствительная магнитная система оптико-механических магнитометров состоит из магнита, который может вращаться либо вокруг вертикальной оси (подобно магнитной стрелке в

компасе) для измерений приращений горизонтальной составляющей в двух точках (ΔH), либо вокруг горизонтальной оси для измерения приращений вертикальной составляющей (ΔZ). Углы отклонения $\Delta\varphi$, пропорциональные ΔH или ΔZ , определяются с помощью специальной оптической системы. Сняв отсчеты по магнитометру в двух точках (n) и (n_0), можно определить приращение

$$\Delta Z = c (n - n_0),$$

где c – цена деления магнитометра, которую определяют путем градуировки с помощью эталонировочных магнитов. На этом принципе был построен магнитометр, названный весами Шмидта, применявшийся в магниторазведке для измерения ΔZ свыше 50 лет. Среди отечественных магнитометров к этому типу относились полевые приборы М-2, М-18, М-27, а также приборы для измерения магнитных свойств образцов М-14 и астатические магнитометры. Погрешности в определениях ΔZ с помощью таких магнитометров составляют $\pm 2-5$ нТл.

2.19. Феррозондовые магнитометры

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

Для измерения вертикальной составляющей феррозонд ориентируется по вертикали особым маятником, помещенным в кардановом подвесе. Последний снабжен демпфирующим устройством для быстрого затухания колебаний. Феррозонд подключается к измерительному блоку. В нем помещены звуковой

генератор, переключатели поддиапазонов и компенсации магнитного поля, измерительный индикаторный прибор. Среди отечественных магнитометров к этому типу относится магнитометр М-17, предназначенный для измерения ΔZ с точностью до 1 ± 5 нТл.

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

2.20. Ядерно-прецессионные (протонные) магнитометры

Чувствительным элементом протонного магнитометра является жидкость, богатая протонами (вода, спирт). Сосуд с этой жидкостью помещается внутри питающей (поляризационной) катушки, в которой с помощью постоянного тока от батарейки создается магнитное поле. Его надо направить перпендикулярно полному вектору магнитного поля Земли в данной точке (T). Жидкость «намагничивается» в течение примерно двух секунд, и все протоны, которые можно считать элементарными магнетиками, устанавливаются вдоль намагничивающего поля. Затем намагничивающее поле быстро выключается. Протоны, стремясь установиться вдоль вектора T , колеблются (прецессируют) вокруг него и индуцируют в измерительной катушке очень слабую ЭДС, частота которой пропорциональна величине напря-

женности поля T . На основе этого принципа были сконструированы отечественные магнитометры: полевой (МПП-203) с погрешностью измерений T до ± 2 нТл, а также аэромагнитометр (МСС-214) и гидромагнитометр (ММП-3) с погрешностями порядка ± 3 нТл.

2.21. Квантовые магнитометры

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

2.22. Общая характеристика методики полевой магнитной съемки

Наземная полевая магнитная съемка проводится с помощью названных выше магнитометров. На каждой точке измеряются абсолютные значения полного вектора геомагнитного поля (T), точнее, магнитной индукции ($B = \mu_0 T$), или относительные значения $\Delta T(\Delta Z)$. Под относительными понимаются приращения той или иной составляющей поля в любой точке наблюдения относительно исходного пункта. При снятии отсчетов записывается время (t). Полевая съемка отличается высокой произ-

водительностью: отряд из двух человек обрабатывает от нескольких десятков до двухсот точек в день.

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

Различают три вида наземных магнитных съемок:

- 1) картировочно-поисковые,
- 2) поисково-разведочные,
- 3) разведочные (или детальные).

Остановимся на краткой характеристике этих видов съемок.

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

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

Детальные разведочные магнитные съемки выполняются для определения размеров, формы и положения включений пород с различными магнитными свойствами, разведки рудных месторождений, детального геологического картирования. Масштабы съемок составляют 1:2 000 и крупнее, а расстояния между профилями могут изменяться от 10 до 100 м. Расстояния между точками наблюдений изменяются от 5 до 20 м в зависимости от размеров рудных тел, их глубины и интенсивности намагничивания.

2.23. Способы полевой магнитной съемки

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

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

На базе экспедиции необходимо установить магнитометр для регулярного снятия напряженности геомагнитного поля или магнитовариационную станцию для непрерывной записи. Эти приборы служат для расчета вариаций $T_{\text{вар}}$, $Z_{\text{вар}}$ геомагнитного поля в любое время t .

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

Разновидностью наземной магнитной съемки является **микромагнитная** съемка. Это высокоточная съемка с точностью измерения T , ΔT , ΔZ до 1 нТл и шагом квадратной сети 1–5 м. Для исключений вариаций через несколько замеров на рядовых точках берется отчет на опорном пункте.

Качество выдаваемых геомагнитных карт (кондиционность) определяется прежде всего густотой сети (расстояние между профилями должно составлять примерно 1 см в масштабе карты) и точностью съемки. Для оценки точности съемки на ряде точек (5–10% от общего количества) ведутся повторные наблюдения и рассчитывается средняя квадратическая погрешность измерений

$$\varepsilon = \pm \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{(2n-1)}}, \quad (2.23)$$

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

2.24. Результаты полевой магнитной съемки

В результате полевой съемки по наблюдаемым составляющим T , ΔT , ΔZ рассчитываются аномальные магнитные поля:

$$\begin{aligned} T_a &= T - T_n - T_{\text{вар}}, & \Delta T_a &= \Delta T - \Delta T_{\text{вар}}, \\ \Delta Z_a &= \Delta Z - \Delta Z_{\text{вар}}, \end{aligned} \quad (2.24)$$

где T_n – нормальное поле, $T_{\text{вар}}$, $\Delta T_{\text{вар}}$, $\Delta Z_{\text{вар}}$ – вариации поля при времени t замера T , ΔT , ΔZ . В выражениях для относительных параметров ΔT_a и ΔZ_a часто принимается, что T_0 и Z_0 на опорном пункте равны нулю. Это допустимо, если изучаемая площадь не превышает нескольких десятков квадратных километров. Для съемок больших территорий необходимо знать T_0 и Z_0 , т.е. «привязать» опорные пункты к системам сети нормального магнитного поля Земли.

Результаты магнитной съемки изображаются в виде графиков T_a , ΔT_a , ΔZ_a или карт. На графиках по горизонтальной оси откладываются пикеты, по вертикали – аномалии магнитного поля (положительные значения – вверх, отрицательные – вниз).

При построении карт наносятся профили наблюдений, а перпендикулярно им откладываются аномалии. На картах у каждой точки записываются аномальные значения геомагнитного поля и проводятся линии равных значений. Сечение изолиний при построении карт должно быть в 2 – 3 раза больше точности определения аномалий.

2.25. Аэромагнитная съемка

Аэромагнитная съемка проводится по системе профилей при непрерывной записи T или ΔT на каждом профиле (маршруте). Направления профилей выбираются вкрест предполагаемого простирания структур или тектонических нарушений. Расстояние между профилями зависит от масштаба съемки: при масштабе 1:1 000 000 расстояния между маршрутами устанавливаются в 10 км, при масштабе 1:500 000 – 5 км, при масштабе 1:100 000 – 1 км, при масштабе 1:50 000 – 500 м. Чем крупнее масштаб, тем меньше должна быть высота полета аэромагнитной станции. Высота обычно меняется от 50 до 500 м, скорость полета 100–200 км. Привязка профилей при аэромагнитной съемке осуществляется по аэрофотоснимкам или радиогеодезически и должна быть тем точнее, чем крупнее масштаб съемки. Для учета вариаций и смещения нуля-пункта прибора перед началом рабочего дня и после его окончания делается специальный залет на опорный (контрольный) маршрут длиной до 10 км. Все рабочие маршруты «привязываются» к контрольным маршрутам.

Для оценки погрешности измерений и увязки между собой маршрутов выбирается несколько профилей, перпендикулярных рабочим маршрутам. На этих профилях проводятся повторные залеты. По результатам повторных измерений вычисляется средняя квадратическая погрешность измерений. Точность съемки считается хорошей, если погрешность не превышает ± 10 нТл или 20% от амплитуд выявленных аномалий. При обработке магнитограмм аномальные значения рассчитываются путем вычитания из наблюденного значения T нормального поля T_n . Последнее определяется по картам нормального магнитного поля или по данным аэромагнитной съемки с помощью

расчета нормального градиента. По данным аэромагнитной съемки строятся карты, графики, а также карты графиков T_a или ΔT_a .

2.26. Гидромагнитная съемка

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

2.27. Интерпретация и задачи, решаемые магниторазведкой

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

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

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий имеет много общих черт. Это объясняется сходством основных законов взаимодействия гравитационных и магнитных масс (законов Ньютона и Кулона), обусловившим установление

математических связей между гравитационным и магнитным потенциалами. Наряду со сходством имеются и различия в природе и морфологии гравитационных и магнитных аномалий.

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

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

Основными способами частотной селекции являются усреднение и пересчет в верхнее (для выделения низких частот) и нижнее (для подчеркивания высоких частот) полупространство. Используя эти способы, наблюденные карты и графики трансформируют во вспомогательные карты и графики, как это делается и при обработке гравитационных карт. На них подчеркиваются (становятся более наглядными) аномалии, обусловленные геологическими объектами разной природы, глубины и

особенно разных горизонтальных размеров. Чем больше радиус усреднения и высота пересчета вверх, тем лучше выделяются аномалии большего периода, а значит, больших размеров, т.е. региональные аномалии. Чем больше глубина пересчета вниз, тем более явно подчеркиваются локальные особенности магнитного поля. Имея набор карт с разными уровнями пересчета, можно оценить пространственное изменение и характер источников поля.

На наблюдаемых или трансформированных картах выявляются и коррелируются аномалии, соответствующие одним и тем же объектам, намечается плановое расположение контактов различных пород, прослеживаются контуры, положение эпицентров, пространственное положение (падение, простирание) тех или иных структур или включений. Изометрическим аномалиям T_a и Z_a , у которых поперечные размеры на карте примерно одинаковы, соответствуют изометрические в плане геологические объекты; вытянутым изодинамам соответствуют геологические структуры, отдельные слои и рудные тела вытянутой формы.

Если для вертикально намагниченных тел поле аномалий Z_a имеет один знак, то это свидетельствует о большой глубине расположения другого полюса намагниченных пород, т.е. подошва тела залегает на глубине в 5–6 раз большей, чем кровля. Если же глубина залегания нижней части тела мало отличается от глубины залегания верхней части, то вокруг интенсивной аномалии Z , обязанной своим существованием верхнему полюсу, будет наблюдаться слабое поле другого знака, обусловленное влиянием нижнего полюса намагниченных пород. Направление наклона пород отмечается в ту сторону, где площадь распространения слабых аномалий больше. Экстремумы аномалий пропорциональны магнитному моменту (J_s, J_v, J_l), т.е. возрастают с интенсивностью намагничения $J = \alpha T$, а значит, с ростом полного вектора напряженности геомагнитного поля (T) и магнитной восприимчивости (α) аномалиесоздающих объектов, а также с увеличением их поперечного сечения (s), объема (V) или ширины (l).

2.28. Количественная интерпретация данных магниторазведки

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

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

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

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

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

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

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

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

Вытянутые аномалии одного знака, окруженные полем другого знака, образуются над такими цилиндрическими геологическими объектами «бесконечного» простирания, но ограниченными по глубине, как синклинальные и антиклинальные структуры, линзообразные и веретенообразные рудные тела и т.п.

На картах изодинам Z_a могут наблюдаться вытянутые аномалии, с одной стороны, одного, а с другой – другого знака

(зоны резких градиентов). Они связаны с крутыми контактами двух толщ или сбросами (уступами).

Практика магниторазведки показывает, что все одиночные магнитные аномалии с той или иной степенью приближения могут быть отнесены к рассмотренным пяти видам. Методы количественной интерпретации разработаны в результате анализа решений прямых задач для разных моделей. Рассмотрим некоторые из них.

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

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

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

Для количественной интерпретации через середины выделенных аномалий, вкрест простирания аномалий, строится интерпретационный график Z_a . Ниже даны примеры количественной интерпретации таких графиков на основе приведенных в 2.12 способов решения обратных задач. Центр тела находится под центром главного (большого) экстремума (как правило, максимума $Z_{a \max}$), и лишь уступ располагается между $Z_{a \min}$ и $Z_{a \max}$. Абсцисса эпицентра тела принимается за начало координат, и влево и вправо от нее находятся абсциссы следующих характерных точек: 1) $x_{1/2}$ – для аномалии одного знака, в которых $Z_a = 1/2 Z_{a \max}$; 2) x_0 – для аномалии двух знаков, в которой $Z_a = 0$

(можно взять и другие характерные точки графика, на которых Z_a равна какой-нибудь доле от $Z_{a \max}$).

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

Таблица 2.2

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

Аномалии		Геометрическая модель	Формула расчета, Z_a	Глубина залегания, h или H	Размеры
Форма	Знак				
Изомерическая	1	Вертикальный столб	$\frac{Jsh}{\mu (x^2 + h^2)^{3/2}}$	$1,3x_{1/2}$	$s = \frac{Z_{a \max} h^2}{2J}$
	2	Шар	$\frac{JV(2H^2 - x^2)}{\mu (x^2 + h^2)^{5/2}}$	$0,7x_0$	$V = \frac{2Z_{a \max} H^3}{2J}$
Вытянутая	1	Вертикальный тонкий пласт	$\frac{2Jlh}{\mu (x^2 + h^2)}$	$x_{1/2}$	$l = \frac{Z_{a \max} h}{2J}$
	2	Горизонтальный цилиндр	$\frac{2Js(H^2 - x^2)}{\mu (x^2 + H^2)^2}$	x_0	$s = \frac{Z_{a \max} H^2}{2J}$

Из-за сложности аномалий для Z_a над уступом простых аналитических зависимостей между глубинами его залегания и абсциссами характерных точек не установлено.

Нижние кромки намагниченных тел h_n , ограниченных по глубине ($h_n < 10h$) и ширине ($l < 10h$), можно оценить по формуле для вертикальных пластов:

$$h_n = 2x_{\min} - 0,9l - 1,8h,$$

где x_{\min} – абсциссы точек с минимальными Z_a ; l – ширина пласта; h – глубина залегания верхней кромки, H – глубина центра тел.

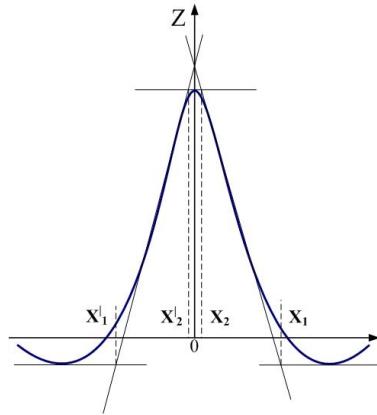
3. Метод касательных и другие оценочные методы. На основе аналитических методов решения прямых и обратных задач магниторазведки для тел простой геометрической формы разработан ряд графических и палеточных способов интерпретации.

Из графических способов обработки магнитных аномалий рассмотрим простой способ приближенной количественной интерпретации – метод касательных. Сущность метода заключается в следующем. На графиках Z_a проводятся касательные, параллельные оси x , через максимум, минимум (если они есть), а также касательные вдоль боковых сторон аномалий через точки перегиба (рис. 2.8). Далее находятся точки пересечения всех касательных и определяются абсциссы точек пересечения x_1, x'_1, x_2, x'_2 . Если на кривой Z_a минимумов нет (аномалии одного знака), то за точки x_1 и x'_1 берутся точки пересечения наклонных касательных с осью x . Приближенная глубина залегания верхней кромки тела, создавшего данную аномалию, рассчитывается по формулам

$$h = \frac{x_1 - x_2}{2} \text{ и } h' = \frac{x'_1 - x'_2}{2}.$$

Среднее из полученных двух значений h и служит для оценки глубины залегания верхней кромки тела.

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



В зависимости от формы и отношения поперечных размеров к глубине истинная глубина залегания может меняться от $0,5 h$, когда размеры тел больше глубины их залегания, до $1,5 h$, если размеры тел меньше глубины их залегания.

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

$$h < Z_{a \max x} / \left(\frac{dZ_a}{dh} \right)_{\max}, \quad h < 2,6J / \left(\frac{dZ_a}{dx} \right)_{\max}.$$

4. Методы интерпретации с использованием ПЭВМ.

Существуют различные алгоритмы и программы обработки, интерпретации данных магниторазведки с помощью ПЭВМ. Так, разработаны методики автоматического построения карт магнитных аномалий, построения интерпретационных графиков через центры аномалий, пересчетов наблюдаемых полей в верхнее и нижнее полупространство, специального анализа полей. Однако самым важным применением ПЭВМ является косвенная интерпретация путем последовательного сравнения наблюдаемых аномалий с теоретическими для разных моделей с меняющимися геометрическими и магнитными параметрами. Однако

при любых методах интерпретации без достаточного количества геологической и другой независимой информации добиться единственности решения обратной задачи практически невозможно.

2.29. Геологическое истолкование данных магниторазведки

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

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

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

2. Благоприятные условия для магниторазведки. Благоприятными условиями для применения магниторазведки являются следующие:

1) наличие горизонтальных магнитных неоднородностей, т.е. изменение намагниченности горных пород в горизонтальном направлении, происходящее на вертикальных или субвертикальных боковых границах геологических структур;

2) достаточная теоретическая и экспериментальная обоснованность возможности решения поставленных геологических задач имеющейся аппаратурой и рациональной системой наблюдения;

3) превышение в 3–5 раз амплитуды аномалий уровня аппаратурно-методических погрешностей;

4) наличие дополнительной геолого-геофизической и петрофизической (магнитной) информации о структурах для проведения более однозначной интерпретации.

2.30. Общие магнитные съемки Земли

Общие магнитные съемки Земли, как и палеомагнитные исследования, имеют важное значение в магнитометрии для решения глобальных проблем магнетизма Земли и истории его изменения, в магниторазведке, давая дополнительную информацию для исторической геологии, геотектоники и других дисциплин, например археологии. Поверхность суши и океанов покрывается общими, как правило, аэромагнитными и гидромагнитными съемками разных масштабов. По данным этих съемок строятся карты нормального и аномального магнитных полей крупных регионов и всей Земли.

Для выделения магнитных аномалий, связанных с неоднородностью строения кристаллической оболочки Земли, из измеренных значений аномалий T вычитается значение нормального геомагнитного поля, которое представляет собой сумму значений поля однородного намагниченного шара и поля континентальных аномалий.

Основное назначение общих магнитных съемок – проведение тектонического районирования, позволяющее определить контуры крупных структурных элементов земной коры: плат-

форм, геосинклинальных областей, отдельных блоков, глубинных разломов, тектонически активных областей. Решение перечисленных задач проводится в комплексе с гравиразведкой, уточняется сейсморазведкой.

Таким образом, общие магнитные съемки позволяют решать задачи, связанные с изучением строения земной коры, а также происхождения и развития Земли и ее структурных элементов, характера магнитного поля на поверхности и др.

2.31. Палеомагнитные исследования

Палеомагнитные исследования предназначены для определения магнитного поля Земли в отдаленные геологические эпохи путем изучения остаточного намагничивания образцов горных пород. Породы, содержащие ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин), намагнитившись в магнитном поле Земли в момент своего образования, обладают свойством сохранять магнетизм долгое время, несмотря на изменение интенсивности и даже знака вектора напряженности геомагнитного поля в районе, где они залегают.

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

При обработке достоверных данных о J_r предполагается, что вектор J_r пропорционален и параллелен полному вектору напряженности древнего (в момент образования породы) магнитного поля ($T_{др}$). Кроме того, считается, что это поле совпадает с геоцентрическим осевым магнитным диполем. В результате палеомагнитных исследований получены следующие выводы.

1. Среднее положение геомагнитных полюсов для промежутков времени в сотни тысяч лет совпадает с географическим полюсом, а магнитный диполь, создающий геомагнитное поле, направлен вдоль оси вращения Земли. Иногда они расходятся, как это наблюдается в настоящее время. Этот факт подтверждается палеоклиматическими данными.

2. Магнитные полюса в течение геологической истории Земли перемещаются по ее поверхности, что можно объяснить изменением положения оси вращения Земли, это также подтверждается палеоклиматическими исследованиями. Например, северный магнитный полюс в докембрии был на Западном побережье Северной Америки, в кембрии и силуре – в районе Японских островов, в карбоне и перми – на восточном побережье Азии, начиная с неогена, полюс оставался недалеко от современного.

3. Направление остаточной намагниченности горных пород в зависимости от их возраста иногда отличается на 180° , что связано с периодическим изменением знака магнетизма или инверсий полюса на 180° . Установлено, что примерно половина исследованных пород имеет намагниченность, противоположную современному магнитному полю. Длительность эпох магнетизма одного знака, эпох полярности менялась в истории Земли за последние 70 млн. лет с периодичностью от 10 тысяч до 1 млн. лет, а в более древние времена – до нескольких десятков млн. лет. Достаточных обоснований инверсии магнитных полей пока нет.

4. Местоположения полюсов Земли, определенные по образцам одного возраста, но взятым с разных континентов (Европа, Америка, Австралия), отличаются тем больше, чем больше возраст пород. Это объясняют дрейфом литосферных плит. Карты палеоконтинентов в разные геологические эпохи свидетельствуют о разных направлениях их перемещений, о расхождении и столкновениях материков.

5. Гидромагнитные съемки океанов выявили линейные, знакопеременные, полосовые геомагнитные аномалии, симметричные относительно срединно-океанических хребтов (рифтов). Это, наряду с палеомагнитными исследованиями, является прямым доказательством раздвижения (спрединта) морского дна от этих хребтов.

В целом палеомагнитные исследования помогают выяснить вопросы строения и развития Земли, корреляции разновозрастных пород (магнитостратиграфии), тектонического строения отдельных районов, анизотропии осадочных пород на основе их палеомагнитной слоистости и археологии.

2.32. Магниторазведка в решении задач региональной геологии

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

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

2.33. Применение магниторазведки при геологическом картировании

При мелкомасштабном геологическом картировании применяется аэромагниторазведка. Аэромагнитные съемки являются картировочно-поисковыми. С помощью наземных магнитных наблюдений ведутся как картировочно-поисковые, так и поис-

ково-разведочные и разведочные съемки. Карты T_a и Z_a указывают на форму и местоположение пород с повышенными магнитными свойствами, дают магнитные характеристики различных групп слабомагнитных пород. Особенно четко выявляются контакты осадочных и магматических пород (под наносами), глубинные разломы, с которыми часто связано внедрение магнитных пород, местоположения интрузий и эффузивных комплексов, железорудные месторождения. Материалы магнитных съемок используются в качестве основы для рациональной постановки геолого-съемочных и поисковых работ.

2.34. Применение магниторазведки для поисков железорудных месторождений

Поиски и разведка железорудных месторождений эффективнее всего осуществляются с использованием магниторазведки. Исследования начинаются с проведения аэромагнитных съемок масштаба 1:100 000. Железорудные месторождения выделяются очень интенсивными (сотни и тысячи гамм) аномалиями $Z(T)$. Детализация аномалий проводится наземной съемкой. При этом ведется не только качественная, но и количественная интерпретация, т.е. оценивается глубина залегания магнитных масс, простирания, падения, размеры железосодержащих пластов, а иногда по интенсивности намагничения определяется даже качество руды. Наиболее благоприятны для разведки магнетитовые руды, менее интенсивными аномалиями выделяются гематитовые месторождения.

2.35. Поиски месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых

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

данным магнитной съемки выявляются зоны, благоприятные для рудообразования (сбросы, контакты и т.п.). Хорошие результаты получают при разведке кимберлитовых трубок, к которым приурочены месторождения алмаза.

2.36. Изучение геолого-петрографических особенностей и трещиноватости пород

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

2.37. Применение магниторазведки для решения инженерно-геологических, гидрогеологических и экологических задач

При изучении геологической среды для решения инженерно-геологических, гидрогеологических, мерзлотно-гляциологических и экологических задач магниторазведка используется на этапах как общего, так и специализированных видов картирования. Высокая точность современных полевых магнитометров (ошибки в определении аномалий поля около 1 нТл) обеспечивает возможность разделения литологии пород по степени их немагнитности. Детальные, в том числе микромагнитные, съемки можно использовать для изучения участков под строительство с целью литолого-петрографического расчленения пород и выявления их трещиноватости, разрушенности, карстованности. Эти же методики можно применять для выяв-

ления трещинно-карстовых подземных вод в скальных породах. Периодически повторяемые детальные съемки оползней, в которые заглублены металлические стержни, обеспечивают возможность определения направления и скорости их движения. Имеются положительные примеры картирования залежей подземных льдов (крупных ледяных внутригрунтовых тел и повторно-жильных льдов). С успехом используются магнитные исследования для решения археологических задач. Детальная магнитная съемка и каппаметрия (полевые определения магнитной восприимчивости) несут информацию о концентрации гумуса и солей в почвах, загрязненности грунтов тяжелыми металлами, отходами промышленных производств, нефтехимическими продуктами.

Вопросы для самопроверки

1. Назовите главные элементы магнитного поля Земли.
2. Что такое наклонение и склонение?
3. Какие единицы измерения применяются в магниторазведке?
4. Что такое нормальное геомагнитное поле?
5. Дайте определения вековых и суточных вариаций.
6. Что такое остаточная и индуцированная намагниченность?
7. Магнитная восприимчивость больше у осадочных или метаморфических пород, у кварца или песчаника?
8. Что такое магнитная проницаемость?
9. Дайте определение прямой и обратной задачи магниторазведки.
10. По какой формуле определяется потенциал диполя?
11. Как определить глубину центра вертикально намагниченного шара?
12. Особенности решения прямой и обратной задачи для вертикально намагниченного тонкого пласта и горизонтального цилиндра бесконечного простираения.
13. Назовите четыре типа магнитометров.
14. Какая точность протонных и квантовых магнитометров?

15. Какие виды наземной магнитной съемки знаете?
16. Как определяется качество геомагнитных карт?
17. Запишите формулы, по которым определяются аномальные магнитные поля.
18. Как проводится аэромагнитная съемка?
19. В чем суть качественной интерпретации данных магниторазведки?
20. Какова сущность метода характерных точек?
21. Запишите формулы, по которым определяется глубина залегания вертикального столба, шара, вертикального тонкого пласта и горизонтального цилиндра.
22. Каковы особенности геологического истолкования данных магниторазведки?
23. Какое основное назначение общих магнитных съемок?
24. Для чего предназначены палеомагнитные исследования?
25. Перечислите геологические задачи, решаемые магниторазведкой.

ГЛАВА 3. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

Электроразведка (точнее электромагнитная разведка) объединяет физические методы исследования геосфер Земли, поисков и разведки полезных ископаемых, основанные на изучении электрических и электромагнитных полей, существующих в Земле в силу естественных космических, атмосферных, физико-химических процессов, либо созданных искусственно. Используемые поля могут быть: установившимися, т.е. существующими свыше секунды (постоянными и переменными, гармоническими или квазигармоническими с частотой от миллигерц ($1 \text{ мГц} = 10^{-3} \text{ Гц}$) до петагерц ($1 \text{ ПГц} = 10^{15} \text{ Гц}$)), и не установившимися, импульсными с длительностью импульсов от микросекунд до секунд.

С помощью разнообразной аппаратуры измеряют амплитудные и фазовые составляющие напряженности электрических (E) и магнитных (H) полей. Если напряженность и структура естественных полей определяется их природой, интенсивностью, а также электромагнитными свойствами горных пород, то у искусственных полей она зависит и от мощности источника, частоты или длительности, а также способов возбуждения поля.

Основными электромагнитными свойствами горных пород являются удельное электрическое сопротивление ($УЭС$, или ρ), электрохимическая активность (α), поляризуемость (η), диэлектрическая (ε) и магнитная (μ) проницаемости. Электромагнитные свойства геологических сред, вмещающей среды, пластов, объектов, а также геометрические параметры последних служат основой для построения геоэлектрических разрезов. Геоэлектрический разрез над однородным по тому или иному электромагнитному свойству полупространством принято называть нормальным, а над неоднородным – аномальным. На выделении аномалий и основана электроразведка.

Изменение глубинности электроразведки достигается изменением мощности источников, частоты и длительности возбуждения, а также оно зависит от способов создания поля. Последние могут быть гальваническими (ток вводится в Землю

с помощью заземлений) или индукционными (ток пропускается в незаземленную петлю, рамку). Глубинностью можно управлять с помощью геометрических (дистанционных) и частотных приемов. Сущность дистанционного (геометрического) приема сводится к увеличению расстояния между источником поля и точками, где оно измеряется, что ведет к росту объема среды, вовлекаемого в исследование.

Частотный принцип увеличения глубинности основан на скин-эффекте, т.е. прижимании поля к поверхности Земли, тем больше, чем выше частота гармонического поля (f) или меньше время (t) после создания импульсного поля. Наоборот, чем меньше частота, больше $T = 1/f$ (период колебаний) или t (его называют временем диффузии, становления поля, или переходного процесса), тем больше глубинность разведки. В целом она может меняться от сотен и десятков километров на постоянном токе и инфранизких частотах до сантиметров и миллиметров на частотах свыше гигагерц ($\text{ГГц} = 10^9 \text{ Гц}$).

Электроразведка отличается от других геофизических методов большим количеством методов (свыше 50). По физической природе их можно сгруппировать в методы исследования естественного переменного электромагнитного поля, поляризационные (геоэлектрохимические), индукционные низкочастотные, высокочастотные, сверхвысокочастотные, биогеофизические, измерения сопротивлений.

Методы электроразведки условно делятся на методы

1) зондирования, при которых расчленяются горизонтально (или полого) слоистые разрезы в вертикальном направлении; 2) профилирования, предназначенные для изучения крутослоистых разрезов или выявления объектов в горизонтальном направлении; 3) подземно-скважинные (объемные) методы, при которых выявляются неоднородности между скважинами, горными выработками и земной поверхностью.

С помощью естественных переменных полей солнечно-космического происхождения ведется разведка земных недр на глубинах до 500 км и изучение таких геосфер, как осадочная толща, кристаллические породы, земная кора, верхняя мантия. Электромагнитные методы зондирования используются при глубинных и структурных исследованиях, поисках нефти и газа.

Электромагнитные методы профилирования применяются при картировочно-поисковых съемках, поисках рудных и нерудных полезных ископаемых. Объемные методы применяются при разведке месторождений. Малоуглубинные электромагнитные методы зондирования и профилирования используются при инженерных и экологических исследованиях.

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

3.1. Естественные переменные электромагнитные поля

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

1. Происхождение магнитотеллурических полей объясняется воздействием на ионосферу Земли потока заряженных частиц, посылаемых космосом (в основном корпускулярным излучением Солнца). Вызываемые разной активностью Солнца и солнечным ветром периодические (11-летние), годовые, суточные вариации магнитного поля Земли и магнитные бури создают возмущения в магнитосфере и ионосфере. Вследствие индукции в Земле и возникают магнитотеллурические поля. В целом эти поля инфранизкой частоты (от 10^{-5} до 10 Гц). В теории показано, что на таких частотах скин-эффект проявляется слабо, поэтому магнитотеллурические поля проникают в Землю до глубин в десятки и первые сотни километров. Наиболее устойчивыми, постоянно и повсеместно существующими в утренние и дневные часы, особенно летом и в годы повышенной солнечной активности, являются короткопериодические колебания (КПК) с периодом от единиц до ста секунд. Поля иных периодов наблюдаются реже.

Измеряемыми параметрами являются электрические (E_x , E_y) и магнитные (H_x , H_y , H_z) составляющие напряженности магнитотеллурического поля. Их амплитуды и фазы зависят, с одной стороны, от интенсивности вариации теллурического и гео-

магнитного поля, а с другой – от удельного электрического сопротивления пород, слагающих геоэлектрический разрез.

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

$$\rho = \alpha T \cdot \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2$$

где T – период колебания, α – коэффициент размерности. Он равен 0,2, если T измерено в с, E_x – в мВ/км, H_y – в нанотеслах (нТл), ρ – в Ом. Полученное по этой формуле УЭС над неоднородной средой называется кажущимся (КС или ρ_T).

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

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

3.2. Естественные постоянные электрические поля

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

1. Электрохимические постоянные естественные поля возникают в результате окислительно-восстановительных реакций, протекающих на границах проводников: электронного (рудные минералы – например, сульфиды, окислы) и ионного (окружающие породы подземные воды), или из-за разности окислительно-восстановительного потенциала подземных вод вдоль проводящего слоя (например, графита, антрацита).

Интенсивность потенциалов ЕП определяется распределением кислорода по глубине и изменением водородного показателя кислотности подземных вод (pH). В верхних частях залежей, где больше атмосферного кислорода, идут окислительные реакции, которые сопровождаются освобождением электронов. В нижних частях залежей, где преобладают застойные воды, идут восстановительные реакции с присоединением электронов.

Во вмещающей среде и подземной воде наблюдается обратное распределение ионов, а в целом образуются гальванические элементы с катодом сверху и анодом внизу. Разность потенциалов на концах возникающего естественного электрического диполя достигает 1–1,2 В. Длительность существования подобных гальванических элементов, а значит, электрических полей (в том числе на земной поверхности) очень велика, вплоть до полного окисления рудной залежи. Интенсивность полей ЕП неустойчива и может меняться с изменением влажности, температуры и других природно-техногенных факторов.

2. Электрокинетические постоянные естественные поля (ЕП) возникают в результате диффузионно-адсорбционных и фильтрационных процессов в горных породах, насыщенных подземными водами. Из-за различной подвижности катионов и анионов происходит неравномерное распределение зарядов в подземных водах разной концентрации, что и ведет к созданию естественного электрического поля диффузионной природы. Величина и знак диффузионных потенциалов зависят от адсорбционных свойств минералов, т.е. от способности мелко-

дисперсных и коллоидных частиц удерживать на своей поверхности ионы того или иного знака. Поэтому разности потенциалов, возникающие при диффузии в породах подземных вод разной концентрации, получили название диффузионно-адсорбционных.

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

3.3. Искусственные постоянные электрические поля

Искусственные постоянные электрические поля создаются с помощью батарей, аккумуляторов или генераторов постоянного тока, подключаемых изолированными проводами к стержневым электродам – заземлителям.

В соответствии с теорией заземлений доказано, что электрод стержневой формы можно рассматривать как точечный, если поле изучается от него на расстояниях, в пять и более раз превышающих длину заземленной части электрода. Поэтому приводимые ниже формулы расчета поля для точечного источника справедливы для практической электроразведки. Теория электроразведки включает решение прямых и обратных задач.

Прямой задачей называется определение параметров электромагнитного поля над заданным геоэлектрическим разре-

зом. Простейшей прямой задачей электроразведки постоянными искусственными полями (их называют методами сопротивления) является расчет разности потенциалов (ΔU) в двух точках (M и N) над однородным изотропным полупространством с постоянным УЭС (ρ), в которое через точечный источник (A) вводится ток силой J (рис. 3.1).

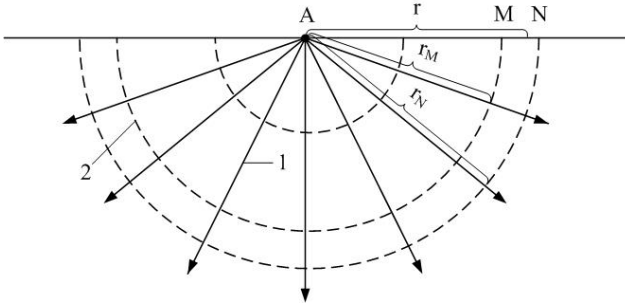


Рис. 3.1. Поле точечного источника постоянного тока (A) над однородным изотропным полупространством: 1 – токовые линии, 2 – эквипотенциальные линии

Вследствие шаровой симметрии решаемой задачи токовые линии радиально направлены от точечного источника (A), а эквипотенциальные поверхности имеют вид полусфер. Используя закон Ома $\Delta U = RJ$, где $R = \rho l / s$ – сопротивление проводника между двумя полусферами со средним радиусом r и площадью $s = 2\pi r^2$, удаленными на расстояние $l = MN$, можно записать $\Delta U \approx J\rho MN/2\pi r^2$.

Для градиент-установок, когда $MN \ll r$, в последней формуле можно заменить $r^2 \approx AM \cdot AN$, поэтому выражение для расчета УЭС однородного полупространства с помощью трехэлектродной установки AMN получит вид

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

Под установкой в электроразведке понимают комбинацию питающих и приемных электродов. Коэффициент K , зависящий от расстояний между ними, называется **коэффициентом установки**. Над неоднородной средой рассчитанное по этой формуле удельное электрическое сопротивление называется **кажущимся сопротивлением** (ρ_k):

$$\rho_k = K\Delta U / J.$$

Каков же физический смысл ρ_k ? Из теории поля известно, что напряженность электрического поля

$$E = j_{MN}\rho_{MN} = \Delta U / MN,$$

где j_{MN} – плотность тока, ρ_{MN} – удельное сопротивление вблизи приемных электродов. Обозначив $j_0 = J/2\pi r^2$ и учитывая, что на постоянных разносах и при однородном верхнем слое $\rho_{MN}/j_0 = \text{const}$, получим

$$\rho_k = \frac{2\pi r^2}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{J} = j_{MN} \cdot \frac{\rho_{MN}}{j_0} \sim j_{MN}. \quad (3.2)$$

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

3.4. Искусственные переменные гармонические электромагнитные поля

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

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

На низких частотах ($f < 10$ кГц) расчет сопротивления однородного полупространства ведется по формуле

$$\rho = K_{\omega} \Delta U \left[\frac{1}{J} \right],$$

где K_{ω} – коэффициент установки, разный для различных способов создания и измерения поля, расстояний между источником и приемником, круговых частот ($\omega = 2\pi f$); ΔU – разность потенциалов, пропорциональная составляющим E или H . Над неоднородной средой по этой же формуле рассчитывается кажущееся сопротивление (ρ_{ω}).

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

3.5. Искусственные импульсные (неустановившиеся) электромагнитные поля

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

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

1. Поля вызванной поляризации. Поля вызванной поляризации, или вызванные потенциалы (ВП), создаются путем гальванического возбуждения постоянного тока с помощью питающей линии AB . Измеряются разности потенциалов ВП на приемных электродах MN ($\Delta U_{ВП}$) через 0,5–1,0 с после отключения тока, т.е. измеряется спад напряженности электрического поля, обусловленный разной вызванной поляризуемостью горных пород (η).

Над однородным полупространством поляризуемость будет определяться по формуле

$$\eta = \Delta U_{ВП} \cdot 100\% / \Delta U ,$$

где ΔU – разность потенциалов на тех же приемных электродах во время пропускания тока. Над неоднородным полупространством по этой формуле рассчитывается величина **кажущейся поляризуемости** (η_k).

Интенсивные поля ВП создаются над средами, содержащими рудные (электропроводящие) минералы. При про-

пускании тока через такую среду в ней происходят электрохимические процессы, сходные с теми, которые наблюдаются при зарядке аккумулятора. Во время пропускания тока на поверхности рудных минералов, окруженных подземной водой, происходят физические превращения и химические реакции, приводящие к вынужденной поляризации среды. После отключения тока в среде начинает устанавливаться равновесие, проявляющееся в медленном спаде электрического поля и наличии на приемных электродах потенциалов $\Delta U_{ВП}$ в течение нескольких секунд.

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

2. Поля переходных процессов, или становления поля.

При импульсном или ступенчатом изменении тока в питающей линии (AB) или незаземленном контуре (петля, рамка) в момент включения или выключения тока в проводящей геологической среде индуцируются вихревые вторичные электромагнитные поля. Из теории спектров и импульсной техники известно, что при резком изменении тока в среде возникает сигнал, который можно разложить в набор гармонических колебаний широкого спектра частот. Чем острее импульс или значительнее крутизна спада сигнала, тем более высокочастотные колебания содержатся в нем.

С увеличением частоты растет скин-эффект (а значит, уменьшается глубина проникновения поля) и увеличиваются вторичные вихревые индукционные поля. Поэтому в зависимости от формы питающего импульса и сопротивления среды сигналы в ней по-разному искажаются. Изучая с помощью приемной линии (MN) или незаземленного контура (петли, рамки) разности потенциалов ΔU_E и ΔU_H на разных временах (t) после окончания питающего сигнала, можно получить форму искаженного средой сигнала, т.е. изучить переходные процессы, или становление (установление) поля в среде.

Вывод аналитических формул для связи разностей потенциалов (ΔU_E , ΔU_H) в зависимости от силы тока в пи-

тающей цепи (J), сопротивления однородного полупространства (ρ), расстояния (r) между центрами питающего и приемного устройств и их размеров сложен. Лишь для дальней ($r > 5H$) или ближней ($r < 5H$) зон от источника, где H – проектируемые глубины разведки, формулы для расчета имеют несложный вид:

$$\rho = K_{\text{д}} \Delta U \left(\int J \right) \text{ или } \rho = K_{\text{б}} \left[\int / \Delta U \right]^3 \cdot t^{-5/3}, \quad (3.3)$$

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

3.6. Сверхвысокочастотные поля

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

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

3.7. Биогеофизические поля

К биогеофизическим полям относятся поля, создающие биолокационный эффект (БЛЭ), т.е. вращение или отклонение рамок тех или иных конструкций в руках операторов над природными или техногенными объектами. Имеется ряд гипотез, свидетельствующих об электромагнитной природе информации о неоднородности вещественного и энергетического строения среды, поэтому эти поля изучаются в электроразведке. Способность некоторых людей («лозоходцев») выявлять те или иные объекты (например, геологические: рудные скопления, тектонические нарушения, контакты разных пород, водонасыщенные или карстовые зоны) известны человечеству более 4000 лет.

Основанный на БЛЭ **биолокационный метод (БЛМ)** используется и сейчас для выявления перечисленных выше объектов, а также и геопатогенных зон (участков земной поверхности или помещений, где у людей наблюдаются повышенная заболеваемость или функциональные расстройства) и искусственных объектов (трубопроводы, кабели, подземные выработки, археологические захоронения и др.).

Если наличие БЛЭ и способность некоторых людей практически использовать БЛМ не вызывает сомнений, то теоретического объяснения этого феномена нет. БЛЭ является малоопытным энергоинформационным взаимодействием живой и неживой природы. Подсознательное восприятие оператором сигналов, раздражителей, приносимых информацией о нарушениях однородности среды, проявляется в моторномышечной реакции организма, которая и приводит к отклонению или вращению рамки-индикатора.

У людей способности быть такими операторами редки. Однако такие способности можно воспитать, т.е. можно обучиться «лозоходству».

3.8. Электромагнитные свойства горных пород

К основным электромагнитным свойствам горных пород относятся: удельное электрическое сопротивление (ρ), элек-

трохимическая активность (α), поляризуемость (η), диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости. Параметрами ρ , ϵ , μ , а также частотой поля определяется коэффициент поглощения поля средой.

3.8.1. Удельное электрическое сопротивление горных пород

Удельное электрическое сопротивление (УЭС), измеряемое в омметрах (Омм), характеризует способность пород оказывать электрическое сопротивление прохождению тока, оно является наиболее универсальным электромагнитным свойством. УЭС меняется в горных породах и рудах в очень широких пределах: от 10^{-3} до 10^{-5} Омм. Величина обратная $\gamma = 1/\rho$ называется электропроводностью, она измеряется в сименсах на метр (См/м). У наиболее распространенных осадочных, изверженных и метаморфических горных пород УЭС зависит от их минерального состава, физико-механических и водных свойств, концентрации солей в подземных водах и в меньшей мере от их химического состава, а также от некоторых других факторов (температуры, глубины залегания, степени метаморфизма и др.).

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

творами и свободной водой, которая может быть выкачана из породы.

Удельное электрическое сопротивление свободных подземных вод (гравитационных и капиллярных) меняется от долей Омм при высокой общей минерализации ($M > 10$ г/л) до 1000 Омм при низкой минерализации ($M < 0,01$ г/л) и может быть определено по формуле $\rho_B = 8,4/m$. Химический состав растворенных в воде солей не влияет существенно на величину УЭС, поэтому по данным электроразведки можно судить лишь об общей минерализации подземных вод. Удельное электрическое сопротивление связанных вод, адсорбированных твердыми частицами породы, низкое и мало меняется (от 1 до 100 Омм). Это объясняется достаточно постоянной их минерализацией (3–1 г/л). Средняя минерализация вод мирового океана равна 36 г/л.

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

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

Глубина залегания, степень метаморфизма, структура и текстура породы также влияют на ее сопротивление, изменяя коэффициент микроанизотропии, за который принято брать

$$\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l},$$

где ρ_n и ρ_l – сопротивления породы вкрест и вдоль слоистости. Чаще всего λ меняется от 1 до 1,5, достигая 2–3 у сильно рассланцованных пород. Величина λ может достигать нескольких единиц у мерзлых пород разной криогенной структуры и льдо-выделения.

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

3.8.2. Электрохимическая активность и поляризуемость горных пород

Под электрохимической активностью понимается свойство пород создавать естественные постоянные электрические поля (см. 3.2). За электрохимическую активность (α) условно принимается коэффициент пропорциональности между потенциалом (U) или напряженностью естественного электрического поля ($E = \Delta U/MN$, где ΔU – разность потенциалов в двух точках измерения M и N) и основными потенциалобразующими факторами, которыми они обусловлены. Такими факторами являются (см. 3.2): концентрация кислорода, водородный показатель кислотности подземных вод, отношение концентрации подземных вод, давление и др. Коэффициент α измеряется в милливольтгах и меняется от -(10–15) мВ у чистых песков, близок к нулю у скальных пород, возрастает до +(20–40 мВ) у глин и до сотен

милливольт у руд с электропроводящими минералами (сульфиды, графит, антрацит). В целом α зависит от многих природных факторов (минерального состава, глинистости, пористости, проницаемости, влажности, минерализации подземных вод и др.).

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

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

Поляризация – это сложный электрохимический процесс, протекающий при пропускании через породу постоянного или низкочастотного переменного (до 10 Гц) тока. Наибольшей поляризуемостью ($\eta = 10\text{--}40\%$) отличаются руды с электронной проводимостью (сульфиды, сульфосоли, некоторые самородные металлы, отдельные окислы, графит, антрацит). Природа этих потенциалов ВП связана с так называемой концентрационной и электродной поляризацией рудных минералов. Поляризуемость до 2–6% имеют обводненные рыхлые осадочные породы с глинистыми частицами. Поляризуемость их обусловлена деформациями внешних обкладок двойных электрических слоев, возникающих на контакте твердой и жидкой фаз. Большинство изверженных, метаморфических и осадочных пород, насыщенных минеральной водой, слабо поляризуются ($\eta < 2\%$).

3.8.3. Диэлектрическая и магнитная проницаемость

Диэлектрическая (ε) и магнитная (μ) проницаемости играют значительную роль в образовании электрических полей лишь при высоких частотах. Относительная диэлектрическая

проницаемость $\varepsilon = \varepsilon_{\text{п}} / \varepsilon_0$ (где $\varepsilon_{\text{п}}$ и ε_0 – диэлектрические проницаемости породы и воздуха) показывает, во сколько раз увеличивается емкость конденсатора, если вместо воздуха в него поместить данную породу. Величина ε меняется от нескольких единиц (у сухих осадочных пород) до 80 (у воды) и зависит, в основном, от процентного содержания воды и от минералогического состава породы. У изверженных пород ε меняется от 5 до 12 единиц, у осадочных – от 2–3 (у сухой) до 16–40 (у полностью насыщенной водой породы). Как отмечалось выше, магнитная проницаемость подавляющего большинства пород равна магнитной проницаемости воздуха. Лишь у ферромагнетиков относительная магнитная проницаемость может возрастать до 10 единиц (см. 2.7).

3.9. Общие принципы решения прямых задач электроразведки

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

$$\Delta E = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial E}{\partial t} + \varepsilon \mu \frac{\partial^2 E}{\partial t^2}, \quad (3.5)$$

где $\Delta E = \frac{\partial^2 E}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial z^2}$.

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

Если геоэлектрический разрез известен, то с помощью уравнения (3.5) и физических условий задачи, называемых ус-

ловиями сопряжения, решаются прямые задачи электроразведки, т.е. получаются аналитические или численные значения E и H , которые соответствуют заданному геоэлектрическому разрезу. В теории электроразведки прямые задачи решаются для разных физико-геологических моделей (ФГМ) сред.

Под **ФГМ** понимаются абстрактные геоэлектрические разрезы простой геометрической формы, которыми аппроксимируются реальные геолого-геофизические разрезы. Сложность решения прямых задач заключается в выборе моделей, близких к реальным, но таких, чтобы для избранного типа первичного поля удалось получить хотя бы приближенное решение для E или H . Для этого применяется математическое моделирование с использованием современных компьютеров. В недалеком прошлом основным способом решения прямых задач для сложных ФГМ и разных по структуре типов полей являлось физическое моделирование на объемных или плоскостных моделях сред.

Наиболее простые модели геологических сред:

– однородное изотропное пространство или полупространство с одинаковыми электромагнитными свойствами (решения над ними называются соответственно первичным или нормальным полем источника);

– анизотропное пространство или полупространство с электромагнитными свойствами, различающимися в направлении и вкрест слоистости пород;

– одномерные неоднородные среды, в которых свойства меняются в одном направлении (например, вертикальные контакты двух сред, ряд вертикальных пластов или горизонтально слоистая среда с разными ρ);

– двухмерные неоднородные среды, в которых электромагнитные свойства меняются в двух направлениях (например, наклонные пласты или цилиндры, простирающиеся вдоль одного направления и отличающиеся по ρ от вмещающих горных пород);

– трехмерные неоднородные среды, в которых свойства меняются по трем направлениям (самой простой из подобных моделей является шар с разными ρ , α или η в однородном полупространстве).

В порядке увеличения сложности структуры первичных полей, а значит, возрастания сложности решения прямых задач, используемые для электроразведки поля можно расположить в следующей последовательности: точечные и дипольные источники постоянного тока, плоские гармонические электромагнитные волны, сферические волны дипольных гармонических или импульсных источников, цилиндрические волны длинного кабеля и т.п.

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

3.10. Нормальные поля в электроразведке

Под **нормальным полем** понимается электромагнитное поле того или иного источника над однородным изотропным полупространством с неизменными электромагнитными свойствами. Из прямой задачи для поля точечного источника постоянного тока на земной поверхности можно получить нормальные поля постоянных электрических токов для разных установок или комбинаций питающих (AB) и приемных (MN) электродов.

В электроразведке чаще всего применяются четырехэлектродные установки $AMNB$ (рис. 3.2). К одному питающему электроду (например A) подключается положительный полюс источника тока, к другому (B) – отрицательный. Разность потенциалов на приемных электродах (MN) от электрода A , определенная по полученной выше формуле (3.1), равна

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

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

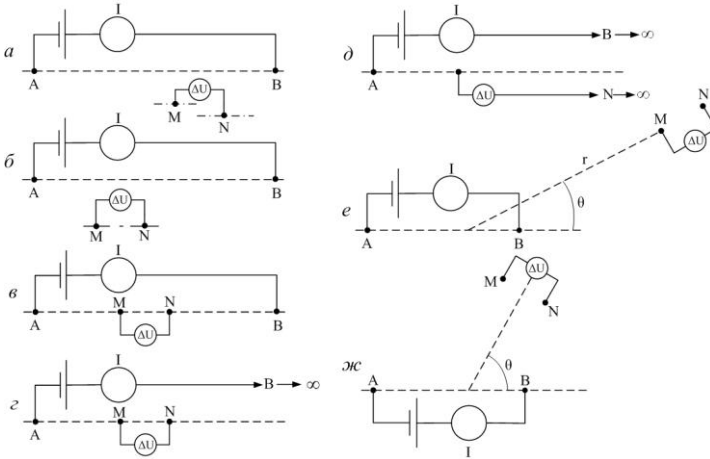


Рис. 3.2. Расположение питающих (A и B) и приемных (M и N) электродов в разных установках метода сопротивлений: a – четырехэлектродной, $б$ – срединного градиента, $в$ – симметричной четырехэлектродной, $г$ – трехэлектродной, $д$ – двухэлектродной, $е$ – дипольной радиальной, $жс$ – дипольной азимутальной

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

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

Если MN установить в центре AB так, чтобы $AM = BN$, $AN = BM$, то получим формулу для расчета сопротивления при работе с симметричной четырехэлектродной установкой:

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

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

$$U = Jr / 2\pi AM.$$

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

Для каждой установки можно получить формулы, по которым рассчитывается коэффициент установки. Так, для азимутальной установки

$$K = 2\pi r^3 / AB \cdot MN \cdot q,$$

для радиальной –

$$K = \pi r^3 / AB \cdot MN \cdot p,$$

где p и q – коэффициенты, мало отличающиеся от единицы и определяемые по специальным номограммам.

При работе с любой установкой ρ рассчитывается по формуле для нормального поля:

$$\rho = K \frac{\Delta U}{J}, \quad \begin{matrix} (3. \\ 8) \end{matrix}$$

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

По этим же формулам можно рассчитать некоторое сопротивление над реальным, неизвестным и практически всегда неоднородным полупространством. Тогда оно называется *кажущимся сопротивлением* (КС или ρ_k).

Расчет нормальных полей для других источников (гармонических, импульсных) более сложен, но в любом случае принято изучать кажущееся сопротивление.

3.11. Электрическое поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой

Простейшей прямой задачей для электроразведки методом сопротивлений является задача об электрическом поле и кажущемся сопротивлении на поверхности полупространства, представляющего собой верхнее полупространство – воздух, а нижнее – двухслойную горизонтально слоистую среду с мощностью верхнего слоя h_1 , нижнего $h_2 = \infty$, УЭС слоев ρ_1 , ρ_2 и $\rho_3 = \infty$ (воздух) (рис. 3.3).

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

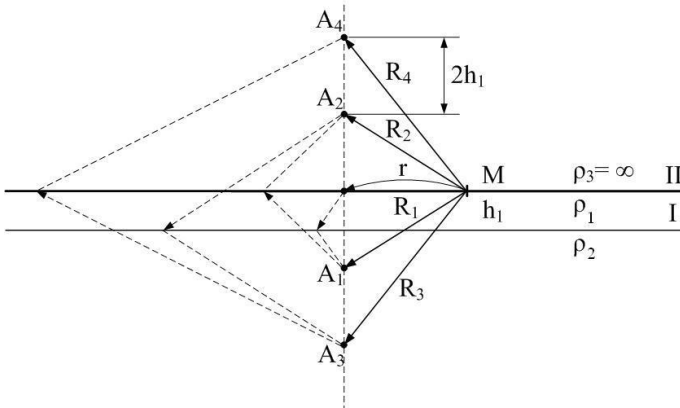


Рис. 3.3. Решение прямой задачи о поле точечного источника постоянного тока над двухслойной средой методом зеркальных отражений

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

На рис. 3.3 показано расположение источников при следующих обозначениях:

$$AM = r, R_1 = R_2 = \sqrt{r^2 + (2h_1)^2},$$

$$R_3 = R_4 = \sqrt{r^2 + (4h_1)^2}, \dots, R_n = R_{n+1} = \sqrt{r^2 + (2nh_1)^2},$$

где $n = 1, 2, 3, \dots, \infty$.

Таким образом, искомое выражение для потенциала имеет вид

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

Выражение для кажущегося сопротивления – формуле (3.1) – можно записать в виде

$$\rho_K = \frac{2\pi r^2}{J} \cdot \frac{\Delta U}{MN},$$

где $\Delta U / MN = E$ – напряженность электрического поля.

Но $E = -\partial U / \partial r$, поэтому

$$\rho_K = \frac{2\pi r^2}{J} \cdot \frac{\partial U}{\partial r}.$$

Подставив в эту формулу производную $\partial U / \partial r$ из выражения (3.9), получим

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

Откуда

$$\rho_K = \rho_1 \left\{ 1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K_{12}^n r^3}{1 + (2nh_1)^2} \right\}. \quad (3.10)$$

Анализируя эту формулу, можно найти асимптотические выражения ρ_K , равные ρ_1 и ρ_2 . В самом деле, при $r \rightarrow 0$ будет $\rho_K = \rho_1$, при $r \rightarrow \infty$ получим

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

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

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

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

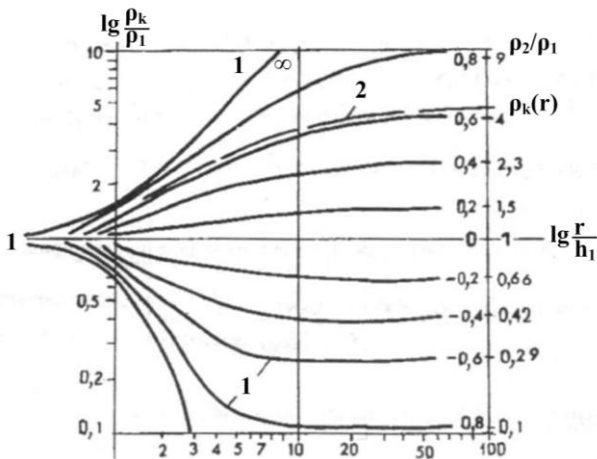


Рис. 3.4. Двухслойная палетка ВЭЗ: 1 и 2 – теоретические и полевая кривые

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

Двухмерные и трехмерные прямые задачи электроразведки решаются с помощью аналитических формул лишь для тел простой формы (шар, пласт, цилиндр) в однородной среде. В более общих случаях получаются лишь приближенные численные решения, найденные с помощью компьютеров.

3.12. Принципы решения обратных задач электроразведки

Накопленный материал по физическому и математическому моделированию прямых задач электроразведки позволил создать методы решения обратных задач, т.е. определять те или иные параметры геоэлектрического разреза по наблюдаемым графикам E , H или, например, кривым КС. Решение обратных задач неоднозначно в силу некорректности, как и всех обратных задач математической физики. Некорректность проявляется в

том, что малым изменениям наблюдаемых параметров поля могут соответствовать большие изменения параметров разреза. Этот физический факт получил название **принципа эквивалентности**. Принципом эквивалентности объясняется, например, невозможность точного определения мощностей (h_i) и удельных электрических сопротивлений (ρ_i) тонких слоев, горизонтально-слоистого разреза, хотя такие параметры, как продольные проводимости ($S_i = h_i/\rho_i$) либо поперечные сопротивления ($T_i = h_i \cdot \rho_i$) в определенных разрезах рассчитываются однозначно.

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

3.13. Электроразведочная аппаратура и оборудование

Рассмотрим **принципы устройства и назначения основных групп приборов**. Для изучения небольших глубин (до 500 м) используются переносные приборы и оборудование. Разведка больших глубин (свыше 0,5 км) осуществляется с помощью электроразведочных станций (ЭРС). Ускоренное геологическое картирование и поиск полезных ископаемых на глубинах до 200 м выполняется с помощью аэроэлектроразведочных станций.

В комплект аппаратуры и оборудования обычно входят следующие блоки.

1. Машинные генераторы, батареи, аккумуляторы постоянного тока, которые либо предназначены для непосредственного питания заземлений, либо являются источником энергии для получения напряжений разной частоты и формы, питающие заземления или незаземленные контуры. Машинные генераторы работают от двигателя автомобиля или бензоэлектрических агрегатов. Для работ могут использоваться наборы анодных батарей напряжением до 100 В или аккумуляторов.

2. Измерители или регистраторы тока в питающих линиях, сила которого (J) может меняться от 0,01 до 100 А.

3. Измерители или регистраторы разностей потенциалов (ΔU), предназначенные для определения амплитуд, а на переменном токе и фаз сигналов в приемных линиях. Это могут быть микро- или милливольтметры, осциллографы или магнитные регистраторы. Они бывают аналоговыми, когда сигналы получаются в видимой форме на стрелочных приборах, фото- или рулонной бумаге. Сейчас чаще применяются цифровые приборы, в которых сигналы зашифрованы в двоичном цифровом коде, а затем их цифровые значения высвечиваются на шкале прибора или записываются на магнитофон.

Измерительные и регистрирующие приборы для электро-разведки различаются следующими техническими характеристиками: частотным или временным диапазоном; широким динамическим диапазоном: пределы измерений разностей потенциалов меняются от 0,01 до 1000 мВ; пороговой чувствительностью порядка 10 мкВ и точностью в пределах $\pm 1 - \pm 5\%$; входным сопротивлением свыше 1 Мом; высокой помехозащищенностью, особенно от помех промышленной частоты 50 Гц; иногда возможностью ручной или автоматической установки нуля прибора для компенсации электродных разностей потенциалов; отсутствием или наличием микропроцессоров, обеспечивающих измерение, контроль и обработку информации; способами и источниками питания электронных схем; способностью работать в сложных полевых условиях и т.п.

4. Электроды-заземлители для гальванического создания поля в Земле и измерения разностей потенциалов, пропорциональных напряженности электрического поля. В качестве электродов для питающих линий AB используются стальные, а для приемных линий MN – медные или латунные электроды длиной 0,3–1 м и диаметром 1–3 см. В поляризационных методах применяются неполяризующиеся электроды, которые состоят из заземляемого пористого (керамического или брезентового) сосуда с раствором медного купороса и медного стержня в нем.

5. Незаземленные контуры: петли диаметром до 4 км и рамки диаметром до 1 м, предназначенные для индуктивного

возбуждения поля или измерения напряженности магнитного поля.

6. Вспомогательное оборудование, включающее провода невысокого сопротивления, большой механической прочности и с хорошей изоляцией, катушки, кувалды и др.

3.13.1. Переносная электроразведочная аппаратура

Для электроразведки **небольших глубин с поверхности Земли и в горных выработках** используются различного рода переносная аппаратура и оборудование, состоящие из ряда блоков, общей массой 20–100 кг. Переносная генераторно-измерительная аппаратура обычно приспособлена для работ одним-двумя методами. Она чаще всего имеет один-два канала измерения разностей потенциалов.

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

Для низкочастотной (10 Гц – 10 кГц) индукционной разведки в разные годы изготавливались:

– микровольтметры электроразведочные (МКВЭ) для измерения амплитуд магнитных составляющих гармонического поля;

– аппаратура для измерения осей эллипса поляризации (ЭПП), предназначенная для создания гармонического поля, а также для определения большой, связанной с первичным полем, и малой, обусловленной вторичным (аномальным) полем, осей эллипса поляризации, которыми определяется суммарный вектор напряженности магнитного поля;

– амплитудно-фазовые измерители (АФИ) для создания гармонического поля и измерения отношения амплитуд и разностей фаз магнитных составляющих поля в двух точках;

– аппаратура метода переходных процессов (МПП), которая служит для коммутации постоянного тока батарей в прямоугольные импульсы длительностью 20–50 мс, подачи их в неза-

земленный контур и измерения в том же или другом контуре разностей потенциалов на временах от 1 до 50 мс после окончания импульса.

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

– радиоприемники-компараторы для проведения радиокомпарационного профилирования, т.е. изучения полей существующих сверхдлинноволновых специальных или длинноволновых широкоэмиттерных радиостанций;

– генераторы и измерители высокочастотных полей для дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМП);

– передатчики и приемники со специальными антеннами для радиоволновых просвечиваний между скважинами и горными выработками, радиолокации и т.д.

3.13.2. Электроразведочные станции

При электромагнитных зондированиях больших глубин (до 10 км), когда необходимы мощные источники тока, а также при магнитотеллурических исследованиях применяются различные электроразведочные станции (ЭРС). Они смонтированы на одном или двух грузовых или легковых автомобилях. На одном автомобиле – ***генераторной группе*** расположены один или два генератора постоянного тока напряжением до 1000 В при токе до 25 А, работающие от двигателя автомобиля. С помощью тиристорного коммутатора в питающую линию передаются напряжения разных частот от 10^{-3} до 10^3 Гц. В генераторной группе установлены также приборы для контроля, регулировки, измерения силы тока в питающих линиях.

На втором автомобиле – ***измерительной лаборатории*** расположена аппаратура, предназначенная для автоматической регистрации разностей потенциалов в аналоговой или цифровой форме. Обычно станции имеют 5 каналов, но иногда больше. В цифровых измерительных станциях имеются приборы для кодирования сигналов в цифровую форму, что обеспечивает возможность обработки информации с помощью персональных компьютеров. В комплект станции входят также радиоприемники, радиопередатчики и другое оборудование.

Аналогичным образом устроена электроразведочная станция для морских электромагнитных зондирований.

3.13.3. Аэроэлектроразведочные станции

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

1. Наземная генераторная группа, питающая длинный кабель (до 30 км) током силой в несколько ампер, в интервале частот от 0,1 до 1 кГц, с расположенной на самолете или вертолете измерительной лабораторией, которая регистрирует напряженность магнитного поля этого кабеля. Аппаратура предназначена для работ методом длинного кабеля (ДК-А).

2. Станция с генераторной и измерительной установками, смонтированными на одном самолете или вертолете (односамолетный вариант). С помощью петлевой генераторной антенны создается переменное поле, которое измеряется специальным магнитометром, установленным либо на том же летательном аппарате, либо в выносной гондоле. Аппаратура предназначена для работ методами дипольного профилирования (ДИП-А) или переходных процессов (МПП-А).

3. Станция, когда на одном самолете располагается генераторная группа с петлевой антенной, а на другом – измерительная лаборатория тоже с петлевой антенной (двухсамолетный вариант). Такая станция предназначена для работ методами ДИП-А и МПП-А.

3.14. Электромагнитное зондирование

К методам электромагнитного зондирования (ЭМЗ) относится наиболее информативная группа методов электроразведки. В ЭМЗ используется аппаратура, методика, включающая способы проведения работ, выбор установок и систем наблюдений, направленных на то, чтобы получить информацию об изменении электромагнитных свойств (чаще это УЭС) с глубиной. С этой целью на каждой точке ЭМЗ, точнее, на изучаемом уча-

стке за счет геометрии установок или скин-эффекта добиваются постепенного увеличения глубинности разведки.

При **дистанционных зондированиях**, проводимых на постоянном или на переменном токе фиксированной частоты или постоянном времени становления поля, постепенно увеличивается расстояние между питающими и приемными линиями (разнос – r). Скин-эффект используется в методах с фиксированным разносом, а увеличение глубинности достигается повышением периода гармонических колебаний (T) или времени изучения становления поля (переходного процесса) в среде (t). Используются и оба способа изменения глубинности. Для зондирования применяются одноканальные и многоканальные приборы или электроразведочные станции.

Определяемые в результате зондирований амплитуды и фазы электрических (E) или магнитных (H) компонент поля или кажущиеся сопротивления (KC) для разных параметров глубинности ($\PiГ$) характеризуют изменение геоэлектрического разреза с глубиной. За параметры глубинности принимаются $r, \sqrt{T}, \sqrt{2\pi t}$. В результате ЭМЗ строятся кривые зондирований, т.е. графики зависимостей кажущихся сопротивлений от параметров глубинности.

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

Методы электромагнитного зондирования используются для решения широкого круга задач, связанных с расчленением по электромагнитным свойствам пологослоистых геологических разрезов. Они применяются для глубинных, структур-

ных исследований, поисков и разведки полезных ископаемых, детальных инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических, почвенно-мелиоративных и экологических исследований.

3.14.1. Электрическое зондирование

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

Различают две модификации зондирования: вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), применяемое для разведки небольших глубин (до 500 м), и дипольное электрическое зондирование (ДЗ), применяемое для разведки глубин 0,5–10 км.

1. Методика вертикального электрического зондирования. Вертикальное электрическое зондирование выполняется симметричной четырехэлектродной или трехэлектродной градиент-установкой. Работы симметричной установкой проводятся в следующей последовательности (рис. 3.5).

В точке зондирования (центр зондирования, называемый точкой записи) устанавливаются батарея с измерительным прибором, две катушки с проводом для разноса питающих электродов. На небольшом расстоянии (обычно 1 м) заземляются приемные электроды M и N , а на расстоянии 3 м – питающие электроды A и B . Производится измерение ΔU и J и рассчитывается

$$\rho_k = K \Delta U / J,$$

где коэффициент установки $K = \pi AM \cdot AN / MN$. Далее питающие электроды постепенно разносятся в разные стороны, а $r = AB/2$ могут выбираться, например, такими: 1,5; 2,2; 3; 5; 10;

15; 22; 30; 50; 100 м; При больших AB приходится переходить на увеличенную длину MN , чтобы ΔU превышали уровень помех. На каждом разносе определяется ρ_k . Для удобства работ провода предварительно промеряются и на них краской или изолянтной ставятся метки, например, 1, 2, 3, вновь 1, 2, 3 и т.д.

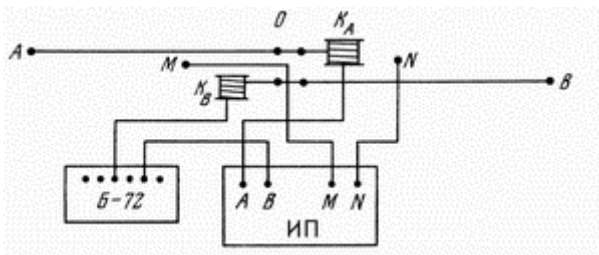


Рис. 3.5. Схема установки ВЭЗ: K_A , K_B – катушки с изолированными проводами, $Б$ – батарея, $ИП$ – измерительный прибор

При работах с аналоговыми приборами в ходе зондирования на бланке с логарифмическим масштабом по осям координат (бланк ВЭЗ) с модулем 6,25 см при точности измерений $\rho_k = \pm 5\%$ или с модулем 10 см при точности $\pm 3\%$ строится кривая ВЭЗ: по вертикали откладывается ρ_k , а по горизонтали – величина полуразноса ($r = AB/2$). При работах с цифровой аппаратурой данные вносятся в компьютер и кривая ВЭЗ строится автоматически на экране дисплея.

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

Разносы должны быть направлены, по возможности, вдоль дорог, просек, а при так называемых круговых ВЭЗ – по двум или четырем азимутам. Изучаемая площадь покрывается сетью профилей на расстояниях, сравнимых с шагом съемки или в 2–5

раз больших его. Для уменьшения искажающего влияния рельефа разности направляют вдоль его простирания. Изучение почв и грунтов проводится ВЭЗ с малыми разносами (от долей до первого десятка метров). Их называют микрозондированиями (МКВЭЗ).

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

2. Методика дипольных электрических зондирований.

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

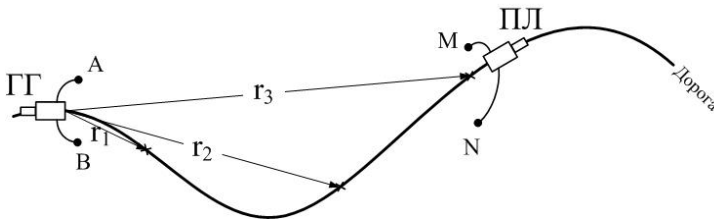


Рис. 3.6. Схема проведения дипольного азимутального зондирования: ГГ – генераторная группа, ПЛ – полевая лаборатория

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

Дипольное зондирование выполняется с помощью электроразведочных станций. Сначала проводится топографическая подготовка работ. ДЗ могут выполняться по криволинейным маршрутам, приуроченным к дорогам, рекам и участкам, к которым может быть доставлена полевая лаборатория. Величина

разноса должна увеличиваться примерно в геометрической прогрессии, например $r = 0,5; 1; 1,5; 2,5; 4; 6; 10; 15; 20; 30$ км.

Измерив силу тока в AB (J_1) и разность потенциалов на первой M_1N_1 (ΔU_1) точке O_1 , можно получить

$$\rho_k = K_1 \Delta U_1 / J_1,$$

где K_1 – коэффициент дипольной установки. После этого полевая лаборатория переезжает на новую точку O_2 (рис. 3.6). По радио устанавливается связь между станциями, снова проводятся замеры ΔU , J и рассчитывается ρ_k и т.д. В результате на бланках с двойным логарифмическим масштабом строится кривая ДЗ: по горизонтали откладывается r (в азимутальном (ДАЗ) и экваториальном (ДЭЗ) зондировании) или $r/2$ (в радиальном (ДРЗ) или осевом (ДОЗ) зондировании), а по вертикали – ρ_k . Из теории известно, что кривые ДАЗ и ДЭЗ точно совпадают с кривыми ВЭЗ, а ДРЗ и ДОЗ несколько различаются.

3. Методика морских электрических зондирований.

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

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

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

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

3.14.2. Зондирование методом вызванной поляризации

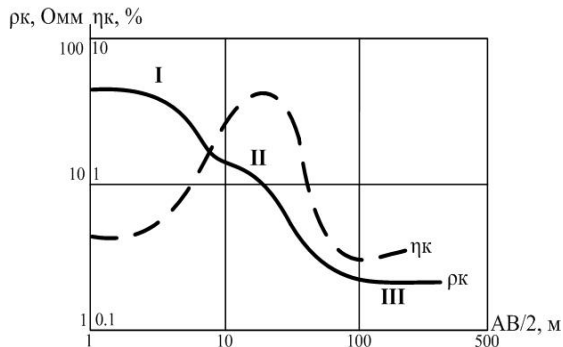
Вертикальное электрическое зондирование методом вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП) по методике работ незначительно отличается от ВЭЗ и предназначено для расчленения разрезов по глубине не только по изменению УЭС, но и по поляризуемости (η) слоев. С помощью одноканальной или многоканальной аппаратуры измеряются ΔU и J , что делается и в методе ВЭЗ, а также и $U_{\text{ВП}}$ на MN через 0,5 с после отключения тока в AB . В результате наряду с $\rho_k = K\Delta U / J$ рассчитывается кажущаяся поляризуемость:

$$\eta_k = \Delta U_{\text{ВП}} \cdot 100\% / \Delta U.$$

Далее на бланках с логарифмическим масштабом по осям координат (бланках ВЭЗ) наряду с кривыми ВЭЗ строятся кривые ВЭЗ-ВП: по горизонтали откладываются $AB/2$, по вертикали — η_k .

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

Рис. 3.7. Кривые ВЭЗ и ВЭЗ-ВП с ветвями, обусловленными наличием сухих (I) и водоносных (II) супесей, подстилаемых глинами (III)



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

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

3.14.3. Магнитотеллурические методы

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

1. Магнитотеллурическое зондирование. Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) и его глубинный вариант (ГМТЗ) основаны на изучении магнитотеллурических полей с меняющимися на два и более порядка периодами колебаний. Вследствие скин-эффекта глубина проникновения электромагнитного поля в землю тем больше, чем меньше частота (f) или больше период колебаний ($T = 1 / f$).

Методика МТЗ сводится к длительным (иногда сутки) регистрациям с помощью измерительной лаборатории ЭРС взаимно перпендикулярных компонент поля (E_x, E_y, H_x, H_y) различных периодов. При обработке получаемых магнитотеллуриграмм выделяются сигналы с периодами, различающимися менее чем в два раза, чаще всего в интервале от 1 до 100 с. Далее рассчитываются амплитуды сигналов, а по ним – кажущиеся сопротивления:

$$\rho_{T_{xy}} = 0.2T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \quad \rho_{T_{yx}} = 0.2T \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2. \quad (3.11)$$

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

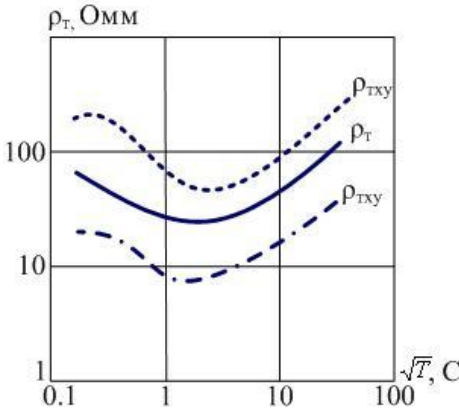


Рис. 3.8. Кривые МТЗ над неоднородной средой

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

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

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

2. Методы теллурических токов, магнитотеллурического и магнито-вариационного профилирований. В методе теллурических токов (МТТ) одновременно регистрируются синхронные вариации электрических составляющих поля (E_x и E_y) на одном базисном (опорном) и на всех рядовых пунктах изучаемой площади. Для синхронизации работ двух или нескольких станций, расположенных на расстояниях до 50–100 км от базисного пункта, используются радиостанции.

В результате обработки записей поля теллурических токов рассчитываются разные теллурупараметры. Чаще всего определяется теллурупараметр

$$\mu = \delta \mathbf{E}_i \overline{\delta \mathbf{E}_B}$$

где $\delta \mathbf{E}_i$ и $\delta \mathbf{E}_B$ – синхронные вариации поля на любой рядовой и базисной точках. Он характеризует относительные значения плотностей естественных токов и кажущихся сопротивлений в этих точках. В отличие от МТТ в магнитовариационном профилировании (МВП) на полевых и базисных пунктах регистрируются вариации магнитного поля.

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

Наблюдения при работах МТТ, МТП, МВЗ сводятся к площадным съемкам с расстояниями между точками порядка 1 км.

Задачи, решаемые магнитотеллурическими методами, различны. При периодах естественных полей, меньших 1 с, рассчитываются осадочные породы, меньших 100 с – определяются глубина залегания фундамента и УЭС земной коры, а при $T \geq 1000$ с – изучается глубинная электропроводность земной коры и мантии.

3.14.4. Зондирование методом становления поля

Зондирование методом становления поля (ЗСП или ЗС) основано на изучении становления (установления) электрической (ЗСЕ) и магнитной (ЗСМ) составляющих электромагнитного поля в массиве горных пород при подаче прямоугольных импульсов постоянного тока в заземленную линию или незаземленную петлю. Длительность и характер становления поля связаны с распределением удельного сопротивления пород на разных глубинах.

Изменение глубинности разведки в методе ЗС объясняется скин-эффектом. При включении импульса тока в питающую линию или петлю электромагнитное поле распространяется сначала в приповерхностных частях разреза, а в дальнейшем проникает все глубже и глубже. В среде происходят сложные переходные процессы и импульс приходит к приемной установке в искаженном виде. Малым временам становления поля (t) соответствует малая глубина разведки, большим временам – большая.

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

Различают два варианта зондирования становлением поля: *зондирование в дальней зоне* от питающего диполя (ЗСД) и *зондирование в ближней зоне* (ЗСБ), называемое также точечным (ЗСТ). В ЗСД r выбирается постоянным, в 3–6 раз большим планируемых глубин разведки. В ЗСБ разнос $\left(r \right)$ также постоянен, но меньше проектируемых глубин разведки. В результате обработки записей ЗС по измеренным параметрам и рассчитанным коэффициентам получают кажущиеся сопротивления и строят кривые ЗС $\left(\rho_r \left(\sqrt{2\pi t} \right) \right)$.

Зондирования становлением поля выполняются по отдельным профилям или равномерно по площади. Расстояния между точками меняются от 0,5 до 2 км. Глубинность зондирования становлением поля не превышает 5–10 км, зондирование используется при геоструктурных исследованиях, поисках месторождений нефти и газа.

3.14.5. Частотное электромагнитное зондирование

Метод частотного электромагнитного зондирования (ЧЗ) основан на изучении электрической или магнитной составляющих электромагнитного поля, созданного в Земле электрическим диполем АВ или петель, питаемыми переменным током с постепенно меняющейся частотой. Метод ЧЗ напоминает, с одной стороны, методы ДЗ и ЗС, а с другой – МТЗ и предназначен для решения тех же задач: изучения горизонтально- или пологослоистых сред.

Работы выполняются с помощью электроразведочных станций дипольными установками. Расстояние r между центрами питающих и приемных диполей может оставаться постоянным, в 5–10 раз большим проектируемых глубин исследования, т.е. работы ведутся в дальней зоне источника. Принцип ЧЗ (как и МТЗ) основан *на скин-эффекте*.

Методика ЧЗ сводится к измерению силы тока \vec{I} в питающем диполе или петле и разностей потенциала \vec{E}_x $\vec{\phi}$ и H_z $\vec{\phi}$ на приемном диполе и петле. Здесь $\omega = 2\pi/T$ – круговая частота. Далее рассчитываются кажущиеся сопротивления по двум составляющим поля и на логарифмических бланках строятся кривые ЧЗ. По вертикали откладывается кажущееся сопротивление $\vec{\phi}_\omega$, а по горизонтали – параметр, пропорциональный глубинности – \sqrt{T} . Кроме амплитудных значений напряженности можно изучать разности фаз E_x , H_z и опорной фазы тока $\vec{\phi}_E$ и $\vec{\phi}_H$. Измерение двух компонент поля и двух сдвигов фаз делает интерпретацию кривых ЧЗ более точной, чем при ДЗ.

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

3.14.6. Высокочастотные зондирования

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

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

2. В методе радиоволнового зондирования (РВЗ) радиополе частотой от 0,5 до 20 мГц создается передатчиком и линейной антенной, располагаемой на поверхности Земли. С помощью приемника с рамочной антенной измеряется напряженность магнитного поля. Прямая волна, распространяясь в верхнем слое, доходит до кровли второго слоя, отличающегося от верхнего по электромагнитным свойствам, и отражается от него. В результате наблюдается интерференция (сложение) волн. Меняя частоту поля, можно получить в приемнике минимумы сигнала, когда прямая и отраженная волны приходят в противофазе, и максимумы, когда волны приходят в фазе.

Если по результатам наблюдений построить интерференционную кривую (график зависимости напряженности поля от частоты), то, анализируя минимумы и максимумы на ней, с помощью специальных формул можно определить глубины залегания отражающих контактов, которые находятся не глубже 10–50 м. Метод применялся при поисках подземных вод в пустынях.

В других вариантах РВЗ измерения проводятся на разных расстояниях и частотах, что обеспечивает расчленение разреза на разных глубинах. Метод можно применять для решения инженерно-геологических и экологических задач.

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

Работы РЛМ могут проводиться с помощью радиолокационных установок, как передвигаемых вручную, так и устанавливаемых на машине или самолете. Из-за сильного затухания импульсов в перекрывающем слое метод может применяться в условиях очень высоких сопротивлений верхних слоев (мерзлота или лед), где глубинность может составлять десятки метров или первые километры.

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

3.15. Электромагнитные профилирования

К электромагнитным профилированиям (ЭМП) относится большая группа ускоренных методов электроразведки, в которых методика и техника наблюдений направлены на то, чтобы в каждой точке профиля получить информацию об электромагнитных свойствах среды примерно на одинаковой глубине. Для этого выбираются постоянные или маломеняющиеся

разности между питающими или приемными линиями (r), а также изучаемые частоты (f) или времена (t) переходного процесса. Выбор глубинности, точнее интервала глубин изучения геологического разреза, а значит r , f , t , зависит от решаемых задач и геоэлектрических условий. Он обычно производится опытным путем по данным ЭМЗ или ЭМП и должен обеспечить получение максимальных наблюдаемых или расчетных (например, кажущихся сопротивлений) параметров аномалий вдоль профилей или на площадях исследований.

Если зондирования предназначены для изучения горизонтально- или пологозалегающих слоев в вертикальном направлении, то профилирование служит для выявления неоднородностей в горизонтальном направлении. В результате ЭМП строятся: графики (по горизонтали откладываются пикеты (или точки наблюдения), по вертикали – наблюдаемые или расчетные параметры); карты графиков (на карту выносятся профили, перпендикулярно которым строятся графики); карты (на карте представляются точки наблюдений, около них записываются значения параметров и проводятся изолинии).

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

Электромагнитные профилирования применяются при картировании крутозалегающих (углы падения больше 10° – 20°) осадочных, изверженных, метаморфических толщ, поисках и разведке полезных ископаемых на глубинах до 500 м. Они используются при рекогносцировочных инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических, почвенно-мелиоративных и экологических исследованиях. Множество вариантов ЭМП определяется разнообразием используемых полей, различием электромагнитных свойств горных пород и руд, выбором методов исследования.

3.15.1. Метод естественного электрического поля

Метод естественного электрического поля (ЕП, МЕП), или метод собственных потенциалов (СП, ПС) основан на изучении локальных электрических постоянных полей, возникающих в горных породах в силу различных физико-химических процессов. Небольшие собственные потенциалы диффузионно-адсорбционной и фильтрационной природы существуют практически повсеместно. Интенсивные же поля окислительно-восстановительной природы наблюдаются, как правило, только над сульфидными и графитными залежами.

Естественные электрические поля могут возникнуть также при коррозии трубопроводов и других подземных металлических конструкций, при ухудшении их гидроизоляции и на участках с низкими УЭС пород. Для измерения ЕП применяются милливольтметры постоянного тока и неполяризующиеся электроды.

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

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

Съемка естественных потенциалов может выполняться двумя способами: *измерением потенциала* (U), при котором определяются разности потенциалов между одной неподвижной точкой и всеми пунктами наблюдений изучаемого профиля или площади, и *измерением градиента-потенциала* (ΔU), при котором определяется разность потенциалов между двумя электродами, расположенными на постоянном расстоянии друг от

друга и перемещаемыми одновременно по профилям. Съемка бывает полевой, акваториальной, подземной и скважинной. Для работ используются неполяризующиеся электроды разных конструкций, например медный электрод, помещенный в пористый сосуд с раствором медного купороса. По результатам съемки ЕП строятся графики, карты графиков и карты U или ΔU .

Метод естественного поля применяется для поисков и разведки сульфидных, графитных и угольных месторождений, при литологическом и гидрогеологическом картировании, выявлении участков коррозии трубопроводов и др. Глубинность измерения методом ЕП не превышает 500 м, а в некоторых случаях составляет десятки метров.

3.15.2. Электропрофилирование методом сопротивлений

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

Простейшей установкой для ЭП является симметричная (AMNB), когда все электроды $AMNB$ с соединяющими их проводами последовательно перемещаются вдоль линии наблюдений с постоянным шагом съемки. Как и в ВЭЗ, измеряются ΔU и J , по которым рассчитывается кажущееся сопротивление. Взаимные расстояния между электродами во всех пунктах измерения остаются постоянными.

Также применяются другие установки электропрофилорвания:

1) **трехэлектродные**, с двумя встречными установками AMN , C в ∞ и MNB , C в ∞ , где C – общий питающий электрод, удаленный в бесконечность, т.е. на расстояния в 5–10 раз больше AB (такое ЭП называется комбинированным);

2) **срединного градиента**, когда приемная линия перемещается в средней трети AB ;

3) **дипольные** и др.

Иногда ЭП выполняется на двух-трех разносах АВ, отличающихся примерно в 3 раза по длине. При электропрофилировании любой установкой профили прокладываются вкрест предполагаемого простирания структур или искомым объектов. Шаг установки берется обычно равным MN и несколько меньшим ожидаемой ширины разведываемых геологических объектов.

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

3.15.3. Электропрофилирование методом вызванной поляризации

При электропрофилировании методом вызванной поляризации (ВП или ЭП-ВП) вдоль профилей наблюдений с помощью установок с постоянными разносами наряду с ρ_k рассчитывается

$$\eta_k = \Delta U_{\text{ВП}} \cdot 100\% / \Delta U,$$

где $\Delta U_{\text{ВП}}$ и ΔU – разности потенциалов на приемных электродах через 0,5 с после отключения и во время пропускания тока в питающую линию. Работы методом ВП проводятся теми же установками, что и в ЭП.

По результатам ВП строятся графики, карты графиков и карты η_k , на которых выявляются объекты с аномальной поляризуемостью на глубинах до 500 м. Метод ВП применяется для поисков и разведки вкрапленных сульфидных руд, графита, графитизированных сланцев, антрацита.

3.15.4. Метод переменного естественного электромагнитного поля

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

В методе ПЕЭП с помощью милливольтметров, например АНЧ, ИКС, и двух заземленных на расстоянии 10–50 м друг от друга приемных электродов (MN) за период 20–30 с измеряется средняя напряженность электрического поля:

$$E_{\text{cp}} = \Delta U_{MN} / MN.$$

Она пропорциональна кажущемуся сопротивлению среды на глубине, соответствующей применяемой частоте. Так, при наиболее используемом диапазоне частот 10–20 Гц глубинность профилирования составляет несколько сотен метров. Если провести съемки ПЕЭП по профилям с шагом 10–20 м или равномерно по площади (направления MN должны во всех точках быть одинаковыми), то по графикам и картам E_{cp} можно выявить горизонтальные неоднородности по УЭС. Сходным образом с помощью рамочных антенн можно измерять различные составляющие магнитного поля (ПЭМП).

По результатам ПЕЭП или ПЭМП строятся графики и карты графиков E_{cp} . Метод используется при геологическом картировании.

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

3.15.5. Низкочастотное гармоническое профилирование

К низкочастотным гармоническим методам (НЧМ) относится большая группа методов электромагнитного (индукци-

онного) профилирования, в которых поле на одной из частот интервала 10 Гц – 10 кГц создается с помощью либо заземленного на концах длинного (до 30 км) кабеля (ДК), либо большой (диаметром до 3 км) незаземленной петли (НП), либо рамочной антенны (диаметром до 1 м) (такой метод называется дипольным индукционным профилированием (ДИП)).

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

Сокращенные названия методов индукционного профилирования включают сокращенные названия способов возбуждения и измерения поля. Например, существуют методы ДК-АФИ, ДК-ЭПП, НП-АФИ, НП-ЭПП, ДИП-АФИ, ДИП-ЭПП и др.

Съемка в НЧМ проводится по системам профилей, состоящих друг от друга на расстояниях 50–500 м и направленных перпендикулярно простиранию геологических структур и кабелю или стороне петли (внутри и вне петли). Точки наблюдения на профилях, длина которых обычно меньше длины кабеля и стороны петли, начинаются не ближе 50 м от токонесущих проводов и располагаются через 20–200 м друг от друга.

В результате использования НЧМ строятся графики, карты графиков и карты наблюденных параметров поля. Глубинность исследования НЧМ тем больше, чем ниже частота используемого поля, выше сопротивление вмещающих пород, больше размеры ДК или НП и расстояния между питающими и приемными рамками в ДИП. В среднем она не превышает первых десятков метров в ДИП и первых сотен метров в ДК и НП.

Низкочастотные гармонические методы применяются для геологического картирования и поисков рудных полезных ископаемых.

3.15.6. Методы переходных процессов

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

Методика НП-МПП и ДИП-МПП такая же, как при НП и ДИП. В результате работ МПП строятся графики и карты $E(t)/J$, где J – амплитуда тока в петле на постоянном t . Это обеспечивает постоянную глубину во всех точках.

Аномалиями МПП выявляются хорошо проводящие породы и руды, расположенные на глубинах до 500 м. Методы переходных процессов применяются для поисков и разведки массивных рудных полезных ископаемых.

3.15.7. Аэроразведка

Разновидностью индукционных методов электроразведки является воздушная электроразведка. Все варианты аэроразведки основаны на измерении магнитных компонент поля.

1. Одним из самых глубинных (несколько сотен метров) методов электроразведки является использование длинного кабеля (ДК-А), в котором первичное поле создается переменным током частотой до 1000 Гц, протекающим по заземленному на концах длинному кабелю, который укладывается вдоль предполагаемого простираения пород. Измерительная станция помещается на самолете или вертолете, которые летают на небольшой высоте (50–500 м) по профилям длиной до 25 км, перпендикулярным кабелю и расположенным на расстоянии 150–500 м друг от друга. Измерение горизонтальных (перпендикулярных кабелю) амплитудных и фазовых компонент магнитного

поля производится автоматически. Обработка материалов проводится с помощью ЭВМ и сводится к построению карт графиков наблюдаемых компонент или рассчитанных по ним кажущихся (эффективных) сопротивлений.

2. В аэроварианте дипольного индукционного профилирования (ДИП-А) генераторная рамочная антенна располагается на самолете (вертолете), а измерительные рамки находятся на втором самолете (вертолете), летящем на расстоянии 100–500 м, или в выносной гондоле на тросс-кабеле длиной до 150 м. Высота полетов 50–250 м, расстояние между профилями 100–500 м, рабочие частоты от 0,2 до 3 кГц. В результате автоматической записи и обработки получаются графики и карты графиков наблюдаемых параметров. Глубинность метода составляет около 100 м.

3. В аэроварианте метода переходных процессов (АМПП) генераторная рамка располагается на вертолете, а в выносной гондоле на тросс-кабеле длиной до 50 м располагается приемная рамка для измерения $E(t)$. Высота полетов составляет 50–100 м, расстояния между профилями – около 100 м. В результате строятся графики и карты графиков $E(t)$. Глубинность разведки – около 100 м.

В целом аэроэлектроразведка характеризуется меньшей глубинностью, чем аналогичные полевые методы, хотя работы выполняются значительно быстрее. Применяется для решения тех же геологических задач.

3.15.8. Радиоволновое профилирование

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

При радиокомпарационной съемке на каждой точке измеряются вертикальная (H_z) и максимальная горизонтальная (H_p) составляющие радиополя и угол наклона полного вектора к горизонту (α). Профили задаются вкрест предполагаемого простирания слоев. Расстояние между точками измерений меняется от 5 до 50 м. Съемку можно вести и с движущегося транспорта (автомобиль, самолет). В результате строятся графики H_z и H_p ,

на которых аномалиями выделяются контакты пород разной литологии, зоны тектонических нарушений, положения рудных зон, т.е. объекты с разными ρ , ε , μ . Вследствие использования высоких частот глубинность разведки этим методом не превышает 10–20 м.

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

3.15.9. Сверхвысокочастотные методы профилирования

Сверхвысокочастотные методы электроразведки включают *радиотепловую (РТС), инфракрасную (ИКС) и радарную (радиолокационную) (РЛС)* съемки (длины изучаемых радиоволн меняются от 1 мкм до 1 м). Этими методами изучается либо естественное излучение земной поверхности (пассивная радиолокация (РТС, ИКС)), либо отраженные искусственные поля (активная радиолокация, радиолокационная (РЛС) или георадарная съемка). Работы ведутся в основном с летательных аппаратов (спутники, самолеты, вертолеты) с помощью специальной автоматической (телеметрической и регистрирующей) аппаратуры. Полученные данные могут преобразовываться в видеоизображения, сходные с обычными фотоснимками.

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

3.16. Подземно-скважинные методы электроразведки

Подземно-скважинные методы электроразведки предназначены для изучения пространств между горными выработками, скважинами и земной поверхностью, т.е. для решения геологоразведочных задач в трехмерном объемном простран-

ве. Для этого применяется в основном электромагнитное зондирование и профилирование. Однако особенности измерений в горных выработках и скважинах требуют применения специальной аппаратуры, использования определенной методики, теории и приемов интерпретации.

Кроме того, возбуждение поля вблизи полезных ископаемых обуславливает увеличение аномалий. Это позволяет обнаружить их и выполнить просвечивание массивов горных пород. Подобные объемные исследования повышают глубинность и эффективность электроразведки на этапах детализационных исследований шахт и рудников для добычи твердых полезных ископаемых. Наибольшее применение они находят при разведке рудных месторождений - как при подготовке, так и в ходе их промышленной эксплуатации.

3.16.1. Поляризационные объемные методы

1. Изучение пород и руд, расположенных в окрестностях скважин и горных выработок, удобно проводить с помощью **методов естественной (ЕП) и вызванной (ВП) поляризации**. Система наблюдений определяется существующей сетью горных выработок, скважин, возможностью работать на земной поверхности.

При работах с использованием методов ЕП один приемный электрод остается неподвижным. С помощью второго электрода изучаются потенциалы естественного электрического поля как по равномерной сети на поверхности, так и в скважинах и горных выработках с шагом порядка 10 м.

При работах методом ВП поле может создаваться на земной поверхности или в скважинах, а разности потенциалов ВП измеряются как на земной поверхности, так и в горных выработках. Изучив объемное распределение ЕП или ВП и зная, что объем аномального поля примерно в десять раз больше объема создавших их рудных тел, можно получить информацию об их пространственном положении. Это важно для дальнейшей разведки месторождения, например бурения.

2. На стыке скважинных методов ЕП и ВП возникли контактный и бесконтактный способы построения поляризации

онных кривых (КСПК и БСПК), способы частичного извлечения металлов (ЧИМ).

Методы КСПК или БСПК сводятся к пропусканию постоянного тока через скважину, вскрывшую рудную залежь или расположенную рядом с ней. Для этого в скважине заземляется электрод *A* (электрод *B* относится в «бесконечность», т.е. на расстояние, в 10 раз большее глубины погружения *A*). При постепенном увеличении силы пропускаемого тока регистрируется контактная разность потенциалов между приемным электродом в скважине (*M*) и стандартным электродом сравнения (*N*), удаленным от скважины. Получаемые в результате работ поляризационные кривые (графики зависимости контактной разности потенциалов от силы пропускаемого тока) характеризуют усредненное количество и качество руд.

В методе ЧИМ постоянный ток пропускается через заземленный в залежь электрод *A*, а второй электрод *B*, называемый элементоприемником, перемещается по равномерной сети (с шагом до 20×20 – 50×50 м) на земной поверхности. Пропускание в течение нескольких часов (*t*) тока приводит к накоплению около электрода *B* химических элементов вследствие их электролитического привноса из рудного тела. Измеряя с помощью методов химического анализа массу (m_i) того или иного химического элемента (*i*), например свинца, цинка, меди и др., накопленных у элементоприемников, и зная *t*, можно построить геоэлектрохимический годограф (график зависимости m_i от *t*). Получив подобные годографы для всех точек наблюдения и построив карты *m* (для $t = \text{const}$), можно по максимумам на них выявить эпицентры рудных залежей того или иного состава, а по $\Delta m/\Delta t$ оценить их объемы.

3.16.2. Метод заряженного тела

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

1. Рудный вариант МЗТ сводится к «заряду» с помощью электрода *A* рудной залежи через скважину или горную выра-

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

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

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

3.16.3. Индукционное просвечивание

Для обследования околоскважинных пространств в целях обнаружения проводящих рудных тел применяются раз-

личные скважинные электромагнитные (индукционные) методы, которые по физической сущности, применяемой аппаратуре и принципам интерпретации похожи на рассматриваемые выше НЧМ и МПП. Наиболее известными скважинными индукционными методами, основанными на применении низкочастотных гармонических и неустановившихся полей, являются *методы измерения* параметров поля с использованием *незаземленной петли* (НПС-АФИ, НПС-МПП) и *методы скважинного дипольного электромагнитного профилирования* (ДЭМПС-НЧМ, ДЭМПС-МПП).

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

3.16.4. Метод радиоволнового просвечивания

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

Наличие хорошо проводящих рудных тел обусловит увеличение затухания энергии и появление радиотеней, по которым можно оконтурить рудные тела и правильно предусмотреть дальнейшие разведочные работы. Дальность просвечиваний не превышает нескольких сотен метров.

3.17. Интерпретация результатов электроразведки

При качественной интерпретации осуществляется визуальный анализ материалов, позволяющий оценить изменения электромагнитных свойств в разрезе и выбрать априорные физико-геологические модели (ФГМ) для последующей количественной интерпретации.

Количественная интерпретация состоит из расчетной, или физико-математической части, т.е. решения обратной задачи, и геолого-геофизического истолкования результатов. Методология, или теория рациональной интерпретации, для всех методов ЭМЗ одинакова, а геолого-геофизическое истолкование, как и области применения, различается.

3.17.1. Качественная интерпретация электромагнитных зондирований

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

Кривые ВЭС для трехслойных разрезов по соотношению УЭС (сверху вниз) делятся на следующие типы (рис. 3.9):

- 1) кривые H – с минимумом сопротивления в середине ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$);
- 2) кривые K – с максимумом сопротивления в середине ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$);
- 3) кривые A – с возрастающими УЭС ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$);
- 4) кривые Q – с убывающими УЭС ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$).

На рисунке приведены возможные геолого-гидрогеологические разрезы, которым могут соответствовать эти кривые. Электри-

ческие горизонты (*I, II, III*) совпадают либо с литологическими границами (кривая *A*), либо с гидрогеологическими (уровнем подземных вод) (кривые *H* и *Q*), либо с изменением физико-механического состояния пород, например увеличением трещиноватости, что сопровождается понижением УЭС (кривая *K*).

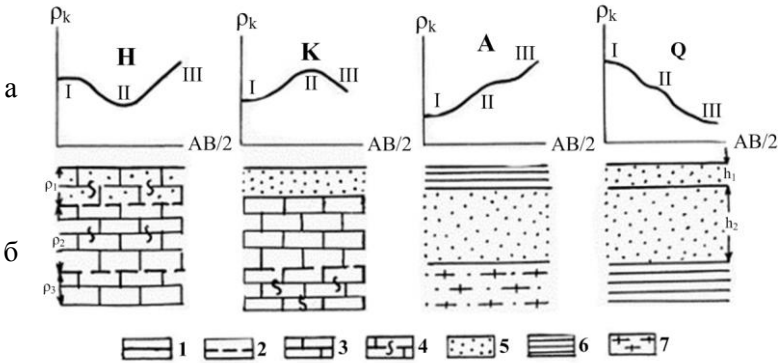


Рис. 3.9. Типичные кривые ВЭЗ для трехслойных разрезов: а – графики КС, б – геоэлектрические разрезы; 1 и 2 – литологические и гидрогеологические границы; 3 и 4 – известняки массивные и трещиноватые; 5 – пески; 6 – глины; 7 – граниты

Практически получаются кривые, отражающие многослойные разрезы. Их можно обозначить и как кривые для трехслойных разрезов (пример приведен на рис. 3.10).

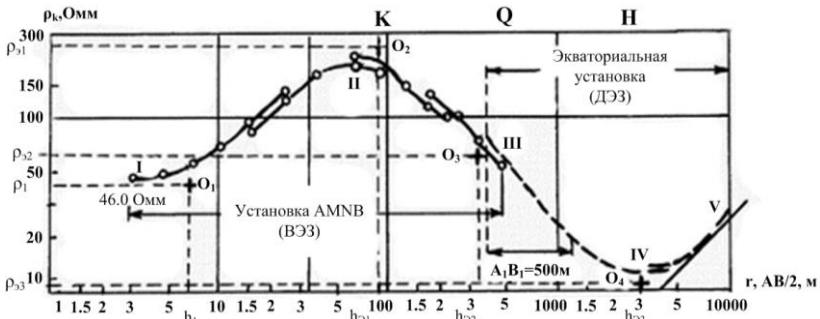


Рис. 3.10. Кривая ВЭЗ-ДЭЗ для пятислойных разрезов типа *KQH*

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

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

Анализ этих материалов позволяет дать общую характеристику и определить степень изменчивости геоэлектрических разрезов в плане и по глубине. Участки, где изолинии на разрезах почти параллельны, являются горизонтально слоистыми. Точки ВЭЗ и ДЗ на них можно интерпретировать в рамках одномерных моделей.

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

3.17.2. Физико-математическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований

Физико-математическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований, которая в основном сводится к решению обратной задачи, хорошо разработана для одномерных (горизонтально слоистых) моделей сред. В результате получаются параметры: послойные мощности (h_i), сопротивления (ρ_i), поляризуемости (η_i) или обобщенные параметры для толщи (мощности H , продольные проводимости $S = H/\rho_i$, продольные удельные сопротивления ρ_i , поперечные сопротивления

$T = H\rho_n$, поперечные удельные сопротивления ρ_n). Существуют различные методы решения обратных задач: графоаналитические, палеточные и компьютерные (машинные).

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

Наибольшее применение находит метод S. Если кривая ЭМЗ получена для территории над разрезом с очень высоким сопротивлением в основании (например кристаллическим фундаментом), то, проведя под углом 45° (для ВЭЗ-ДЗ) или 63° (для МТЗ, ЧЗ, ЗС) к правой ветви кривой асимптоту, можно определить суммарную продольную проводимость (S) толщи над ним. Величина S равняется r_s/ρ_s (для ВЭЗ, ДЗ), $356\sqrt{T_s}/\rho_{ks}$ (для МТЗ), $503\sqrt{T_s}/\rho_{ws}$ (для ЧЗ в дальней волновой зоне), $503\sqrt{2\pi t_s}/\rho_{\tau_s}$ (для ЗСД), $189\sqrt{2\pi t_s}/\rho_{\tau_s}$ (для ЗСБ), где $r_s, \sqrt{T_s}, \sqrt{2\pi t_s}$ – абсциссы, а $\rho_{ks}, \rho_{\tau_s}, \rho_{ws}, \rho_{\tau_s}$ – ординаты любой точки асимптоты.

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

Существует и ряд других графоаналитических приемов определения различных параметров разреза.

2. Палеточные методы. Палеточные методы интерпретации, применяющиеся в электроразведке долгие годы, основаны на использовании альбомов для кривых трехслойных разрезов (палеток), различных для разных ЭМЗ и рассчитанные для горизонтально-слоистых моделей сред. Сущность палеточных способов сводится к последовательному совмещению выстроенной на кальке кривой по полевым наблюдениям с теоретическими

кривыми. Они должны быть построены в одинаковом логарифмическом масштабе. Добившись наилучшего совмещения по индексам совпавшей теоретической кривой и палетки, определяем мощность (h_1) и удельное электрическое сопротивление (ρ_1) первого (верхнего) слоя, относительные значения мощности $\nu_2 = h_2/h_1$ и сопротивления $\mu_2 = \rho_2/\rho_1$ второго слоя, а также $\mu_3^1 = \rho_3/\rho_1$ интерпретируемой кривой. Отсюда можно найти приближенные параметры изучаемого разреза:

$$h_{2\text{пр}} = \nu_2 h_1, \quad \rho_{2\text{пр}} = \mu_2 \rho_1, \quad \rho_{3\text{пр}} = \mu_3^1 \rho_1.$$

При интерпретации кривых для многослойных разрезов с помощью так называемых вспомогательных палеток разрезы последовательно (сверху-вниз) разбиваются на трехслойные. Для этого сначала два верхних слоя заменяются одним эквивалентным, т.е. таким фиктивным слоем мощностью h_{31} и сопротивлением ρ_{31} , чтобы электромагнитное поле на земной поверхности оставалось тем же. Далее три верхних слоя заменяются новым эквивалентным с мощностью h_{32} и сопротивлением ρ_{32} и так далее. Используя трехслойные теоретические палетки, полученные эквивалентные кривые интерпретируют как обычные трехслойные.

В результате интерпретации кривых ЭМЗ с помощью альбомов палеток получается набор физико-геометрических параметров: $h_1, \rho_1, h_{31}, h_{32}, \rho_{32}, \dots, \nu_2, \nu_3, \dots, \mu_2, \mu_3, \dots$, по которым можно определить приближенные послойные значения мощностей и сопротивлений:

$$\left. \begin{aligned} h_{2\text{пр}} &= \nu_2 h_1, & h_{3\text{пр}} &= \nu_3 h_{31}, & h_{4\text{пр}} &= \nu_4 h_{32}, & \dots \\ \rho_{2\text{пр}} &= \mu_2 \rho_1, & \rho_{3\text{пр}} &= \mu_3 \rho_{31}, & \rho_{4\text{пр}} &= \mu_4 \rho_{32}, & \dots \end{aligned} \right\} \quad (3.12)$$

Они близки к истинным лишь при $\nu > 3 - 5$, а с уменьшением ν погрешности в определении послойных параметров разреза резко возрастают. Это объясняется некорректностью реше-

ния обратной задачи электроразведки, как и любой задачи математической физики, и существованием принципа эквивалентности, т.е. неоднозначности интерпретации и возможности соответствия одной кривой ЭМЗ множеству геоэлектрических разрезов.

Ускоренная интерпретация кривых ЭМЗ может проводиться с помощью номограмм-палеток, подготовленных В.К. Хмелевским для каждого метода ЭМЗ. Они позволяют заменять при интерпретации громоздкие альбомы палеток (в разных методах ЭМЗ наборы типичных кривых для трехслойных разрезов меняются от нескольких десятков до сотен листов) одной-двумя номограммами-палетками.

На рис. 3.11 приведена номограмма-палетка для интерпретации кривых вертикальных (ВЭЗ) и дипольных, азимутальных и экваториальных (ДАЗ и ДЭЗ) зондирований на постоянном токе. Она состоит из вспомогательной (слева) и двухслойной (справа) палеток, объединенных общим началом координат (крест палетки). На вспомогательной палетке приведены шкалы следующих параметров и соответствующие им кривые: а) слева – шкала μ , оцифровывающая кривые равных значений μ для всех типов кривых H , A , K , Q , б) сверху приведены шкалы V_Q, V_H , а внизу – V_K, V_A для сплошных и пунктирных вертикальных или почти вертикальных кривых V на номограмме.

На палетке для двухслойного разреза по оси x отложены разности, нормированные мощностью верхнего слоя ($AB/2h_1, r_{\text{аз(эк)}}/h_1$), а по оси y – значения $\mu = \rho_2 / \rho_1$, шкала которых крайняя справа. Здесь же представлены теоретические (палеточные) двухслойные кривые, сплошные – для ВЭЗ, ДАЗ, ДЭЗ.

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

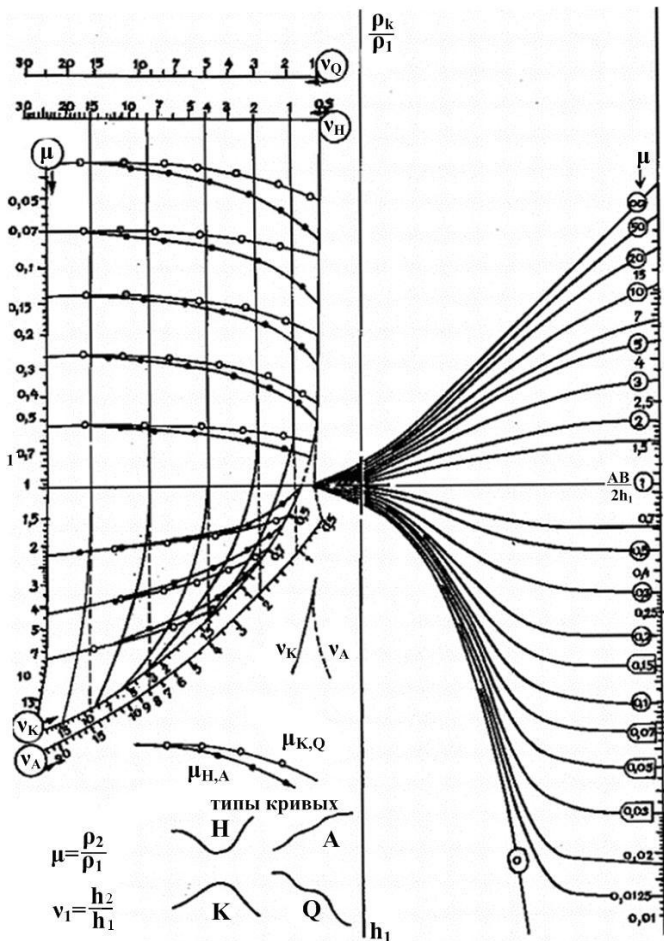


Рис. 3.11. Номограмма-палетка для интерпретации кривых ВЭЗ, ДЭЗ, ДАЗ

1. Полевая многослойная кривая разбивается на двухслойные, и самая левая из них (I – II) накладывается на двухслойную палетку. Соблюдая параллельность осей координат палетки и бланка с полевой кривой, добиваются наилучшего ее совмещения с одной из теоретических. На бланк переносится крест па-

летки – т. O_1 , координаты которой на осях ординат и абсцисс равны h_1 и ρ_1 . По правой шкале палетки оценивается μ_2 .

2. С двухслойной палеткой совмещается вторая ветвь левой кривой (II – III), и на бланк вновь переносится крест палетки O_2 с координатами h_{31} и ρ_{31} . Положение точки O_1 на номограмме дает уточненные параметры ν_2, μ_2 , значения которых снимаются с соответствующих шкал (в рассматриваемом примере для первой кривой типа K эти параметры определяются по шкалам: ν_2 по ν_k и μ_2 по левой шкале).

3. С двухслойной кривой совмещается третья ветвь (III – IV), и на бланк переносится крест палетки O_3 (h_{32}, ρ_{32}), а по положению точки O_2 на номограмме определяются ν_3, μ_3 (в рассматриваемом примере для второй кривой типа Q эти параметры определяются по шкалам: ν_3 по ν_Q, μ_3 по μ ..

4. С двухслойной кривой совмещается четвертая ветвь (IV – V), и на бланк переносится крест палетки O_4 (h_{33}, ρ_{33}), а по положению точки O_3 на номограмме определяются параметры ν_4, μ_4 (в рассматриваемом примере для третьей кривой типа H эти параметры определяются по следующим шкалам: ν_4 по ν_H, μ_4 по μ ..

В результате интерпретации с помощью номограммы-палетки получают те же параметры, что и при палеточной интерпретации.

Параметры $\rho_{2np}, \rho_{3np}, \rho_{4np}$ определяются по формулам (3.12) и являются приближенными. Для точного их определения необходима дополнительная информация, например значения ρ_2, ρ_3 и т.п. по данным геофизических исследований скважин. В приведенном примере (рис. 3.10) получены следующие результаты интерпретации (h в метрах, ρ в Омм): $h_1 = 6, h_{2np} = 50, h_{3np} = 220, h_{4np} = 3060, H = h_1 + h_2 + h_3 + h_4 = 3330\text{м}$ (с помощью примененного выше метода S $\leftarrow H = 3500\text{м}$ $\rightarrow \rho_1 = 46, \rho_{2np} = 280, \rho_{3np} = 60, \rho_{4np} = 11, \rho_{5np} = 100$.

3. Машинные методы интерпретации. Интерпретация ЭМЗ с помощью современных компьютеров производится с большей точностью, объективностью и скоростью. Существует множество алгоритмов решения обратной задачи ЭМЗ. Наибольшее распространение получили алгоритмы разных вариантов подбора.

Принципы интерпретации:

1. В ходе предварительной интерпретации (качественной, а лучше, с помощью номограмм-палеток) получается априорная информация о геоэлектрическом разрезе: число слоев, примерные значения мощностей и сопротивлений.

2. Выбираются те или иные методы и программы решения прямых задач ЭМЗ, которые отличаются точностью и временем счета, этапами ввода дополнительной информации, для их реализации можно использовать различные персональные компьютеры и др. Для получения априорных параметров модели решается прямая задача и теоретическая кривая сравнивается с кривой, полученной при полевых исследованиях.

3. Достижение наилучшего совпадения полевой кривой с теоретическими, у которых постепенно меняются параметры. Методом последовательных приближений получают минимум среднеквадратического отклонения или логарифмической невязки кажущихся сопротивлений на всех параметрах глубинности.

4. В минимизируемый функционал невязки вводится стабилизатор решения с учетом всех дополнительных геолого-геофизических сведений о районе исследований: минимальные и максимальные мощности, электромагнитные свойства слоев и т.д.

5. Выдаются наиболее точные значения параметров геоэлектрического разреза с учетом априорных данных.

3.17.3. Геолого-геофизическая количественная интерпретация электромагнитных зондирований

Неоднозначность решения обратных задач ЭМЗ приводит к существованию множества эквивалентных решений. Для маломощных слоев, когда их мощность сравнима с мощностью

перекрывающей толщи или меньше, ошибки в определении h_i и ρ_i могут достигать величин в десятки и сотни процентов независимо от метода интерпретации - палеточного или машинного. Поэтому с помощью специальных номограмм, стрелок на номограммах-палетках или алгоритмов машинной интерпретации можно оценить пределы действия принципа эквивалентности, т.е. найти чисто физические погрешности в определении не только h_i и ρ_i , но и продольных проводимостей $S = h_i / \rho_i$, и поперечных сопротивлений $T_i = h_i \rho_i$ слоев.

При низких точностях в расчетах h_i и ρ_i для кривых ВЭЗ-ДЗ, например, получаются высокие (до 10–20 %) точности либо для S_i в низкоомных слоях, подстилаемых высокоомными (ветви кривых $N \left(\rho_{i-1} > \rho_i < \rho_{i+1} \right)$ и $A \left(\rho_{i-1} < \rho_i < \rho_{i+1} \right)$, либо для T_i в высокоомных слоях, подстилаемых низкоомными (ветви кривых $K \left(\rho_{i-1} < \rho_i > \rho_{i+1} \right)$ и $Q \left(\rho_{i-1} > \rho_i > \rho_{i+1} \right)$, где ρ_{i-1} и ρ_{i+1} – сопротивления слоев, покрывающего и подстилающего изучаемый слой с ρ_i .

Всегда имеются наиболее достоверные параметры для разных слоев изучаемого разреза (например, для рассматриваемой на рис. 3.10 кривой это $h_1, \rho_1, T_2, T_3, S_4$), которые и являются главным результатом формальной физико-математической интерпретации ЭМЗ. Их можно использовать для получения геолого-гидрогеологических характеристик слоев горных пород: трещиноватости, обводненности, скорости движения или фильтрации подземных вод, степени загрязненности, засоленности почв, грунтов, грунтовых вод и др.

Для получения остальных параметров (особенно h_i) нужны дополнительные сведения об электромагнитных свойствах промежуточных горизонтов (чаще всего о ρ_i). Такие сведения получают путем постановки параметрических ЭМЗ на скважинах или на участках, где слои имеют $v_i > 5-10$, проведения электрических исследований в скважинах, использования данных сейсморазведки, тщательного анализа всей геолого-геофизической информации по району, взаимной корреляции данных групповой интерпретации соседних ЭМЗ и др. Имея достоверные сведения о S_i и ρ_i , можно рассчитать $h_i = S_i \rho_i$.

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

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

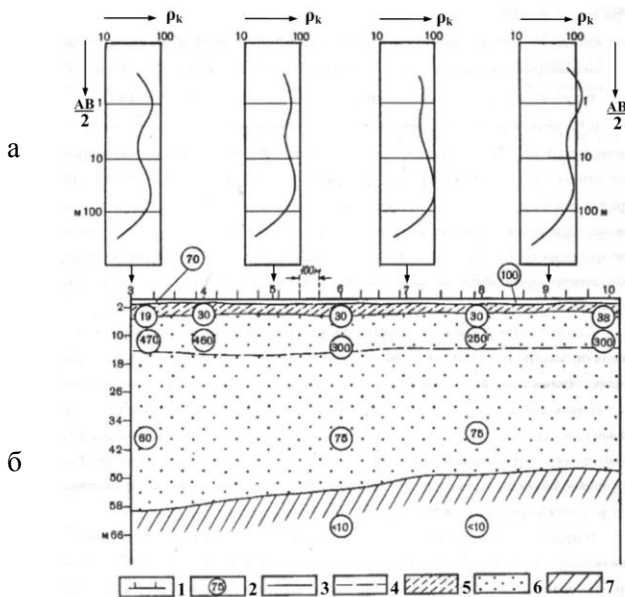


Рис. 3.12. Кривые ВЭЗ (а) и геоэлектрический разрез (б) одного из районов Поволжья: 1 – точки ВЭЗ, 2 – удельное электрическое сопротивление слоя, 3 – литологические границы, 4 – уровень грунтовых вод, 5 – суглинки, 6 – пески, 7 – глины

Кроме того, по данным зондирований строят структурные карты по кровле опорных горизонтов и карты мощностей тех или иных слоев. Сопоставив их с геологическими данными, можно создать соответствующие структурные геологические карты.

3.17.4. Области применения электромагнитных зондирований

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

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

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

1. Определение мощности и состава покровных и коренных осадочных отложений, глубины залегания фундамента, что очень важно для структурно-геологического объемного картирования;
2. Оценка геометрических параметров и физических свойств массивов горных пород, представляющих большой интерес для инженерно-геологического, мерзлотно-гляциологического, гидрогеологического картирования;
3. Поиски пластовых, как правило, нерудных полезных ископаемых.

При структурных исследованиях на суше и морях до глубин 5–10 км используются ДЗ, ЗСД и ЗСБ, а чаще магнитотеллурические методы и прежде всего МТЗ. Изучение глубинной неоднородности Земли можно проводить с помощью ГМТЗ.

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

3.18. Интерпретация результатов электромагнитных профилирований и скважинно-подземных методов электроразведки

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

Подземно-скважинные, или объемные методы служат для оценки геоэлектрических неоднородностей в объеме пород между горными выработками, скважинами и земной поверхностью. Интерпретация данных этих методов в основном качественная, реже – количественная.

3.18.1. Интерпретация данных электромагнитных профилирований

1. Качественная интерпретация. Качественная интерпретация электромагнитного профилирования – это прежде всего визуальное (или с помощью вероятностно-статистических методов) выявление аномалий на профилях и картах, т.е. отклонений наблюдаемых параметров поля или кажущихся сопротивлений, поляризуемостей от первичного (нормального) или среднего (фонового) поля. Аномалия считается достоверной, если она удовлетворяет правилу «трех сигм и трех точек», т.е. амплитуда аномалий превышает 3σ , где σ – среднеквадратическая или близкая к ней относительная среднеарифметическая ошибка съемки, которая прослеживается не менее чем на 3 точках профиля. С помощью вероятностно-статистических методов и ЭВМ выявляются аномалии с амплитудой, близкой к σ , а визуально – в 3 раза больших σ .

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

1) глубины залегания (h) по отношению к поперечным размерам (d) геологических объектов (обычно выделяют объекты с h/d меньше 2–5);

2) контрастности электромагнитных свойств объектов и вмещающей среды, а в индуктивных методах – от абсолютных электропроводностей объектов;

3) уровня технических помех и наличия помехозащищенной аппаратуры;

4) оптимального выбора метода, глубинности разведки (а значит, r, T, t), системы наблюдений, интенсивности первичного (питающего) поля и его поляризации, т.е. направления вектора E по отношению к простираанию объектов. Например, когда вектор E совпадает с простираанием объектов, в проводящих телах

индуцируются максимальные вторичные магнитные поля, а когда перпендикулярен простираанию, наблюдаются максимальные кондуктивные аномалии вторичных электрических полей.

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

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

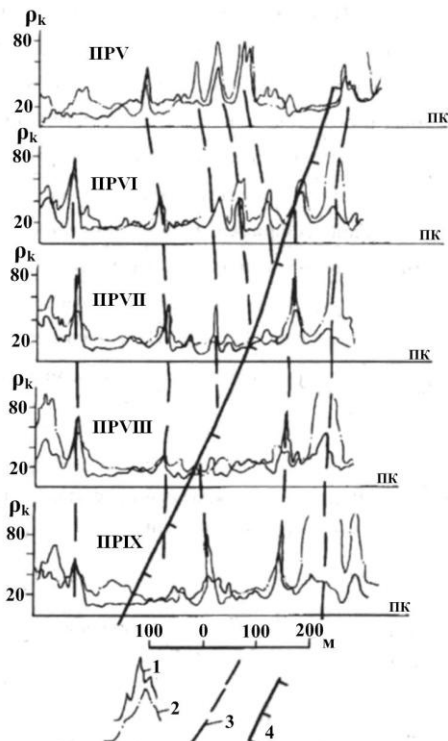
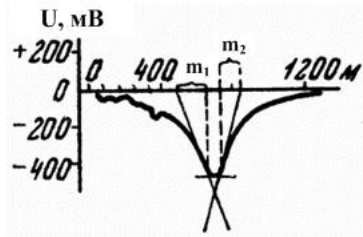


Рис. 3.13. Карта графиков двухразностного электропрофилирования: 1, 2 – графики ρ_k на разных АВ, 3 – геологические границы, 4 – тектоническое нарушение

2. Количественная интерпретация. Количественная интерпретация данных электромагнитного профилирования – это определение (чаще – оценка) формы, глубины, а иногда размеров, физической и геологической природы аномалий. Она начинается с выбора физико-геологических моделей, которыми можно аппроксимировать разведываемые объекты: контакты сред, мощные ($L > h$) и тонкие ($L < h$) пласты, изометрические (шарообразные), вытянутые (линзообразные, цилиндрикообразные) объекты и др. Решение прямых и особенно обратных задач методами математического и физического моделирования для перечисленных моделей сложнее, чем для зондирований. Тем не менее, в каждом методе существуют аналитические и графические приемы количественной интерпретации.

Простейшим способом оценки глубины залегания верхней кромки (h) является способ касательных, используемый в магниторазведке. С его помощью интерпретируются четкие локальные аномалии, называемые аномалиями кондуктивного типа (ЭП, ВП, ПЕЭП), а также ЕП и некоторые другие. Для этого проводятся касательные к максимуму, минимуму и боковым граням аномалии (рис. 3.14).

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



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

$$h = \alpha \sqrt{m_1 + m_2}$$

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

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

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

3.18.2. Интерпретация данных скважинно-подземной электроразведки

Скважинно-подземные, или объемные методы электроразведки отличаются узкоприкладными областями применения, а интерпретация результатов направлена на решение конкретных задач: изучение объемного строения пространств между горными выработками, а также между ними и земной поверхностью. Теория объемной подземной электроразведки сложнее, чем теория профилирований и зондирований. Поэтому общих подходов к интерпретации здесь нет. Каждый метод отличается своими, как правило, качественными приемами интерпретации. Объемные методы относятся к разведочным, сопровождаются бурением и проходкой горных выработок, поэтому они в большей степени, чем другие методы, опираются на разного рода геологическую информацию.

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

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

Интерпретация скважинно-подземных геоэлектрхимических методов (ЕП, ВП, КСПК, БСПК, ЧИМ и др.) осуществляется с учетом химической природы аномалий. В работе участвуют кроме геологов и геохимиков.

3.18.3. Особенности геологического применения электромагнитных профилирований и объемных методов

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

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

При малоглубинных (до 100 м) исследованиях наряду с геологическим, инженерно-геологическим, геоэкологическим и мерзлотным картированием, поисками нерудных полезных ископаемых чаще всего применяются различные варианты ЭП.

Контакты разных пород, массивные пласты или изометрические объекты эффективнее выделяются симметричными или градиентными установками, а тонкие пласты и линзы, особенно проводящие, целесообразно разведывать трехэлектродными или дипольными установками.

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

Поиски и разведка рудных полезных ископаемых на глубинах до 100 м проводятся НЧМ (ДК, ДИП, НП), МПП (ДИП-МПП), ЭП, ЕП, а на глубинах до 500 м – НЧМ (НП), МПП (НП-МПП), ВП, ЕП. Основными методами рудной разведки являются методы ЕП, ВП и МПП. Наилучшие результаты метод ЕП дает при поисках и разведке сплошных сульфидных рудных залежей, угля и графита, а метод ВП – как этих же полезных ископаемых, так и вкрапленных руд. МПП применяется для поисков и разведки массивных залежей руд.

На стадии доразведки и эксплуатации рудных месторождений большая роль принадлежит скважинно-подземным и геоэлектрорхимическим (КСПК, БСПК, ЧИМ) методам.

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

Вопросы для самопроверки

1. Как образуются естественные переменные электромагнитные поля?
2. Что такое кажущееся сопротивление пород?
3. Какова природа образования естественных постоянных электрических полей?
4. Каким образом создаются искусственные постоянные электрические поля?
5. Что такое *установка* в электроразведке?
6. Как определяется коэффициент *установки*?
7. Как создаются искусственные импульсные электромагнитные поля?
8. Назовите электромагнитные свойства горных пород.
9. От каких факторов зависит удельное электрическое сопротивление горных пород?

10. Что подразумевается под электрохимической активностью и поляризуемостью горных пород?
11. В каких пределах изменяется диэлектрическая проницаемость у осадочных и изверженных пород?
12. Какое уравнение лежит в основе теории электроразведки?
13. Что такое *нормальное поле* в электроразведке?
14. Как располагаются питающие и приемные электроды в разных установках метода сопротивлений (четрехэлектродной, трехэлектродной, двухэлектродной, дипольной)?
15. Запишите формулу, по которой определяются потенциал и кажущееся сопротивление для точечного источника постоянного тока над двухслойной средой.
16. Каковы принципы решения прямой и обратной задачи электроразведки?
17. Назовите марки электроразведочной переносной аппаратуры.
18. Какие знаете аэроэлектроразведочные станции?
19. Какие геологические задачи решаются с помощью вертикального электрического зондирования?
20. В чем суть методики ВЭЗ?
21. Как проводится зондирование методом вызванной поляризации?
22. Назовите магнитотеллурические методы.
23. На чем основано зондирование методом становления поля?
24. В чем суть частотного электромагнитного зондирования?
25. Какие геологические задачи решаются электромагнитным профилированием?
26. На чем основан метод естественного электрического поля?
27. Назовите подземно-скважинные методы электроразведки.
28. Что такое метод заряженного тела?
29. В чем суть качественной интерпретации электромагнитных зондирований?

30. Назовите методы количественной интерпретации электромагнитных зондирований и основное их содержание.

31. Как проводится качественная и количественная интерпретация электромагнитных профилирований?

32. Какие геологические задачи решаются скважинно-подземными методами электроразведки?

ГЛАВА 4. СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Сейсмическая разведка (сейсморазведка) – это геофизический метод исследования строения земной коры, поисков и разведки залежей нефти и газа, а также других полезных ископаемых, основанный на изучении распространения упругих волн, возбужденных искусственно с помощью взрывов или ударов. Горные породы различаются по упругим свойствам и поэтому в них скорости распространения упругих волн различны. На границах слоев, где скорости меняются, могут образоваться отраженные, преломленные, рефрагированные, дифрагированные и другие волны, регистрируя которые на земной поверхности, можно получить информацию о скоростном разрезе, а по нему судить о геологическом строении.

Методика сейсморазведки основана на изучении кинематики волн или времени пробега различных волн от пункта их возбуждения до сейсмоприемников, улавливающих скорости смещения почвы, и их динамики или интенсивности волн. На сейсмических станциях электрические колебания, полученные сейсмоприемниками от слабых колебаний почвы, усиливаются и автоматически регистрируются на сейсмограммах или магнитограммах. Интерпретируя данные колебаний, можно определить глубины залегания сейсмогеологических границ, их падение, простирание, скорости волн, а используя геологические данные, установить геологическую природу выявленных границ.

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

По решаемым задачам различают глубинную, структурную, нефтегазовую, рудную, инженерную сейсморазведку. По месту проведения сейсморазведка подразделяется на наземную (полевую), акваториальную (морскую), скважинную и подземную, а по частотам колебаний упругих волн можно выделить высокочастотную (частоты свыше 100 Гц), среднечастотную (частоты в несколько десятков герц) и низкочастотную (частоты менее 10 Гц) сейсморазведку. Чем выше частота упругих волн, тем больше их затухание и меньше глубинность разведки.

Сейсморазведка – ведущий и во многих случаях самый точный (хотя и самый дорогой и трудоемкий) метод геофизической разведки, с глубиной исследований от нескольких метров (изучение физико-механических свойств пород) до нескольких десятков и даже сотен километров (изучение земной коры и верхней мантии). Однако главное назначение сейсморазведки – поиск и разведка нефти и газа.

Возникла сейсморазведка в 1920-х годах как раздел сейсмологии – науки о землетрясениях. С 1923–1925 гг. сейсморазведка начинает применяться в России для решения различных геологических задач, особенно в нефтяной геологии. В настоящее время свыше трех четвертей геофизических исследований составляют сейсмические.

4.1. Основы теории упругости

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

ронне сжимающими. *Коэффициенты связи между напряжениями и деформациями среды называются модулями упругости.*

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

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

где E – *модуль Юнга (модуль продольного растяжения)*; l, d, S – длина, диаметр и поперечное сечение цилиндрического тела, F – приложенная сила, δ – *коэффициент Пуассона (модуль поперечного сжатия)*. Третьим упругим модулем является *модуль сдвига* (μ_c), связанный с модулем Юнга и коэффициентом Пуассона соотношением

$$\mu_c = E / 2(1 + \delta)$$

Наконец, четвертым является *модуль всестороннего сжатия*

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

4.2. Упругие волны

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

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

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

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

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

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

$$A_i = A_0 e^{-bR_i},$$

где b – коэффициент поглощения, возрастающий с ростом частот волны. В целом за счет поглощения, геометрического расхождения и потерь энергии на отражение и преломление происходит более резкое затухание упругих волн.

4.3. Основы геометрической сейсмологии

Кинематические законы распространения упругих волн базируются на принципах геометрической сейсмологии или геометрической оптики. Если в некоторой точке пространства про-

известии взрыв (удар), то возникает упругая волна, скорость распространения которой зависит от упругих свойств среды.

При прохождении волны частицы породы начинают колебаться. Поверхность, отделяющая область, где частицы колеблются под воздействием упругой волны, от невозмущенной области, куда волна еще не пришла, называется **фронтом волны**. Линии, перпендикулярные фронту, называются **сейсмическими лучами**. Вдоль лучей переносится энергия упругой волны. Вблизи источника фронт упругих волн сферический, а вдали от источника – практически плоский.

Каждую монохроматическую волну одной частоты можно охарактеризовать через длину волны (λ), период (T) или частоту колебания ($f = 1 / T$), которые связаны с фазовой скоростью (V) соотношением

$$\lambda = TV = V / f .$$

В сейсморазведке используются упругие волны частотой 2–120 Гц, что при скоростях в породах от 1 до 7 км/с дает длины волн от 3500 до 9 м.

В упругом импульсе наблюдается суперпозиция (сложение) монохроматических волн, каждая из которых обладает фазовой скоростью $\overline{V_n}$, амплитудой $\overline{A_n}$, круговой частотой $\overline{\omega_n} = 2\pi \overline{f_n}$, т.е.

$$A_n \sin \overline{\omega_n} t + \overline{\varphi_n} .$$

где t – время.

При постоянстве фазовых скоростей в импульсе его скорость, называемая групповой (U), совпадает с фазовой. При наличии дисперсии (изменений фазовых скоростей с частотой) форма импульса меняется в ходе его распространения. При этом $U > V$, если V возрастает с ростом f , и $U < V$, если V уменьшается с ростом f .

Законы распространения упругих волн в горных породах могут быть получены из основных принципов геометрической

оптики – **принципов Гюйгенса-Ферма**. Согласно **принципу Гюйгенса** каждую точку фронта волны можно рассматривать как самостоятельный элементарный источник колебаний. Это значит, что по положению фронта волны в некоторый момент можно определить положение источника колебаний в любой другой момент, если построить огибающую элементарных сферических фронтов с центрами, расположенными на заданном расстоянии.

Принцип Ферма формулируется следующим образом: волна распространяется между двумя точками по такому пути, который требует наименьшего времени для ее распространения. Следствием этого принципа является прямолинейность распространения волн в изотропной среде, когда скорость постоянна во всех направлениях.

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

Основным законом геометрической сейсмологии является **закон преломления – отражения**, который включает следующие положения (рис. 4.1):

1) падающие, отраженные и преломленные лучи лежат в одной плоскости, совпадающей с плоскостью, нормальной к границе раздела сред с разными скоростями упругих волн;

2) угол падения волны α_1 , отсчитываемый от перпендикуляра к границе, и ее скорость в среде V_1 связаны с углом преломления β_2 и скоростью V_2 соотношением $\sin\alpha_1/\sin\beta_2 = V_1/V_2$;

3) таким же соотношением связаны углы падения (α_1) и отражения (γ_1): $\sin\alpha_1/\sin\gamma_1 = V_\alpha/V_\gamma$. Для волн одного типа, например продольных, $V_\alpha = V_\gamma$, что позволяет сформулировать закон равенства углов падения и отражения.

К законам геометрической оптики добавляются законы **отражения и преломления обменных волн**: любая падающая волна – продольная (P) или поперечная (S) – порождает на границе две отраженные (P_1 и S_1) и две преломленные (P_2 и S_2) волны, связанные **законом Снеллиуса**:

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

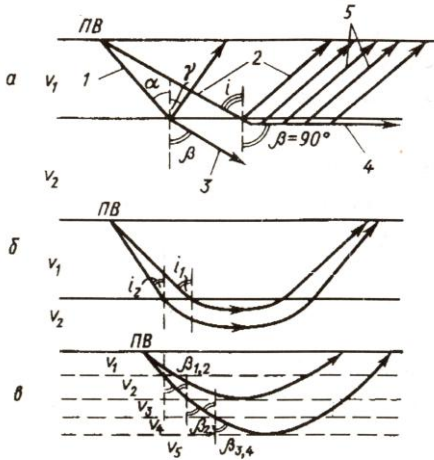


Рис. 4.1. Основные типы продольных волн: *a* – 1 – прямая, 2 – отраженная, 3 – преломленная проходящая, 4 – преломленная скользкая, 5 – преломленная головная; *б* и *в* – рефрагированные волны, образующиеся во втором слое и в среде с возрастающими с глубиной скоростями упругих волн

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

4.4. Типы сейсмических волн

От пункта возбуждения во все стороны распространяются упругие волны. Вдоль земной поверхности идут **поверхностные волны**, а в глубь слоя распространяются **прямые** или **падающие (продольная и поперечная) волны**. На границах раздела сред с разными скоростями упругих волн за счет энергии падающей

волны возникают *отраженные* и *преломленные волны*. При этом могут образоваться отраженные и преломленные волны как того же типа, что и падающая (*монотипные, однотипные* волны), так и другого типа (*обменные волны*).

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

Отражение монотипных продольных сейсмических волн происходит на границах слоев с разными волновыми сопротивлениями (акустическими жесткостями σV), т.е. **условие образования отраженной волны** определяется неравенством

$$\sigma_1 V_1 \neq \sigma_2 V_2,$$

где V_1 , V_2 и σ_1 , σ_2 – скорости распространения волн и плотности пород в первом и втором слоях, а угол падения равен углу отражения (рис. 4.1).

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

Если скорость распространения упругой волны в среде возрастает с глубиной, то лучи проходящих волн искривляются и возвращаются на поверхность. Такие волны называются *реф-*

рагированными. На рис. 4.1, б изображена рефрагированная волна, образующаяся в слоистой толще, перекрытой однородным слоем.

Подобную форму лучей рефрагированных волн можно объяснить следующим образом (рис. 4.1, в). Если среду с непрерывно возрастающей с глубиной скоростью разбить на отдельные прослои с $V_1 < V_2 < V_3 \dots < V_n$, то на границах между ними должны образоваться преломленные волны. Углы преломления в данном разрезе согласно закону отражения - преломления будут возрастать по мере углубления ($\beta_{1,2} < \beta_{2,3} < \dots < \beta_{n-1,n}$) до тех пор, пока $\beta_{n-1,n} = 90^\circ$ в точке максимального проникновения или поворота луча. Далее волна выйдет на поверхность наблюдений. Рассмотренными особенностями объясняется тот факт, что волны, входящие в подобную среду под меньшим углом падения, проникают глубже.

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

На границе воздух – земная поверхность образуются поверхностные **волны Рэлея и Лява**, которые быстро затухают с глубиной.

Кроме перечисленных полезных для глубинных исследований волн на записях наблюдаются различные волны-помехи (полно- и неполнократные отраженно-преломленные, звуковые волны, микросейсмы и т.п.). Каждая из волн может быть зарегистрирована самостоятельно, и поэтому их называют индивидуальными, однократными. Однако очень часто наблюдается их сложение. Выделение и распознавание природы одной или десятка сейсмических волн среди сотен других, играющих роль волн-помех, представляют очень сложную техническую, методическую и интерпретационную проблему в сейсморазведке.

4.5. Сейсмические среды и границы

Реальные геологические среды очень сложны с точки зрения скоростного разреза и особенностей распространения в них

монотипных упругих волн. Рассмотрим упрощенные физико-геологические модели (ФГМ) сейсмических сред.

В однородной изотропной среде скорость распространения упругой волны в каждой точке неизменна по величине и направлению. **В однородной анизотропной среде** скорость распространения упругих волн по разным направлениям различна. **В однородных слоистых средах** скорость остается постоянной лишь в каждом слое и скачком меняется на их границах. **В градиентных средах** скорость распространения волн является непрерывной функцией координат. Чаще всего наблюдается увеличение скорости с глубиной (среды с вертикальным градиентом скорости). **В двухмерных неоднородных средах** скорость меняется и в вертикальном, и в горизонтальном направлениях, а **в трехмерных** – по трем направлениям. В сейсморазведке чаще всего используются модели сред, состоящих из слоев, в каждом из которых скорость или постоянна, или меняется непрерывно, а на границах слоев она меняется скачком.

Для образования тех или иных волн большую роль играют форма и качество сейсмических границ между слоями. На резких границах скорости и акустические жесткости меняются более чем на 25%, на нерезких в меньшей степени. С геометрической точки зрения сейсмические границы бывают гладкими, на которых неровности по размерам значительно меньше длины упругой волны, и шероховатыми – с неровностями, сравнимыми с длиной волны.

4.6. Упругие и пьезоэлектрические свойства горных пород и сред

Основными параметрами упругости горных пород принято считать скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн и их поглощения (b_p , b_s), которые определяются модулями упругости (E , δ , μ_c , K_c) и плотностью (σ).

4.6.1. Скорости распространения упругих волн в различных горных породах

Скорости распространения упругих волн являются определенным диагностическим признаком горной породы. Методы их определения делятся на лабораторные (измерения на образцах), скважинные (сейсмические и акустические наблюдения в скважинах), полевые (расчет скорости в результате интерпретации данных сейсморазведки).

Скорости распространения волн определяются составом, строением и состоянием горных пород, которые в свою очередь зависят от гранулометрического и минерального состава твердых частиц, глубины залегания, возраста пород, степени метаморфизма, плотности, пористости, трещиноватости, разрушенности, выветренности, водонасыщенности, нефтегазонасыщенности и других факторов.

Наименьшими скоростями (V_p) обладают рыхлые сухие пески (0,5–1 км/с), нефть (~1,2 км/с), вода (~1,5 км/с), глины (1,3–3 км/с), уголь (1,8–3,5 км/с). *Большие скорости* (3–6 км/с) распространения волн у скальных осадочных пород (известняки, мрамор, доломит, соль и др.); *самые большие скорости* (4–7 км/с) – у изверженных и метаморфических пород.

Все остальные факторы, которые формируют породу более массивной, сцементированной, консолидированной (например, водонасыщенность, замерзание, степень метаморфизма) увеличивают скорость распространения волн. С увеличением раздробленности, трещиноватости, рыхлости, пористости (при заполнении пор воздухом или газом) скорость уменьшается.

Нефтенасыщенные породы по скорости волн мало отличаются от водонасыщенных. Для сильно рассланцованных пород характерно различие скоростей распространения волн в разных направлениях (анизотропия): у них скорость на 10–20% больше вдоль, чем вкрест напластования. Чем больше абсолютный возраст пород (T) и глубина их залегания (h), тем больше скорость. Для осадочных пород известна следующая эмпирическая формула зависимости скорости от этих факторов:

$$V = k(h)^{0,6},$$

где k – коэффициент пропорциональности.

В таблице 4.1 приведены значения скоростей продольных волн в некоторых породах и средах.

Таблица 4.1

Наименование породы или среды	V_p (км/с)
Воздух	0,3–0,36
Почвенный слой	0,2–0,8
Гравий, щебень, песок	0,1–1,0
Вода	1,43–1,59
Глина	1,2–2,5
Песчаник	1,5 (рыхлые)– 4,0 (очень плот-)
Сланцы	2,0–5,0 (метаморфические)
Известняки, доломиты	3,0–6,0
Лед	3,0–4,0
Гранит	4,5–6,5
Базальт	5,0–7,0

Скорости распространения поперечных волн (V_s) меньше, чем скорости продольных волн (V_p). Отношение V_p / V_s меняется для разных пород: от 1,3–1,6 (для высокопористых газонасыщенных), 1,5–2,0 (для сцементированных скальных или водонефтенасыщенных) до 2,0–3,0 (для рыхлых плохо сцементированных пород – лессов, песков, глин). Этим отношением определяется коэффициент Пуассона (δ).

4.6.2. Поглощение упругих волн в горных породах

Кроме скоростей распространения упругих волн, которыми определяется кинематика волн, важным сейсмическим свойством горных пород является *степень поглощения сейсмической энергии*, что влияет на динамические характеристики волн и прежде всего на их интенсивность и дальность распростране-

ния. Поглощение обусловлено потерями энергии за счет необратимых процессов в среде вследствие ее неидеальной упругости. По этой причине амплитуда, например, плоской гармонической волны A экспоненциально убывает с расстоянием x , т.е.

$$A = A_0 e^{-bx},$$

где A_0 – амплитудный параметр; b – коэффициент поглощения.

Коэффициент поглощения, разный для разных пород, возрастает с ростом пористости, трещиноватости пород, с уменьшением глубины их залегания и водонасыщенности. В среднем у изверженных, метаморфических и сцементированных осадочных пород $b = 10^{-5} - 10^{-3}$ (1/м), у рыхлых осадочных $b = 10^{-3} - 0,5$ (1/м).

4.6.3. Типы скоростей волн в слоистых средах

В связи с разным строением слоистых сейсмических сред и границ в сейсморазведке используются следующие скорости (или типы скоростей) распространения упругих волн (V_p и V_s).

1. **Истинная скорость** $V_{\text{ист}}$ – это скорость волны в малом объеме породы. Она определяется путем ультразвуковых измерений на образцах.

2. **Пластовая скорость** $V_{\text{п}}$ – это средняя скорость распространения упругих волн в каждом пласте изучаемого геологического разреза.

3. **Интервальная скорость** $V_{\text{инт}}$ является частным случаем средней скорости для заданного интервала глубин.

4. **Средняя скорость** $V_{\text{ср}}$ – это скорость, определяемая по формуле

$$V_{\text{ср}} = \frac{h_1 + h_2 + h_3 + \dots}{t_1 + t_2 + t_3 + \dots},$$

где $h_1, h_2, h_3 \dots$ – мощности отдельных пластов данной слоистой среды; $t_1, t_2, t_3 \dots$ – времена пробега в каждом пласте, измеренные вдоль луча, перпендикулярного слоистости.

Пластовая, средняя и интервальная скорости определяются по данным сейсмических наблюдений в скважинах.

5. **Эффективная скорость** $V_{эф}$ – это некоторая средняя скорость, определяемая в результате интерпретации данных сейсморазведки методом отраженных волн в предположении, что скорость в толще, покрывающей отраженную границу, постоянна.

6. **Граничная скорость** $V_{г}$ – это скорость распространения скользкой преломленной волны вдоль преломляющей границы. Она рассчитывается при интерпретации данных сейсморазведки методом преломленных волн.

7. **Кажущаяся скорость** $V_{к}$ – это скорость распространения фронта любой волны вдоль профиля наблюдений. В любой точке профиля наблюдений она равна отношению приращения пути Δx ко времени его прохождения волной Δt , т.е. $V_{к} = \Delta x / \Delta t$.

4.6.4. Сейсмoeлектрические свойства горных пород

На изменении **сейсмoeлектрических свойств** горных пород основан **сейсмoeлектрический метод разведки**, находящийся на стыке сейсморазведки и электроразведки. Сейсмoeлектрические свойства выражаются различными пьезoeлектрическими модулями. В минералах с асимметричным строением кристаллов (кварц, турмалин, сфалерит, нефелин и др.) под действием упругой деформации (F) на гранях возникают электрические заряды (q). Они связаны соотношением

$$q = dF,$$

где d – пьезoeлектрические модули.

Пьезoeлектрические модули d в зависимости от вида, направления деформации и направления поляризации для каждого минерала-пьезоелектрика различны. Действующая сила может иметь 9 составляющих $F_{i, j}$, где $i, j = x, y, z$, т.е. существует 9 компонент тензора механических напряжений или деформаций. Объясняется это тем, что на каждую из трех граней кристалла, совпадающих с координатными плоскостями, может действо-

вать сила, имеющая три составляющие, направленные вдоль осей координат. В связи с этим пьезоэлектрический модуль кристалла может определяться как этими девятью механическими тензорами, так и тремя составляющими вектора поляризации, совпадающими с осями координат.

Каждый кристалл может описываться 27 пьезоэлектрическими модулями ($d_{i,j,k}$, где $i, j, k = x, y, z$). Кроме модуля d имеются другие пьезоэлектрические модули, связанные с d через модуль Юнга, диэлектрическую проницаемость и иные константы. Максимальные пьезоэлектрические модули, измеряемые отношением кулона на ньютон (кл/н), равны у кварца от $0,6 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-3}$, у турмалина от $0,3 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-3}$, у нефелина от $0,5 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-3}$. У большинства минералов d не превышает 10^{-5} кл/н.

Пьезоэлектрические модули горных пород отражают не только наличие и процентное содержание в породе минералов-пьезоэлектриков, но и их определенную упорядоченность. Если кристаллы в породе ориентированы по направлению одного из элементов симметрии, то порода отличается повышенными значениями d и может быть отнесена к так называемым *пьезоэлектрическим текстурам*.

Кварцосодержащие породы, особенно если в них содержится горный хрусталь, имеют наибольшие пьезоэлектрические модули, хотя они в десятки и сотни раз меньше, чем модули монокристалла кварца. По мере убывания d от 10^{-3} до 10^{-6} кл/н эти породы можно расположить в следующем порядке: жильный кварц, кварцевые ядра пегматитовых жил, кварциты, граниты, гнейсы, песчаники. Такой порядок убывания d объясняется тем, что в изверженных породах в процессе их образования минералы в большей степени ориентируются относительно кристаллографических осей, в то время как в осадочных породах зерна кварца располагаются беспорядочно.

Нефелинсодержащие породы имеют значения d от 10^{-6} до 10^{-4} кл/н. В породах, содержащих другие минералы-пьезоэлектрики, d меньше 10^{-5} кл/н. Пьезоэлектрические модули горных пород с пьезоэлектрическими минералами определяются не только содержанием этих минералов и их пространственным положением, но и генезисом пород, их диэлектрической проницаемостью и упругими свойствами.

Сейсмоэлектрический эффект обусловлен электрокинетическими процессами влагосодержащих пород. Он определяется их минеральным составом, структурой и текстурой, а в основном пористостью, влажностью, составом и концентрацией растворенных в воде солей. С увеличением пористости и связанной влаги d растет, а с увеличением свободной влаги d либо мало меняется, либо уменьшается. В целом пьезоэлектрические модули влагосодержащих пород меняются от 10^{-6} до 10^{-4} кл/н.

4.7. Принципы решения прямой задачи сейсморазведки

Прямая задача сейсморазведки – это расчет времен прихода (t) и амплитуд (A) той или иной волны для известного сейсмогеологического разреза, т.е. когда известны мощности, глубины залегания, размеры тех или иных геологических объектов (чаще слоев) и скорости распределения упругих волн, а также место и форма источника. Строгое решение прямых динамических задач сейсмики неоднородных сред производится путем решения волнового уравнения вида

$$\frac{1}{V^2} \cdot \frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2}, \quad (4.4)$$

где V – скорость той или иной волны (V_p или V_s), $A(t, x, y, z)$ – амплитуда или иное возмущение сигнала, распространяющееся в среде (x, y, z) на разных временах t после его возбуждения. Решение этого уравнения с использованием граничных условий очень сложно, и его удается выполнить лишь для простых моделей сред.

Значительно проще решать **кинематические задачи**, т.е. определять время прихода той или иной волны (прямой, отраженной, преломленной и др.) для известной модели, зная лишь положение источника и момент возбуждения упругой волны. Традиционно простейшим результатом решения прямой задачи является получение уравнения годографа или аналитического выражения для $t(x)$ с дальнейшим построением годографа – гра-

фика зависимости времени прихода волны (t) от расстояния от пункта возбуждения до пункта приема (x).

Самой простой прямой задачей сейсморазведки является получение **годографа прямой волны**, т.е. задачи, которую в других геофизических методах называют задачей о нормальном поле (рис. 4.2). Очевидно, что время прихода прямой волны после создания упругого импульса в пункте возбуждения или взрыва (ПВ) равно $t = x/V$. Поэтому линейный годограф имеет вид прямой линии. По наклону прямой линии можно определить скорость:

$$V = \Delta x / \Delta t.$$

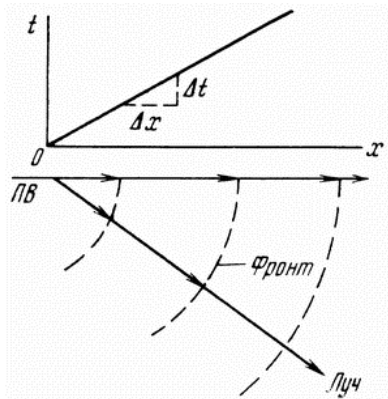


Рис. 4.2. К выводу уравнения прямой волны

4.8. Прямая и обратная задача отраженной волны для двухслойной среды с наклонной границей раздела

1. Прямая задача. Прямая задача сейсморазведки методом отраженных волн (МОВ) сводится к получению *уравнения годографа* для разреза с *известными* мощностями слоев и скоростями распространения волн. Простейшим случаем является двухслойный разрез с однородным изотропным верхним слоем и скачком акустической жесткости на наклонной границе с подстилающим полупространством.

Пусть под однородной покрывающей средой со скоростью распространения упругих волн V_1 расположена вторая среда со скоростью волн V_2 , а угол разделяющей их плоской границы равен φ (рис. 4.3). Если на границе раздела сред выполняется условие

$$\sigma_1 V_1 \neq \sigma_2 V_2,$$

то образуется однократная отраженная волна с углом отражения γ , равным углу падения α .

Требуется найти уравнение годографа, т.е. установить теоретическую зависимость времени прихода волны t от расстояния x , скорости распространения волны в покрывающем слое V_1 , эхо-глубины (глубины по нормали к отражающей границе) залегания отражающего контакта H и его угла наклона φ .

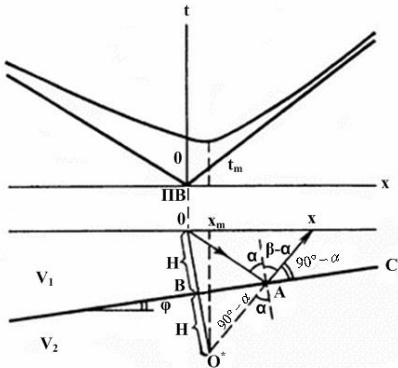


Рис. 4.3. К выводу уравнения годографа отраженной волны над двухслойным разрезом

Время прихода отраженной волны в точку x профиля наблюдения равно

$$t = OA + Ax \sqrt{V_1}.$$

Пусть O^* – мнимый пункт взрыва, или точка, расположенная на перпендикуляре к границе так, что $OB = BO^*$. Так как

треугольники OAB и O^*AB равны, а $\alpha = \beta$ и $\angle BAO^* = \angle xAC_1$, то отрезки O^*A и Ax лежат на одной линии и

$$OA + Ax = \sqrt{(O_m O^*)^2 + (x - x_m)^2}.$$

Из прямоугольного треугольника OO^*x_m имеем

$$Ox_m = x_m = 2H \sin \varphi, \quad O^*x_m = 2H \cos \varphi.$$

Итак,

$$\begin{aligned} t &= \frac{1}{V_1} \sqrt{(x - x_m)^2 + (O_m O^*)^2} = \frac{1}{V_1} \sqrt{(x - 2H \sin \varphi)^2 + (2H \cos \varphi)^2} = \\ &= \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4H^2 - 4Hx \sin \varphi}. \end{aligned}$$

Это и есть уравнение линейного годографа однократно отраженной волны.

Можно показать, что полученное уравнение является уравнением гиперболы. В самом деле, из уравнения годографа можно получить

$$\frac{t^2}{\frac{4H^2 \cos^2 \varphi}{V_1^2}} - \frac{(x - 2H \sin \varphi)^2}{4H^2 \cos^2 \varphi} = 1.$$

Это гипербола, действительная ось которой параллельна оси t и смещена на $2H \sin \varphi$ по оси x .

Из уравнения годографа можно найти его характерные точки:

$$x_0 = 0, \quad t_0 = \frac{2H}{V_1}; \quad t_{\min} = \frac{2H \cos \varphi}{V_1}; \quad x_{\min} = 2H \sin \varphi.$$

Легко показать, что при $x > 4H$ годограф отраженной волны асимптотически приближается к годографу прямой волны.

Если в уравнении годографа для точек профиля, расположенных от пункта возбуждения по восстанию пласта, при выражении $4Hx \sin \varphi$ стоит знак минус, то, как легко показать, для точек по падению пласта должен стоять знак плюс.

Решение прямой задачи метода отраженных волн для **двухслойного однородного разреза** приводит к следующему **уравнению годографа**:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4H^2 \pm 4Hx \sin \varphi} . \quad (4.6)$$

2. Обратная задача. Обратная задача метода отраженных волн (МОВ) для модели наклонного контакта двух сред сводится к определению скорости в перекрывающем слое V_1 (в методе МОВ эту скорость для слоистой среды называют эффективной $V_{эф.}$) и геометрических параметров разреза (H, φ). Обратная задача решается различными способами на основе анализа уравнения годографа (4.6).

А. Определение эффективных скоростей в перекрывающей толще по годографам отраженных волн способами постоянной разности и встречных годографов.

Способ постоянной разности при обработке одиночных годографов. Взяв две точки годографа, удаленные на расстояние m , запишем, используя формулу (4.6), для них уравнения

$$V_1^2 t_1^2 = x^2 + 4H^2 - 4Hx \sin \varphi,$$

$$V_1^2 t_2^2 = (x + m)^2 + 4H^2 - 4H(x + m) \sin \varphi.$$

Вычтя из второго уравнения первое и обозначив $U = t_2^2 - t_1^2$, получим

$$V_1^2 U = 2xm + m^2 - 4Hm \sin \varphi.$$

Отсюда, положив $V_1 = V_{\text{эф}}$, можно найти $V_{\text{эф}}$ как угловой коэффициент прямой в новой системе координат x и U . В самом деле, продифференцировав это уравнение, получим $dU = 2m dx / V_{\text{эф}}^2$. Учтя, что для прямой линии $dU / dx = \Delta U / \Delta x$, легко получить формулу для расчета:

$$V_{\text{эф}} = \sqrt{2m \frac{\Delta x}{\Delta U}}. \quad (4.7)$$

При практическом применении полученной формулы поступают следующим образом. На годографе выбирается несколько пар точек (t_1 и t_2 , t'_1 и t'_2 , t''_1 и t''_2), расположенных на постоянном расстоянии m друг от друга. Для каждой пары времен находится функция $U = t_2^2 - t_1^2$, соответствующая значению x_1 , и строится график функции U от x (рис. 4.4). Взяв приращение ΔU для какого-то Δx , легко рассчитать $V_{\text{эф}}$ по формуле (4.7).

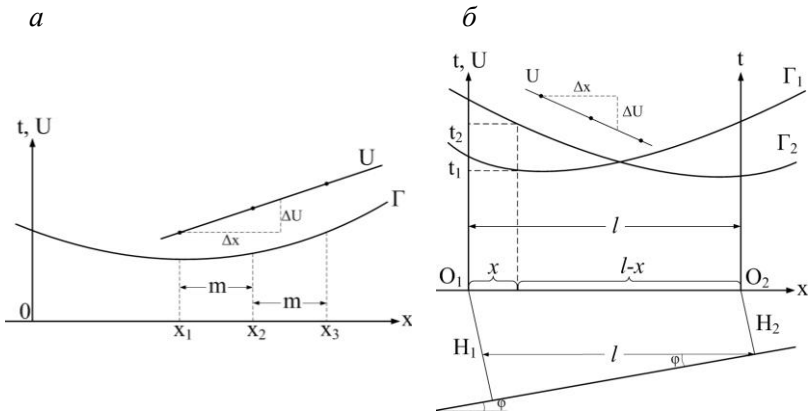


Рис. 4.4. Определение эффективной скорости по данным МОВ способом постоянной разности (а) и встречных годографов (б)

Способ двух встречных годографов. Если есть два встречных годографа (рис. 4.4, б), то уравнения годографов для одной точки профиля имеют вид

$$V_{\text{эф}}^2 t_1^2 = x^2 + 4H_1^2 - 4xH_1 \sin \varphi,$$

$$V_{\text{эф}}^2 t_2^2 = (l-x)^2 + 4H_2^2 - 4(l-x)H_2 \sin \varphi.$$

Вычтя из второго уравнения первое и учтя, что $H_2 = H_1 - l \sin \varphi$, получим

$$\begin{aligned} V_{\text{эф}}^2 (t_2^2 - t_1^2) &= l^2 - 2lx + 4H_2^2 - 4H_1^2 + \\ &+ 4(l-x)(H_1 - l \sin \varphi) \sin \varphi + 4xH_1 \sin \varphi. \end{aligned}$$

Введя обозначения $t_2^2 - t_1^2 = U$ и заменив все члены правой части, не содержащие x , на B , можно записать

$$V_{\text{эф}}^2 U = -2lx \cos 2\varphi + B.$$

Последнее уравнение является уравнением прямой в системе координат U, x . Отсюда

$$\left. \begin{aligned} \frac{\Delta U}{\Delta x} &= -\frac{2l \cos 2\varphi}{V_{\text{эф}}^2} \quad \text{и} \quad V_{\text{эф}} = \sqrt{2l \cos 2\varphi \left| \frac{\Delta x}{\Delta U} \right|} \\ \text{при } \varphi < 10^\circ, \quad \cos 2\varphi &\approx 1 \quad \text{и} \quad V_{\text{эф}} = \sqrt{2l \frac{\Delta x}{\Delta U}}. \end{aligned} \right\} \quad (4.8)$$

Практическое применение этой формулы сводится к построению прямой линии в координатах (U, x) и определению $V_{\text{эф}}$ по угловому коэффициенту этой линии $\Delta U/\Delta x$.

Б. Способы построения отражающих границ. Получив $V_{\text{эф}} = V_1$, можно определить глубину залегания отражающей границы и ее наклон, т.е. построить отражающую границу.

Наиболее простыми способами построения отражающих границ являются различные графические варианты: способ t_0 , способ засечек, способ эллипсов и др.

Способ t_0 . Поскольку $t_0 = 2H/V_1$, где t_0 – время на пункте взрыва, которое можно определить по годографу (оно равно времени при $\mathbf{x} = \mathbf{0}$), то глубина залегания равна $H = t_0 V_1 / 2$.

Имея несколько ПВ (несколько годографов), можно построить отражающую границу как касательную к окружностям с радиусами H , проведенными из соответствующих ПВ (рис. 4.5, а).

Способ засечек. На профиле наблюдений выбирают 3–5 точек и из них проводят засечки радиусами $R = V_1 t$. Засечки, пересекаясь примерно в одной точке, дают местоположение мнимого пункта взрыва O^* , а отражающая граница располагается в середине и перпендикулярно OO^* (рис. 4.5, б).

Способ эллипсов. В случае неплоских границ раздела для построения отражающей границы применяется способ эллипсов. Известно, что эллипс – это кривая, каждая точка которой расположена на постоянной сумме расстояний до двух его фокусов. Приняв O и x_1 за фокусы эллипса с постоянным расстоянием $S_1 = V_1 t_1$, легко видеть, что отражающая площадка лежит на эллипсе (рис. 4.5, в).

Построить указанный эллипс можно следующим образом. Берется нить длиной S_1 (величина S_1 выбирается в том же масштабе, в котором строится разрез). Ее концы закрепляются кнопкой в точках O и x_1 . Натягивая нить карандашом, легко прочертить эллипс. Построив аналогичные эллипсы для ряда годографов, можно построить отражающую границу, которой является огибающая всех эллипсов.

Приведенный пример решения прямой и обратной задачи МОВ для двухслойного разреза можно перенести и на задачу для многослойного разреза, если заменить слой с V_1 на многослойную толщу с некоторой средней или эффективной скоро-

стью и той же мощностью H_1 . Для этого в формулах 4.5–4.7 следует заменить V_1 на $V_{cp} \approx V_{эф}$.

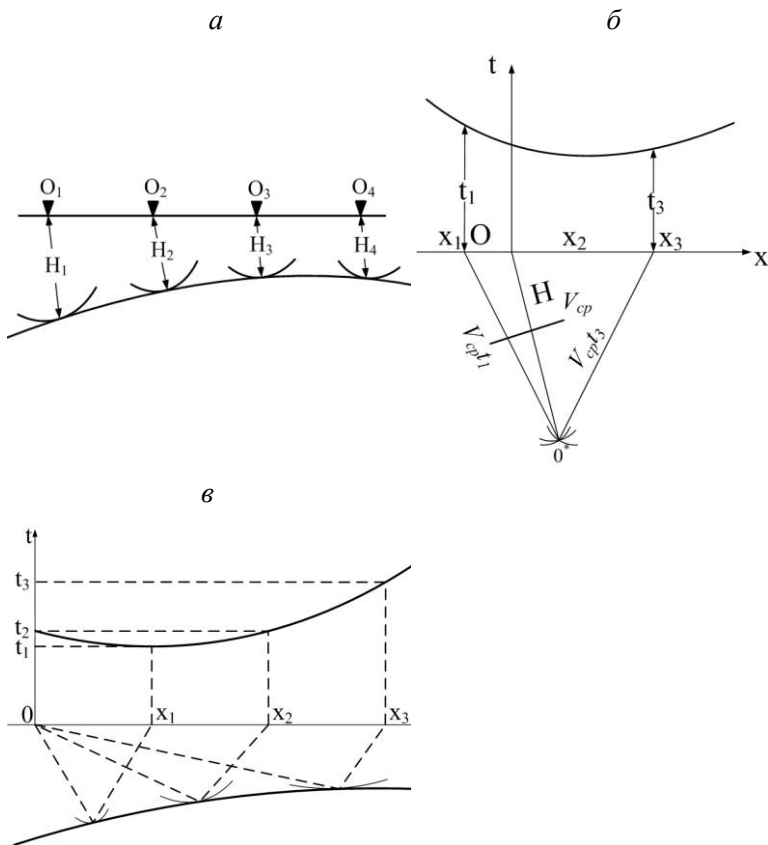


Рис. 4.5. Построение отражающей границы способами: *a* – t_0 ; *б* – засечек; *в* – эллипсов

4.9. Прямая и обратная задача головной преломленной волны для двухслойной среды с плоской наклонной границей раздела

1. Образование головной преломленной волны. При критическом угле падения $\alpha = i$, когда угол преломления β равен

90° , вдоль границы начнет скользить преломленная волна, которая возникает при $V_2 > V_1$, так как $\sin i = V_1/V_2 < 1$.

При падении прямой сферической волны под критическим углом i в точке R (рис. 4.6) образуются две волны: одна отраженная, движущаяся по лучу RS со скоростью V_1 , и вторая, скользящая вдоль границы раздела со скоростью V_T (V_T , как правило, равно V_2). Чтобы показать, как эта скользящая преломленная волна выходит на линию наблюдений (ось x), воспользуемся принципом Гюйгенса.

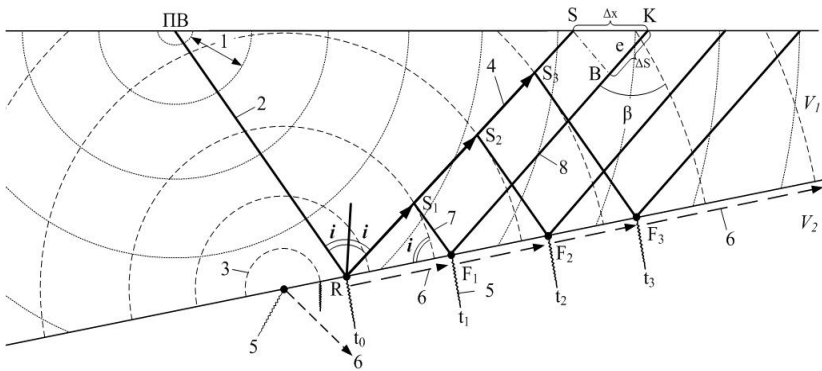


Рис. 4.6. Природа образования сейсмических волн; фронт и луч волны: 1, 2 – прямой; 3, 4 –отраженной; 5, 6 –преломленной проходящей; 7, 8 –головной преломленной

Согласно принципу Гюйгенса, любая точка фронта волны является источником колебаний. В частности, из точки R начнет распространяться фронт отраженной волны со скоростью V_1 , который через время t_1 после начала отражения достигнет точки S_1 . За это же время в среде V_2 фронт проходящей преломленной волны, перпендикулярный границе раздела, достигнет точки F_1 . Соответственно за время t_2 фронты этих волн достигнут точек S_2, F_2 , за время $t_3 - S_3, F_3$ и т. д. Поскольку $V_2 > V_1$, преломленная волна распространяется быстрее отраженной.

Фронт проходящей преломленной волны, скользя вдоль границы раздела, возбуждает в верхнем слое колебания, которые и вызывают появление так называемой головной прелом-

ленной волны. В самом деле, за время t_1 , область возмущений в верхней среде будет заключена в треугольнике S_1F_1R ; за время t_2 область возмущений будет заключена в треугольнике S_2F_2R и т. д.

Фронт некоторой новой волны, называемой головной, отделяющей область пространства, возмущенную упругими колебаниями, от невозмущенной, в момент t_1 будет проходить вдоль прямой линии S_1F_1 , в момент t_2 – вдоль линии S_2F_2 и т. д. Одной стороной фронт головной волны касается фронта отраженной из критической точки волны, другой примыкает к фронту скользящей преломленной волны. В точке S , где возникает головная волна, фронты отраженной и головной волн выйдут на поверхность одновременно, а далее отраженная волна, поскольку она имеет меньшую скорость, начнет отставать от головной.

Из рис. 4.6 видно, что фронты головной преломленной волны будут плоскостями, наклоненными под углом i к границе раздела, а лучи, перпендикулярные фронту, будут наклонены под постоянным углом e к поверхности наблюдений. Фронт головной волны будет скользить вдоль линии наблюдений с кажущейся скоростью $V_k = \Delta x / \Delta t$. Из треугольника SBK легко получить выражение для кажущейся скорости (**закон кажущихся скоростей, закон Бенндорфа**).

В самом деле, $\Delta S = V_2 \Delta t = \Delta x \cos e$, отсюда $V_k = V_1 / \cos e$, т.е. для данной среды $V_k = \text{const}$.

Установим связь между углом выхода сейсмической радиации e и углами φ и i . Угол SOK на рис. 4.7 равен углу $AO'S$, а последний равен $i - \varphi$ (как углы со взаимноперпендикулярными сторонами). Поэтому $e_B = 90^\circ - (i - \varphi)$, отсюда

$$V_{кв} = V_1 / \sin(i - \varphi).$$

Индекс «В» взят для значений e и V_k по восстанию пласта. Если индексом «П» обозначить соответствующие значения по падению пласта, то нетрудно доказать, что $e_{п} = 90^\circ - (i + \varphi)$, $V_{кп} = V_1 / \sin(i + \varphi)$. Точки S_B и $S_{п}$ являются начальными точками преломленной волны. Между ними преломленные волны на-

блюдаться не могут, т.е. они выходят на земную поверхность на некотором расстоянии от пункта взрыва, сравнимом с глубиной залегания преломляющей границы.

2. Вывод уравнения линейного годографа головной преломленной волны, образовавшейся над наклонной границей двух сред (прямая задача). Пусть под однородной покрывающей средой со скоростью распространения упругих волн V_1 расположена плоская граница второго слоя с $V_2 > V_1$. Требуется получить уравнение годографа головной преломленной волны, т.е. установить теоретическую зависимость времени прихода волны (t) от расстояния (x), скорости распространения упругих волн (V_1 и V_2), глубины залегания (H) и угла наклона (φ) преломляющей границы (рис. 4.7).

Первой точкой профиля наблюдений, в которой начинает регистрироваться преломленная волна, является точка $S(x_n, t_n)$, называемая начальной точкой головной волны. Так как все лучи головной преломленной волны параллельны, то углы e и $V_k = \Delta x / \Delta t$ постоянны, а это значит, что линейный годограф преломленной волны имеет постоянный наклон к оси x . Наклон к оси x остается постоянным лишь у прямой линии.

Годограф головной преломленной волны над плоской границей является прямой линией, начинающейся в точке S' с координатами x_n и t_n и наклоненной к оси x под углом $\text{tg} \alpha = \Delta t / \Delta x = 1 / V_k$.

Отсюда можно получить *уравнение годографа преломленной волны*. По восстанию пласта будет следующее отношение:

$$\Delta t / \Delta x = (t - t_n) / (x - x_n) = 1 / V_{\text{кв}} ,$$

где t и x – координаты любой точки годографа. Очевидно, для получения уравнения необходимо определить t_n и x_n .

Возьмем мнимый пункт взрыва O' и опустим перпендикуляры на $O'A$ и ось x . Из треугольника OKS $x_{\text{нв}} = OK / \sin e$, из треугольника $OO'K$ $OK = 2H \sin i$. Учитывая, что $e_{\text{в}} = 90^\circ - (i - \varphi)$, получим

$$x_{HB} = \frac{2H \sin i}{\cos(i - \varphi)}, \quad t_{HB} = \frac{OR + RS}{V_1} = \frac{O'S}{V_1}.$$

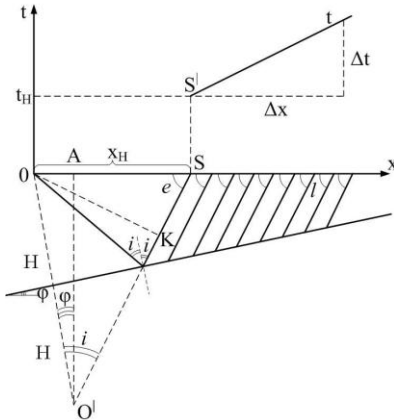


Рис. 4.7. К выводу уравнения годографа головной преломленной волны

Из треугольника $O'AS$ и $OO'A$ можно получить $O'S = O'A / \cos(i - \varphi)$ и $O'A = 2H \cos \varphi$. Откуда $t_{HB} = 2H \cos \varphi / V_1 \cos(i - \varphi)$. Нетрудно показать, что для точек по падению границы

$$x_{HP} = \frac{2H \sin i}{\cos(i + \varphi)}, \quad t_{HP} = \frac{2H \cos \varphi}{V_1 \cos(i + \varphi)}.$$

Учитывая, что $V_{KB} = V_1 / \sin(i - \varphi)$, получаем уравнение годографа преломленной волны:

$$t = t_{HB} + \frac{x - x_{HB}}{V_{KB}} = \frac{1}{V_1} \left[x \sin(i - \varphi) + \frac{2H [\cos \varphi - \sin i \sin(i - \varphi)]}{\cos(i - \varphi)} \right].$$

Проведя преобразования во втором слагаемом, можно получить окончательное уравнение годографа преломленной волны:

$$t = \frac{1}{V_1} \left[\sin(\pm \varphi) \pm 2H \cos i \right]. \quad (4.9)$$

Причем знак «-» берется для годографа по восстанию границы (здесь волна приходит быстрее), знак «+» берется для годографа по падению границы от пункта взрыва. Из уравнений годографов видно, что при $x=0$, $t_0 = 2H \cos i / V_1$, где t_0 – время на пункте взрыва.

Для горизонтальной преломляющей границы ($\varphi = 0$)

$$t = \frac{1}{V_1} (x \sin i + 2H \cos i). \quad (4.10)$$

Выражение для годографа преломленной волны можно записать в таком виде:

$$t = t_0 + \frac{x \sin(i \pm \varphi)}{V_1} = t_0 + \frac{x}{V_k}.$$

При $\varphi > i$ $V_{\text{кв}} < 0$, что означает приход волны сначала к удаленным, а затем к близким к пункту взрыва точкам наблюдения. При $i + \varphi > 90^\circ$ $V_{\text{кв}} < 0$ и $t_{\text{ит}} < 0$, что соответствует случаю, когда головная преломленная волна не сможет выйти на поверхность и работы методом МПВ невозможны. Поэтому данный метод может применяться для изучения не очень крутых структур, т.е. при углах их падения меньших 45° .

Преломленная волна на удалении $x > x_{\text{ит}}$ от пункта взрыва всегда приходит раньше отраженной и прямой волн и ее удобно регистрировать в области первых вступлений. Применяется также корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), когда выделение преломленных волн производится и в последующих вступлениях.

Годограф волны, преломленной на плоской границе двух сред, прямолинейен. Однако, если преломляющая граница криволинейна, то и годограф приобретает криволинейную форму. Это

объясняется тем, что угол выхода сейсмической радиации $e = 90^\circ - (i \pm \varphi)$ и кажущаяся скорость $V_k = V_1 / \sin(i \pm \varphi)$ меняется при изменении угла наклона границы (φ) по профилю наблюдений, что приводит к изменению угла наклона годографа.

Если в среде скорость упругих волн возрастает с глубиной, что может наблюдаться, например, при смене литологии или из-за увеличения давления, то возникают **рефрагированные волны**. Механизмы образования рефрагированных и скользких преломленных волн имеют определенное сходство. С увеличением скорости с глубиной критический угол падения увеличивается и рефрагированные волны будут проходить во втором слое по дугообразным лучам (рис. 4.1, в). Выходя на поверхность земли, рефрагированные волны регистрируются подобно головным преломленным. *Годографы преломленных и рефрагированных волн сходны между собой*, и их распознавание имеет большое значение, так как позволяет избавиться от ошибок при интерпретации результатов сейсморазведки.

3. Обратная задача метода преломленных волн. Обратная задача метода преломленных волн (МПВ) над наклонной границей двух сред сводится к определению скоростей в верхнем (V_1) и нижнем ($V_2 = V_T$) слоях и геометрических параметров разреза (H, φ). Ее решают различными способами, основанными на анализе уравнения годографа (4.8)–(4.10). Как показывает практика интерпретации МПВ, наиболее надежно решить обратную задачу можно имея встречные годографы (Γ_1 и Γ_2), которые получаются из двух точек взрыва O_1 и O_2 , находящихся на концах изучаемого профиля (рис. 4.8).

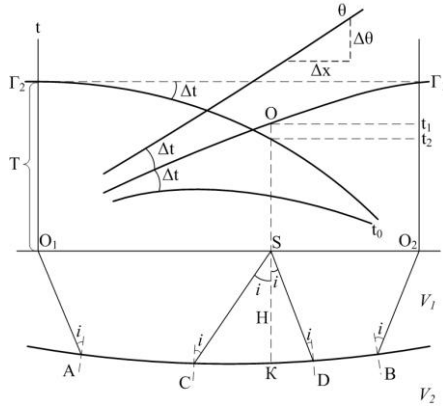
А. Определение граничной скорости по разностному годографу. Имея два встречных годографа, можно построить разностный годограф:

$$\theta(x) = t_1(x) - t_2(x) + T,$$

где $t_1(x)$ и $t_2(x)$ – время прихода головной преломленной волны в точку x по первому и второму (встречному) годографу, T – время во взаимных точках, т.е. время прихода волны из O_1 в O_2 или из O_2 в O_1 (рис. 4.8). Легко видеть, что путь головной волны

из пункта взрыва O_1 в точку O_2 и, наоборот, из пункта взрыва O_2 в точку O_1 одинаков, а значит, время во взаимных точках по встречным годографам одинаково и постоянно для данного интервала O_1O_2 .

Рис. 4.8. Определение граничной скорости с помощью разностного годографа и построение преломляющей границы способом t_0



Взяв производную от уравнения разностного годографа, получим

$$d\theta / dx = dt_1 / dx - dt_2 / dx ,$$

где $d\theta / dx = \Delta\theta / \Delta x$ – угловой коэффициент разностного годографа, равный обратной скорости, т.е.

$$\frac{dt_1}{dx} = \frac{\Delta t_1}{\Delta x} = \frac{1}{V_{кп}} \quad \text{и} \quad \frac{dt_2}{dx} = \frac{\Delta t_2}{\Delta x} = \frac{1}{V_{кв}} .$$

Отсюда

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta x} = \frac{1}{V_{кп}} + \frac{1}{V_{кв}} = \frac{\sin(i + \varphi) + \sin(i - \varphi)}{V_1} = \frac{2 \cos \varphi}{V_r} .$$

Таким образом, граничная скорость может быть определена по наклону разностного годографа:

$$V_r = 2 \cos \varphi \cdot \Delta x / \Delta \theta.$$

При углах наклона, меньших $10 - 15^\circ$, $V_r \approx 2\Delta x / \Delta \theta$.

Б. Определение скорости в перекрывающем слое. Скорость упругих волн в перекрывающем слое (толще) $V_1(V_{cp})$ может быть оценена по точкам пересечения годографов прямой и головных преломленных волн:

$$V_1 \approx V_{cp} \approx x_{тп} / t_{тп},$$

где $x_{тп}$ и $t_{тп}$ – координаты точек пересечения.

Однако более точно $V_{cp} \approx V_{эф}$ получается по данным метода отраженных волн.

В. Построение преломляющей границы способом нулевого времени. Одним из простых и точных способов определения H , φ и построения преломляющей границы является способ нулевого времени (t_0).

Для любой точки S , где имеются два встречных годографа (рис. 4.8), можно найти некоторую функцию $t_0 = t_1 + t_2 - T$, которая равна времени на пункте взрыва $t_0 = 2H \cos i / V_1$. В самом деле,

$$t_1 = t_{O_1AC} + t_{CS}, \quad t_2 = t_{O_2BD} + t_{DS}, \quad T = t_{O_1AC} + t_{O_2BD} + t_{CD}.$$

Отсюда, считая границу на участке CD плоской и опустив из S перпендикуляр на CD , получим

$$t_1 + t_2 - T = t_{CS} + t_{DS} - t_{CD} = 2t_{CS} - 2t_{CK} = \frac{2CS}{V_1} - \frac{2CK}{V_r}.$$

Из треугольника CSK следует: $CS = H / \cos i$, $CK = H \operatorname{tg} i$.
Учитывая, что $\sin i = V_1 / V_r$, получим

$$\begin{aligned}
 t_0 = t_1 + t_2 - T &= \frac{2H}{\cos i V_1} - \frac{2H \operatorname{tg} i}{V_r} = \\
 &= \frac{2H}{V_1} \left(\frac{1}{\cos i} - \frac{\sin^2 i}{\cos i} \right) = \frac{2H \cos i}{V_1}.
 \end{aligned}
 \tag{4.12}$$

Следовательно, для любой точки профиля, где имеются встречные годографы, можно найти фиктивное время $t_0 = t_1 + t_2 - T$, а затем и рассчитать

$$H = \frac{t_0 V_1}{2 \cos i} = \frac{t_0}{\sqrt[2]{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_r^2}}}.
 \tag{4.13}$$

Практическое применение способа t_0 сводится к следующему. Для любой точки x определяется величина $\Delta t = T - t_2$. От значения t_1 по первому годографу измерителем откладывается Δt вверх (получаем точку разностного годографа $\theta = t_1 + \Delta t = t_1 - t_2 + T$) и вниз (получаем $t_0 = t_1 - \Delta t = t_1 + t_2 - T$). Сделав подобные построения в нескольких (3 – 5) точках оси x и соединив точки θ и t_0 , получаем разностный годограф $\theta(x)$ и линию $t_0(x)$. По наклону разностного годографа находится граничная скорость $V_r \approx 2\Delta x / \Delta\theta$ (при $\varphi < 15^\circ$). Если угол $\varphi > 15^\circ$, то ее можно определить по формуле, приведенной выше ($V_r = 2 \cos \varphi \Delta x / \Delta\theta$). Зная t_0 в каждой точке, по формуле (4.13) можно рассчитать эхолобину H .

Проведя из нескольких точек x дуги радиусами H и соединив их плавной касательной, получим искомую преломляющую криволинейную границу раздела. Для криволинейной границы не имеет смысла говорить об угле наклона φ , поскольку он разный в разных точках преломляющей границы.

Приведенные прямые и обратные задачи МОВ и МПВ для двухслойного разреза являются основными задачами сейсморазведки, поскольку, заменив верхний слой (V_1, H, φ) толщиной (V_{cp}, H, φ), получаем практически одни и те же годографы. Решение

кинематических прямых и обратных задач для отраженных, преломленных, рефрагированных, дифрагированных волн слоистых толщ (одномерные задачи – 1Д), сред с вытянутыми контактами (двухмерные задачи – 2Д) и для включений объектов (трехмерные задачи – 3Д) в аналитическом виде связано с большими математическими сложностями.

4.10. Принципы решения обратной задачи метода рефрагированных волн

Решение обратной задачи метода рефрагированных волн (МРВ) сложнее, чем преломленных. Решение сводится к построению *скоростных разрезов*, или *полей скоростей*, на которых для каждой точки разреза известна скорость. С учетом разных законов изменения скоростей с глубиной разработаны различные приемы построения скоростных разрезов по годографам рефрагированных волн.

Рассмотрим один из простых приемов для среды с вертикальным градиентом скорости. Среда принимается за слоисто-однородную, состоящую из бесконечно тонких горизонтальных слоев, в каждом из которых скорости постоянны, а на границах возрастают скачком, причем, чем глубже слой, тем выше скорость в нем (см. рис. 4.1).

Для таких разрезов можно воспользоваться решением *обратной задачи МРВ над многослойной средой*. На годографе рефрагированной волны выбирается несколько (до 5) точек (t_1, t_2, \dots) и к каждой из них проводится касательная (рис. 4.9). По пересечению касательных с осью времен определяются t_{01}, t_{02}, \dots , а по их наклону – кажущиеся скорости

$$V_{K1} = \Delta x_1 / \Delta t_1, \quad V_{K2} = \Delta x_2 / \Delta t_2, \dots$$

Ранее получено выражение для кажущейся скорости головной преломленной волны, которая в случае горизонтальной преломляющей границы ($\varphi = 0$) равна $V_K = V_{cp} / \sin i = V_r$ (здесь применена формула $\sin i = V_{cp} / V_r$). Поэтому можно записать

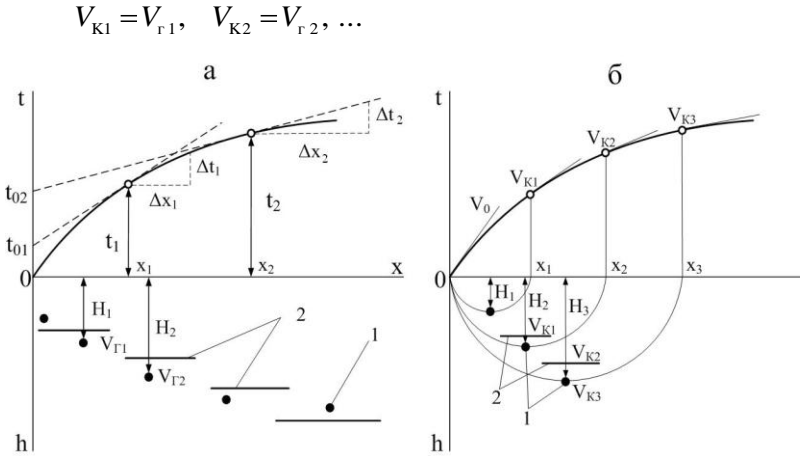


Рис. 4.9. Годографы рефрагированных волн (а) и (б): 1 – точки разреза; 2 – изолинии скоростей

За среднюю скорость V_{cp1}, V_{cp2}, \dots в покрывающей среде над соответствующими преломляющими площадками с V_{r1}, V_{r2}, \dots принимается полученное эмпирическим путем выражение

$$V_{cp_i} = 0,5 \left[x_i / t_i + \sqrt{(x_i / t_i)^2 + V_{K_i}^2} \right],$$

где x_i / t_i – скорость в покрывающей толще, если считать ее неградиентной; $i = 1, 2, \dots$. По известным t_0, V_r и V_{cp} можно определить глубину залегания преломляющих площадок:

$$H = \frac{t_0}{2\sqrt{1/V_{cp}^2 - 1/V_r^2}}.$$

Для практического построения скоростного разреза данным методом от точек профиля, расположенных в середине между пунктом возбуждения и расчетными точками x_1, x_2, \dots , вниз откладываются глубины H_1, H_2, \dots и у них записываются

граничные скорости V_{r1} , V_{r2} , ... Если провести изолинии, то получим скоростной разрез. Построение скоростных разрезов описанными выше способами обычно выполняется на компьютерах.

4.11. Пьезоэлектрический и сейсмоэлектрический эффекты

Сущность сейсмоэлектрического метода сводится к возбуждению упругих волн с помощью взрывов или невзрывных источников и изучению как *упругих волн*, так и *электромагнитных импульсов*. Сейсмоэлектрические явления, на которых этот метод основан, объясняются, по крайней мере, двумя факторами: пьезоэлектрическим эффектом (ПЭЭФ) кристаллических горных пород и сейсмоэлектрическим эффектом (СЭЭФ) осадочных пород.

Пьезоэлектрический эффект представляет собой электрическую поляризацию, т.е. определенную ориентировку полярных молекул при механическом воздействии на вещество. Пьезоэлектрическая поляризация наблюдается как в монокристаллах некоторых диэлектриков (реже – полупроводников), так и в поликристаллических средах, какими являются горные породы.

Сейсмоэлектрический эффект изучен значительно хуже, чем пьезоэлектрический. Он наблюдается при прохождении сейсмических волн через осадочные влагосодержащие породы. Под действием упругой волны происходит смещение подвижной части двойных электрических слоев, существующих на твердых частицах этих пород. В результате образуются электрические потенциалы, природа которых примерно такая же, как и у потенциалов фильтрации. Объясняется это тем, что интенсивность фильтрационного и сейсмоэлектрического полей пропорциональна разности давлений на концах капилляра. В первом случае давление постоянно и пропорционально скорости движения подземных вод через капилляры, а во втором – переменное, оно синхронно изменяется с прохождением упругой волны, меняющей давление на концах капилляров. Количественно сейсмоэлектрический эффект принято характеризовать пьезоэлектрическим модулем.

4.12. Сейсморазведочная аппаратура и оборудование

Для проведения сейсморазведочных работ используются сложные комплекты аппаратуры, включающие:

- 1) источники возбуждения упругих волн (взрывные и невзрывные);
- 2) устройства, воспринимающие упругие колебания и преобразующие их в электрические сигналы (сейсмоприемники или геофоны при наземных работах, пьезоприемники и гидрофоны при работах на акваториях);
- 3) сеймостанции, включающие многоканальные усилители и регистраторы (аналоговые или цифровые);
- 4) компьютеры для обработки информации;
- 5) вспомогательное оборудование (буровые станки, автомобили для транспортировки приемных установок, провода и прочее).

Техническая сложность использования сейсморазведочной аппаратуры:

- 1) необходимо изучать глубины от нескольких метров до сотен километров, что требует применения разных источников возбуждения упругих волн – от удара кувалдой до мощных взрывов;
- 2) регистрация смещения почвы амплитудой от 10^{-6} до долей миллиметра создает перепад в интенсивности сигналов в миллионы раз, что требует применения электронных усилителей с коэффициентами усиления и динамическим диапазоном 10^6 – 10^7 ;
- 3) при одновременной фиксации множества волн либо в нескольких точках вокруг источника, либо в сотнях пунктов от него предполагается применение многоканальных идентичных приемных установок;
- 4) необходимо обрабатывать большое количество информации, что оказалось возможным лишь благодаря компьютерам, встроенным в современные станции, с последующей компьютерной переинтерпретацией материалов.

4.12.1. Источники упругих волн

Для возбуждения упругих волн на земной поверхности, в неглубоких (до 50 м) скважинах или в водоемах используются различные способы. Простейшими являются удары молотком, кувалдой или падающим грузом по земной поверхности. Долгое время основным способом создания упругих волн являлось использование *взрывчатых веществ (ВВ)* типа тротил, аммонит, порох весом от 100 г до сотен килограммов в скважинах. Подрыв ВВ осуществляется с помощью электродетонаторов и специальной взрывной машинки, подающей в эти вещества высоковольтный электрический импульс.

Ввиду сложности организации и проведения взрывных работ, а также их экологического вреда в последнее время используются разного рода *невзрывные источники* с импульсным (10^{-3} – 10^{-1} с) или квазинепрерывным (2–20 с) возбуждением.

К импульсным источникам относится установка газовой детонации, в которой используется газозврывная смесь (например пропан и кислород), находящаяся в цилиндре с подвижным поршнем. Цилиндр монтируется под грузовиком. При сгорании смеси поршень ударяет вниз, а удар вверх сдерживается массой грузовика.

В вибраторах, предназначенных для возбуждения *квазинепрерывных упругих колебаний*, в аналогичный цилиндр, как в гидравлический домкрат, нагнетается масло. При резком изменении объема масла платформа и грузовик своей массой ударяют по земной поверхности.

В электроискровых источниках упругое поле создается электрическим разрядом в воде от электрической энергии, накопленной от какого-нибудь источника в конденсаторах. Под воздействием электровзрыва окружающая его жидкость образует перегретый пар или парогазовую полость давления, которая в окружающей жидкости создает упругую волну.

В пневматической пушке в воду под высоким давлением выбрасывается воздух, накапливаемый в специальной камере.

Существуют и другие источники возбуждения упругих волн.

4.12.2. Каналы записи и воспроизведения

1. Назначение сейсморазведочной аппаратуры. Основное назначение сейсморазведочной аппаратуры – измерить время прихода упругих волн определенного типа. Для этого необходимо знать момент возбуждения колебаний, воспринять смещения почвы под воздействием упругих волн, выделить полезные волны на фоне волн-помех, автоматически зарегистрировать их и оценить амплитуды.

Незначительные смещения почвы, обязанные приходу упругой волны, воспринимаются *сейсмоприемником* или *пьезоприемником*, предназначенным для преобразования механических колебаний в электрические сигналы. Эти очень слабые сигналы подаются по проводам или радиоканалу в электронный *усилитель*, откуда поступают в *регистрирующее устройство*. Комплект, состоящий из сейсмоприемника (пьезоприемника), усилителя и регистрирующего устройства, называется **сейсмическим каналом**, или **каналом записи**. Разные сейсмостанции имеют от 1 до 1000 каналов. В комплект аппаратуры с магнитной регистрацией кроме канала записи входит канал воспроизведения, который служит для преобразования записи в видимую форму. *Канал воспроизведения* включает *воспроизводящее* (считывающее) *устройство*, *усилитель* воспроизведения, *регистрирующее устройство*.

2. Сейсмоприемники и пьезоприемники. Для восприятия упругих колебаний почвы и преобразования их в регистрируемые электрические сигналы используются электродинамические сейсмоприемники (геофоны). Они состоят из магнита, в зазорах которого на пружинах подвешена алюминиевая катушка с проводом. При смещении магнита под воздействием упругой волны катушка по инерции остается на месте, но относительно магнита перемещается. В результате в ней индуцируются электрические сигналы, пропорциональные скорости смещения почвы.

Для морских работ используются пьезоприемники (*гидрофоны*). Их работа основана на пьезоэлектрическом эффекте, т.е. возникновении э.д.с. на гранях некоторых кристаллов (например, титаната бария) при приложении к ним давления. Упру-

гая волна, распространяясь в воде, изменяет давление, приложенное к сейсмоприемнику, и на его выходе появляются электрические потенциалы. Сейсмо- и пьезоприемники подключаются к сейсмическим косам – жгуту проводов (по два на приемник), а сейсмические косы к блоку усилителей.

3. Усилитель. Для усиления электрических сигналов, полученных в сейсмоприемнике или воспроизводящем устройстве, применяются электронные усилители, увеличивающие сигналы в 10^6 – 10^7 раз. Кроме усиления важная функция усилителя – производить *частотную фильтрацию* (усиливать колебания одних частот, а колебания других частот подавлять). Для этого имеется набор нескольких фильтров. Характер фильтрации определяется частотными характеристиками усилителей. Третья операция, которая может осуществляться с помощью усилителя, это программная (ПРУ) или автоматическая (АРУ) *регулировка усиления*. Такая регулировка необходима для расширения *динамического диапазона* сейсмического канала. Она служит для большего усиления малых сигналов и малого усиления больших сигналов с тем, чтобы в целом запись на сейсмограммах имела одинаковый уровень амплитуд. В сеймостанции монтируются блоки одинаковых усилителей, их число равно числу каналов.

4. Регистрирующие устройства. Для выделения полезных сейсмических волн необходимо видеть форму принятых сейсмических сигналов. Поэтому главное назначение сейсмических станций - записать изменение величины сигнала во времени. Это осуществляется с помощью регистраторов с *разверткой*, непрерывно фиксирующих величину сигнала во времени. При *прямой* регистрации носителем записи служит фотографическая, обычная или электротермическая бумага. Более применима *воспроизводимая* запись, которая осуществляется на магнитной пленке. Скорость регистрации 30–50 см/с. С помощью специального маркирующего устройства через 0,01 с подаются марки времени. В результате прямой регистрации в каналах записи или воспроизведения получаются *сейсмограммы*. На них записываются колебания, поступившие с усилителей, а также марки времени и отметка момента возбуждения упругих волн для определения времени их прихода от пункта возбуждения до сейсмоприемников.

Воспроизводимая запись на магнитной пленке осуществляется с помощью магнитного регистратора, представляющего собой многоканальный магнитофон. Регистрирующими устройствами в нем являются *магнитные головки*. Такие же магнитные головки используются в качестве считывающих устройств каналов воспроизведения.

В магнитном регистраторе кроме блока магнитных головок, число которых равно числу каналов в станции, имеется лентопротяжный механизм и маркирующее устройство. В результате записи получаются *магнитограммы*. Преимущества магнитной записи перед прямой в том, что ее можно многократно воспроизводить, вводя в запись дополнительную фильтрацию, суммирование сигналов и другие преобразования. Это позволяет получить из полевых материалов больше нужной информации.

Прямая и воспроизводимая запись являются аналоговым способом представления данных, когда развертка сигналов во времени дается в видимой форме. В современных сейсмостанциях применяется в основном цифровая регистрация. В этом случае сигнал с определенным шагом дискретизации измеряется и кодируется в виде цифры в двоичном коде, а затем записывается на магнитную ленту. Преимущества цифровой магнитной записи перед аналоговой в том, что в цифровую запись практически не вносятся искажения и ее можно обрабатывать с помощью ЭВМ. Это позволяет автоматизировать процесс обработки и интерпретации сейсмической информации.

С помощью регистраторов (графопостроителей, плоттеров), цифровой сигнал можно воспроизвести и записать в видимой форме способом отклонения (график зависимости величины напряжения от времени изображен на рис. 4.10) или способом переменной плотности (когда напряжение управляет плотностью потемнения записывающей ленты, т.е. чем больше напряжение на каком-то интервале времени, тем темнее на нем пятно).

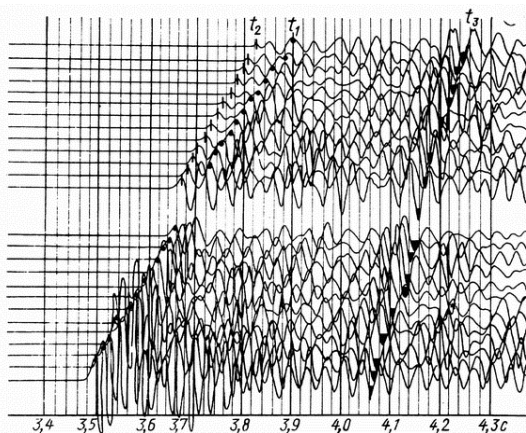


Рис. 4.10. Общий вид сейсмограммы: t_1 , t_2 , t_3 – оси синфазности ряда волн

4.12.3. Принципы устройства сейсморазведочных станций и установок

В зависимости от решаемых геологических задач применяются разные виды сейсмических станций. Число каналов в станции, т.е. количество сейсмоприемников, усилителей, гальванометров или магнитных головок в регистраторе, различное.

1. Сейсмические установки. Для разведки небольших глубин используются *одноканальные сейсмические установки* (ОСУ). В ОСУ роль регистратора выполняет осциллограф с электронно-лучевой трубкой. В момент возбуждения упругих колебаний электронный луч начинает двигаться по экрану слева направо со строго постоянной скоростью. На пластины вертикального отклонения луча подается сигнал с усилителя. Наблюдая (или фотографируя) на экране трубки сигнал, можно определить время прихода волны. Сходное устройство имеют установки для измерения упругих свойств образцов породы, определения их в массиве пород, т.е. в обнажениях, одиночных выработках, шпурах или скважинах, а также для прозвучивания между ними пород. Для этого используются разные импульсные ультразвуковые приборы и установки.

2. Сейсмические станции. Цифровые и аналоговые многоканальные сейсмические станции – это сложные электронные установки, смонтированные на автомашинах, на кораблях, существуют и переносные установки. Питание сейсмостанции осуществляется с помощью батарей аккумуляторов.

Современные цифровые сейсмостанции – это фактически специализированные компьютеры с большим числом идентичных каналов (от 24 до 1000). Они имеют два блока: 1) воспринимающий, включающий набор сейсмоприемников, и 2) регистрирующий, в который входят:

1) набор усилителей с фильтрами, число которых равно числу каналов станции;

2) коммутатор каналов (мультиплексор), предназначенный для квантования сигналов, т.е. определения их амплитуд через определенные интервалы времени;

3) преобразователь аналог-код для преобразования сигналов в цифровую форму в двоичной системе счисления;

4) цифровой магнитный регистратор, преобразующий цифровые сигналы на магнитную ленту;

5) преобразователь код-аналог для визуализации сигнала на шлейфовом осциллографе, дающем изображение сигналов на диаграммной бумаге;

6) блоки питания;

7) контрольно-измерительные устройства.

4.13. Виды сейсморазведки

В зависимости от этапов геологической разведки изучаемого региона, детальности исследований и поставленных задач различают три вида сейсморазведочных работ: **1) региональные, 2) поисковые и 3) детальные.** Эти виды сейсморазведки различаются масштабом съемки, густотой сети наблюдений, а также системами наблюдений на профилях. При всех видах сейсморазведки для рационального решения поставленных геологических задач следует учитывать следующие методические рекомендации:

1) работы проводить по отдельным профилям, по системам профилей или равномерно на изучаемой площади;

2) направление профилей выбирать преимущественно вкрест предполагаемого простирания структур;

3) участки работ должны быть доступны для доставки сейсморазведочной аппаратуры на автомашине или вручную (переносные станции);

4) отражающие и преломляющие границы должны прослеживаться по возможности непрерывно;

5) на изучаемой площади необходимо иметь опорные скважины для увязки сейсмических границ с геологическими.

1. Региональные сейсморазведочные работы являются мелкомасштабными, рекогносцировочными. Они выполняются, как правило, по отдельным профилям, маршрутам, геотраверсам, вкрест простирания предполагаемых тектонических структур. Чаще всего проводятся сейсмозондирования, когда границы прослеживаются на отдельных удобных для работ интервалах профиля.

Работы проводятся как методом МОВ, так и методом МПВ. В результате региональных сейсмических исследований вдоль разведанных профилей строятся сейсмические разрезы и выявляются перспективные участки для дальнейшей разведки.

2. Поисковые сейсморазведочные работы являются рекогносцировочными. Они подразделяются на маршрутные и площадные, служат для структурных исследований, поисков месторождений тех или иных ископаемых.

Работы проводятся по профилям, удаленным друг от друга на 3–10 км. Расстояния между профилями должны быть в 2–3 раза меньшими предполагаемой протяженности структуры. Профили надо задавать вкрест структур, но после выявления направления структур некоторые профили ставят по простиранию для выявления элементов залегания.

Применяется МОВ, реже МПВ по методике сейсмопрофилеирований, когда границы прослеживаются непрерывно по всему профилю, и сейсмозондирований, когда границы прослеживаются на отдельных участках профиля. В результате поисковой съемки составляются разрезы и структурные схемы, наряду с другими геофизическими материалами они являются исходным материалом для детальной разведки.

3. Детальная площадная сейсморазведка применяется для подробного изучения и разведки небольших участков с целью подготовки площадей для добычи нефти и газа. Профили задаются как вкрест простирания структур, так и вдоль структур. На вытянутых структурах расстояние между профилями должно быть в несколько раз меньшим предполагаемой длины структуры. Изометрические структуры разведываются площадной съемкой по квадратной системе профилей.

Сейсморазведка выполняется в основном площадной съемкой методом отраженных волн, редко – методом преломленных волн, причем система наблюдений должна быть выбрана такой, чтобы обеспечить непрерывное многократное прослеживание отражающих и преломляющих границ. В результате детальной сейсморазведки строятся сейсмические разрезы и структурные карты по одному или нескольким сейсмическим горизонтам.

4.14. Сравнительная характеристика методов отраженных и преломленных волн

В сейсморазведке основным является метод отраженных волн (МОВ), меньшее применение имеет метод преломленных волн (МПВ) (раньше его называли корреляционным – КМПВ), близкий к нему метод рефрагированных волн (МРВ), а также методы проходящих волн. Сравнительная характеристика методов МОВ и МПВ дана в табл. 4.2.

Метод отраженных волн применяется в основном для изучения структур и расчленения разрезов осадочных толщ. Это основной метод поисков и разведки нефтегазоносных структур.

Метод преломленных волн чаще применяется при глубинных сейсмических исследованиях, определении глубины и рельефа кристаллического фундамента, изучении месторождений рудных ископаемых.

При инженерно-гидрогеологических исследованиях чаще применяется метод преломленных волн и реже метод отраженных волн.

Таблица 4.2

Признаки	МОВ	МПВ
Условия образования волны	$\sigma_n V_n \neq \sigma_{n+1} V_{n+1}$	$V_{n+1} > V_n$
Уравнение годографа для двухслойной среды (знак «+» по падению, «-» по восстановлению пласта)	$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4H^2 \pm 4H \sin \varphi}$	$t = \frac{1}{V_1} \left[\sin(i \pm \varphi) + 2H \cos i \right]$
Вид графика линейного годографа	Гипербола	Прямая линия
Система наблюдений	Сейсмические профилирования и зондирования	Сейсмические профилирования и зондирования
Область прослеживания волн	Вблизи пункта взрыва	Вдалеке от пункта взрыва
Частотный спектр	Повышенные частоты	Пониженные частоты
Результаты интерпретации	$H, \varphi, V_{эф}$	$H, \varphi, V_{Г}$ (менее точно $V_{эф}$)
Методы определения скоростей распространения упругих волн	Определение $V_{эф}$ в покрывающей толще способом постоянной разности и др.	Определение $V_{Г}$ в подстилающем слое по разностному годографу и др.
Методы построения разведываемой границы	Построение отражающей границы способами t_0 , засечек, эллипсов и др.	Построение преломляющей границы способом t_0 и др.

Отраженные волны возникают практически на всех литологических границах, на которых скачок акустических жесткостей (σV) превышает 10% (при возрастании или убывании скоростей с глубиной). Отраженные волны интенсивны вблизи пункта возбуждения.

Для образования *головных преломленных волн* необходимо возрастание скорости с глубиной, эти волны наблюдаются вдалеке от пункта возбуждения и распространяются вдоль преломляющей границы. Это предопределяет систему наблюдений: в МОВ сейсмоприемники располагают вблизи пункта возбуждения, а в МПВ – вдалеке от него (на расстояниях, превышающих проектируемые глубины разведки).

Рефрагированные волны по природе близки к головным. Однако нагоняющие годографы над слоистой средой, полученные из разных пунктов возбуждения, для рефрагированных волн сходятся, а для головных – параллельны.

Прямые волны используются при скважинных сейсмических, акустических, ультразвуковых исследованиях, когда источники возбуждения волн и приемники располагаются либо в одной скважине, либо разнесены по соседним скважинам или горным выработкам, либо наблюдается комбинация скважинного возбуждения (измерения) с окоლოსкважинным, поверхностным возбуждением (измерением) упругих волн.

4.15. Системы наблюдений в методе отраженных волн

Система наблюдений, т.е. размещение пунктов возбуждения и регистрации упругих волн, в методе отраженных волн должна быть такой, чтобы проследить отражающие границы по изучаемому профилю непрерывно (сейсмическое профилирование) или кусочно-непрерывно (сейсмическое зондирование).

1. Простые системы наблюдений. Непрерывное профилирование в МОВ включает: простое профилирование, профилирование через интервал, двойное профилирование и ряд других. При простом профилировании (рис. 4.11) сейсмоприемники устанавливаются в пределах взрывного интервала (расстояние между соседними пунктами на профиле наблюдений) в обе стороны от пункта взрыва (возбуждения) (ПВ).

Например, при взрыве в точке O_3 наблюдения проводятся на участках O_2O_3 и O_3O_4 . Иногда производится профилирование через интервал, когда из-за поверхностных волн вблизи ПВ отраженные волны выявить трудно. В этом случае, например, при

взрыве в точке O_3 наблюдения проводятся на участке O_1O_2 и O_4O_5 (рис. 4.11).

Двойное непрерывное профилирование применяется в сложных геологических условиях. При этом с каждого пункта взрыва наблюдения выполняются в пределах двух взрывных интервалов в обе стороны от ПВ (например, при взрыве в точке O_3 наблюдения проводятся на участках O_1O_3 и O_3O_5). При сейсмических профилированиях работы, как правило, выполняются по системам параллельных профилей, направленных вкост предпологаемого простирания структур и вдоль них.

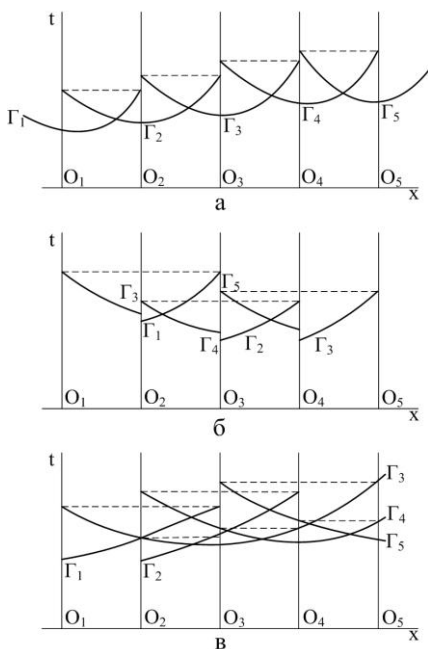


Рис. 4.11. Система наблюдений в методе отраженных волн: *а* – простое профилирование, *б* – профилирование через интервал, *в* – двойное непрерывное профилирование, Γ_1, Γ_2 – годографы отраженных волн

При сейсмосондированиях наблюдения проводятся при 2–6 ПВ, расположенных либо по одному профилю, либо по

двум перпендикулярным (крестовое зондирование), что позволяет оценить пространственное положение отражающего слоя. Как и при сейсмических профилированиях, при сейсмических зондированиях работы проводятся по системам продольных (пункт взрыва и сейсмоприемники расположены по одной линии) или непродольных профилей (пункт взрыва находится в стороне от сейсмоприемников).

Взрывные интервалы в МОВ выбирают в соответствии с глубинами до изучаемых отражающих границ, постоянными по длине для данного района исследований. Вдалеке от пункта взрыва отраженные волны выявить трудно, так как они приходят в области последующих вступлений вслед за преломленными волнами. Вблизи же пункта взрыва преломленные волны отсутствуют и отраженные волны легче выделить на фоне других волн.

Расстояния между сейсмоприемниками должны быть такими, чтобы распознать отраженные волны и построить годографы. Обычно они меняются от 1 до 10 м при изучении верхней части разреза и 10–100 м при разведке глубин в несколько километров.

2. Система наблюдений в методе общей глубинной точки. Разновидностью МОВ является метод общей глубинной точки (МОГТ или ОГТ), при котором осуществляется накопление отраженных от одной границы сигналов. Отраженные волны изучаются либо в точках профиля при симметричном разnose пунктов возбуждения и приема (центральная расстановка), либо в пунктах возбуждения, располагающихся на концах профиля с приемниками (фланговая расстановка). Число таких разносов называют кратностью перекрытий, оно может достигать 10 и больше. В результате по годографу ОГТ (гипербола) удается выделить отражения от границы на фоне регулярных волн-помех.

3. Интерференционные системы наблюдений. В сложных сейсмогеологических условиях (наличие зон выклинивания, нерезкие границы раздела, множество волн, особенно таких волн-помех, как кратные, обменные, поверхностные и др.) выделение полезных однократных отраженных волн представляет трудную методическую и техническую задачу. Наиболее трудно

отделить однократные отраженные волны от *многократных*, образующихся на «сильных» отражающих границах, на которых может отражаться значительная часть энергии. На рис. 4.12, а, б показаны многократные (полнократные и неполнократные) отраженные волны.

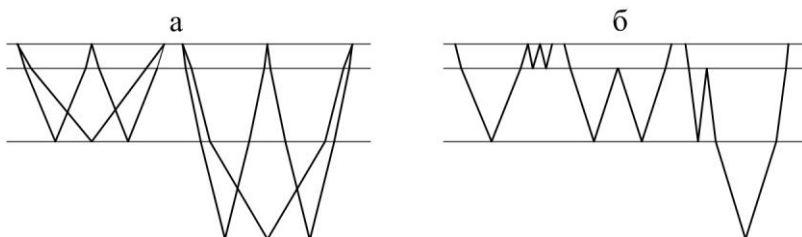


Рис. 4.12. Схема образования полнократных (а) и неполнократных (б) отраженных волн

В определенных сейсмогеологических условиях на некоторых границах образуются *обменные отраженные* и *преломленные волны*. Хотя обменные и поперечные волны несут дополнительную информацию о среде (что позволяет выделить самостоятельные *методы обменных и поперечных волн*), они затрудняют выделение однократных отраженных продольных волн, наиболее часто используемых в МОВ.

Для выделения однократных отраженных продольных волн из множества других используются различные *интерференционные системы*. Они включают аппаратные, методические и интерпретационные приемы, которые обеспечивают направленный прием волн, идущих в каком-то направлении. С помощью интерференционных систем осуществляется сложение упругих колебаний либо в одном, либо в нескольких сейсмических каналах.

Иногда в записи вводятся дополнительные сдвиги сигналов во времени. В результате такого сложения (интерференции) на выходе получается запись колебаний, на которой подчеркиваются или выделяются нужные отраженные волны. Это оказывается возможным благодаря тому, что упругие волны приходят с разных направлений (разные углы выхода сейсмической ра-

диации), с разными кажущимися скоростями, частотами и амплитудами колебаний.

Существуют различные интерференционные системы. Наиболее простой интерференционной системой является группирование сейсмоприемников или источников возбуждения. При группировании сейсмоприемников часть их устанавливается вдоль, вкрест профиля или равномерно по площади, подключается к одному усилителю и в результате регистрируется один суммарный сигнал. Выбор количества сейсмоприемников в каждом канале, системы их расстановки, расстояний между ними (в пределах 20–100 м) производится опытным путем в целях наилучшего выделения определенной волны. При группировании подчеркиваются волны, подошедшие одновременно ко всем сейсмоприемникам группы снизу, а волны, пришедшие с других направлений, ослабляются.

При группировании взрывов возбуждение производится одновременно (или с определенным запаздыванием) в нескольких точках. Это обеспечивает создание плоского фронта у падающей волны, что упрощает запись отраженных волн. Одной из интерференционных систем является *регулируемый направленный прием*, разработка и внедрение которого привели к созданию одного из вариантов МОВ – метода регулируемого направленного приема (МРНП или РНП).

Сущность МРНП сводится к направленному приему других колебаний благодаря введению в записи искусственных временных сдвигов (или *разновременного суммирования колебаний*). При суммировании сигналов соседних трасс сейсмограммы со сдвигами во времени удается расчленить сложную интерференционную картину, наблюдаемую на обычной сейсмограмме, на более простую. Меняя время сдвига, можно среди многих волн выделить *отраженную* (или *дифрагированную*) волну, пришедшую под определенным углом к поверхности наблюдений.

Детальная сейсморазведка выявленных месторождений нефти и газа проводится с помощью площадной интерференционной системы наблюдений для последующей трехмерной (3Д) интерпретации. Она сводится к расстановке по квадратной сетке до 1000 сейсмоприемников. Из разных ПВ на этой площади

проводится возбуждение сигналов, т.е. ведется как бы «подсветка» подземных структур с разных сторон. В результате получается голографическая объемная съемка недр.

4.16. Системы наблюдений в методе преломленных волн

Вблизи пункта возбуждения головные преломленные волны отсутствуют, поэтому система наблюдений МПВ должна строиться так, чтобы ближайший к пункту взрыва сейсмоприемник был установлен на некотором расстоянии, сравнимом с предполагаемой глубиной залегания преломляющей границы. Достоверная интерпретация данных МПВ возможна лишь тогда, когда по линии профиля можно построить, по крайней мере, два годографа, полученных из разных пунктов возбуждения (ПВ). Поэтому система наблюдений строится так, чтобы можно было построить *встречные годографы*, получающиеся в интервале между двумя ПВ, или *нагоняющие годографы*, когда они строятся из последовательно расположенных ПВ. Нагоняющие годографы от одной и той же плоской границы параллельны, поэтому по ним можно строить *сводные годографы* путем параллельных смещений частных годографов.

Обычно применяются полные корреляционные системы наблюдений, обеспечивающие непрерывное прослеживание преломленных волн вдоль профиля наблюдений. В МПВ используются системы непрерывного профилирования: через один, два или три интервала.

В простых геологических условиях выбираются неполные системы наблюдений, когда волны от одной границы выделяются не путем непрерывной корреляции, а путем выявления преломляющих границ на отдельных участках изучаемых профилей. Неполные системы применяются при постановке сейсмических зондирований.

Расстояние между приемниками в МПВ меняется от 10 до 100 м, а при детальном инженерно-геологическом исследовании – от 1–2 до 5–10 м. Преломленные волны отличаются пониженным спектром частот, так как из-за большого удаления от ПВ волны высоких частот поглощаются. Поэтому, работая на

низкочастотных фильтрациях, можно избавиться от отраженных, прямых и других волн.

4.17. Организация наземных сейсморазведочных работ

Выбрав место, систему наблюдений, способы возбуждения, приступают к организации полевых работ.

Перед началом сейсморазведки регулируют и настраивают аппаратуру. Очень важным требованием к многоканальной сейсморегистрирующей аппаратуре является *идентичность каналов*, т.е. запись одинакового сигнала должна быть одинаковой на всех каналах. Этого и добиваются при настройке аппаратуры.

Перед началом наземных работ намечают систему профилей. По каждому профилю располагают пункты возбуждения упругих волн и сейсмоприемники. *При вертикальном расположении сейсмоприемника* он реагирует в основном на *продольные волны*, *при горизонтальном* – улавливает главным образом *поперечные волны*.

Вдоль профиля разматывается сейсмическая коса, которая подключается к сейсмоприемникам и блоку усилителей. Иногда сигналы передаются по радиоканалу. Для этого каждый сейсмоприемник подключается к миниатюрному радиопередатчику, а в сейсмостанции устанавливается многоканальный радиоприемник. Далее проверяется работа и исправность всех узлов станции и устанавливается телефонная или радиосвязь с пунктом возбуждения волн. Для точного отсчета времени прихода упругих волн надо знать момент возбуждения.

При взрывном возбуждении вокруг заряда обматывается провод, который через батарею и сопротивление подключается к одному из каналов сейсмостанции. В момент взрыва линия разрывается и возникает импульс, который записывается на сейсмограмме или магнитограмме в виде отметки момента взрыва. При невзрывных способах возбуждения в момент удара на один из каналов также подается электрический импульс.

Подготовив аппаратуру и установку, оператор сейсмостанций дает команду провести взрыв (возбуждение) и включает аппаратуру. Запись пришедших упругих волн производится ав-

томатически в течение нескольких, иногда десятков, секунд. В результате получают сейсмограммы и магнитограммы.

4.18. Морская сейсморазведка

При сейсморазведке на акваториях (океанах, морях, озерах, реках) применение взрывов запрещено в целях сохранения фауны. Поэтому возбуждение упругих волн производится электроискровыми источниками, газовзрывными установками или пневматическими излучателями. При таком возбуждении волн амплитуда и давление на фронте ударной волны меньше, чем при взрыве, что оказывается неопасным для фауны. Съёмки ведутся как по отдельным профилям (галсам), так и по площадям.

Сейсморазведка на акваториях может осуществляться автоматически при движении корабля с установленной на нем сейсморазведочной станцией. Она может быть одно- и двухканальной, используемой для непрерывного сейсмического профилирования (НСП), или многоканальной, применяемой в МОВ и МПВ. Возбуждение упругих колебаний производится периодически через несколько секунд. С помощью плавающей сейсмической косы упругие колебания улавливаются и автоматически регистрируются на магнитной пленке.

Морские сейсмические станции, особенно цифровые, наряду с автоматическим проведением работ обеспечивают автоматическую обработку материалов с помощью компьютеров.

4.19. Скважинные и подземные сейсмические исследования

Основными вариантами скважинных сейсмических методов являются вертикальное сейсмическое профилирование, сейсмоакустический каротаж и сейсмоакустическое просвечивание, основанные на изучении проходящих волн.

Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) – это такой метод сейсморазведки, при котором возбуждение упругих волн производится на земной поверхности, а в скважине с помощью сейсмоприемников, расположенных на разных глубинах, улавливаются проходящие волны. Этот метод служит для определения природы разных волн и скоростей их распростра-

нения в горных породах. Он является одним из ведущих методов повышения точности полевой сейсморазведки, так как позволяет получить скорости упругих волн с наименьшими погрешностями и обеспечивает привязку сейсмических горизонтов к геологическим.

В методе обращенного годографа (МОГ) возбуждение упругих волн производится последовательно в ряде пунктов, удаленных на 50–200 м друг от друга и расположенных по одной линии со скважиной, в которой на разных глубинах помещают на кабеле сейсмоприемники. В результате регистрации сигналов в скважине получают сейсмограммы. Суммируя сейсмограммы при разных пунктах возбуждения, легко выявить отраженные волны, определить времена их прихода и построить годограф.

Сейсмоакустический каротаж объединяет методы определения скоростей распространения упругих волн в породах вокруг ствола скважин. Он основан на использовании либо упругих волн такой же частоты, как в сейсморазведке, либо акустических и ультразвуковых волн.

В методе сейсмоакустического просвечивания упругие волны от источника импульсных или непрерывных колебаний создаются в одной скважине или выработке, а в соседних скважинах или выработках, удаленных на расстояние до 100 м, изучаются прошедшие через массив волны. По скорости и затуханию волн можно выделить объекты, создающие акустические тени (например, зоны разломов, закарстованности) или отличающиеся по акустической жесткости (например, массивные рудные включения).

Топографическая привязка пунктов возбуждения и приема в полевой сейсморазведке проводится топогеодезическими и спутниковыми способами. Привязка на карту морских профилей (галсов) осуществляется штурманом корабля с помощью различных радионавигационных, в том числе спутниковых систем определений координат.

4.20. Наземный и подземный сейсмоэлектрические методы

1. Наземный вариант. Существует два основных варианта сейсмоэлектрического метода (СЭМ): пьезоэлектрический метод (ПЭМ) и метод сейсмоэлектрических потенциалов (МСЭП).

Методика и техника наземных работ в пьезоэлектрическом методе сходны с таковыми наземной сейсморазведки. Возбуждение упругих волн осуществляется с помощью небольших взрывов (подрыв электродетонаторов, детонирующего шнура и т.п.) или ударов. При прохождении упругих волн в породах с повышенным пьезоэлектрическим эффектом генерируются электромагнитные колебания.

Наряду с упругими колебаниями, улавливаемыми сейсмоприемниками, в методе ПЭМ изучаются электрические (E) составляющие поля с помощью заземленных линий (MN), реже – магнитные (H) – посредством рамочных антенн. Для работ используются 6- и 8-канальные станции, мало отличающиеся от обычных сейсмических станций. Сейсмоприемники и датчики E и H располагаются рядом. Расстояние между соседними пунктами возбуждения и измерения меняется от 2 до 20 м.

В наземном варианте ПЭМ используется продольное, не-продольное и круговое профилирование. Для детализации аномалий наблюдения проводят по профилям, проходящим вкрест и вдоль аномалий. Расстояние между профилями должно быть в 2–4 раза меньше предполагаемой длины разведываемого объекта.

При обработке *сейсмоэлектрограмм* (или *пьезоэлектро-сейсмограмм*), т.е. записей упругих и электромагнитных волн в ПЭМ, определяются времена первых вступлений и максимальные амплитуды упругих и электромагнитных импульсов. Далее строятся годографы волн, графики амплитуд и графики отношений амплитуд электромагнитной и упругой волн. По максимумам на этих графиках определяются эпицентры геологических тел с повышенным пьезоэлектрическим эффектом. Зная скорость распространения упругой волны в окружающей среде V и время прихода пьезоэлектрической (электромагнитной) волны Δt , можно оценить расстояние от пункта возбуждения до воз-

мушающего объекта ($R = V\Delta t$). Получив такие расстояния из разных пунктов возбуждения при площадной съемке, можно выявить контуры объекта.

Наземный вариант пьезоэлектрического метода применяется для выявления и оконтуривания пьезоэлектрически активных геологических объектов (хрусталеносных, кварцевых, пегматитовых жил, нефелиносодержащих пород), к которым могут быть приурочены месторождения золота, горного хрусталя и оптического кварца, слюды, нефелина. Глубинность разведки 10–30 м.

2. Подземный вариант ПЭМ. В подземном варианте ПЭМ может проводиться как *профилирование* вдоль скважин и горных выработок, так и *просвечивание* между разными выработками и поверхностью земли. Методика и система наблюдений определяются строением, пространственным положением выработок и особенностями геологического разреза.

В результате работ выявляются слепые пьезоэлектрически активные объекты в пространстве между выработками, оконтуриваются зоны и участки расположения кварцевых, пегматитовых и других жил, проводится сравнительная оценка выявленных аномальных зон по величине пьезоэлектрического эффекта. Дальность разведки составляет первые десятки метров.

3. Метод сейсмoeлектрических потенциалов. Методика и техника работ при изучении сейсмoeлектрических потенциалов такая же, как и в пьезоэлектрическом методе. Отличие лишь в природе возбуждаемых электромагнитных полей. Метод сейсмoeлектрических потенциалов находит применение в комплексе инженерно-гидрогеологических и сейсмологических исследований. В частности, с помощью этого метода можно получить информацию о влажности, пористости, мерзлотных свойствах пород. Он может использоваться при сейсмологическом картировании для оценки сейсмической опасности.

4.21. Обработка данных сейсморазведки

Обработка сейсмограмм и магнитограмм направлена на выделение нескольких полезных волн из сотен зарегистрированных. С помощью рациональной системы наблюдений и

сложной цифровой обработки материалов надо подавить множество регулярных и нерегулярных волн-помех и выявить *кинематические* (время прихода) и *динамические* (амплитуда сигналов) характеристики волн. Затем их надо идентифицировать с однократными отраженными или преломленными (рефрагированными) волнами.

В результате обработки сейсмических данных получают времена (t) прихода тех или иных волн на разных расстояниях от ПВ (x). По ним вручную или автоматически с помощью компьютеров строятся:

1) годографы волн (по горизонтали откладывается x , по вертикали вверх – t) (рис. 4.2–4.7);

2) профилограммы (по горизонтали – x , по вертикали вниз – записи всех полезных волн);

3) временные разрезы (обычно в МОВ и МОГТ): по горизонтали – x , по вертикали вниз – t_0 , истинное или преобразованное.

Обработка заканчивается качественной интерпретацией выявленных однократных волн, т.е. дается характеристика изменения сейсмического разреза по горизонтали и вертикали. Особенно наглядны временные разрезы, на которых видны все структурные (геометрические) особенности разреза (рис. 4.13).

4.21.1. Ручная обработка сейсмограмм

Для ручной обработки данных сейсморазведки используются сейсмограммы, на которых непрерывная аналоговая запись представлена в видимой форме (рис. 4.10). С этой целью в случае магнитной регистрации магнитограммы переписываются на фото- или рулонную бумагу.

На первом этапе обработки сейсмограмм ставят марки времени от момента взрыва. Далее ведут *корреляцию*, или выделение вступлений или фаз одной и той же волны по разным каналам сейсмограммы. Вступления (первое резкое отклонение записи сигнала от положения равновесия) легко определить для волн, пришедших первыми (первые вступления). Как правило, это прямые или преломленные волны. На рис. 4.10 t_1 – прямая, t_2 – преломленная, t_3 – отраженная волны. Определить вступление

других полезных волн, особенно пришедших от глубинных границ и находящихся в условиях их интерференции, трудно, поэтому ведется **фазовая корреляция**. Для этого на сейсмограммах прослеживаются оси синфазности, или фазы колебаний, т.е. максимумы и минимумы на записи, наблюдаемые вслед за вступлением волны и характеризующиеся одинаковой устойчивой формой и амплитудой на соседних трассах.

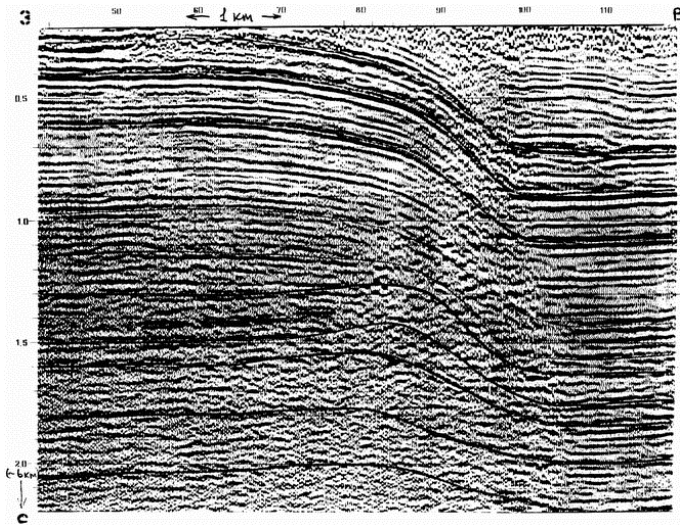


Рис. 4.13. Временной разрез отраженных волн

Для улучшения записи и облегчения выделения тех или иных полезных волн в процессе перезаписи полевых материалов меняют фильтрацию, усиление, производят суммирование сигналов с тем, чтобы сделать запись визуально более четкой и удобной для ручной обработки. Выделив оси синфазности, по маркам времени легко найти **время прихода фазы** той или иной волны к каждому сейсмоприемнику. В полученное время прихода волн вводятся так называемые **статические поправки**: за зону малых скоростей мощностью в несколько первых десятков метров, где скорости всегда ниже, чем в коренных породах, за рельеф, за глубину взрыва, а также поправка за фазу, благодаря которой определяется точное время вступления волны.

4.21.2. Цифровая обработка сейсмических данных

Решение сложнейших проблем сейсморазведки – выделение полезных однократных отраженных и преломленных (рефрагированных) волн от ряда границ раздела на фоне сотен волн-помех было бы невозможно без цифровой обработки сейсмических данных на ЭВМ. «Цифровая революция» в геофизике произошла в 1960–70-е гг., а уровень компьютеризации в сейсморазведке остается одним из самых высоких среди всех научно-прикладных дисциплин.

Основу цифровой обработки сейсмических данных составляют *три вида математических операций*: преобразования Фурье, свертка (конволюция) сигналов и корреляция.

Преобразования Фурье трансформируют функции во временной области (например, короткий импульс при возбуждении упругой волны) в функции в частотной области (например, длительная гармоническая запись сигнала, снимаемого с сейсмоприемника) и обратно. Важно, что информация в ходе таких преобразований принципиально не теряется, но ее обработка более удобна и наглядна иногда в частотной, иногда во временной областях.

Свертка сигналов – это математическое решение задачи фильтрации, т.е. выполняется операция замещения каждого элемента входного сигнала некоторым выходным с определенной весовой функцией. Один из этих сигналов берется перевернутым, т.е. в противофазе.

Корреляция выявляет меру сходства двух последовательностей (выборки каких-то данных). Она аналогична свертке, только выполняется без переворота одной из функций. Например, с помощью метода взаимной корреляции определяется сходство сигналов двух трасс записей сейсмоприемников. Для достижения более полного сходства в один из каналов можно ввести временной сдвиг.

Целью разных методов цифровой обработки является увеличение отношения сигнал/помеха для надежного отфильтрования кратных и других волн-помех, прокоррелирование оси синфазности полезных однократно отраженных или преломлен-

ных волн, определение времени их прихода по всем трассам и изменения амплитуд сигналов по ним.

4.21.3. Построение временных разрезов

При обработке данных МОВ строятся временные разрезы (рис. 4.13). Временной разрез представляет собой определенным образом подобранные и преобразованные сейсмограммы, на которых записи отнесены к нулевому времени (t_0), т.е. времени пробега волны при нулевом удалении от приемника до источника. Для этого в наблюдаемые сейсмограммы вводятся так называемые кинематические поправки.

Такие разрезы автоматически получаются при работах **методом t_0** , или **центрального луча**, когда сейсмоприемник располагается вблизи пункта возбуждения, а запись производится одним сейсморегистрирующим каналом, например, в методе непрерывного сейсмического профилирования на акваториях. Если сделать монтаж трасс таких записей (для чего направить ось времен каждой трассы вниз, а рядом на определенных расстояниях, соответствующих положению пунктов возбуждения, расположить все соседние трассы), то это и будет временной разрез.

При многоканальной автоматической записи строятся временные разрезы с помощью ЭВМ. Выделяя на временных разрезах оси синфазности, соответствующие временам прихода однократных отраженных волн, получаем линии t_0 , каждая из которых соответствует одной из отражающих границ геологического разреза.

Временные разрезы, хотя и не несут информации о глубинах залегания отражающих границ, но дают представление об основных чертах геологического строения и являются важным результатом качественной интерпретации данных МОВ. Если средняя скорость не меняется вдоль профиля, то линия t_0 может быть непосредственно сопоставлена с отражающей границей. Зная среднюю скорость в толще над отражающей границей и закон ее изменения со временем, например по имеющемуся для данного района графику $V_{cp}(t_0)$, легко перестроить временной разрез в глубинный.

В случае, когда $V_{cp}(t_0)$ остается постоянной вдоль профиля, такое преобразование сводится к замене шкалы времени (t_0) на шкалу глубин $H = V_{cp}(t_0) \cdot t_0/2$ (рис. 4.13). При непостоянстве V_{cp} трансформация временных разрезов в глубинные затруднена, она может осуществляться с помощью ЭВМ.

4.21.4. Обработка данных метода общей глубинной точки

В методе общей глубинной точки (МОГТ) для каждой точки профиля (x_i) получается несколько (N) сеймотрасс, т.е. запись с разных пунктов возбуждения (ПВ) и сейсмоприемников (СП), расположенных симметрично относительно x_i (точки записи) (рис. 4.14). При такой системе наблюдений во всех точках профиля последовательно могут располагаться ПВ и СП, а число таких перестановок равно кратности перекрытий (N).

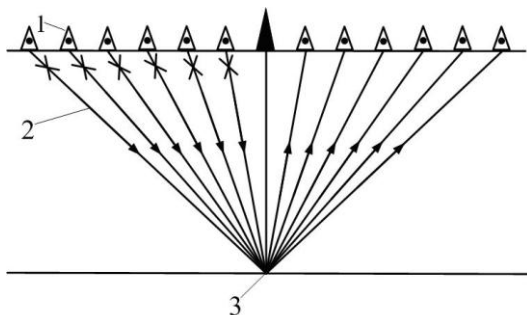


Рис. 4.14. К обработке данных МОГТ

Кроме однократных волн (рис. 4.14) на сейсмограммах регистрируется множество многократно отраженных волн от различных границ раздела (рис. 4.12), поэтому они маскируют полезные однократные волны.

При обработке данных МОГТ осуществляется частичное подавление многократно отраженных волн. Для этого используются сложные многоступенчатые приемы суммирования всех N сеймотрасс с введением в них кинематических поправок и получением так называемых *суммотрасс*. Обработка требует

больших расчетов и выполняется в автоматическом компьютерном режиме.

4.22. Количественная интерпретация данных сейсморазведки

Количественная интерпретация годографов и временных разрезов начинается с изучения скоростного разреза и определения средних скоростей (V_{cp}) толщ пород над каждой из выявленных отражающих и преломляющих границ. Далее временные разрезы преобразуются в глубинные, т.е. определяется геометрия разреза (глубины залегания, углы наклона (φ)) и распределение пластовых, средних, граничных скоростей по профилю и глубине.

Заключительным этапом является геологическое истолкование результатов, для чего используется вся геологическая информация, данные бурения и геофизических исследований в скважинах (ГИС). Оно заканчивается построением сейсмогеологических разрезов, называемых так потому, что это фактически структурно-геологические разрезы, но построенные по данным сейсморазведки и ГИС. Кроме того, строятся структурные карты.

4.22.1. Определение скоростей упругих волн в многослойных толщах над выявленными отражающими и преломляющими границами

Для решения обратных задач МОВ и МПВ прежде всего необходимо определить средние скорости волн в покрывающей выявленные границы толще.

1. Определение средних скоростей по сейсмическому каротажу скважин. Самым точным методом определения средних скоростей волн в покрывающей толще являются сейсмические исследования (сейсмокаротаж) скважин.

При сейсмокаротаже на поверхности вблизи скважины с помощью ударов или взрывов возбуждают упругие колебания, а с помощью сейсмоприемников, помещаемых на разной глубине в скважине, определяют первые вступления прямой (или прохо-

дующей) волны. Далее строят **вертикальный годограф** (по вертикальной оси откладывается глубина, по горизонтальной – время вступления волны) и **график пластовых или интервальных скоростей** (рис. 4.15). По годографу определяют пластовые скорости $(V_{\text{пл}}) = \Delta H / \Delta t$, а по усредненному годографу – средние скорости волн для всей покрывающей толщи:

$$V_{\text{ср}} = \sum V_{\text{пл}i} \Delta t_i / \sum \Delta t_i \approx H / t,$$

где i – номер пласта. Суммирование ведется по всем пластам в пределах всей толщи мощностью H .

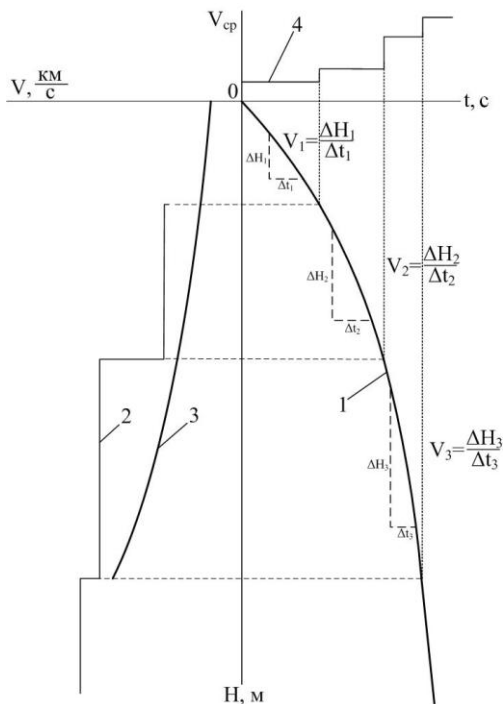


Рис. 4.15. Сводные результаты сейсмических исследований в скважине: 1 – вертикальный годограф; 2 – график пластовых скоростей; 3 и 4 – графики зависимостей средней скорости от глубины и времени

2. Определение эффективных скоростей в методе отраженных волн. По годографам МОВ можно определить $V_{эф}$ в покрывающей толще разными способами, в том числе способом постоянной разности (рис. 4.4). Расчеты и практика сейсморазведки показывают, что $V_{эф}$ по данным МОВ и $V_{ср}$ по данным ГИС отличаются ($V_{эф} \geq V_{ср}$). Расхождения эти зависят от различий скоростей в пластах, слагающих толщу. Если пластовые скорости в толще различаются не более чем в 2 раза, то $V_{эф}$ превышает $V_{ср}$ не более чем на 3 %, а если отличия трехкратные, то $V_{эф}$ превышает $V_{ср}$ на 6 %.

Эффективные скорости, определенные по данным интерпретации годографов МОГТ ($V_{огт}$), ближе к $V_{ср}$. В ходе цифровой обработки МОВ – МОГТ с помощью специальных процедур скоростного анализа выявляются достаточно достоверные значения $V_{огт}$, а главное, устанавливаются закономерности их изменения по глубине и латерали.

Сейсморазведка является самым точным *геофизическим методом*, и все погрешности дальнейшей интерпретации зависят от точности определения $V_{ср}$. Самые достоверные данные дают сейсмические исследования в скважинах. Сочетая их с анализом результатов цифровой обработки МОГТ, можно ошибки в определении скоростей, а значит, и других параметров (H , φ) сделать равными порядка 1 %.

3. Определение скоростей в методах преломленных и рефрагированных волн. Как показывает практика сейсморазведки, определение скоростей упругих волн в перекрывающей толще методами преломленных (МПВ) и рефрагированных волн (МРВ) менее точно, чем МОВ. Поэтому для их интерпретации используются $V_{ср}$ (по ГИС) или $V_{эф}$ (по МОВ). Однако приближенно с точностью порядка 5 % эту скорость можно рассчитать и по данным МПВ.

Существуют разные *способы* определения скоростей как в МПВ, так и МРВ. В МПВ различными приемами определяется граничная скорость (V_T) распространения головной преломленной волны в подстилающей высокоскоростной толще ($V_2 \approx V_T$). Один из них (способ разностного годографа) был рассмотрен ранее (рис. 4.8).

4.22.2. Определение геометрии разреза

Для определения геометрии разреза – глубин залегания отражающих и преломляющих границ (H) и углов их наклона (φ) – используются приемы решения обратных задач на основе анализа выражений $t(x)$, полученных в ходе решения прямых задач. Наиболее типичные ручные приемы интерпретации годографов МОВ и МПВ *способом средних скоростей* были приведены выше.

При компьютерной интерпретации годографов и временных разрезов в основном применяется **метод нулевого времени** (t_0). Для горизонтально слоистых толщ ($\varphi < 3^\circ$) в кинематическом плане границы считаются плоскими и особых проблем при построении отражающих или преломляющих границ нет. Поэтому, определив H и φ всех выявленных горизонтов, можно построить сейсмический разрез (рис. 4.16).

Для этого на разрезе строятся отражающие площадки, а по ним проводятся условные и опорные горизонты. Опорными называются такие, которые хорошо прослеживаются по профилю всеми годографами и на всем временном разрезе, а также привязаны к геологическим горизонтам.

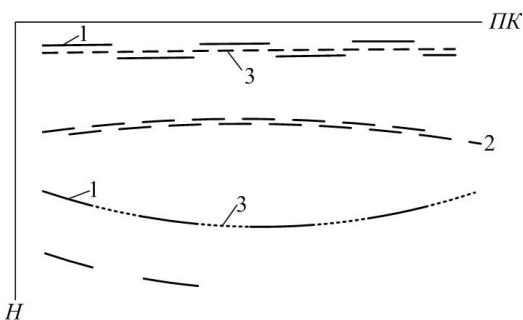


Рис. 4.16. Сейсмический разрез по данным МОВ: 1 – отражающие площадки; 2, 3 – опорный и условный горизонты

При углах φ , больших $3 - 5^\circ$, нужны дополнительные расчеты углов наклона слоев. На временных разрезах отражающие

площадки оказываются смещенными от своего истинного положения тем дальше, чем больше φ . Это явление называется сейсмическим сносом.

Разработаны различные приемы учета и исправления ошибок за счет сейсмического сноса. Одним из них является **миграционное преобразование**, которое сводится к перемещению отражающих площадок в их истинное положение на разрезе. Для выполнения процедуры миграции необходимо иметь сведения о распределении $V_{\text{ср}}$.

Далее строятся **эхо-глубины**, касательные к которым и аппроксимируются искомыми границами. Простейшим миграционным приемом ручной интерпретации МОВ является построение отражающей границы способом эллипсов (рис. 4.5, в). В настоящее время миграционные процедуры включены в приемы цифровой обработки информации и учитываются при построении временных разрезов и разрезов МОГТ.

Рассмотренные выше простые **физико-геологические модели (ФГМ)** сейсмических сред относятся к классу изотропных **одномерных** (их обозначают **1D**), примером которых является горизонтально слоистая среда, и **двумерных (2D)**, например наклонно слоистые среды. В сейсморазведке приходится иметь дело с **трехмерными моделями (3D)**, например, соляные купола, рифовые массивы, рудные залежи. Интерпретация подобных, как и анизотропных, моделей сред значительно сложнее и может выполняться только на компьютерах.

4.22.3. Геологическое истолкование данных сейсморазведки

Важным этапом интерпретации сейсмических (временных и глубинных) разрезов, полученных в результате количественной интерпретации годографов и временных разрезов, является их **геологическое истолкование**. Оно должно основываться на логической увязке всех сейсмических и геолого-геофизических данных и направлено прежде всего на построение сейсмогеологических разрезов по всем профилям наблюдений, взаимоувязанных и непротиворечивых.

Конечные результаты сейсморазведки всегда вероятностные, ибо обратная задача геофизики неоднозначна. Однако в

сейсморазведке неоднозначность значительно меньше, а результаты точнее, чем в других геофизических методах. Вместе с тем для получения результата высокой точности необходим исследовательский, творческий подход к изучению априорной геолого-геофизической информации в каждом районе работ. В зависимости от задач, поставленных перед сейсморазведкой, подходы к геологическому истолкованию различаются. Поскольку сейсморазведка и ее основной метод структурной геофизики – МОВ (МОГТ) направлены на поиски и разведку нефти и газа на глубинах 1,5–6 км, то для достижения этих целей необходимо построение структурных карт по опорным горизонтам.

Качество их построений желательно проверить **математическим моделированием**, т.е. решением прямых задач для самых выраженных аномальных участков с построением **синтетических сейсмограмм**. Сравнение их с наблюдаемыми сейсмограммами поможет оценить достоверность выделения аномальных зон (ловушек). К последним относятся структурные (поднятия и антиклинали, прогибы и синклинали), тектонические (сбросы, надвиги), литологические (смены пород, выклинивания) зоны. К аномальным зонам могут быть приурочены залежи нефти, газа и других полезных ископаемых.

Результаты изучения природы волн и идентификация сейсмических границ оказываются наиболее достоверными, если границы слоев, пластовые и интервальные скорости по данным полевых наблюдений увязаны с данными вертикального сейсмического профилирования (ВСП), предназначенного для детального изучения сейсмических границ вблизи скважины, а также сейсмических и акустических исследований в самих скважинах. Имеются специальные алгоритмы совместной цифровой обработки данных, полученных околоскважинными и скважинными сейсмическими методами.

Совместный анализ сейсмических и геологических данных геофизиками и литологами позволяет проводить **сейсмостратиграфическое изучение разреза**. Суть его заключается в том, что на основе объективного материала о геометрии и скоростном строении геологического разреза получают сведения об условиях осадконакопления, сочлененности и литологии контактирующих пород.

4.23. Области применения сейсморазведки

Сейсморазведка – ведущий метод геофизики – применяется для решения различных геологических задач при глубинных и структурных исследованиях, поисках и разведке месторождений нефти, газа, других полезных ископаемых, изучении геологической среды, изысканиях при строительстве, разведке подземных вод и др.

4.23.1. Глубинная сейсморазведка

Глубинная сейсморазведка предназначена для изучения глубин от 5–10 км до нескольких десятков километров. Она проводится *методами глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ)* или *профилирований (ГСП)*, отличающихся кусочно-непрерывным или непрерывным прослеживанием глубинных волн (в основном преломленных, реже отраженных, которые быстрее затухают с глубиной) вдоль региональных профилей (геотраверсов). Возбуждение упругих колебаний осуществляется взрывами большой мощности. Регистрация сверхнизкочастотных упругих колебаний (1–20 Гц) ведется на расстояниях 50–300 км от пунктов взрыва.

Глубинная сейсморазведка применяется для решения следующих задач:

- 1) расчленения Земли на оболочки;
- 2) картирования подошвы земной коры - поверхности Мохоровичича;
- 3) выявления границ в земной коре, глубинных разломов, разных типов земной коры;
- 4) изучения поверхности кристаллического фундамента.

По данным сейсмологии и глубинной сейсморазведки получена модель расчленения Земли на оболочки по скоростям продольных (P) и поперечных (S) волн (рис. 4.17).

По распределению скоростей упругих волн и их градиентов Землю делят на оболочки.

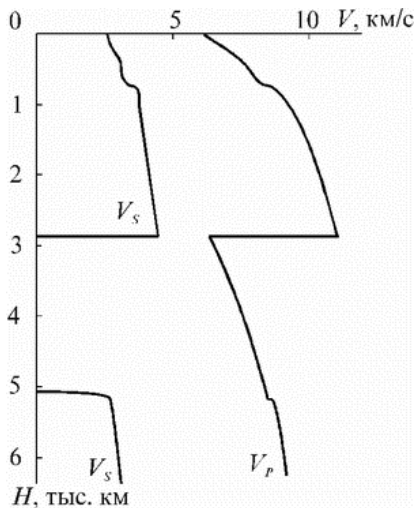


Рис. 4.17. Модель распределения скоростей продольных (P) и поперечных (S) волн внутри Земли

Сверху залегают **осадочные породы** мощностью от 0 до 15 км и подстилающий их **кристаллический фундамент**. Вместе с нижележающими породами они образуют **земную кору**, мощность которой меняется от 5 км на океанах до 70 км в некоторых горных областях. Подошва земной коры называется **поверхностью Мохоровичича** (М-поверхностью, или **Мохо**). Она характеризуется резким скачком V_p (от 7,0 до 7,9–8,2 км/с) и отделяет земную кору от **верхней мантии**. Последнюю разделяют на **литосферу** (каменную оболочку) мощностью 60–100 км и **астеносферу** (полупластичную оболочку с небольшим понижением скоростей, простирающуюся до глубин 300–400 км). На глубине 900 км по изменениям градиентов скоростей выделяют **нижнюю мантию**. С глубин 2900 км по скачку V_p и V_s выделяют **верхнее ядро**, которое считается жидким, так как через него не проходят поперечные волны. С глубин 5100 км залегают **нижнее ядро**.

Строение континентальной и океанической земной коры, изучаемое сейсморазведкой, гравиразведкой и магнитотел-

лурическими исследованиями, позволило выделить в них структуры разного порядка и глубинные разломы.

Глубинные разломы и тектонические нарушения по данным МОВ характеризуются разрывами в прослеживаемости сейсмических горизонтов, а по данным МПВ – скачками в глубинах залегания преломляющих границ.

Поверхность фундамента под осадочными породами является опорной преломляющей и отражающей границей, она эффективно картируется методами преломленных и отраженных волн.

4.23.2. Структурная сейсморазведка

Структурная сейсморазведка – одно из основных направлений сейсморазведки. Структурная сейсмическая разведка, кроме решения задач структурной геологии, имеет четкую практическую направленность на поиски залежей нефти и газа. Она проводится на суше, в морях, океанах, вдоль рек, глубины исследования до 10 км. Структурные задачи решаются **методом отраженных волн**. Метод преломленных волн играет подчиненное значение и служит для картирования поверхности фундамента и выделения высокоскоростных слоев в осадочном чехле.

В результате рекогносцировочного и частично поискового сейсмогеологического районирования, выполненного на территории России, по эффективности применения сейсморазведки выделяются следующие четыре типа разрезов.

I. Древние платформы (Русская, Восточно-Сибирская) характеризуются двух-, трехэтажным сейсмогеологическим строением, пологими структурами, выдержанностью отражающих и преломляющих границ. Под сейсмогеологическим этажом понимается толща, для изучения которой требуется применение специфической методики наблюдений и интерпретации – иными словами, это сравнительно однородная толща горных пород, иногда четко не расчленяемая по сейсмическим данным. Для поисков нефтегазоносных структур в этих регионах необходима детальная высокоточная сейсморазведка с точностью определения глубин около 25 м.

II. Молодые платформы (Западно-Сибирская, Среднеазиатская, Предкавказская) отличаются одно- и двухэтажным строением, большой амплитудой структур, выдержанностью отражающих границ в этажах и преломляющих границ между этажами и по кровле фундамента. Поиски нефтегазовых структур в этих районах проводятся довольно успешно, так как сейсморазведка обеспечивает получение сечения сейсмогеологических карт и разрезов до 50 м.

III. Зоны кайнозойской складчатости (Кавказ, Карпаты, Средняя Азия, Сахалин и т.п.) характеризуются крупными, сложными структурами с большими углами наклона. Как правило, здесь отражающие границы прослеживаются в виде отдельных отражающих площадок. Основную роль в их изучении играет МПВ. Для определения скоростей волн нужны скважины. Сейсморазведка дает результаты пониженной точности (сечение карт свыше 100 м).

IV. Глубинные впадины на платформах (Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Виллойская и др.) характеризуются сложным многоэтажным строением с явлениями диапиризма, наличием соляных куполов. В подобных условиях применяются МПВ, МОВ. Точность сейсморазведки такая же, как и для III типа сейсмологического разреза.

Для решения задач структурной геологии широко применяется морская и речная сейсморазведка. Морская сейсморазведка – один из наиболее быстрых методов сейсморазведки. Работы ведутся в модификации НСП, МОВ, МПВ специальной автоматической аппаратурой без остановки судна.

4.23.3. Нефтегазовая сейсморазведка

В результате структурных геолого-геофизических исследований практически все перспективные на нефть и газ районы на суше и в морском шельфе выявлены. В этих районах, начиная с более перспективных, ведутся площадные поисково-разведочные сейсмические работы методом МОВ - МОГТ.

По условиям формирования и залегания нефтяные месторождения располагаются на глубинах 1,5–4 км, а газовые – на глубинах 3–6 км. Главное назначение сейсморазведки – по-

иск структур, благоприятных нефтегазонакоплению. Их называют *ловушками*. Это такие зоны осадочных (реже изверженных) пород, в которых имеются пористые породы (*коллекторы*), например пески, трещиноватые скальные породы, перекрытые непроницаемыми породами (экранами), например глинами. Основными типами ловушек являются: антиклинальные или куполовидные поднятия, приуроченные к сбросам толщи коллекторов, рифогенные (известковые) выступы, соляные купола, зоны выклинивания, стратиграфические несогласия, древние долины и другие.

Все ловушки при высоком качестве проведения полевых работ и цифровой обработке информации визуально прослеживаются на разрезах: временных по данным МОВ (лучше МОГТ) и глубинных (МОВ - МОГТ), на структурных картах по кровле опорных горизонтов, на картах мощностей коллекторов или экранов. Точность в определении глубин должна быть не менее 100 м.

Разведка структур проводится с использованием сложных интерференционных систем МОГТ в сочетании с сейсмоакустическими исследованиями поисковых скважин. Точность в определении изменений мощностей пород в ловушках должна достигать 25 м.

В результате *детальной сейсморазведки* выявляются местоположение структур и их глубины, где возможно скопление нефти или газа (таких в среднем одна треть).

Прямые поиски нефти и газа в выявленных ловушках – задача очень сложная. Она требует детального анализа кинематики (скоростей) и динамики (затуханий) сейсмических волн (например, отношение V_p / V_s является индикатором флюидонасыщенности).

Прямые поиски более эффективны, если сейсморазведка комплексирована с высокоточной гравиразведкой, электромагнитными зондированиями, термическими и ядерными исследованиями в неглубоких скважинах. Разумеется, необходимо вести бурение самых перспективных структур. При благоприятном исходе такие скважины становятся промышленными для добычи нефти и газа.

4.23.4. Рудная сейсморазведка

При поисках и разведке рудных месторождений сейсморазведка применяется значительно реже, чем при поисках нефти и газа. Это объясняется сложным сейсмогеологическим строением рудных районов.

Рудная сейсморазведка применяется:

- 1) для определения мощности наносов, картирования поверхности коренных пород и мощности зоны выветривания;
- 2) выявления структур, благоприятных рудонакоплению, и изучения внутренней структуры рудных полей;
- 3) картирования под наносами крутозалегающих пластов, метаморфических и изверженных пород;
- 4) трассирования тектонических нарушений, зон дроблений, трещиноватости.

Прямые поиски и разведка рудных месторождений с помощью сейсморазведки практически не проводятся. Основным методом рудной сейсморазведки длительное время являлся лишь **метод преломленных волн**. Особенно широко МПВ применяется для изучения поверхности коренных пород. Скользящая преломленная волна, распространяясь вдоль поверхности коренных пород, позволяет определить глубину их залегания, граничную скорость волн, выявлять зоны их нарушений, трещиноватости. В последние годы в рудной сейсморазведке применяются и другие классы волн: обменные, отраженные, рефрагированные.

Работы проводятся с помощью сейсморазведочных станций высокочастотной модификации (частоты колебаний 100 – 400 Гц), что обеспечивает большую разрешающую способность сейсмических наблюдений.

4.23.5. Инженерно-гидрогеологическая сейсморазведка

При изучении геологической среды с целью инженерно-геологических и гидрогеологических изысканий (гидростроительство, дорожное, промышленное и гражданское строительство, в том числе в районах вечной мерзлоты, поиски подземных вод, решение различных геоэкологических, мерзлотно-

гляциологических и других задач) сейсморазведка находит все большее применение. Она используется для изучения глубины залегания коренных пород, расчленения осадочных толщ, определения мощности коры выветривания, мощности льда, картирования вечной мерзлоты, прослеживания разрывных нарушений, трещиноватых закарстованных зон, изучения оползней, определения уровня подземных вод.

При инженерно-гидрогеологической сейсморазведке ведутся исследования на небольших глубинах, поэтому возбуждение упругих волн проводится с помощью малых взрывов или ударов. Для разведки глубин до 30–40 м применяется *микросейсморазведка*. Работы выполняются с помощью легких одноканальных сейсмических установок ОСУ (вес всего оборудования до 30 кг) или малоканальных (2–4). Возбуждение упругих волн производится ударом кувалды. Работы выполняются в модификации МПВ, реже – в МОВ.

При инженерно-геологических изысканиях акваторий морей, озер, рек могут применяться *сейсмоакустические методы* с электроискровыми или газоразрядными датчиками. При этом регистрируются эхо-сигналы (отражения) от границ слоев с разными акустическими жесткостями.

Подземная сейсморазведка применяется для изучения плотности массива, выявления пустот, обводненных зон, изучения геологического строения и оценки физико-механических и прочностных свойств горных пород вокруг выработок, а также горного давления. Работы в горных выработках проводятся с использованием либо одноканальных установок, либо переносных сейсмостанций. Для изучения целиков пород между горными выработками применяют *сейсмические и акустические просвечивания*.

Важной задачей инженерной сейсморазведки является изучение физико-механических и прочностных свойств пород. Измеряя скорость распространения продольных и поперечных волн в горных выработках, обнажениях, а также в образцах, можно рассчитать константы упругости горных пород и оценить их физико-механические и прочностные свойства. Полученные данные используются для оценки горного давления, необходимого для расчета обделки и крепления горных выработок, а так-

же для определения устойчивости, прочности грунтов. Измерения скоростей упругих волн проводятся как с помощью одноканальных сейсмических установок, так и с помощью сейсмокопов, работающих на ультразвуковых частотах.

Динамические параметры модуля упругости, т.е. параметры, полученные по данным сейсморазведки, могут быть рассчитаны по известным скоростям распространения упругих продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн:

$$E = \frac{V_p^2 \sigma (1 + \delta)(1 - 2\delta)}{1 - \delta}; \quad E = V_s^2 \sigma (2 + \delta), \quad (4.1 \quad 4)$$

где σ – плотность пород, δ – коэффициент Пуассона, E – модуль Юнга. Зная V_p и V_s , можно определить δ . Для большинства скальных пород $\delta \approx 0,22$.

Тогда

$$E \approx 1,4(V_p \cdot 10^{-3} + 11)V_p^2 \cdot 10^{-3} \left[\frac{\text{кг}}{\text{см}^2} \right],$$

где V_p измеряется в м/с.

Однако полученные динамические параметры необходимо сопоставить со статическими параметрами прочности, определяемыми путем испытаний образцов и монолитов на сжатие. Установив для каждого литологического комплекса района исследований корреляционную зависимость между динамическими модулями и статическими коэффициентами крепости (прочности) пород, можно отказаться от части трудоемких испытаний образцов, заменив их микросейсморазведкой или ультразвуковыми измерениями.

Вопросы для самопроверки

1. Запишите закон Гука.
2. Что такое модуль Юнга, коэффициент Пуассона, модули сдвига и сжатия?

3. Дать определение продольным, поперечным волнам, а также волнам Рэлея и Лява.
4. Записать скорости продольных и поперечных волн через коэффициенты упругости.
5. Что такое принцип суперпозиции?
6. Назовите основные типы продольных волн.
7. При каком условии образуются отраженная и преломленная волны?
8. Какие волны называются рефрагированными?
9. Назовите основные параметры упругости горных пород.
10. В каких породах скорости продольных волн больше: в глине или песчанике, известняке или граните?
11. Дайте определение скоростей: истинной, пластовой, интервальной, средней, эффективной, граничной и кажущейся.
12. Что называется прямой задачей сейсморазведки?
13. Запишите уравнение линейного годографа однократно отраженной волны.
14. Дайте определение обратной задачи метода отраженных волн для модели наклонного контакта двух сред.
15. Как определяется эффективная скорость по годографам отраженных волн способами постоянной разности и встречных годографов?
16. Назовите способы построения отражающих границ.
17. Как решается прямая и обратная задачи головной преломленной волны для двухслойной среды с плоской границей раздела?
18. Каковы принципы решения обратной задачи метода рефрагированных волн?
19. Что такое пьезоэлектрический и сейсмоэлектрический эффекты?
20. Какие знаете источники упругих волн?
21. Назовите виды сейсморазведки.
22. При каких условиях образуется волна в методах отраженных и преломленных волн?
23. Какой вид годографа в МОВ и МПВ?
24. Нарисуйте системы наблюдений в МОВ.
25. Сущность метода общей глубинной точки (МОГТ).

26. Назовите особенности морской сейсморазведки.
27. Что такое сейсмоакустический каротаж?
28. Как проводится ручная обработка сейсмограмм?
29. Назовите три вида математических операций цифровой обработки сейсмических данных.
30. Что такое временной разрез?
31. Как определяются средние скорости по сейсмическому каротажу скважин?
32. Назовите области применения сейсморазведки.
33. Особенности нефтяной сейсморазведки.
34. С какими геологическими методами целесообразно комплексировать сейсморазведку при поисках залежей нефти и газа?

ГЛАВА 5. ТЕРМОРАЗВЕДКА

Геотермическая разведка (терморазведка) объединяет физические методы исследования естественного теплового поля Земли с целью изучения ландшафтов, термического режима земной коры и верхней мантии, выявления геотермических ресурсов, решения поисково-разведочных и инженерно-гидрологических задач. Меньшее применение находят методы искусственных тепловых полей. Тепловое поле определяется внутренними и внешними источниками тепла и тепловыми свойствами горных пород.

При терморазведке регистрируют радиотепловое и инфракрасное излучение земной поверхности, измеряют ее температуру, вертикальный градиент или тепловой поток. Распределение этих параметров в плане и по глубине несет информацию о термических условиях и геологическом строении изучаемого района.

Основными методами терморазведки являются: 1) радиотепловые (РТС) и инфракрасные (ИКС) съемки; 2) региональные термические исследования на суше и акваториях; 3) локальные поисково-разведочные термические исследования; 4) инженерно-гидрогеологические термические исследования; 5) термический каротаж; 6) методы искусственных тепловых полей при работах на акваториях и в скважинах.

5.1. Тепловое поле Земли и его параметры

Теория терморазведки построена на основе математического и физического моделирования, натурных наблюдений и установления связей с другими полями Земли. Благодаря этому удастся получить гипотетическое изменение температур недр Земли.

5.1.1. Общая характеристика теплового поля Земли

Источниками теплового поля Земли являются процессы, протекающие в ее недрах, и тепловая энергия Солнца. К

внутренним источникам тепла относят распад рассеянных в горных породах изотопов урана, тория, калия и иных радиоактивных элементов (радиогенное тепло) и различные процессы, протекающие в Земле (гравитационная дифференциация, плавление, химические реакции с выделением или поглощением тепла, деформация за счет приливов под действием Луны и Солнца и др.). Тепловая энергия перечисленных источников, высвобождающаяся на земной поверхности в единицу времени, значительно превышает энергию тектонических, сейсмических, гидротермальных процессов.

Внутреннее тепловое поле отличается высоким постоянством. Оно не оказывает влияния на температуру вблизи земной поверхности или климат, так как энергия, поступающая на земную поверхность от Солнца, в 1000 больше, чем энергия из недр. Вместе с тем среднее тепловое воздействие Солнца не определяет тепловое состояние Земли и способно поддерживать постоянную температуру на поверхности Земли около 0° С. Фактически же в результате изменения солнечной активности температура приповерхностного слоя воздуха, а с некоторым запаздыванием и температура горных пород изменяются.

Суточные, сезонные, многолетние и многовековые вариации солнечной активности приводят к соответствующим циклическим изменениям температур воздуха. Чем больше период цикличности, тем больше глубина их теплового воздействия. Например, суточные колебания температуры воздуха проявляются в почвенном слое глубиной 1,0–1,5 м. Это связано с переносом солнечного теплового потока внутрь слоя за счет молекулярной теплопроводности пород и конвекции воздуха, паров воды, инфильтрирующихся осадков и подземных вод.

Сезонные (годовые) колебания вызывают изменения температур на глубинах до 20–40 м. На таких глубинах теплопередача осуществляется в основном за счет молекулярной теплопроводности, а также движения подземных вод. На глубинах 20–40 м располагается **нейтральный слой** (или **зона постоянных годовых температур**). В нем температура остается практически постоянной, и в каждом районе она в среднем на 3,7° С выше среднегодовой температуры воздуха. Многовековые климатические изменения сказываются на вариациях температур

сравнительно больших глубин. Например, похолодания и потепления в четвертичном периоде влияли на тепловой режим Земли до глубин 3–4 км.

Таким образом, если не учитывать многовековых климатических изменений, то можно считать, что ниже зоны постоянных температур (на глубинах свыше 40 м) влиянием цикличности солнечной активности можно пренебречь, а температурный режим пород определяется глубинным потоком тепла и особенностями термических свойств пород.

5.1.2. Региональный тепловой поток в земной коре

Ниже нейтрального слоя температура пород повышается в среднем на 3°C при погружении на каждые 100 м. Это объясняется наличием регионального теплового потока от источников внутреннего тепла Земли, поднимающегося к поверхности. Его величину принято характеризовать *плотностью теплового потока* (или просто *тепловым потоком*) q . Среднее значение теплового потока как на суше, так и в океанах одинаково и составляет $0,06\text{ Вт/м}^2$, отклоняясь от него не более чем в 5–7 раз.

Постоянство средних тепловых потоков суши и океанов при резком изменении мощностей и строения земной коры свидетельствует о различии в тепловом строении верхней мантии. Поэтому аномалии тепловых потоков, т.е. отклонения от установленных средних потоков, несут информацию о строении и земной коры, и верхней мантии.

Установлено, что основной источник тепла на континентах – *энергия радиоактивного распада*. Это объясняется большей концентрацией радиоактивных элементов в земной коре, чем в мантии. В океанах, где мощность земной коры мала, основным источником тепла являются процессы в мантии на глубинах до 700–1000 км. Радиогенное тепло является основным среди других видов тепловой энергии недр. За время существования Земли оно более чем в 2 раза превысило потери за счет теплопроводности.

Тепловой поток определяется не только природой и мощностью источников тепла, но и объемом его переноса через горные породы. Тепло передается посредством молекулярной

теплопроводности горных пород, конвекции и излучения. На больших глубинах (свыше 10 км) передача тепла осуществляется в основном за счет излучения нагретого вещества недр и конвекции, обусловленной движением блоков земной коры, расплавленных лав, гидротерм. На меньших глубинах перенос тепла связан с молекулярной теплопроводностью и конвекцией подземными водами.

5.1.3. Локальный тепловой поток

Источники локальных тепловых потоков, вызывающих аномалии температур, разнообразны: наличие многолетнемерзлотных пород, т.е. мощных (до сотен метров) толщ с отрицательными температурами; присутствие пород и руд с повышенной радиоактивностью; влияние экзотермических (с поглощением тепла) и эндотермических (с выделением тепла) процессов, происходящих в нефтегазоносных горизонтах, залежах угля, сульфидных и других рудах; проявление современного вулканизма и тектонических движений; циркуляция подземных, в том числе термальных, вод и др.

Роль каждого из этих факторов определяется гидрогеологическим строением пород. Локальные тепловые потоки, как и региональные, зависят не только от наличия источников, но и от условий переноса тепла за счет теплопроводности горных пород и конвекции почвенного воздуха и подземных вод.

5.2. Принципы теории терморазведки

Теория терморазведки основывается на решении уравнения теплопроводности

$$\alpha \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (5.1)$$

характеризующего изменение температуры T по осям координат (x, y, z) во времени t с учетом температуропроводности α .

Для расчета вертикального теплового потока получена следующая формула:

$$q_z = -\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + \sigma C V_z T, \quad (5.2)$$

где $\frac{\partial T}{\partial z} \approx \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} = \Gamma$.

Здесь Γ – температурный градиент или изменение температур T_2 и T_1 на глубинах z_2 и z_1 (ось z направлена вниз по нормали к поверхности); λ_T – коэффициент теплопроводности; σ – плотность; C – теплоемкость; V_z – вертикальная скорость конвекции (или скорость фильтрации подземных вод, если считать, что конвекция осуществляется в основном за счет подземных вод); T – температура на глубине $z = (z_1 + z_2)/2$, $\alpha = \lambda_T / C\sigma$.

Если конвекция вод идет вверх, что наблюдается в слабопроницаемых слоях на глубинах свыше 100 м, то теплопроводный и конвективный тепловые потоки складываются ($-V_z$), при фильтрации вниз – вычитаются (V_z).

В условиях скальных пород, а также стационарного теплообмена конвекцией можно пренебречь (V_z) и тепловой поток равен $q_z = -\lambda_T \Gamma$, т.е. он определяется только теплопроводностью пород и температурным градиентом.

Региональный тепловой поток Земли может быть рассчитан через измеренные на разных глубинах температуры и тепловые свойства среды, в основном теплопроводность.

Решая уравнение (5.1) с учетом выражения (5.2), можно получить формулу для расчета суммарного теплового потока из недр Земли:

$$q_{\text{сум}} = \lambda_T \left[\frac{V_z}{\alpha} T_1 - \Gamma e^{V_z(z_1 - z_2)/\alpha} \right], \quad (5.3)$$

где T_1 – температура на глубине z_1 ; Γ – геотермический градиент на двух глубинах z_1 и z_2 ; V_z – вертикальная скорость конвекции.

При решении прямых задач терморазведки часто Землю принимают за однородное полупространство с постоянным тепловым потоком $q_{\text{сум}}$.

Решая уравнение (5.1) с учетом выражения (5.3) и граничных условий для тел простой геометрической формы (шар, столб, цилиндр и т.п.) или горизонтально-слоистой среды с разными тепловыми свойствами, можно получить аналитические выражения для аномальных тепловых потоков или температур. При сравнении теоретически рассчитанных кривых с наблюдаемыми выявляются геотермические аномалии, количественная интерпретация которых позволяет оценить положение, глубины залегания аномалиеобразующих локальных объектов.

5.3. Тепловые и оптические свойства горных пород

Наряду с перечисленными выше параметрами ($\lambda_T, C, \sigma, \alpha$) к тепловым параметрам относят тепловую инерцию $Q = \sqrt{\lambda_T C \sigma}$, а к оптическим – альбедо A , коэффициент яркости r_λ , степень черноты ε_λ и др.

Основным параметром, используемым в терморазведке, является теплопроводность, характеризующая способность сред и горных пород передавать тепло. В теории терморазведки доказано, что при температурах до 1000°C теплопроводность обратно пропорциональна температуре. В связи с этим средняя теплопроводность до глубин около 100 км, где ожидаются такие температуры, понижается примерно в 3 раза по сравнению со средней теплопроводностью поверхностных отложений. На глубинах свыше 100 км теплопроводность постепенно повышается, что объясняется ростом с глубиной давления и лучистого теплообмена. Эта зона пониженной теплопроводности в мантии служит препятствием для оттока тепла к поверхности и способствует возрастанию температур с глубиной.

Теплопроводность горных пород зависит от минерального состава, структуры, текстуры, плотности, пористости, влажности, температуры. Минеральный состав магматических, метаморфических и осадочных пород не очень влияет на их тепло-

проводность. Плотность, пористость и давление, под которым находятся горные породы, связаны между собой. При повышении плотности и давления, а значит, понижении пористости теплопроводность пород повышается. С увеличением влажности горных пород их теплопроводность резко увеличивается.

Например, изменение влажности с 10 до 50% может увеличить теплопроводность в 2–4 раза. Повышение температуры снижает теплопроводность кристаллических и сухих осадочных пород и увеличивает ее у водонасыщенных. В целом влияние различных, иногда взаимно противоположных, природных факторов на теплопроводность горных пород весьма сложно и недостаточно изучено. Магматические и метаморфические породы имеют коэффициент теплопроводности 0,2–0,4 (в среднем 0,3) Вт/(м·град), осадочные – 0,03–0,5 (в среднем 0,125) Вт/(м·град), нефтегазонасыщенные – меньше 0,05 Вт/(м·град).

Теплоемкость горных пород объясняется их способность поглощать тепловую энергию. Она отличается сравнительным постоянством и возрастает с увеличением водонасыщенности. У магматических и метаморфических пород при обычных температурах теплоемкость изменяется в пределах $(0,6–0,9) \cdot 10^3$ Дж/(кг·град), у осадочных – $(0,7–1) \cdot 10^3$ Дж/(кг·град), у металлических руд – $(0,9–1,4) \cdot 10^3$ Дж/(кг·град). С ростом температуры она увеличивается.

Температуропроводность характеризует скорость изменения температур при поглощении или отдаче тепла. У различных горных пород она изменяется в пределах $(4–10) 10^{-7}$ м²/с.

Тепловая инерция пород [Дж/(м² с^{1/2} К), где К – градусы Кельвина] является одной из обобщенных тепловых характеристик земной поверхности. Эта характеристика используется при тепловых аэрокосмических съемках и отражает суточный ход температур над разными ландшафтами и акваториями. Породы со слабой тепловой инерцией (сухие почвы и пески) характеризуются низкими ее значениями $Q < 500$ Дж/м²с^{1/2}К и большим колебанием суточных температур (до 60° С). Породы и среды с высокой тепловой инерцией (обводненные породы, заболоченные участки) имеют значения Q до 3000 Дж/м²с^{1/2}К и суточные изменения температур до 30° С. Над акваториями крупных рек,

морей и океанов $Q > 10000 \text{ Дж/м}^2\text{с}^{1/2}\text{К}$, а суточный ход температур составляет несколько градусов.

Рассмотренные тепловые свойства горных пород определяют лабораторными методами. Для этого образцы горных пород помещают в плоские, цилиндрические или сферические датчики, через которые пропускают стационарный или импульсный тепловой поток от источника тепла. Измеряя прошедший поток, градиент температур за время опыта и зная геометрические размеры датчика, можно определить тепловые свойства пород.

Знание тепловых свойств горных пород необходимо для интерпретации результатов термометрии скважин и донных осадков; при глубинных геотермических исследованиях; выявлении тех или иных полезных ископаемых; при проведении тепловых расчетов с целью установления зависимостей тепловых свойств от физических, геологических, водно-коллекторских параметров.

К оптическим параметрам горных пород относятся: альbedo, характеризующее отражательные свойства поверхности (%); коэффициент яркости, т.е. отношение яркости поверхности в рассматриваемом направлении к яркости белой идеально рассеивающей поверхности; степень черноты, показывающая, во сколько раз плотность излучения данного объекта при длине волны λ меньше плотности излучения абсолютно черного тела при той же температуре, и др. Эти параметры приобретают особую значимость при инфракрасной съемке.

5.4. Аппаратура для геотермических исследований

Для геотермических исследований используют тепловизоры, термометры, термоградиентометры и тепломеры.

Тепловизоры. Для аэрокосмических, полевых радиотепловых и инфракрасных съемок используют тепловизоры, работающие в тех или иных участках спектра длин электромагнитных волн от микрометрового до миллиметрового диапазона. Фоточувствительным элементом (фотодетектором) тепловизора являются особые кристаллы, чувствительные к электромагнит-

ному излучению определенных длин волн. Для достижения высокой чувствительности (доли градуса) и безынерционности кристаллы должны находиться при очень низких температурах ($< -203^{\circ}\text{C}$). С этой целью их помещают в охлаждающее устройство на жидком азоте или гелии. Измеренные излучения преобразуются в электрические сигналы, которые усиливаются и трансформируются в такую форму, чтобы их можно было передать на экран телевизора или на фотопленку, как при обычных фототелевизионных съемках.

В портативных переносных тепловизорах температуры фиксируются на цифровых индикаторах. Существуют также приборы с записью на магнитную ленту. Тепловизоры-спектрометры содержат устройства для спектрального разделения принятых излучений и последующей их обработки с помощью ЭВМ. В тепловизорах для аэрокосмической съемки имеется сканирующее электронно-механическое устройство для развертки фотодетектора перпендикулярно к направлению полета, чтобы осуществить развертку изображения по строкам и кадрам, т.е. провести обзорную съемку.

Термометры. При терморазведке температуру пород или воды измеряют с помощью скважинных (шпуровых) или донных термометров. Чувствительным элементом таких термометров являются термочувствительные сопротивления, или термисторы, включаемые в мостиковую схему, которая работает на постоянном токе. Изменение температуры окружающей среды приводит к разбалансу «моста», появлению в нем пропорционального изменения тока.

В термоградиентометрах имеется несколько чувствительных элементов, расположенных на расстояниях 1–2 м друг от друга. С помощью электрических схем измеряют разности температур между ними. **Тепломеры**, построенные на базе термометров, служат для оценки тепловых потоков. Сигналы, полученные со скважинного или донного термометров, усиливаются и по кабелю передаются на автоматические регистраторы, как это происходит в серийных каротажных станциях при геофизических исследованиях в скважинах.

5.5. Радиотепловые и инфракрасные съемки

Методика радиотепловых (РТС) и инфракрасных (ИКС) аэрокосмических съемок практически такая же, как и при фототелевизионных съемках. Ценным их преимуществом является возможность вести съемки в темноте, а при соответствующем выборе длин волн – и практически при любой погоде. Например, в инфракрасном диапазоне выявлен ряд «окон прозрачности»: 0,95–1,05; 1,2–1,3; 1,5–1,8; 2,1–2,4; 3,3–4,2; 4,5–5,1; 8–13 мкм и др., на которых можно вести съемки в тех или иных погодных условиях.

Аномалии на полученных снимках формируются за счет тепловых потоков из недр и отражения солнечной энергии. Они зависят от оптических, тепловых и в меньшей степени электромагнитных свойств горных пород верхней части геологической среды. Радиотепловые и инфракрасные съемки осложнены термическими помехами, связанными с неравномерным тепловым обменом земной поверхности с атмосферой, изменяющимися климатическими и метеорологическими условиями, состоянием атмосферы и другими факторами. Обработка и истолкование радиотепловых и инфракрасных снимков в общем такие же, как и при дешифрировании снимков видимого диапазона (аэрокосмоснимков).

Аэрокосмические дистанционные радиотепловые и инфракрасные съемки используют для исследования природных ресурсов Земли и, в частности, для изучения районов активного вулканизма и гидротермальной деятельности, геологического картирования и поисков некоторых полезных ископаемых, в инженерно-геологических и гидрогеологических целях, решения задач почвоведения и мелиорации, изучения снежного, ледяного покрова и динамики ландшафтов, охраны природной среды и решения других задач.

5.6. Региональные термические исследования

Региональные термические исследования предполагают высокоточное (погрешность не более $0,01^{\circ}\text{C}$) неоднократное измерение температур или их приращений в глубоких скважи-

нах, горных выработках и донных осадках озер, морей и океанов. Чтобы исключить влияние сезонных колебаний температур, замеры на суше ведут на глубинах свыше 50–100 м, а на акваториях – на глубине свыше 300 м.

При бурении скважин нарушается температурное равновесие, которое зависит от времени и способа бурения, условий циркуляции промывочной жидкости или продуваемого воздуха во время бурения. В среднем время восстановления температуры до первоначальных значений превышает 10-кратное время бурения скважины. Поэтому термические измерения проводят после установления температур, т.е. через несколько месяцев после бурения глубоких скважин и через несколько дней или часов после бурения скважин или шпуров в горных выработках.

Графики и карты температур (или градиентов температур) используют для расчетов геотермических градиентов, тепловых потоков. Тепловой поток рассчитывают по известному геотермическому градиенту Γ и теплопроводности λ_T горных пород, определяемой на образцах горных пород и донных осадков или с помощью специальных термометров.

Геотермическая ступень (величина, обратная геотермическому градиенту) составляет на кристаллических щитах около 100 м/град, на платформах – около 30 м/град, в складчатых областях – 10–20 м/град, в областях новейшего вулканизма – 5–20 м/град. Минимальные тепловые потоки (0,02–0,04 Вт/м²) наблюдаются на платформах и особенно на докембрийских щитах, в глубоководных впадинах, максимальные – на срединно-океанических хребтах, в рифтовых зонах и участках современного вулканизма (0,2–0,4 Вт/м²).

Тепловой поток увеличивается в направлении от древних к молодым областям складчатости, а в каждой из них наблюдается возрастание потоков от предгорных прогибов к участкам активного орогенеза. В тектонически активных областях происходит резкая дифференциация тепловых потоков, например, величина потоков возрастает втрое от краевых прогибов к областям кайнозойской складчатости. Несмотря на примерное равенство тепловых потоков в океанических и континентальных областях, а также в регионах разновозрастной складчатости, их

различия связывают с существованием не только вертикальных, но и горизонтальных градиентов температур.

Изменения температур в структурных и разведочных (на нефть и газ) скважинах позволяют рассчитать геотермические градиенты и их изменения с глубиной и по площади. На рис. 5.1 приведен пример распределения температур по скважинам для Украины и Северного Кавказа. В породах Украинского щита геотермический градиент очень мал: $0,010\text{--}0,015^\circ\text{C}/\text{м}$, а в Ставропольском крае высок – $0,032\text{--}0,067^\circ\text{C}/\text{м}$. По нефтяным скважинам Краснодарского края геотермический градиент имеет промежуточные значения – $0,020\text{--}0,046^\circ\text{C}/\text{м}$.

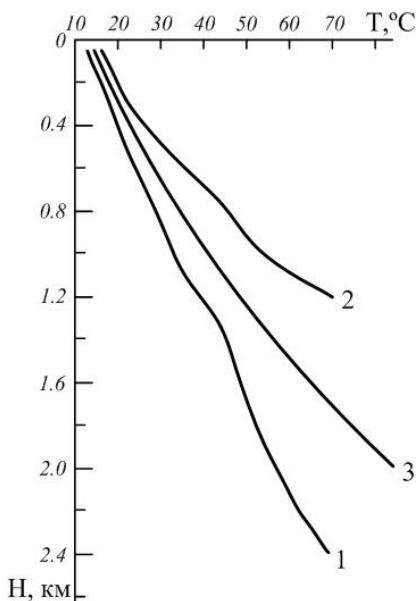


Рис. 5.1. Графики распределения температур по скважинам в ряде районов Украины и Северного Кавказа: 1 – Украинский щит; 2 – Ставропольский край; 3 – Краснодарский край (по Е.А. Любимовой)

Региональные термические исследования служат для выявления термического режима и состояния недр Земли, что является важным источником информации для геофизики и тео-

ретической геологии. Практически исследуется тепло в качестве источника энергии в районах геотермических ресурсов. Выявляются участки, перспективные для использования глубинного изучения с повышенным тепловым потоком (свыше $0,1 \text{ Вт/м}^2$) и геотермическим градиентом ($5\text{--}20^\circ \text{ С}$ на 100 м). В таких районах на глубинах свыше $1\text{--}3 \text{ км}$ могут находиться скопления либо парогидротерм, либо термальных вод, либо прогретых пород.

В настоящее время используют не только парогидротермы и термальные воды, но и подземные тепловые котлы, т.е. зоны разрушенных перегретых пород, куда можно закачивать воду и после ее нагрева использовать для получения электроэнергии, для теплофикации и других целей.

5.7. Локальные методы терморазведки

К локальным относятся методы терморазведки, при которых температура измеряется в шпурах глубиной до 1 м или неглубоких скважинах (до $10\text{--}20 \text{ м}$). Они имеют прикладное применение при изучении месторождений полезных ископаемых и геологической среды.

5.7.1. Поисково-разведочные термические исследования

В комплексе с другими наземными и подземными геофизическими методами на рудных, угольных, нефтяных и газовых месторождениях используется и терморазведка. Температуры пород измеряют в скважинах наземного и подземного бурения. Систему наблюдений приспособляют к имеющейся сети скважин, поскольку специальное бурение скважин для терморазведки экономически невыгодно и проводится лишь изредка. Температуры измеряют в разных интервалах глубин скважины.

Большие *трудности* при терморазведке связаны с необходимостью получения установившихся температур, чтобы охарактеризовать естественное температурное поле горных пород. Оно оказывается нарушенным в результате искажающего влияния таких факторов, как разогрев пород при бурении, воздействие промывочной жидкости, вентиляция горных выработок,

усиленное окисление руд и углей, вскрытых горных выработок и др.

По измеренным естественным температурам строят графики их изменения с глубиной, а для постоянных глубин – изменения со временем. Из наблюдаемых температур желательного исключить вариации теплового поля. При достаточной густоте точек площадных наблюдений строят карты изотерм (постоянных температур) для одинаковых глубин, карты средних геотермических градиентов и др.

Интерпретация геотермических профилей и карт обычно качественная, она сводится к выделению локальных аномалий термического поля и сопоставлению их с аномалиями, полученными при других геофизических методах, а также с геологическими материалами.

5.7.2. Применение терморазведки для решения инженерно-геологических, гидрогеологических и геоэкологических задач

Термические исследования геологической среды могут быть направлены на решение инженерно-геологических, гидрогеологических, мерзлотно-гляциологических и геоэкологических задач. Измерения температур проводятся в шпурах глубиной до 1 м и скважинах глубиной до 10–30 м. Получаемые в различных природных условиях геотермические профили и карты служат для оконтуривания многолетнемерзлых и талых горных пород с разными тепловыми свойствами, для изучения динамики подземных вод (приток глубинных вод дает положительные аномалии температур, поверхностных – отрицательные), прогноза приближения забоя выработок к обводненным зонам и решения других задач.

Особый интерес представляет *определение скорости фильтрации подземных вод*. Тепловой поток в условиях заметной конвекции тепла за счет подземных вод зависит от геотермического градиента, коэффициента температуропроводности и скорости фильтрации подземных вод. Приведенные формулы (5.1) и (5.3) положены в основу практического использования

терморазведки для определения скорости, а затем и коэффициента фильтрации подземных вод.

Выявление *мест фильтрации вод* из водохранилищ, каналов, рек и стволов скважин, а также интервалов, где утечки отсутствуют, возможно путем измерения естественных тепловых полей. Участки сосредоточенной фильтрации выделяют по температурным аномалиям, знак которых зависит от температурного режима акваторий. Более достоверные результаты получают при искусственном электрическом подогреве воды, например в скважине. По скорости восстановления температур можно не только качественно выявить места утечек, но и оценить скорости фильтрации.

В геоэкологических исследованиях шпуровую терморазведку можно использовать для изучения теплового загрязнения, выявления отходов промышленных и сельскохозяйственных предприятий.

Вопросы для самопроверки

1. Как образуется тепловое поле Земли?
2. На какой глубине располагается нейтральный слой или зона постоянных годовых температур?
3. Какой основной источник тепла на континентах?
4. Что такое радиогенное тепло?
5. Назовите источники локальных тепловых потоков.
6. Запишите уравнение теплопроводности.
7. Как определяется вертикальный тепловой поток?
8. Назовите тепловые свойства горных пород.
9. Что такое альbedo и коэффициент яркости?
10. В каком диапазоне спектра длин электромагнитных волн работают тепловизоры?
11. В чем суть радиотепловых и инфракрасных съемок?
12. Назовите величину геотермической ступени на платформах, в складчатых областях и на кристаллических щитах.
13. Где наблюдаются минимальные и максимальные тепловые потоки?
14. Как изменяется температура в скважине с глубиной?

15. Для решения каких геологических задач применяется терморазведка?

16. Как определить скорость фильтрации подземных вод с помощью терморазведки?

ГЛАВА 6. ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА

Ядерная геофизика объединяет физические методы поисков и разведки радиоактивных руд по их естественной радиоактивности (радиометрия) и поэлементного анализа горных пород путем изучения вызванной радиоактивности (ядерно-геофизические методы). Находясь на стыке геофизики и геохимии, она по своей сущности, методике и технике наблюдений ближе к геофизике, хотя решает некоторые геохимические задачи.

Ядерная геофизика характеризуется *«близкодействием»*, т.е. малой глубинностью исследований (десятки сантиметров по породе) вследствие быстрого поглощения ядерных излучений окружающими породами и воздухом. Однако продукты радиоактивного распада способны мигрировать, образуя вокруг пород и руд газовые, водные и механические ореолы рассеяния, по которым можно судить о радиоактивности коренных пород.

Основными *методами радиометрии* являются *гамма-съемка* (ГС), предназначенная для изучения интенсивности гамма-излучения, и *эманационная съемка* (ЭС), при которой по естественному альфа-излучению почвенного воздуха определяют концентрацию в нем радиоактивного газа – радона. Гамма-методы (ГМ) служат для поисков и разведки не только радиоактивных руд урана, радия, тория и других элементов, но и парагенетически или пространственно связанных с ними нерадиоактивных полезных ископаемых (редкоземельных, металлических, фосфатных и др.). С их помощью можно определять абсолютный возраст горных пород. Гамма- и эманационную съемки используют также для литологического и тектонического картирования и решения других задач.

К ядерной геофизике относится так называемый геохимический метод, основанный на подземной регистрации космических мюонов (мю-мезонов).

Искусственная радиоактивность возникает при облучении горных пород и сред гамма-квантами или нейтронами. Измеряя те или иные характеристики наведенного поля, можно судить о гамма- и нейтронных свойствах горных пород, которые

определяются химическим составом элементов и физическими свойствами пород.

Существует много искусственных **ядерно-физических методов** определения химического состава и физических свойств горных пород, основанных на использовании либо нейтронов (нейтрон-нейтронные, нейтрон-гамма и др.), либо гамма-излучений (гамма-гамма, гамма-нейтронный, рентгенорадиометрический и др.).

Методы ядерной геофизики подразделяют на воздушные, полевые, подземные, лабораторные, но наибольшее применение находят скважинные ядерные методы.

6.1. Естественная радиоактивность

Самопроизвольный распад неустойчивых атомных ядер, спонтанно превращающихся в ядра других элементов и сопровождающийся испусканием альфа-, бета-частиц, гамма-квантов и другими процессами, называется естественной радиоактивностью. Известно более 230 радиоактивных изотопов различных элементов, называемых радиоактивными нуклидами (радионуклидами). Радиоактивность тяжелых металлов с порядковым номером в таблице Менделеева большим 82 приводит к последовательным превращениям одних элементов в другие и заканчивается образованием устойчивых нерадиоактивных изотопов.

Основными радиоактивными рядами, или семействами, тяжелых элементов являются ряды урана-238, урана-235, тория-232. Перечисленные элементы (их называют **материнскими радионуклидами**) являются **родоначальниками семейств** и относятся к долгоживущим: у них период полураспада ($T_{1/2}$), т.е. время, необходимое для того, чтобы число атомов уменьшилось вдвое, составляет $4,5 \cdot 10^9$; $7,13 \cdot 10^8$; $1,39 \cdot 10^{10}$ лет соответственно. В состав семейств урана входят такие дочерние радионуклиды, как радий ($T_{1/2} = 1620$ лет) и самый долгоживущий радиоактивный газ – радон ($T_{1/2} = 3,82$ сут). Конечным продуктом превращений урана является нерадиоактивный радиогенный свинец.

Кроме радиоактивных семейств имеются **одинокые радионуклиды**, в которых радиоактивный распад ограничивается

одним актом превращений. Среди них наиболее распространен калий-40 ($T_{1/2} = 1,4 \cdot 10^9$ лет).

В целом, в земной коре повышены концентрации следующих трех радиоактивных элементов: урана ($2,5 \cdot 10^{-4}$ %), тория ($1,3 \cdot 10^{-3}$ %) и калия-40 (2,5 %). Поэтому при использовании радиометрии изучают только эти элементы. Они находятся в горных породах в рассеянном состоянии в виде изоморфных примесей и самостоятельных минералов.

6.2. Параметры радиоактивности

Радиоактивный распад как процесс превращения одних изотопов в другие обусловлен внутренним состоянием атомных ядер, не зависящим от внешних условий. Это процесс случайный, т.е. событие вылета частицы из ядра, преодолев ядерное притяжение, носит вероятностный характер. Радиоактивный распад характеризуют определенные параметры.

1. Период полураспада. Период полураспада ($T_{1/2}$) у различных элементов изменяется в очень широких пределах – от 10^{-6} до 10^{10} лет. У каждого элемента он является определенной и постоянной величиной и может служить его диагностическим признаком. В ядерной физике известна формула

$$N = N_0 \cdot e^{-0,693t/T_{1/2}}, \quad (6.1)$$

устанавливающая связь между начальным числом атомов какого-либо радиоактивного элемента N_0 в момент его образования и числом атомов N этого же элемента спустя время t , например в настоящее время. Между долгоживущим материнским нуклидом с числом атомов N_M , периодом полураспада $T_{1/2M}$ и дочерним элементом с N_D и $T_{1/2D}$ существует радиоактивное равновесие, выражаемое уравнением

$$N_M T_{1/2D} = N_D T_{1/2M}, \quad (6.2)$$

полученным из выражения (6.1) и позволяющим определить какой-нибудь один параметр, если известны три других. Из формулы (6.1) можно получить скорость распада N ядер

$$V = -dN/dt = N_0 0,693/T_{1/2} = N_0 \lambda,$$

где $\lambda = T_{1/2}/0,693$ – постоянная распада, т.е. скорость распада ($V = \lambda N_0$), пропорциональная числу ядер в начале распада и постоянной распада.

2. Состав естественных излучений. Естественную радиоактивность составляют из альфа-, бета-, гамма-, нейтронные и другие излучения.

Альфа-излучение (α) представляет собой поток положительно заряженных частиц (ядер атомов гелия), энергия которых на длине пути около 10 см в воздухе и долей миллиметров в породе тратится на ионизацию и нагревание окружающей среды, поэтому проникающая способность у них очень мала.

Бета-излучение (β) представляет собой поток электронов и позитронов, энергия которых тратится на ионизацию и возбуждение атомов окружающей среды. В результате они рассеиваются (это приводит к ослаблению их интенсивности) и поглощаются (теряют свою энергию) на длине пути в 100 раз большей, чем альфа-излучение.

Гамма-кванты (γ) представляют собой поток электромагнитного излучения очень высокой частоты ($f > 10^{18}$ Гц). Хотя они также рассеиваются и поглощаются окружающей средой, но благодаря своей электрической нейтральности обладают еще более высокой проникающей способностью (сотни метров в воздухе и до метра в горных породах).

Кроме перечисленных излучений радиоактивный распад может сопровождаться захватом некоторыми ядрами электронов из собственных оболочек атомов (K и L -захват) с возникновением мягкого и рентгеновского гамма-излучений, спонтанными излучениями ядер нейтронов и другими процессами.

К излучениям, широко используемым в ядерной геофизике, относится **нейтронное излучение**. Оно возникает при ядерных реакциях (например, в смеси полония и бериллия) или соз-

дается с помощью управляемых генераторов нейтронов, циклотронов и др. Из всех видов излучений нейтронное обладает наибольшей проникающей способностью. Однако движение нейтронов замедляется в процессе рассеяния, а затем они поглощаются средой, т.е. захватываются ядрами атомов за время от микросекунд до миллисекунд. В свою очередь захват сопровождается мгновенным испусканием гамма-квантов и других частиц.

3. Количество, концентрация, доза и мощность дозы гамма-излучения. Количество и концентрация долгоживущих элементов урана, тория, калия (U, Th, K-40) в горной породе определяются их процентным содержанием. Абсолютной единицей радиоактивности в системе СИ является беккерель (1 Бк = 1 расп./с), иногда используют внесистемную единицу Г-экв Ра (количество вещества, гамма-излучение которого эквивалентно излучению 1 г радия). Единицей удельной радиоактивности в СИ служит беккерель на единицу массы или объема. За единицу экспозиционной дозы облучения в СИ принят кулон на килограмм (Кл/кг) и внесистемная единица – рентген (1Р = $2,58 \cdot 10^{-4}$ Кл/кг). Мощность дозы, т.е. облучение за единицу времени, в радиометрии выражают в амперах на килограмм (А/кг) и микро-рентгенах в час (мкР/ч).

4. Энергия излучений. Важной характеристикой излучений является энергия, которая представляет собой начальную кинетическую энергию частиц и измеряется в электрон-вольтах (эВ). Максимальные значения для альфа-, бета-, гамма-излучений равны миллионам электрон-вольт (10; 4; 3 МэВ соответственно). Нейтроны по энергии разделяют на холодные (0,001 эВ), тепловые (0,025 эВ), надтепловые ($> 0,05$ эВ), резонансные (0,5–100 эВ), медленные (< 1 кэВ), промежуточные (1 кэВ – 0,5 МэВ), быстрые ($> 0,5$ МэВ).

6.3. Взаимодействие ионизационных излучений с окружающей средой

При облучении среды потоками ионизационных излучений, созданными радиоактивными источниками, происходят различные сложные физико-химические ядерные явления и процессы.

Альфа- и бета-частицы (α и β) вызывают в основном ионизацию окружающей среды, т.е. образование положительных ионов и свободных электронов вследствие вырывания электронов из внешних оболочек атомов.

При прохождении **гамма-квантов** (γ) через вещество разного химического состава наблюдаются следующие ядерные процессы.

1. Фотоэлектрическое поглощение (фотоэффект), происходящее при взаимодействии гамма-квантов малых энергий (мягкое гамма-излучение с энергией меньше 0,5 МэВ) с атомами плотного вещества. В результате из атомов выбиваются электроны, а среда ионизируется. Атом, потерявший электрон, оказывается в возбужденном состоянии и способен заполнять освободившийся уровень одним из электронов внешней оболочки. Это сопровождается испусканием кванта характеристического (рентгеновского) излучения. В целом поглощение гамма-квантов на единице длины пути пробега можно выразить через коэффициент поглощения (μ_f), называемый также макроскопическим сечением фотоэффекта.

2. Комптоновское взаимодействие (рассеяние) гамма-квантов повышенных энергий ($> 0,5$ МэВ) наблюдается с атомами легкого вещества. В результате гамма-квант передает часть энергии электрону, отклоняется от своей прямолинейной траектории распространения, происходит так называемое неупругое рассеяние, сопровождающееся поглощением. Его можно охарактеризовать коэффициентом поглощения μ_k , или макроскопическим сечением комптоновского взаимодействия.

3. Образование электронно-позитронных пар происходит при взаимодействии гамма-квантов высоких энергий (> 1 МэВ) с полем ядра атомов. При этом гамма-квант отдает энергию и поглощается. Коэффициент такого поглощения ($\mu_{эп}$) называется макроскопическим сечением образования пар.

Существуют и другие взаимодействия гамма-квантов (**фотонейтронный эффект, релеевское рассеяние на связанных электронах атомов** и др.). В целом за счет основных эффектов взаимодействия **полный линейный коэффициент по-**

глощения гамма-квантов в породе, содержащей и легкие, и тяжелые элементы, можно описать формулой

$$\mu_{\gamma} = \mu_{\text{ф}} + \mu_{\text{к}} + \mu_{\text{Эп}} \cdot \quad (6.3)$$

Параметр μ_{γ} является обобщенной характеристикой горных пород, отражающей их способность поглощать узкий пучок гамма-излучения. Он называется также **полным макроскопическим сечением взаимодействия гамма-лучей с веществом**.

Нейтронное излучение характеризуется следующими основными реакциями с ядрами элементов окружающей среды.

1. Неупругим рассеянием быстрых нейтронов на ядрах тяжелых элементов, приводящим к их возбуждению. При переходе ядра в основное первоначальное состояние оно излучает гамма-квант.

2. Упругим рассеянием быстрых нейтронов на ядрах легких элементов, приводящим к передаче энергии нейтронов ядрам, а в результате – к их замедлению, уменьшению скорости тем большому, чем меньше массовые числа среды. Замедленные до тепловой энергии нейтроны поглощаются ядрами, т.е. происходит их радиационный захват с испусканием гамма-квантов. В результате наблюдается наведенная вторичная радиоактивность.

Таким образом, быстрые нейтроны вследствие разнообразных взаимодействий с ядрами элементов окружающей среды рассеиваются, замедляются средой до значений тепловой энергии. Количественно происходящие при этом процессы принято описывать полным коэффициентом рассеяния и поглощения (μ_n), называемым также суммарным макроскопическим нейтронным сечением за счет рассеяния (σ_p) и поглощения (σ_n), т.е. $\mu_n = \sigma_p + \sigma_n$. Величина, обратная полному сечению, называется средней длиной пробега нейтронов при наличии рассеяния ($1/\sigma_p$) и поглощения ($1/\sigma_n$).

6.4. Радиоактивность минералов

Радиоактивность горных пород и руд тем выше, чем больше концентрация в них естественных радиоактивных элементов семейств урана, тория, а также калия-40. По радиоактивности (радиологическим свойствам) породообразующие минералы подразделяют на четыре группы.

1. Наибольшую радиоактивность имеют минералы урана (первичные – уранит, настуран, вторичные – карбонаты, фосфаты, сульфаты уранила и др.), тория (торианит, торит, монацит и др.), а также находящиеся в рассеянном состоянии элементы семейства урана, тория и др.

2. Высокой радиоактивностью характеризуются широко распространенные минералы, содержащие калий-40 (полевые шпаты, калийные соли).

3. Среднюю радиоактивность имеют такие минералы, как магнетит, лимонит, сульфиды и др.

4. Низкой радиоактивностью обладают кварц, кальцит, гипс, каменная соль и др. В этой классификации радиоактивность соседних групп возрастает примерно на порядок.

6.5. Радиоактивность горных пород, руд и вод

Радиоактивность горных пород определяется прежде всего радиоактивностью породообразующих минералов. В зависимости от качественного и количественного состава минералов, условий образования, возраста и степени метаморфизма их радиоактивность изменяется в очень широких пределах.

Радиоактивность пород и руд по эквивалентному процентному содержанию урана принято подразделять на следующие группы:

- 1) породы практически нерадиоактивные ($U < 10^{-5} \%$);
- 2) породы средней радиоактивности ($U < 10^{-4} \%$);
- 3) высокордиоактивные породы и убогие руды ($U < 10^{-3} \%$);
- 4) бедные радиоактивные руды ($U < 10^{-2} \%$);
- 5) рядовые и богатые радиоактивные руды ($U > 0,1 \%$).

К практически нерадиоактивным относятся такие осадочные породы, как ангидрит, гипс, каменная соль, известняк, доломит, кварцевый песок и др., а также ультраосновные, основные и средние породы.

Средней радиоактивностью отличаются кислые изверженные породы, а из осадочных – песчаник, глина и особенно тонкодисперсный морской ил, обладающий способностью адсорбировать радиоактивные элементы, растворенные в воде.

Радиоактивные руды (от убогих до богатых) встречаются на урановых или ураново-ториевых месторождениях эндогенного и экзогенного происхождения. Их радиоактивность изменяется в широких пределах и зависит от содержания урана, тория, радия и других элементов. С радиоактивностью горных пород тесно связана радиоактивность природных вод и газов.

В целом в гидросфере и атмосфере содержание радиоактивных элементов ничтожно мало. Подземные воды могут иметь разную радиоактивность. Особенно велика она у подземных вод радиоактивных месторождений и вод сульфидно-бариевого и хлоридно-кальциевого типов. Радиоактивность почвенного воздуха зависит от количества эманаций таких радиоактивных газов, как радон, торон, актинон. Ее принято выражать **коэффициентом эманирования пород** (C_3) – отношение количества выделившихся в породу долгоживущих эманаций (в основном радона с наибольшим $T_{1/2}$) к общему количеству эманаций. В массивных породах $C_3 = 5-10\%$, в рыхлых трещиноватых $C_3 = 40-50\%$, т.е. C_3 увеличивается с ростом коэффициента диффузии.

Кроме общей концентрации радиоактивных элементов важной характеристикой радиоактивности сред является **энергетический спектр излучения, или интервал распределения энергии**. Как отмечалось выше, энергия альфа-, бета- и гамма-излучения каждого радиоактивного элемента либо постоянна, либо меняется в определенном спектре. В частности, по наиболее жесткому и проникающему гамма-излучению каждый радиоактивный элемент характеризуется определенным энергетическим спектром.

Например, для урано-радиевого ряда максимальная энергия гамма-излучения не превышает 1,76 МэВ, а суммарный

спектр равен 0,65 МэВ, для ториевого ряда аналогичные параметры составляют 2,62 и 1 МэВ. Энергия гамма-излучения калия-40 постоянна (1,46 МэВ).

Таким образом, по *суммарной интенсивности гамма-излучения* можно оценить наличие и концентрацию радиоактивных элементов, а анализируя спектральную характеристику (энергетический спектр), можно определить концентрацию урана, тория или калия-40 в отдельности. *В ходе поглощения альфа-, бета-, гамма-лучей* горными породами происходит их *нагрев*. Самые распространенные радиоактивные минералы (уран, торий, калий-40) имеют период полураспада, сравнимый с возрастом Земли, поэтому они являются основными *источниками радиогенного тепла* в прошлом, настоящем и будущем.

6.6. Ядерно-физические свойства горных пород

Под **ядерно-физическими (гамма- и нейтронными) свойствами** горных пород понимают их способность по-разному рассеивать, замедлять и поглощать гамма-кванты или нейтроны разных энергий. Эти свойства сформировались под влиянием рассмотренных выше физических явлений, сопровождающих взаимодействие гамма-квантов с электронами и ядрами атомов (фотоэлектрическое поглощение, комптоновское взаимодействие, образование электронно-позитронных пар и др.) или нейтронов с ядрами атомов (неупругое и упругое рассеяние и поглощение, сопровождающееся захватом тепловых нейтронов ядрами атомов и вторичным гамма-излучением).

Вероятность того или иного взаимодействия *зависит от уровня энергии гамма-квантов или нейтронов*, от пути проходящего излучения в горной породе и ее ядерно-физических свойств. Основными из этих свойств являются микро- или макроскопические сечения взаимодействия гамма-квантов и нейтронов с отдельными или всеми атомами изучаемой горной породы.

6.6.1. Гамма-лучевые свойства горных пород

Основным гамма-лучевым свойством породы является ее способность поглощать и рассеивать гамма-лучи. Количественно это свойство описывается *полным линейным коэффициентом ослабления и поглощения* μ_γ , или *суммарным (полным) макроскопическим сечением взаимодействия гамма-лучей с единицей объема горной породы*. Для узкого пучка гамма-квантов его определяют с помощью следующих уравнений:

$$\mu_\gamma = \sum \sigma_{\gamma i} N_i, \quad I_\gamma = I_{\gamma 0} \cdot e^{-\mu_\gamma L}, \quad (6.4)$$

где $\sigma_{\gamma i}$ – микроскопическое сечение взаимодействия атома i -го химического элемента с гамма-квантом при общем количестве атомов этого элемента в единице объема N_i и общем числе элементов K ; $I_\gamma, I_{\gamma 0}$ – интенсивность гамма-излучения в конце и начале поглощающего слоя толщиной L . Практически определяют *эффективный коэффициент ослабления* $\mu_{\gamma \text{эф}}$ по экспериментально полученной интенсивности вторичного гамма-излучения:

$$I_{\gamma \text{эф}} = I_{\gamma 0} \cdot e^{-\mu_{\gamma \text{эф}} L}. \quad (6.5)$$

Макроскопическое сечение взаимодействия, или *эффективный линейный коэффициент ослабления*, зависит от порядковых номеров элементов в периодической системе Менделеева и массовых чисел химических элементов всей горной породы, а также ее плотности σ . С учетом изменения этих свойств основаны методы изучения химического состава и плотности горных пород по интенсивности вторичного (рассеянного) гамма-излучения ($I_{\gamma\gamma} = -I_{\gamma\gamma \text{эф}}$). При этом комптоновское рассеяние зависит от плотности, а фотоэффект – от химического состава и концентраций химических элементов.

6.6.2. Нейтронные свойства горных пород

Основным нейтронным свойством горных пород и сред является их способность поглощать и рассеивать нейтроны. Количественно это свойство описывается полным линейным коэффициентом ослабления и поглощения μ_n , или суммарным (полным) макроскопическим взаимодействием нейтронов с единицей объема горной породы. Величина μ_n определяется микро-скопическими сечениями рассеяния и поглощения нейтронов атомами или ядрами (σ_{ni}) всех составляющих ее химических элементов от $i = 1$ до $i = k$ с числом атомов i -го элемента в единице объема N_i по формуле

$$\mu_n = \sum_{i=1}^k \sigma_{ni} N_i, \quad (6.6)$$

где $I_n = I_{n0} \cdot e^{-\mu_n L}$.

Здесь I_n, I_{n0} – плотность потока нейтронов в конце и начале слоя толщиной L . Нейтронное микро-скопическое сечение рассеяния и поглощения σ_{ni} измеряется в барнах, оно равно эффективной площади ядра, которая обычно больше его геометрического сечения. Нейтронное сечение измеряют в единицах площади (10^{-25} м^2).

Наибольшими нейтронными сечениями обладают редкоземельные элементы, например, гадолиний ($46 \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$), кадмий ($2,25 \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$), бор ($0,769 \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$), ртуть ($0,38 \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$) и др. У большинства элементов микро-скопическое сечение ядра изменяется в пределах $(0,1 - 10) \cdot 10^{-25} \text{ м}^2$. Практически коэффициент μ_n является эффективным коэффициентом, характеризующим и замедляющие, и поглощающие свойства горной породы $\mu_{n \text{ эф}}$ при облучении ее нейтронами.

Величину, обратную $\mu_{n \text{ эф}}$, называют полной длиной пробега нейтронов (L_n). Она включает длину замедления и длину диффузии. Средняя длина замедления пробега нейтронов (L_s) определяется способностью ядер рассеивать нейтроны и равна расстоянию, на котором энергия нейтронов уменьшается

от исходной (у быстрых нейтронов энергия превышает 0,5 МэВ) до тепловой (0,025 эВ). Наименьшей длиной замедления пробега нейтронов ($L_3 < 10$ см) обладают минералы, содержащие бериллий, углерод, железо и водородосодержащие породы, насыщенные водой, нефтью или газом. В других породах, особенно содержащих тяжелые химические элементы, L составляет первые десятки сантиметров.

Ослабленные до тепловой энергии нейтроны перемещаются в породе путем диффузии до тех пор, пока не поглотятся какими-нибудь ядрами. Процесс захвата нейтронов сопровождается излучением вторичных гамма-квантов. Способность горных пород поглощать тепловые нейтроны выражают через *среднюю длину диффузии* L_d или пропорциональное ей среднее время жизни тепловых нейтронов $\tau_{тп}$.

Наименьшими значениями этих параметров ($L_d < 5$ см, $\tau_{тп} < 5$ мкс) отличаются руды, содержащие химические элементы с высоким сечением поглощения нейтронов (редкоземельные, кадмий, бор, ртуть, железо, хлор и др.), и рыхлые осадочные породы, насыщенные минерализованными водами. Для большинства породообразующих минералов и горных пород L_d изменяется от 10 до 30 см, а $\tau_{тп}$ – от 10 до 3000 мкс. Важным параметром среды является также *коэффициент диффузии* $D = L_d^2 / \tau_{тп}$.

На изменении перечисленных нейтронных свойств химических элементов основаны *нейтронные методы поэлементного анализа горных пород и их водонефтегазонасыщенности*. Они используются при изучении плотности (интенсивности) тепловых нейтронов $I_{тп}$ или вторичного гамма-излучения $I_{\gamma\gamma}$.

6.7. Аппаратура ядерной геофизики

Чувствительные элементы (детекторы) служат для определения интенсивности и энергетического спектра ядерных излучений путем преобразования энергии радиоактивного излучения в электрическую энергию. В аппаратуре для ядерно-геофизических исследований в качестве чувствительных эле-

ментов используют ионизационные камеры, счетчики Гейгера – Мюллера, полупроводниковые детекторы, сцинтилляционные счетчики, термолюминесцентные кристаллы (рис. 6.1).

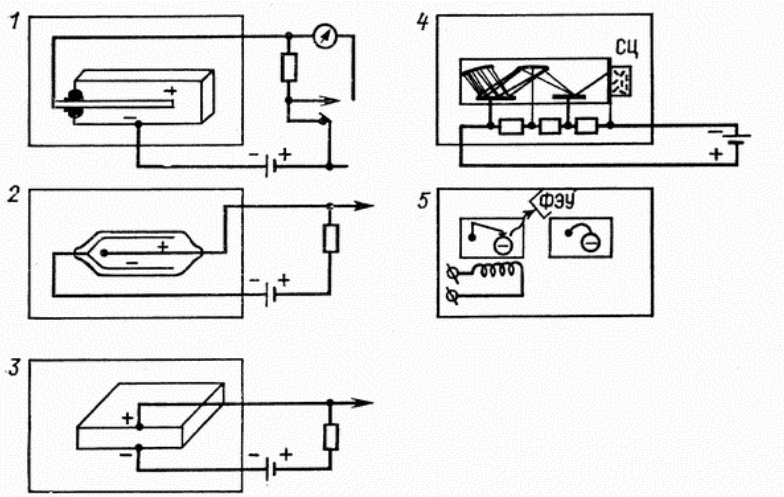


Рис. 6.1. Схемы чувствительных элементов (детекторов) для приборов, используемых при ядерно-геофизических наблюдениях: 1 – ионизационная камера; 2 – счетчик Гейгера–Мюллера; 3 – полупроводниковый кристалл; 4 – сцинтилляционный счетчик; 5 – термолюминесцентный кристалл; СЦ – сцинтиллятор; ФЭУ – фотоэлектронный умножитель

1. В ионизационной камере находятся газ и два электрода, к которым подводят напряжение в несколько сотен вольт. Под действием альфа-, бета-лучей или вторичных заряженных частиц, возникающих при поглощении нейтронов, газ ионизируется, а получающиеся свободные электроны и ионы движутся к электродам. В результате в цепи возникает ток. Измеряя его или разность потенциалов, можно определить интенсивность излучений, вызывающих ионизацию.

2. В счетчиках Гейгера - Мюллера, называемых также газоразрядными, в баллоне под пониженным давлением находится инертный газ (обычно аргон) для измерения гамма-лучей или гелий для определения потока нейтронов и два электрода

под высоким напряжением (до 1000 В). При появлении хотя бы одной пары ионов возникает краткий разряд. При облучении баллона гамма-квантами возникают вторичные заряженные частицы (ионы и электроны), и в нем наблюдается система разрядов в виде импульсов тока, которые можно зафиксировать.

3. Полупроводниковый детектор – твердотельный аналог ионизационной камеры. Ионизирующие частицы, возникающие при облучении детектора, создают в полупроводнике электронно-дырочные пары, что при воздействии электрического напряжения приводит к возникновению тока.

4. Сцинтилляционный счетчик состоит из сцинтиллятора (неорганические или органические кристаллы, жидкие и газообразные), способного под действием гамма-квантов испускать вспышки света. Кванты света, попадая на фотокатод фотоумножителя, выбивают из него электроны. За счет вторичной эмиссии и наличия ряда электродов, находящихся под все большим напряжением, в фотоумножителе возникает лавинообразный, увеличивающийся поток электронов. В результате на аноде собирается в 10^5 – 10^{10} раз больше электронов, чем было выбито из фотокатода, а в цепи возникает электрический ток.

5. Термолюминесцентный кристалл (например LiF) обладает способностью под действием ионизации создавать свободные электроны, которые накапливаются за счет дефектов кристаллической решетки кристалла и могут долго храниться. Такой кристалл будет испускать свет, и на выходе фотоумножителя возникнет электрический ток, пропорциональный принятой ранее дозе облучения.

Радиометрические приборы. В данных приборах кроме чувствительных элементов имеются усилители, индикаторы (для визуального отсчета), регистраторы (для автоматической записи) интенсивности либо естественного гамма-излучения I_γ , либо концентрации эманаций радона (C_3), либо искусственно вызванных излучений $I_{\gamma\gamma}$, I_m , $I_{n\gamma}$. Для определения энергетического спектра излучений в приборах устанавливают дискриминаторы и амплитудные анализаторы. С их помощью выделяют импульсы, соответствующие определенному диапазону энергий ионизирующих излучений. Далее сигналы подаются в нормали-

заторы, которые создают импульсы определенной амплитуды и формы для их измерения или регистрации.

Аэро- и авторадиометры. Для воздушной и автомобильной гамма-съемок используют различные аэро- и авторадиометры, отличающиеся быстродействием, т.е. малой инерционностью. Они состоят из набора сцинтилляционных счетчиков, а также блоков: усилительного, регистрирующего, блока питания. Набор сцинтилляционных счетчиков служит для повышения чувствительности при измерении радиоактивности. В усилительно-регистрирующих блоках смонтированы каналы, состоящие из усилителей, дискриминаторов, нормализаторов, регистрирующих устройств. Они предназначены для определения гамма-активности, разных энергетических спектров излучения, т.е. являются гамма-спектрометрами. Питание приборов осуществляется от бортовой сети самолета (вертолета) или аккумуляторов автомобиля.

Полевые радиометры. Для наземной (пешеходной) гамма-съемки используют разного рода полевые радиометры (СРП-68, СРП-88 и др.) со стрелочным индикатором на выходе. Кроме того, с помощью наушников можно осуществлять звуковую индикацию импульсов. Прибор состоит из выносного зонда, пульта управления и питания от сухих анодных батарей.

Для того чтобы по шкале измерительного микроамперметра можно было определить интенсивность гамма-излучения I_γ , радиометры градуируют. С этой целью используют образцовый излучатель радия, помещаемый в коллиматор для создания узкого пучка гамма-излучения.

Для определения энергетического спектра радиоактивных излучений с целью отдельного определения концентраций U, Th, K-40 используются полевые гамма-спектрометры (СП-4 и др.).

В этих приборах, кроме сцинтилляционных счетчиков, имеются дискриминаторы, с помощью которых определяют интенсивности гамма-лучей разного энергетического уровня.

Эманометр. Для изучения концентрации радона в почвенном воздухе используют эманометры. Серийно изготавливаемый эманометр (типа «Радон» и др.) состоит из сцинтилляционной камеры РГА-01, а также насоса с набором зондов, с

помощью которого подпочвенный воздух отсасывается с глубины до 1 м. Чем больше концентрация радона в нем, тем больше альфа-частиц фиксирует счетчик. Прибор питается от сухих анодных батарей.

6.8. Радиометрические методы разведки

Радиометрические методы разведки (радиометрия) – это методы поисков, разведки радиоактивных руд, их радиометрического опробования, а также решения других картировочно-поисковых и геоэкологических задач, основанные на изучении естественной радиоактивности руд и горных пород.

Возможность радиоактивной разведки обусловлена, с одной стороны, разной радиоактивностью руд и пород, а с другой – миграцией радиоактивных элементов и продуктов распада с подземными водами и подпочвенным воздухом. Так как глубинность радиометрии невелика (до 1 м), объектом поисков чаще являются ореолы рассеяния радиоактивных элементов. Из всех видов радиоактивных излучений наибольшей проникающей способностью обладают гамма-кванты, поэтому в радиометрии применение нашли в основном методы гамма-съемки. Эти методы предназначены для изучения интенсивности естественного гамма-излучения, а чаще и его энергетических характеристик.

Эффективность обнаружения радиоактивных руд с помощью гамма-съемки зависит не только от интенсивности гамма-излучения I_γ разведываемых объектов, но и от уровня нормального фона $I_{\text{нф}}$. Этот уровень обусловлен натуральным фоном радиоактивности окружающих пород $I_{\text{нфп}}$ и остаточным фоном за счет космического излучения и «загрязненности» прибора $I_{\text{ост}}$, т.е. $I_{\text{нф}} = I_{\text{нфп}} - I_{\text{ост}}$. Средний нормальный фон определяют путем съемки на заведомо безаномальных участках, где распространены известняки, кварцевые пески, на поверхности акваторий рек и озер, используя формулу

$$I_{\text{нф}} = \sum_{i=1}^N I_{\text{нф}i} / N,$$

где $I_{\text{нфи}}$ – интенсивность гамма-излучения в любой i -й точке из всех N точек, принятых для расчета нормального фона. Аномалиями, выявленными в результате гамма-съемки ($\Delta I_{\gamma i} = I_{\Delta} - I_{\text{нф}}$), считают значения, в 3 раза превышающие среднее квадратическое отклонение от нормального фона:

$$\sigma_{\text{нф}} = \sqrt{\sum_{i=1}^N (I_{\text{нфи}} - I_{\text{нф}})^2 / (N - 1)} \quad (6.7)$$

и полученные более чем в трех точках (правило «трех сигм и трех точек»).

При использовании гамма-съемки для картирования из наблюдаемых фоновых значений $I_{\text{нф}}$ вычитают остаточный фон $I_{\text{ост}}$, т.е.

$$\Delta I_{\gamma i} = I_{\gamma i} - I_{\text{ост}}. \quad (6.8)$$

К методам радиометрии относятся воздушная, автомобильная, пешеходная, глубинная гамма-съемки, радиометрический анализ проб горных пород, эманационная съемка, а также методы опробования, предназначенные для оценки концентрации радиоактивных элементов в обнажениях и горных выработках. В горных выработках изучают также жесткую компоненту космического излучения.

6.8.1. Аэрогамма-съемка

Одним из наиболее быстрых и экономичных методов радиометрии, применяемых обычно в комплексе с магниторазведкой, а иногда и с электроразведкой, является **аэрогамма-съемка**. Для работ используют комплексные аэрогеофизические станции, в которых имеется аэрогамма-спектрометр для измерения интенсивности излучения разных энергий (обычно по урану, торию, калию-40).

Методика аэрогамма-съемки сводится к непрерывной регистрации естественного гамма-излучения $I_{\gamma h}$ разных энергий на высоте h . Работы проводят либо по отдельным маршрутам, либо по системе параллельных маршрутов, равномерно покрывающих разведываемую площадь. Длина маршрутов до 30 км. Расстояние между маршрутами при площадной съемке изменяется от 100 до 250 м, что соответствует масштабам съемки 1:10 000 и 1:25 000. Скорость полета станции 100–200 км/час, высота полета h от 25 м в условиях ровного рельефа и хорошей погоды, до 75 м при работах в гористой местности.

Чем меньше высота, тем больше возможность выявления аномалий меньшей интенсивности. Однако с уменьшением высоты полета уменьшается зона действия приборов, т.е. ширина разведываемой полосы земной поверхности (она обычно изменяется от $2h$ до $4h$). Кроме непрерывной регистрации $I_{\gamma h}$ ведут автоматическую запись высоты полета станции.

Привязку маршрутов проводит штурман по ориентирам или осуществляет радионавигационными способами. Широко используют аэрофотосъемку на выявленных перспективных участках. Над аномалиями задаются детализационные маршруты. До 5 % маршрутов повторяют для определения погрешности съемки.

Регистрируемое **гамма-поле** зависит от концентрации, состава радиоактивных элементов, размеров рудных тел, мощности наносов и высоты полета. Для учета высоты полета с помощью специальных поправочных коэффициентов $I_{\gamma h}$ пересчитывают на уровень земной поверхности I_{γ} . Например, при высоте полета 100 м интенсивность поля примерно в 2 раза меньше, чем на земной поверхности (в современных аэрогамма-спектрометрах имеется блок для автоматического учета высот). Далее вычисляют аномалии интенсивности гамма-излучения ΔI_{γ} за счет коренных пород и наносов как разность между I_{γ} и остаточным фоном $I_{\text{ост}}$, т.е. $\Delta I_{\gamma} = I_{\gamma} - I_{\text{ост}}$. Остаточный фон измеряют при полетах станции над водными бассейнами или над

землей на высоте 600–700 м. В современных станциях фон компенсируется автоматически.

В результате *аэрогамма-спектрометрической съемки* рассчитывают аномалии разных энергий, позволяющие выделить урановую, ториевую и калиевую составляющие радиоактивного поля. Наибольшими значениями энергии гамма-излучения отличаются элементы ториевого ряда, меньшими – уранового, еще меньшими – калиевого. Для повышения надежности выявления аномалий используют статистические приемы обработки с применением компьютеров. Далее строят карты графиков, а иногда карты ΔI_{γ} .

Аэрогамма-съемка – это поисковая съемка, которая служит для выявления крупных радиоактивных рудных тел и загрязненных радиоактивными элементами участков. Радиометрические аномалии проверяют наземной гамма-съемкой, после чего делают заключение об их геологической природе. Поскольку гамма-кванты по-разному поглощаются перекрывающимися породами мощностью в несколько метров, то практически при воздушной съемке изучают радиоактивность наносов, которые в результате миграции элементов и эманаций сами становятся радиоактивными. Поэтому аэрогамма-съемка может применяться для литологического картирования наносов, а также при радиозекологических исследованиях.

6.8.2. Автогамма-съемка

Скоростной наземной гамма-съемкой, выполняемой автоматически во время движения, является *автогамма-съемка*. Работы проводят с помощью автогамма-спектрометров (АГС-3, АГС-4). Чувствительность автогамма-съемки значительно выше, чем у аэрогамма-съемки благодаря приближению станции к объекту исследования. С ее помощью проводят как детализацию аэрогамма-аномалий, так и их первичный поиск.

Методика автогамма-съемки сводится к профильным и площадным наблюдениям на участках, доступных для автомашин высокой проходимости. Расстояние между профилями зависит от возможности проезда машин, масштаба съемки, пред-

полагаемых размеров разведываемых объектов. Масштабы площадной автогамма-съемки изменяются от 1:2 000 до 1:10 000 при расстоянии между профилями соответственно от 20 до 100 м. Скорость съемки составляет 3 – 15 км/час.

Работы можно выполнять *при разной высоте* поднятия кассеты с чувствительным элементом над земной поверхностью. При высоком поднятии кассеты увеличивается ширина зоны разведки, при низком ее расположении возрастает интенсивность поля и детальность разведки. Профили наблюдений привязывают визуально, по ориентирам и карте, а также используют специальные курсопрокладчики.

Результаты *автогамма-съемки* представляются на лентах аналоговой регистрации $\Delta I_\gamma = I_\gamma - I_{\text{ост}}$ (с автоматическим учетом остаточного фона) для разных энергий гамма-излучения. Выявленные аномальные участки закрепляют на местности, «привязывают» инструментальным способом и проверяют точными наблюдениями при остановке на несколько минут автомашины и замерах интенсивности излучения, а также наземными гамма-спектрометрическими съемками.

После первичной обработки материалов строят карты графиков и карты ΔI_γ . На них, пользуясь правилом «трех сигм и трех точек», визуально или с использованием компьютерных технологий выявляют аномалии. Сравнивая их с геологическими картами и другой информацией, оценивают перспективность на радиоактивные элементы, а также радиоактивную загрязненность геологической среды.

6.8.3. Пешеходная (наземная) гамма-съемка

Одним из основных поисковых и разведочных методов радиометрических исследований является *пешеходная съемка*. Ее проводят с помощью полевых радиометров и спектрометров (СПП-68, СП-88). Радиометры и спектрометры с использованием стандартных образцов (эталонов) гамма-излучения периодически градуируют. Это необходимо для определения цены деления шкал интегральной или спектральной радиоактивности. По данным градуировки можно определить мощность экспозиционной

дозы гамма-излучения (в МА/кг или МР/ч, $1 \text{ МР/ч} = 0,0717 \text{ МА/кг}$).

Радиометрические съемки могут быть как самостоятельными, выполняемыми при площадных исследованиях масштаба 1:10 000 и крупнее (при расстояниях между профилями меньше 100 м), так и попутными, проводимыми совместно с маршрутными геологическими съемками в масштабах 1:25 000–1:50 000. При попутных и поисковых работах гильзу выносного зонда полевого радиометра располагают на высоте 10–20 см от поверхности, и оператор в движении «прослушивает» радиоактивный фон пород в полосе до 3 м по направлению движения. Через каждые 5–50 м (шаг съемки) или при аномальном повышении фона гильзу с детектором опускают на землю на 0,5–1 мин и по стрелочному прибору снимают средний отсчет интенсивности поля.

Цель попутных и поисковых гамма-съемок – выявление прежде всего радиоактивных и иных рудных полей и месторождений. Аномальные участки обследуют детальными гамма-съемками в масштабах крупнее 1:10 000 (до 1:1 000) при густоте сети $100 \times 10 \text{ м}$ (до $10 \times 1 \text{ м}$).

По результатам наземной гамма-съемки строят графики, карты графиков и карты интенсивности ΔI_γ , эквивалентные гамма-активности пород $\Delta I_\gamma = I_\gamma - I_{\text{нф}}$ (интегральной или спектральной). Обработка данных спектрометрической гамма-съемки сводится к вычислению концентраций урана q_u , тория q_{Th} и калия-40 по скоростям счета ΔI_γ на разных энергиях.

На рис. 6.2 приведен пример обработки результатов спектрометрической гамма-съемки в Восточной Сибири, в результате которой удалось выявить в гранитах тантало-ниобиевую минерализацию.

Пешеходная гамма-съемка применяется также при литологическом картировании и радиэкологических съемках, особенно для выявления «пятнистого» загрязнения геологической среды радиоактивными продуктами.

Так как в среднем глубинность пешеходной гамма-съемки

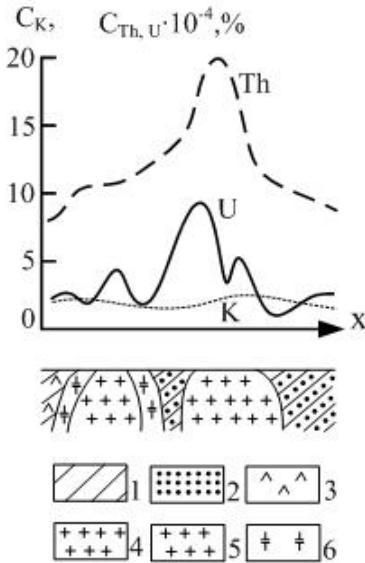


Рис. 6.2. Профили концентрации урана, тория и калия по данным спектрометрии над месторождением тантала: 1 – породы песчано-сланцевой толщи; 2 – ороговикованные породы; 3 – диабазовые порфириды; 4 – двухслюдные мусковитые граниты; 5 – порфиридные граниты; 6 – амзонит-альбитовые граниты

не превышает 1 м, для повышения глубинности изучения перспективных на радиоактивные руды участков проводят **глубинную гамма-съемку**, при которой гамма-излучение пород определяют в шпурах (бурках) глубиной более 1 м, а иногда в скважинах глубиной до 25 м. Измерения проводятся наземными или скважинными радиометрами.

6.8.4. Радиометрический анализ проб горных пород и стенок горных выработок

Для оценки содержания в образцах и стенках горных выработок урана, радия, тория и других радиоактивных элементов чаще всего изучают порошкообразные пробы из истолченных образцов пород. Бета- и гамма-активность одинаковых объемов

пробы и эталона (например, урановой слаборадиевой руды) измеряют с помощью любого радиометра. Сравнивая интенсивность излучений по приборам и зная содержание радиоактивного элемента в эталоне, можно оценить эквивалентное содержание этих элементов в пробе горных пород. Раздельное содержание в образцах пород урана, тория, калия может быть определено с помощью гамма-спектрометрического анализа.

С помощью специальных или полевых радиометров можно измерять гамма-излучение стенок горных выработок в рудниках, канавах, шурфах. Подобный гамма-экспресс-анализ (ГЭА) широко применяют при разведке и разработке месторождений радиоактивных руд, изучении концентратов на обогатительных фабриках (в том числе на конвейерной ленте, в вагонетках и т.п.).

6.8.5. Задачи, решаемые гамма-съёмкой

Гамма- и спектрометрические съёмки используют для поисков и разведки не только радиоактивных руд, но и радиоактивных полезных ископаемых, парагенетически или пространственно связанных с ними. Например, к месторождениям редкоземельных элементов, боксита, олова, бериллия приурочено повышенное содержание тория; к месторождениям ниобия, тантала, вольфрама, молибдена – повышенное содержание урана; к некоторым полиметаллическим месторождениям – повышенное содержание калия.

В комплексе с другими геофизическими методами гамма-съёмку можно применять для поисков твердых полезных ископаемых, особенно тех, в которых аксессуарными минералами могут быть радиоактивные, а также для поисков нефти и газа. Гамма-съёмку можно использовать и при геологическом картировании. Вследствие различной естественной радиоактивности, а также поглощающей и эманулирующей способности пород их можно расчленять по литологии, степени разрушенности (облегчающей миграцию радиоактивных элементов), заглинизированности (затрудняющей миграцию), выявлять тектонические нарушения (по скоплению радиоактивных элементов в них) и решать другие задачи.

6.8.6. Эманационная съемка

Изучение содержания эманаций, т.е. газообразных продуктов распада радиоактивных веществ в подпочвенном воздухе или в воздухе, заполняющем скважины и горные выработки, помещениях зданий называют эманационной съемкой. Наибольшим периодом полураспада из радиоактивных газов обладает радон (3,82 дня), поэтому эманационная съемка фактически является радоновой.

Эманирование пород или их способность выделять эманации радона в подпочвенный воздух или подземные воды определяется не только наличием и количеством радиоактивных элементов ряда урана, но и строением породы, ее плотностью, разрушенностью, трещиноватостью, влажностью, температурой и другими факторами.

Кроме того появление эманаций обусловлено их диффузией в сторону пониженных концентраций радона и конвекцией к земной поверхности. Эти причины приводят к резким изменениям концентрации эманаций в верхнем слое, связанном с метеорологическими и другими условиями.

Методика полевой эманационной съемки сводится к отбору проб подпочвенного воздуха с глубины до 0,5–1 м и определению с помощью эманометра концентрации радона в нем. Для этого зонд эманометра погружают в почвенный слой, с помощью насоса в камеру закачивают подпочвенный воздух и измеряют концентрацию радона.

Эманационная съемка может быть маршрутной и площадной. Масштабы работ изменяются от 1:2 000 до 1:10 000. Расстояния между профилями при площадной съемке изменяются соответственно от 20 до 100 м, а шаг – от 2 до 10 м. Детальную эманационную разведку проводят в виде площадной съемки по сети (10–50) × (1–5) м.

По результатам *эманационной съемки* строят графики и карты равных концентраций радона C , и на них выделяют аномалии – участки повышенного содержания радона. Над месторождениями радиоактивных руд аномалии достигают сотен и тысяч беккерелей на кубический дециметр. Над участками с повышенным эманированием за счет раздробленности, трещино-

ватости пород аномалии составляют десятки беккерелей на кубический дециметр, нормальный фон – обычно около 30 Бк/дм.

Эманационную съемку применяют для разведки радиоактивных руд и ореолов рассеяния радиоактивных элементов. Кроме того, ее используют для выявления участков с повышенной способностью пропускать радон (зоны сбросов, дробления, трещиноватости, закарстованности) и участков экранирования, где залегают газонепроницаемые пласты (глины, сланцы, мерзлые породы). В целом глубинность эманационной съемки не превышает 5–10 м. Однако за счет зон, хорошо проводящих радон, она может достигать десятков метров. Радоновая съемка используется также для изучения радиоактивной загрязненности помещений.

6.8.7. Подземные методы изучения естественной радиоактивности

К этим методам изучения естественной радиоактивности кроме гамма-методов можно отнести **метод подземной регистрации космических излучений мюонов (ПРКИ)**, или **геокосмический метод**. Он основан на изучении жесткой (мюезонной или мюонной) компоненты космического излучения в горных выработках и скважинах. Мюоны составляют значительную долю (на уровне моря около 70%) космических лучей, образующихся при прохождении ядер первичного излучения в атмосфере. Мюоны характеризуются большой проникающей способностью. Однако из-за наличия даже слабого электромагнитного поглощения в веществе поток мюонов затухает с увеличением глубины. Степень затухания определяется в основном плотностью пород. Поэтому, например, мюоны могут распространяться в воде на глубины до 9 км, а в породах – до 3–4 км. Глубину их проникновения принято оценивать в метрах водного эквивалента, т.е. в метрах толщи водного слоя, поглощение мюонов в котором такое же, как в изучаемой толще пород.

Для измерения потока мюонов в горных выработках используют геокосмические телескопы. Они представляют собой наборы кассет (4 штуки), в каждой из которых смонтировано до десяти газоразрядных счетчиков (см. 6.7), необходимых для по-

лучения узкой диаграммы направленности прибора и высокой чувствительности. С помощью томографической электронной схемы и самопишущего устройства в течение нескольких часов автоматически регистрируют поток мюонов. Наблюдения проводят вдоль выработок с шагом, несколько меньшим глубины выработки. Телескопы ориентируют вертикально, чтобы изучить поток мюонов, идущих сверху.

После введения поправок за рельеф земной поверхности для каждой точки рассчитывают интенсивность потока мюонов в единицу времени I_{μ} . С помощью специальных градуировочных кривых графики I_{μ} вдоль профилей наблюдений пересчитывают в глубины водного эквивалента $H_{\text{в}}$. Если известны (по данным маркшейдерской привязки) истинные глубины расположения пунктов наблюдения H , то можно определить среднюю плотность пород между земной поверхностью и точкой наблюдения: $\sigma = H_{\text{в}} / H$.

Таким образом, основным параметром пород, получаемым при геокосмическом методе, является средняя плотность пород над выработкой. Изменение средней плотности вдоль выработки свидетельствует об изменении литологии, пористости, трещиноватости, закарстованности, обводненности пород, наличии полезных ископаемых над выработкой. **Мюонный метод** является единственным в ядерной геофизике, реализующим томографическую технологию изучения плотностного разреза.

6.8.8. Определение абсолютного возраста пород

Для определения абсолютного возраста горных пород используют ядерную или изотопную геохронологию. В ее основе лежит вывод о постоянстве скорости радиоактивного распада во все геологические эпохи. Зная период полураспада и определив количество материнских и дочерних ($N_{\text{м}}$ и $N_{\text{д}}$) элементов тех или иных радиоактивных семейств в горной породе, определяют ее возраст $t_{\text{абс}}$ по формуле, полученной из выражений (6.2) и (6.3):

$$t_{\text{абс}} = 1,44T_{1/2\text{м}} \ln[1 + N_{\text{д}} / N_{\text{м}}]. \quad (6.4)$$

Эту формулу можно применять лишь тогда, когда есть уверенность, что излучаемые элементы не выносились и не добавлялись. Точность нахождения t_{abc} зависит от точности аналитических, как правило, масс-спектрометрических определений количества изотопов N_m и N_d .

Существует свыше десяти ядерно-геохронологических методов. При исследовании горных пород используют ряды радиоактивных элементов с большим периодом полураспада (ураново-свинцовый, рубидиево-стронциевый, калий-аргоновый и другие методы). При изучении молодых горных пород, в том числе для определения возраста археологических находок, применяют радиоактивные элементы с небольшим периодом полураспада (калий-аргоновый, радиоуглеродный, иониево-протактиниевый и другие методы). Возраст вод определяют по космогенному тритию.

По ядерно-геохронологическим измерениям метеоритов и образцов горных пород синтез химических элементов в наблюдаемой части Вселенной завершился около 11 млрд. лет назад, возраст Солнечной системы – около 4,7 млрд. лет, возраст Земли – 4,55 млрд. лет, а возраст самых древних пород Земли и Луны превышает 4 млрд. лет. Этими методами определяют возраст кристаллизации изверженных пород и образования осадочных пород. Ценные результаты для определения палеотемператур дает изотопный анализ кислорода в раковинах ископаемых морских организмов.

6.9. Ядерно-геофизические методы

Общая характеристика. В искусственных ядерно-геофизических методах образцы горных пород или стенки горных выработок, скважин и обнажений облучаются с помощью ампульных источников тех или иных радиоактивных элементов и их смесей или генераторов нейтронов. Для получения излучений разных энергий источники помещают в экраны-замедлители, ослабляющие излучения (свинцовые – для гамма-излучений, кадмиевые или парафиновые – для нейтронов). Наибольшее практическое применение ядерно-геофизические методы получили при геофизических исследованиях скважин. Рас-

смотрим лишь несколько лабораторных методов, которыми изучаются образцы или обнажения горных пород.

6.9.1. Нейтронные методы

В нейтронных методах изучаемые породы облучаются нейтронами при разных энергиях, удалениях и временах облучения и производятся измерения разных излучений (см. 6.6.2).

1. Активационный анализ. Сущность активационного анализа сводится к облучению образцов горных пород быстрыми или медленными нейтронами и изучению наведенной радиоактивности с образованием радионуклидов определенного периода полураспада. При этом изменяется как время облучения, так и время изучения наведенной альфа-, бета- или гамма-активности. Измерив интенсивность вторичного гамма-излучения при разных временах после окончания облучения, по графику зависимости от $I_{n\gamma}(t)$ можно оценить период полураспада, а значит, наличие того или иного химического элемента в образце. Активационный метод характеризуется повышенной чувствительностью к элементам, отличающимся высокой активационной способностью, таким как Al, Cd, Cl, Cu, K, Mn, Na, P, Si и др.

2. Нейтронный анализ. Нейтронный анализ горных пород сводится к облучению их медленными нейтронами и определению плотности потока тепловых нейтронов I_{nn} или интенсивности вторичного гамма-излучения $I_{n\gamma}$. Графики зависимости I_{nn} ($I_{n\gamma}$) от расстояния до источника характеризуют поглощающие свойства вещества. По ним выделяют элементы, ядра которых обладают аномально высоким сечением поглощения медленных нейтронов (B, Fe, Cd, Cl, Li, Mn, Hg, редкоземельные элементы и др.). Широко используют автомобильную и пешеходную борометрические съемки для выявления бора в слое толщиной до 25 см.

На выявлении аномально высокого сечения замедления нейтронов основаны методы изучения водородосодержащих пород. В частности, с помощью влагомеров определяют влажность горных пород, если их плотность определена другими методами (например, плотностной гамма-гамма-метод).

3. Гамма-спектральный метод. Гамма-спектральным методом изучают энергетический состав вторичного гамма-излучения радиационного захвата I_{ny} . Возможность таких исследований основана на том, что каждый элемент облучаемой породы, захватывая тепловые нейтроны, дает I_{ny} определенной энергии и спектра. Гамма-спектральный метод применяют для анализа руд, содержащих Fe, Cu, Ni, Al, K, Na и другие элементы.

6.9.2. Гамма-методы

К гамма-методам относятся методы изучения физико-химических свойств горных пород путем облучения их источниками гамма-лучей разных энергий.

1. Фотонейтронный анализ. На облучении образцов размельченной горной породы жесткими гамма-квантами высоких энергий (свыше 1–2 МэВ) и определении интенсивности вторичных нейтронов I_n основан фотонейтронный анализ. Повышение I_n наблюдается в присутствии бериллия и дейтерия, поэтому фотонейтронный анализ наибольшее применение находит при анализе содержания этих элементов и, в частности, при изучении водоносных и нефтеносных пород, в которых много дейтерия.

2. Плотностной гамма-гамма-метод. Если горные породы облучать гамма-квантами с энергией выше 0,3 МэВ, то в них преобладает комптоновское рассеяние, которое практически не зависит от состава пород и руд, а определяется их плотностью. Интенсивность $I_{\gamma\gamma}$ на расстоянии свыше 20 см от источника изменяется по экспоненциальному закону в зависимости от плотности. На этом явлении основан плотностной гамма-гамма-метод (ГГМ-П), с помощью которого определяют среднюю плотность пород в слое толщиной до 20 см.

3. Селективный гамма-гамма-метод. Если горные породы облучать гамма-квантами с энергией, меньшей 0,3 МэВ, то происходит их фотоэлектрическое поглощение. Определяемый по $I_{\gamma\gamma}$ коэффициент ослабления лучей зависит от эффективного атомного номера породы ($Z_{эф}$), под которым понимается некото-

рый усредненный атомный номер, определяемый атомными номерами химических элементов в породе (Z_i), поглощающих гамма-лучи, и их массовыми долями (q_i) в ней, т.е.

$$Z_{\text{эф}} \approx \frac{1}{N} \sqrt[3]{\sum_{i=1}^N (Z_i q_i)^3},$$

где N – общее число изученных в породе элементов. На использовании этого явления основан селективный гамма-гамма-метод (ГГМ-С) для определения содержания в образцах, обнажениях и стенках скважин и горных выработок тяжелых элементов (Fe, Hg, Sb, Pb, W и др.).

4. Рентгенорадиометрический метод. При облучении горных пород мягким гамма-излучением (энергия меньше 0,1 МэВ) можно наблюдать характеристическое рентгеновское излучение. На его изучении основан рентгенорадиометрический метод (РРМ) определения содержания в породах многих элементов (Fe, Pb, Mn, Mo, Sb, Sn, Cr, W, Zn и др.). Существуют и другие ядерно-физические методы определения физико-химических свойств пород на образцах и в массиве.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое естественная радиоактивность?
2. Какие радиоактивные элементы изучают в радиометрии?
3. Как определяется период полураспада элементов?
4. Из каких излучений состоит естественная радиоактивность?
5. Что такое альфа-, бета-, гамма- и нейтронное излучение?
6. Что принято за единицу экспозиционной дозы облучения в системе СИ?
7. Как разделяются нейтроны по энергии?
8. Какой формулой можно описать полный линейный коэффициент поглощения гамма-квантов в породе?
9. Какими основными реакциями характеризуется нейтронное излучение?

10. Как определяется средняя длина пробега нейтронов при наличии рассеяния и поглощения?

11. Назовите четыре группы радиоактивности минералов.

12. Назовите пять групп радиоактивности пород и руд по содержанию в них урана.

13. Какое количество урана (в процентах) содержится в породах средней радиоактивности и богатых радиоактивных рудах?

14. Какие породы относятся к практически нерадиоактивным и радиоактивным рудам?

15. Как определяется коэффициент эманирования пород?

16. Назовите энергию гамма-излучения калия-40.

17. По каким формулам определяется полный линейный коэффициент ослабления и поглощения для узкого пучка гамма-квантов?

18. Назовите основное нейтронное свойство горных пород.

19. Какая величина называется полной длиной пробега нейтронов?

20. Как работает счетчик Гейгера-Мюллера?

21. Из чего состоит сцинтилляционный счетчик?

22. Что Вы знаете о полевом радиометре?

23. Для изучения каких явлений используется эманометр?

24. Как определяется средний нормальный фон радиоактивности?

25. Как проводится аэрогамма-съемка?

26. В чем суть методики автогамма-съемки?

27. Для решения каких геологических задач применяется пешеходная (наземная) съемка?

28. Как можно измерить гамма-излучение стенок горных выработок в рудниках и шурфах?

29. Что называется эманационной съемкой?

30. Как определяется абсолютный возраст горных пород?

31. Назовите нейтронные методы изучения пород?

32. На каких принципах основаны гамма-методы: фото-нейтронный анализ, плотностной и селективный гамма-гамма-методы?

ГЛАВА 7. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН

Геофизические исследования скважин (ГИС) – это методы геологического и технического документирования проходки скважин, основанные на изучении в них различных геофизических полей. Такое понимание ГИС привело к созданию самостоятельной научно-прикладной отрасли геофизики, которую иногда называют *каротаж*, или *промысловая геофизика*.

В более широком смысле ГИС – не только документирование результатов бурения с радиусом обследования до 1–2 м, но и изучение околоскважинных пространств путем исследования полей в скважинах, а также между ними и земной поверхностью при дальности в десятки и сотни метров. Интенсивное применение ГИС позволяет более эффективно организовывать разведку и эксплуатацию месторождений. Они обеспечивают резкое сокращение отбора образцов при бурении (керн), давая даже больше информации о разрезе, чем при сплошном отборе керна, сокращая при этом стоимость и время бурения.

Геофизические методы исследования скважин предназначены для изучения геологического разреза и, в частности, выявления пластов разной литологии, определения углов и азимутов их падения, выделения полезных ископаемых в разрезах, а также оценки пористости, проницаемости, коллекторских свойств окружающих пород и их возможной нефтегазоносной продуктивности. Специальной аппаратурой производится контроль технического состояния скважин (определение их диаметров, искривления, наличия цемента в затрубном пространстве и др.), а также ведутся прострелочно-взрывные работы в скважинах (отбор образцов из стенок, перфорация обсадных колонн). По физическим свойствам горных пород, определяемым в результате исследования в скважинах, возможно не только непосредственное получение той или иной геологической информации, но и интерпретация данных полевой геофизики.

При геофизических исследованиях в скважинах используются те же поля и методы, применяемые и в полевой гео-

физике. Однако между ними имеются существенные различия, которые определяются специфическими условиями технологии работ в скважинах. Для изучения разрезов скважин применяются электрические, ядерные, термические, сейсмоакустические, магнитные, гравиметрические методы. Измеряемые в скважинах с помощью датчиков те или иные параметры физических полей преобразуются в электрические сигналы, которые по кабелю подаются в так называемые каротажные станции. В них они автоматически регистрируются при подъеме кабеля с глубинным прибором и датчиком поля, производимом со скоростью от 200 до 5000 м/ч.

Эффективность скважиной геофизики очень велика, особенно в нефтяной и структурной геологии, где бурение всех скважин сопровождается проведением геофизических исследований. Широко применяются они при поисках рудных и нерудных ископаемых. При инженерно-гидрогеологических исследованиях скважинными геофизическими методами изучаются пористость, обводненность, фильтрационные свойства пород и, наряду с отбором керна, производится геологическое документирование разрезов.

7.1. Скважина – объект разведки недр и геофизических исследований

Скважина является важнейшим источником информации о строении недр и местонахождении полезных ископаемых, а также единственным технологическим способом добычи нефти и газа. В зависимости от глубины и назначения скважин бурение проводится механическими, роторными, турбобуровыми и другими способами.

До создания ГИС для геологической документации *велся отбор образцов пород (керна)* либо непрерывно через каждые несколько метров бурения, либо поинтервально. Каждый отбор керна сопровождался подъемом всего бурового инструмента. Это резко увеличивало стоимость и время бурения. Косвенную информацию о пройденных породах дает буровая жидкость (глинистый раствор или вода), которая под давлением подается

в скважину и непрерывно извлекается вместе с измельченной буровым инструментом породой.

Применение ГИС после окончания бурения обеспечило возможность проходки скважин сплошным забоем, без подъема бурового инструмента или с подъемом для отбора керна лишь на опорных участках разреза. В результате резко уменьшается время бурения и его стоимость, несмотря на дополнительные каротажные работы, занимающие несколько дней, то есть время в сотни раз меньше, чем при бурении.

В ходе или после бурения скважин их обсаживают стальной колонной труб или только сверху (десяток метров), или на всю глубину (при бурении глубоких структурных и нефтегазо-разведочных скважин). Дополнительное укрепление стенок осуществляется их цементацией или глинизацией. Проникая в трещины и поры горных пород, цемент, глина или буровая жидкость меняют физические свойства пород, что вносит искажения в результаты ГИС.

Наличие обсадных колонн делает невозможным проведение электромагнитных исследований в скважинах, но выполнению ядерно-физических, сейсмоакустических и технологических работ не препятствует. Несмотря на широкое использование ГИС, особенно в нефтегазовой геофизике, некоторые литолого-петрографические исследования требуют отбора керна из основных перспективных на нефть, газ комплексов пород. Это необходимо для установления конкретных корреляционных связей между геологическими и геофизическими параметрами.

Таким образом, ГИС с очень небольшим (несколько %) отбором керна дает наибольшую информацию о геологоразведочных скважинах.

7.2. Принципы решения прямых и обратных задач ГИС

При геофизических исследованиях скважин используются те же поля, что и в полевых геофизических методах (гравитационные, магнитные, электромагнитные, сейсмоакустические, ядерно-физические, тепловые), поэтому принципы теоретического решения задач – прямых (определение физических

параметров поля по известному геофизическому разрезу) и обратных (определение физического разреза по наблюдаемым физическим параметрам) – одинаковы. Однако строгое теоретическое решение прямых задач ГИС сложнее, так как приходится учитывать влияние заполнителя скважины (обсадные колонны, цемент, глинистый раствор, по-разному проникающие в поры в зависимости от их трещиноватости и пористости пород).

Кроме того, *прямые задачи по размерности являются двух-, трехмерными* и решаются для погруженных источников. Рассмотренные выше основы теории полевых методов геофизики иллюстрировались в основном решением одно- и двухмерных задач для поверхностных источников, решение которых проще.

Решение же обратных задач ГИС и интерпретация материалов оказались *проще* по следующим причинам. Во-первых, интерпретация может быть полуколичественной, т. е. выделяются глубины залегания, мощности пластов или рудных объектов вблизи источников. Во-вторых, для геологического истолкования результатов ГИС используются теоретически установленные или эмпирически получаемые корреляционные связи между геофизическими и геолого-гидрогеологическими, механическими, коллекторскими свойствами с оценкой заполнителя пор (вода, нефть, газ). В-третьих, интерпретацию материалов легче формализовать и осуществлять с помощью компьютеров.

7.3. Физико-геологическая классификация геофизических исследований скважин

Все полевые геофизические методы применяются и в геофизических исследованиях скважин. В таблице 7.1 приведены группы методов ГИС (в порядке объемов их применения) и основные методы, используемые в них. В данном параграфе в соответствии с выводами предыдущих глав (1–6) приведены физические свойства пород, на которых основаны методы, измеряемые параметры, а также решаемые геологические задачи.

Таблица 7.1

Название групп методов	Название методов	Изучаемые физические свойства пород	Измеряемые параметры	Решаемые геологические задачи
Электрические	Метод естественной поляризации (ПС)	Электрохимическая активность	Естественные потенциалы	Геологическое расчленение разрезов в комплексе с методами КС, выявление сульфидных руд, углей, графитовых сланцев, коллекторов и водоупоров
	Методы токового каротажа, скользящих контактов (МСК)	Удельное электрическое сопротивление (УЭС)	Изменение тока в питающей цепи	Выделение в разрезах хорошо проводящих горизонтов (сульфидов, углей, графитов и др.)
	Метод кажущихся сопротивлений (КС), боковое каротажное зондирование (БКЗ) и др.	Удельное электрическое сопротивление (УЭС)	Кажущееся сопротивление	Геологическое расчленение разрезов, определение мощности слоев и истинного сопротивления пород, выделение коллекторов, водоупоров, рудных и нерудных пропластков
	Резистивиметрия	УЭС жидкости в стволе скважины	УЭС жидкости в стволе скважины	Определение сопротивления воды и глинистого раствора в скважине
	Метод вызванных потенциалов (ВП)	Поляризуемость	Вызванные потенциалы (ВП)	Геологическое расчленение разрезов скважин, выявление сульфидных руд, угля, графитов, сланцев
	Индуктивный	Электропровод-	Потенциалы	Расчленение низкоомных разрезов

	метод (ИМ)	ность		
	Диэлектрический метод (ДМ)	Диэлектрическая проницаемость	Потенциалы	Расчленение водоносных разрезов
Ядерные	Гамма-метод (ГМ) или гамма-каротаж (ГК)	Естественная радиоактивность	Интенсивность естественного гамма-излучения (I_{γ})	Обнаружение радиоактивных руд, геологическое расчленение разрезов
	Гамма-гамма-метод (ГГМ) или гамма-гамма-каротаж (ГГК)	Плотность и химический состав	Интенсивность рассеянного гамма-излучения ($I_{\gamma\gamma}$)	Изучение плотности горных пород и их химического состава
	Нейтронный гамма-метод (НГМ) или каротаж (НГК)	Поглощение нейтронов с последующим гамма-излучением	Интенсивность вторичного гамма-излучения ($I_{n\gamma}$)	Расчленение разреза по водородосодержанию, оценка пористости пород
	Нейтрон-нейтронный метод (ННМ) или каротаж (ННК)	Поглощение быстрых нейтронов и определение медленных нейтронов	Интенсивность потока тепловых и надтепловых нейтронов	То же, что и в методе НГК, но более точное определение количества водорода в породах
Термические	Метод естественного теплового поля (МЕТ)	Теплопроводность	Температура	Изучение геологического разреза скважин, определение наличия газа, нефти, сульфидов и др., определение технического состояния скважин

	Метод искусственного теплового поля (МИТ)	Тепловое сопротивление, температуропроводность	Температура	Изучение геологического разреза скважин, определение наличия газа, нефти, сульфидов и др., определение технического состояния скважин
Сейсмоакустические	Метод акустического каротажа	Скорость распространения волн, амплитуда сигналов	Время и скорость упругих волн, их затухание (t, V, b)	Геологическое расчленение разреза, оценка пористости, проницаемости, состава флюида
	Сейсмический каротаж	Скорость распространения волн, амплитуда сигналов	Время и скорость упругих волн, их затухание (t, V, b)	Определение пластовых и средних скоростей
Магнитные	Метод естественного магнитного поля	Магнитная восприимчивость горных пород	Напряженность магнитного поля Земли	Геологическое расчленение разрезов и выявление железосодержащих руд
	Метод искусственного магнитного поля	Магнитная восприимчивость горных пород	Напряженность поля магнита	Геологическое расчленение разрезов и выявление железосодержащих руд
Гравитационные	Гравиметрический каротаж	Плотность	Аномалии силы тяжести	Геологическое расчленение разреза

7.4. Принципы устройства каротажных станций и скважинных приборов

При геофизических исследованиях скважин используется как общая аппаратура и оборудование, применяемые в большинстве методов ГИС [автоматические каротажные станции (АКС) или аппаратура геофизических исследований сква-

жин (АГИС), спускоподъемное оборудование], так и специальные скважинные приборы, разные в разных методах (глубинные или каротажные зонды). АКС (АГИС) смонтированы на автомашинах хорошей проходимости.

К общему оборудованию (рис. 7.1) каротажной станции относятся:

- 1) источники питания (батарея аккумуляторов);
- 2) приборы для регистрации разности потенциалов и силы тока;
- 3) лебедка, работающая от двигателя автомобиля и предназначенная для спуска и подъема каротажного кабеля в скважину (при каротаже глубоких скважин – более 3 км – лебедка устанавливается на отдельном автомобиле-подъемнике);
- 4) блок-баланс, располагающийся вблизи скважины и предназначенный для направления кабеля в скважину и синхронной передачи глубины расположения индикатора поля на лентопротяжный механизм регистратора;
- 5) одножильный, трехжильный или многожильный кабель в хорошей изоляции.

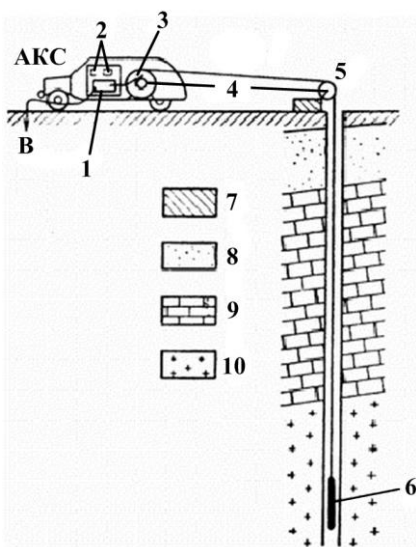


Рис. 7.1. Схема выполнения ГИС: АКС – автоматическая каротажная станция, К – каротажный кабель, 1 – источник питания, 2 – приборы для регистрации разности потенциалов и силы тока, 3 – лебедка, 4 – коллектор лебедки, 5 – блок-баланс, 6 – глубинный каротажный зонд, 7 – глины, 8 – пески, 9 – известняки, 10 – изверженные породы

Изолированные друг от друга жилы кабеля с одной стороны подключаются к кольцам коллектора лебедки, а с другой – к глубинному каротажному зонду, то есть к устройству для измерения тех или иных параметров поля в скважине и трансформации их в электрические импульсы.

Используемый в методах электрического каротажа зонд состоит из одного, двух, трех и более свинцовых электродов, укрепленных на кабеле. Такие зонды используются в скважинах, заполненных буровой жидкостью или водой. При работах в сухих скважинах применяются скользящие электроды, каждый из которых состоит из металлической щетки, укрепленной в обойме из изолятора на плоской металлической пружине. Пружины такого «фонарного» зонда прижимают электроды к стенкам скважины. Аналогично устроены микрозонды, в которых точечные электроды располагаются на планке из изолятора на расстоянии нескольких сантиметров друг от друга. Планка укреплена на плоской пружине «фонаря», которая прижимает электроды к стенкам скважины.

В глубинном зонде ядерных методов помещаются счетчики гамма- или нейтронного излучения и предварительные усилители сигналов на их выходе. При искусственных методах там же располагаются источники и экраны, препятствующие прямому облучению счетчика.

В гамма-методах экраны свинцовые, в нейтронных методах они парафиновые (рис. 7.2).

В глубинном зонде сейсмоакустических методов смонтирован источник упругих волн и два сейсмоприемника, изолированные резиновым экраном от источника.

В глубинном зонде для терморазведки установлен электрический термометр. Скважинные магнитные и гравиметрические наблюдения выполняются специальными приборами, трансформирующими наблюдаемые параметры в электрические

сигналы. В приборах для глубинных исследований кроме датчиков поля размещаются электронные усилители электрических сигналов и блоки питания. Корпуса их герметичны, термостойки, баростойки.

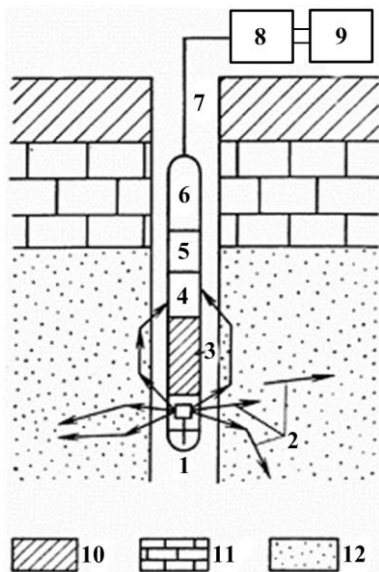


Рис. 7.2. Схема устройства глубинного прибора для искусственного ядерного каротажа: 1 – источник гамма-лучей или нейтронов; 2 – условные пути движений гамма-лучей или нейтронов; 3 – экран; 4 – счетчик; 5 – блок питания; 6 – предварительный усилитель; 7 – кабель; 8 – усилитель; 9 – регистратор; 10 – глина; 11 – известняки; 12 – пески

В наземной автоматической каротажной станции смонтированы электронные усилители и регистраторы. Аналоговую регистрацию проводят на рулонной (редко фото-) бумаге или магнитной ленте. Современные АГИС являются цифровыми. В них сигналы кодируются в двоичном коде и записываются на магнитную ленту. Это обеспечивает возможность машинной обработки информации с помощью компьютеров, входящих в комплект станции. Имеются устройства для представления материалов в аналоговой форме.

Ранее существовали одноканальные станции. Сейчас изготавливаются многоканальные компьютеризированные телеизмерительные системы, позволяющие регистрировать информацию от нескольких датчиков. Назначение станции АГИС – изучение нефтегазовых, рудных и инженерно-геологических и гидрогеологических скважин.

ГИС неглубоких скважин (до 200 м) можно проводить с помощью полуавтоматических регистраторов. В них измеряемый милливольтметром сигнал компенсируется эталонной разностью потенциалов, пропорциональной отклонению карандаша от нулевой линии. Запись сигнала ведется на диаграммной бумаге.

7.5. Методы технологического контроля состояния скважин

Для документации проходки глубоких скважин, обработки и интерпретации ГИС проводится технологический контроль. Он включает изучение технического состояния скважин (определение углов наклона, азимута забоев, диаметра скважины на разных глубинах, высоты цемента за обсадными трубами, качества цементации и др.), фототелеметрию стенок скважин, перфорацию скважин для допуска в нее воды, нефти, газа и др.

С помощью специального оборудования и обычных автоматических каротажных станций подобный технологический контроль проводится в ходе или после окончания бурения.

7.6. Кавернометрия

Для измерения диаметров скважин применяются специальный прибор – каверномер и оборудование обычной каротажной станции. **Каверномер** состоит из металлической гильзы, вдоль ствола которой располагаются ромбовидные рычаги-щупы, при подъеме каверномера рычаги под действием пружины раскрываются и плотно прижимаются к стенкам скважины. При изменении угла раскрытия рычагов движется закрепленный на них шток, который связан с ползунковым реостатом. Это приводит к изменению сопротивления реостата и тока в элек-

трической цепи, который подается на регистратор. Установив в процессе градуировки зависимость между током и радиусом раскрытия рычагов, легко перевести график его изменения в кривую изменения диаметра скважины (кавернограмму). Она служит для уточнения геологического разреза, изучения технического состояния скважин и интерпретации результатов скважинных исследований.

7.7. Инклинометрия

Для определения на любой глубине угла отклонения оси скважины от вертикали и азимута ее искривления по отношению к устью применяются специальный прибор – инклинометр и оборудование обычной каротажной станции. В необсаженных скважинах используются электрические инклинометры. В корпусе такого инклинометра помещается свободно подвешенная рамка, которая располагается горизонтально. На ней имеется буссоль для измерения азимута и указатель наклона. Стрелка буссоли и указатель наклона рамки скользят по реохордам азимутов и углов наклона, которые поочередно можно подключать к токовой линии инклинометра. Стрелка и указатель передают напряжение с реохордов, пропорциональное азимуту или углу наклона.

В скважинах, обсаженных металлическими трубами, измерение азимута и угла проводят **гироскопическими инклинометрами.** Принцип работы этих приборов основан на принципе действия гироскопа (устройства, маховик которого быстро вращается от специального электромотора) – сохранять неизменной в пространстве ось вращения. **В инклинометре два гироскопа:** один – для измерения азимутов, другой – для измерения углов наклона. С помощью особых электрических схем определяются углы, составленные инклинометром (направлением скважины) с осями вращения гироскопов.

Точность измерения углов инклинометром достигает 30', а азимутов – нескольких градусов. Если учесть, что глубокая скважина на разных глубинах может отклоняться от вертикали на сотни метров, а по азимуту превышать 360°, то нетрудно понять практическое значение инклинометрии. Особенно необ-

ходимо применение инклинометрии в скважинах наклонного бурения.

7.8. Перфорация скважин

Для извлечения нефти, газа, подземных вод из пластов, **обсаженных трубами**, надо пробить отверстие в трубах, чтобы обеспечить доступ жидкого или газообразного ископаемого в скважину, а затем подачу его на поверхность. **Прострелочные работы в скважинах** выполняются с помощью специальных устройств – перфораторов с использованием оборудования обычных каротажных станций. Прострел колонны обсадных труб производится различными стреляющими устройствами: пулевыми, беспулевыми, кумулятивными, торпедными перфораторами.

Пулевой перфоратор состоит из стального ствола с несколькими отверстиями по длине, в которых располагаются пули весом 9–27 г. За каждой пулей имеется взрывная камера, заполненная порохом. Для подрыва пороха в камеру подводится электровоспламенитель. При взрыве пуля пробивает трубу, окружаящий ее цемент и образует отверстие, что и обеспечивает поступление из пласта в скважину газа, нефти или воды.

В беспулевых, кумулятивных перфораторах перфорация производится раскаленной металлической струей, возникающей при взрыве взрывчатого вещества (гексагена).

Торпедный перфоратор стреляет снарядами диаметром от 22 до 84 мм. В снаряде имеется взрывчатое вещество, которое взрывается и разрушает породу, когда снаряд входит в нее.

Для взятия на отдельных участках скважины образцов пород применяется **огнестрельный (стреляющий) грунтонос**. Он похож на пулевой перфоратор. Боек грунтоноса имеет отверстие, в которое проникает порода при внедрении его в стенки скважины. При подъеме грунтоноса боек на тросике извлекается вместе с породой.

7.9. Обработка каротажных диаграмм

В результате ГИС получают каротажные диаграммы: графики изменения того или иного физического параметра в зависимости от глубины (рис. 7.3).

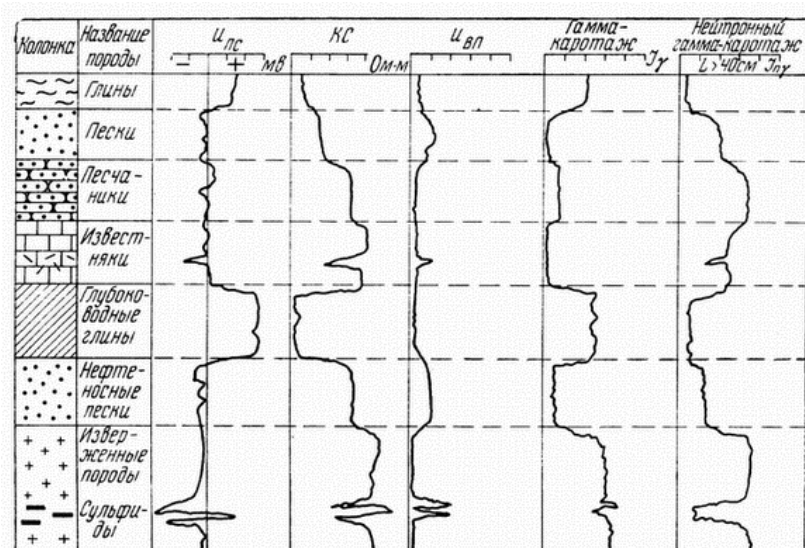


Рис. 7.3. Типичные диаграммы электрического и ядерного методов ГИС

Принципы обработки диаграмм, полученные любым методом, одинаковы и сводятся к выделению аномалий: максимумов, минимумов, изрезанных интервалов и других аномалий на нормальном фоне. По ним можно определить местоположение пластов, их мощности. При использовании симметричных зондов, например, по графику потенциалов и пропорциональных ему параметров поля определяют центр пласта – он находится напротив экстремумов, а границы проходят по участкам перегиба. При использовании несимметричных зондов, измеряющих градиент потенциала и пропорциональные ему параметры, экстремумами на диаграммах выделяются кровля или подошва пласта.

Качественная интерпретация диаграмм ГИС включает как подобную обработку каждой диаграммы, так и их межме-

тодную и межскважинную корреляцию. Количественная геолого-геофизическая интерпретация в каждом методе своя, но наиболее достоверная информация получается при комплексировании нескольких методов. Наличие одной АКС (АГИС) с большим количеством зондов позволяет проводить комплексирование быстро и эффективно. Этим ГИС резко отличается от полевых методов геофизики.

7.10. Электрические методы исследования скважин

Метод естественного поля. Скважинные исследования методом естественного поля (ЕП) или поля самопроизвольного (каротаж ПС) сводятся к измерению постоянных естественных потенциалов, возникающих у пластов с разной электрохимической активностью. Естественные потенциалы (потенциалы собственной поляризации) возникают при окислительно-восстановительных, диффузионно-адсорбционных и фильтрационных процессах, протекающих в различных горных породах. Зондом для измерения собственных потенциалов служат свинцовые приемные электроды.

Работы в методе ПС чаще выполняются способом потенциала, т. е. с использованием установки, состоящей из одного неподвижного приемного электрода *N*, заземленного вблизи устья скважины, и второго электрода *M*, перемещаемого по скважине (рис. 7.4, *a*). *Иногда*, особенно *при наличии электрических помех*, запись ПС ведется *способом градиента потенциала*. В этом случае оба приемных электрода *M* и *N* передвигаются по скважине, а расстояние между ними остается постоянным (1–2 м).

Полученные графики естественных потенциалов, измеряемых в милливольтгах, представлены на рис. 7.3, 7.4, *б*. На диаграммах ПС по аномалиям выделяются пласты с разной электрохимической активностью. Однозначная литологическая интерпретация диаграмм ПС затруднена, т.к. естественное электрическое поле зависит от многих факторов. Чаще всего напротив глинистых пород наблюдаются положительные аномалии потенциала ПС, а около пористых проницаемых пластов - отрицательные. Интенсивными аномалиями положительного и отри-

цательного знака выделяются сульфидные залежи, пласты антрацита, графита. Слабыми аномалиями (единицы милливольт) отличаются массивные, плотные, плохо проницаемые песчаники, известняки, изверженные породы.

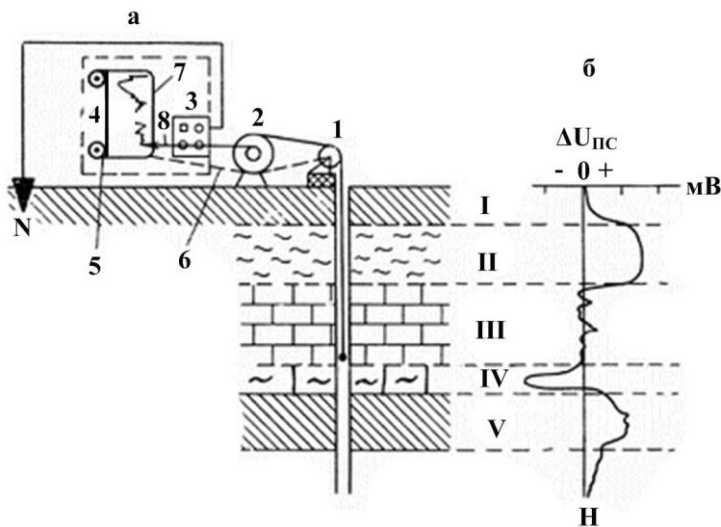


Рис. 7.4. Схема каротажа ПС способом потенциала с полуавтоматической регистрацией; а – схема установки: 1 – блок-баланс, 2 – лебедка с коллектором, 3 – милливольтметр, 4 – регистратор, 5 – лентопротяжный механизм, соединенный гибким валиком (6) с роликом блок-баланса, 7 – диаграммная бумага, 8 – карандаш; б – диаграмма естественных потенциалов по стволу скважины: I (почва) и III (известняки) – пласты со слабой электрохимической активностью, II (суглинки) и V (глины) – пласты с положительными аномалиями ПС, IV – пласт с отрицательной аномалией ПС, характерной для проницаемых слоев

Скважинные исследования методом ПС предназначены для расчленения геологических разрезов и корреляции по соседним скважинам отдельных пластов, выявления плохо проницаемых сланцев, глин и хорошо проницаемых песков, пористых известняков, выделения сульфидных, полиметаллических руд, угля, графита, оценки пористости и проницаемости пород.

Метод кажущихся сопротивлений. Скважинные исследования методом кажущихся сопротивлений (каротаж КС) основаны на расчленении пород, окружающих скважину, по их удельному электрическому сопротивлению (УЭС).

1. Зонды для работ методом КС. Простейшим зондом для измерения силы тока, проходящего в буровом растворе и окружающих скважину породах, служит **одноэлектродный зонд**. При исследованиях, называемых **токовым каротажем**, один электрод зонда заземлен неподвижно, вблизи устья скважины, а второй – закреплен на кабеле (рис. 7.5, а). В результате перемещения зонда по скважине регистрируется изменение силы тока.

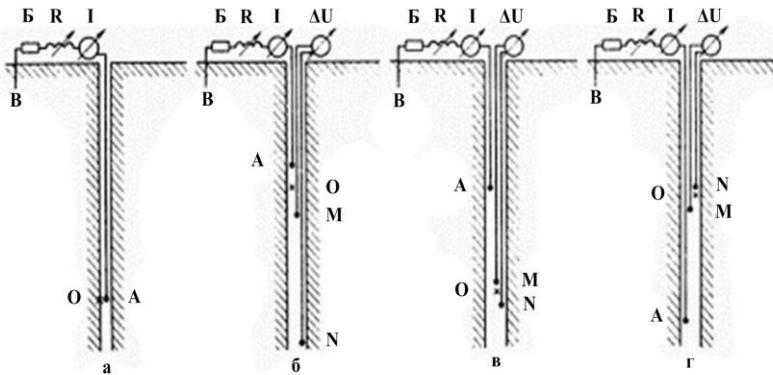


Рис. 7.5. Различные зонды для электрического каротажа скважин: *A*, *B* – питающие электроды, *B* – батарея или другой источник питания, *R* – реостат для регулировки силы тока, *I* – прибор, измеряющий силу тока, *MN* – приемные измерительные электроды, ΔU – прибор для измерения (регистрации) разности потенциалов, *O* – точка записи, к которой относят результаты замеров; *а* – одноэлектродный зонд токового каротажа, *б* – трехэлектродный потенциал-зонд, *в* – трехэлектродный подошвенный (последовательный) градиент-зонд, *г* – трехэлектродный кровельный (обращенный) градиент-зонд

Чаще всего при работах методом КС используются **трехэлектродные зонды**, в которых три электрода располагаются в скважине (четвертый электрод заземляется на поверхности,

вблизи скважины). Трехэлектродный зонд, состоящий из одного питающего (A) и двух приемных (M и N) электродов, называется однополюсным. Трехэлектродный зонд, состоящий из одного приемного (M) и двух питающих (A и B) электродов, называется двухполюсным. В обоих случаях расчет КС (ρ_k) ведется по формуле метода сопротивления:

$$\rho_k = k \cdot \Delta U / I,$$

где k – коэффициент, зависящий от расстояния между электродами в зонде; ΔU – разность потенциалов между приемными электродами M и N ; I – сила тока в питающей цепи AB .

В трехэлектродном зонде $k = 4\pi \cdot AM \cdot AN / MN$, или $k = 4\pi \cdot MB \cdot NB / MN$, где AM , AN , MN , MB , NB – расстояния в метрах между соответствующими электродами.

Название зонда включает обозначения электродов, располагающихся в скважине сверху вниз, и расстояний между ними. Например, в зонде $A2M0,05N$ сверху расположен питающий электрод A , далее в двух метрах – приемный электрод M , а в пяти сантиметрах от последнего – электрод N . Различают потенциал-зонды и градиент-зонды (рис. 7.5).

В потенциал-зонде расстояние между приемными MN или питающими AB (их называют парными) электродами превышает расстояние от непарного электрода A или M до ближайшего парного. Точка записи, к которой относится измеренное кажущееся сопротивление, располагается посередине AM (точка O , рис. 7.5, б).

В градиент-зонде расстояние между парными электродами в пять – десять раз меньше расстояния от парного электрода до непарного. Точка записи находится посередине MN . Если парные электроды располагаются выше непарного, то зонд называют **кровельным, или обращенным** (рис. 7.5, г), а если они под питающим электродом, то зонд называют **подошвенным, или последовательным** (рис 7.5, в). Расстояние AM у потенциал-зонда и AO (или MO) у градиент-зонда называется **размером зонда**. Обычно размер зонда меняется от 0,5 до 3 м. Радиус об-

следования пород вокруг скважины примерно равен размеру зонда.

Иногда используются более сложные 5–7- электродные зонды. Благодаря различной комбинации питающих и приемных электродов с помощью этих зондов создаются направленные фокусированные электрические поля, что позволяет точнее установить границы пластов и определить их сопротивление. Такие зонды используются при боковом каротаже. Для выявления тонких пластов применяются микрозонды.

2. Методика и техника метода КС. Как отмечалось выше, при исследованиях методом КС может регистрироваться либо сила тока (токовый каротаж), либо разность потенциалов. В результате токового каротажа (в сухих скважинах используется метод скользящих контактов, или МСК) получают токовые диаграммы, характеризующие изменение силы тока по стволу скважины.

Основным видом скважинных электрических наблюдений является измерение КС (ρ_k) по стволу скважины с помощью стандартного зонда с постоянным в данных геологических условиях размером. Такие измерения – аналог электропрофиллирования (ЭП). Стандартный, или оптимальный для изучаемого района зонд обеспечивает наилучшее выделение по кривым КС слоев с разным удельным электрическим сопротивлением. Его вид и размеры определяются поставленными задачами и выбираются опытным путем. Чтобы получить кривую изменения КС по скважине, сила тока I на питающих электродах обычно поддерживается постоянной, а измеренная непрерывная кривая разностей потенциалов ΔU на приемных электродах при постоянной длине зонда является фактически графиком изменения ρ_k . Для перевода кривой ΔU (в милливольтгах) в кривую ρ_k (в Омм) изменяется лишь масштаб записи с учетом величины коэффициента установки и силы тока.

По диаграммам КС (по вертикали откладываются точки записи, по горизонтали – ρ_k) можно получить лишь общее представление о сопротивлениях пород и об их изменении по стволу скважины (рис. 7.3). Однако для расшифровки диаграмм и интерпретации результатов электроразведки большое значение

имеет определение истинного значения сопротивления пород. Его получают с помощью боковых каротажных зондирований (БКЗ), или бокового каротажа (БК).

Методика БКЗ сводится к последовательному выполнению работ КС несколькими (5–7) однотипными зондами разной длины (например, $AO = 0,2; 0,5; 1; 2; 4; 7$ м). Проведя измерения зондами разной длины, получаем кажущиеся сопротивления, соответствующие разным радиусам обследования пород вокруг скважины. Для каждого пласта, сопротивление которого необходимо определить, на логарифмических бланках строят кривую БКЗ, т.е. кривую зависимости КС от длины зонда. Кривые БКЗ интерпретируются с помощью специальных теоретических кривых (палеток БКЗ) так же, как это делается при интерпретации ВЭЗ. В результате получают истинное сопротивление пород и оценивают глубину проникновения бурового раствора в среду.

3. Интерпретация и область применения метода КС.

При токовом каротаже (в том числе МСК) сила тока, стекающего с помещенного в скважину питающего электрода, зависит от удельного сопротивления окружающих пород. Если питающий электрод расположен напротив хорошо проводящего пласта, то его сопротивление заземления уменьшается, а сила тока увеличивается. Вблизи высокоомных пород сила тока будет уменьшаться. На диаграммах хорошо выделяются лишь пласты с резко отличающимися от вмещающих пород свойствами, например руды.

Интерпретация данных КС, как и в электропрофиле-ровании, начинается с визуального выделения на диаграммах КС аномалий ρ_{κ} , по которым определяют глубину залегания слоев с разными удельными электрическими сопротивлениями. Форма и характерные особенности кривых КС определяются не только сопротивлением и мощностью слоев, но и диаметром скважины, минерализацией бурового раствора, радиусом его проникновения в породу (последний зависит от пористости пород и разности давлений жидкости в пласте и стволе скважины), а также типом и размерами зонда, с помощью которого получена диаграмма.

В теории метода КС получены формулы и построены графики кажущихся сопротивлений для слоев разной мощности

и сопротивления для любых зондов. Кривые КС, полученные потенциал-зондом, имеют симметричную форму. Максимумам соответствуют центры слоя с повышенными сопротивлениями, а минимумам – центры с пониженными сопротивлениями. Подошвенный градиент-зонд четким максимумом на кривой КС выделяет подошву пласта повышенного и кровлю пласта пониженного сопротивления, а кровельный градиент-зонд максимумом КС выявляет кровлю пласта повышенного и подошву пласта пониженного сопротивления.

С помощью градиент-зонда легко выявить кровлю или подошву пласта, но трудно определить его мощность и местоположение середины. По графикам КС двух зондов – кровельного и подошвенного – определяются достаточно точно как положение, так и мощность пласта. Пласты малой по сравнению с длиной зонда мощностью как высокого, так и низкого сопротивления отмечаются трудно расшифровываемыми аномалиями. По значениям КС стандартного зонда, а также по данным, полученным в результате интерпретации кривых БКЗ можно получить истинные значения сопротивлений окружающих пород и оценить радиус проникновения бурового раствора. Чем больше радиус проникновения бурового раствора, тем больше пористость пород и лучше их коллекторские свойства.

Второй этап интерпретации – корреляция схожих аномалий по кривым КС соседних скважин. Сначала выделяют четкие, характерные, повсеместно наблюдаемые в изучаемом районе аномалии, приуроченные к какому-нибудь стратиграфическому горизонту большой мощности и выдержанного простирания. Такие аномалии называются реперами. Затем выделяют промежуточные горизонты и строят геолого-геофизические разрезы.

Метод кажущихся сопротивлений – один из основных методов скважинных геофизических исследований, он применяется для геологического документирования скважин, выделения пластов разного литологического состава, определения их глубины залегания и мощности, оценки пористости и коллекторских свойств пород, выявления полезных ископаемых, в том числе нефтегазоносных и водоносных пластов.

7.11. Другие методы электротметрии скважин

1. Резистивиметрия. Под резистивиметрическими исследованиями понимается определение сопротивления бурового раствора или воды в скважине. Работы проводят резистивиметром, который представляет собой зонд малых размеров, помещенный в трубку из изоляционного материала. При перемещении зонда по скважине внутри трубки свободно проходит жидкость, заполняющая скважину, а стенки трубки исключают влияние окружающих пород. Регистрация ρ проводится так же, как и в методе КС. Коэффициент резистивиметра определяется при эталонировке в жидкости с известным сопротивлением.

Данные о сопротивлении бурового раствора или воды в скважине используются для обработки каротажных диаграмм (особенно при БКЗ) и для выявления мест подтока подземных вод разной минерализации. Кроме того, резистивиметрия применяется для изучения скоростей фильтрации подземных вод.

2. Метод вызванной поляризации. Как и в полевой электроразведке, при исследовании скважин можно изучать вызванные потенциалы, т.е. потенциалы, наблюдаемые после прохождения тока в горной породе и обусловленные их различной поляризуемостью. В скважинном методе вызванной поляризации (каротаж ВП) регистрируются потенциалы ΔU на приемных электродах при пропускании тока через питающие электроды (так же, как и при каротаже КС). Кроме того, регистрируется разность потенциалов на тех же электродах через некоторое время после выключения тока. В результате определяют потенциалы вызванной поляризации $\Delta U_{\text{вп}}$.

Метод ВП применяется для выявления зон сульфидного оруденения (в том числе вкрапленных руд), разведки угля и других руд с электронной проводимостью и для решения некоторых других задач.

3. Индукционный и диэлектрический методы. Если все вышеописанные скважинные методы основаны на применении постоянного или импульсного тока низкой частоты и сходны с методами электроразведки постоянным током, то в индукцион-

ном и диэлектрическом методах исследования скважин используются высокие частоты и эти методы имеют сходство с высокочастотной электроразведкой. Отличие индукционного и диэлектрического методов от других электрических методов исследований скважин заключается и в том, что измерения могут проводиться в сухих скважинах или в скважинах, заполненных нефтью, где гальванический контакт с окружающей средой затруднен.

Индукционный каротаж (ИК) – измерение вторичного индукционного магнитного поля, созданного в горной породе под действием первичного переменного поля частотой 20 кГц. Чем больше проводимость окружающих пород, тем большим будет вторичное поле. Графики напряжений на измерительной рамке, или кривые индукционного каротажа, позволяют выявлять в разрезе хорошо проводящие породы и рудные включения. Метод предназначен для решения примерно тех же задач, что и каротаж КС, но применяется для изучения разрезов с низкоомным сопротивлением.

При диэлектрическом каротаже (ДК) оцениваются диэлектрические свойства пород (диэлектрическая проницаемость и так называемые диэлектрические потери) в электрическом поле высокой частоты (10 мГц). Изменение диэлектрической проницаемости окружающих пород влияет на емкость конденсатора, а значит, меняет частоту сигналов генератора. Изменение диэлектрических потерь, пропорциональных электропроводности пород, влияет на амплитуду колебаний генератора. Метод ДК служит для разделения пород на водо- и нефтегазонасыщенные, для оценки их влажности и пористости.

7.12. Ядерные методы исследования скважин

При ядерных исследованиях скважин используются гамма-методы (изучение естественной радиоактивности) и ядерно-физические или ядерно-геофизические (гамма-гамма и нейтронные) методы (изучение искусственно вызванной радиоактивности).

7.12.1. Методы изучения естественной радиоактивности горных пород в скважинах

Естественная радиоактивность горных пород изучается методами гамма-каротажа (ГК) или гамма-методом (ГМ), являющимся аналогом радиометрии. В работе используются скважинные радиометры разных марок. Электрические сигналы, соответствующие интенсивности гамма-излучения, передаются с них по кабелю в обычную каротажную станцию, где они автоматически регистрируются.

При гамма-каротаже записывается непрерывная кривая, или диаграмма, интенсивности гамма-излучения (I_γ). Величина I_γ измеряется в импульсах за минуту или в микрорентгенах в час (гаммах). Поскольку распад ядер является случайным процессом, то интенсивность гамма-излучения колеблется около среднего уровня – отмечаются статистические флуктуации. Для их учета применяются повторные записи с меньшей скоростью. Так как гамма-лучи почти полностью поглощаются слоем породы толщиной 1–2 м, а до 30 % ядерной энергии не пропускается обсадными трубами, то скважинный радиометр может фиксировать гамма-излучение пород, расположенных в радиусе, не превышающем 0,5 м от оси скважины. Увеличение диаметра скважины и наличие воды или бурового раствора в ней еще больше сокращают радиус обследования.

На диаграммах гамма-каротажа (рис. 7.3) выявляются пласты с разной степенью радиоактивности. Максимумы радиоактивности имеют породы и руды, содержащие уран, радий, торий, калий-40 и другие радиоактивные элементы, а также граниты, глины; минимумы – песчаные и карбонатные породы.

Спектрометрия естественного гамма-излучения, т.е. определение энергии гамма-лучей, это способ для выделения в разрезах скважин пород и руд, содержащих определенные элементы, например калий, торий, уран, фосфор.

7.12.2. Методы скважинных исследований с искусственным облучением горных пород

С использованием искусственных скважинных методов изучаются явления поглощения, замедления, рассеяния гамма-лучей и нейтронов, а также вызванное, вторичное радиоактивное излучение. Эти методы являются ядерно-физическими. При этих методах в скважину опускается глубинный зонд с источником гамма-лучей или нейтронов, облучающий горные породы. В этой же скважине за экраном (свинец для гамма-лучей или парафин для нейтронов), препятствующим прямому воздействию облучений, помещается регистратор гамма-лучей или нейтронов (рис. 7.2). В настоящее время широко используется несколько методов искусственных ядерных исследований в скважинах. Рассмотрим некоторые из них.

При гамма-гамма-каротаже (ГГК), или гамма-гамма-методе (ГГМ) измеряется рассеянное гамма-излучение, являющееся следствием облучения пород источником гамма-лучей, например радиоактивным кобальтом, сурьмой. При взаимодействии гамма-квантов с атомами горной породы происходит ряд сложных процессов, среди которых основные – фотоэлектрическое поглощение гамма-квантов атомами вещества, комптон-эффект и др. Чем больше плотность породы, тем больше поглощение и меньше интенсивность рассеянного излучения. И наоборот, напротив пористых пород с малой плотностью наблюдаются максимумы на диаграммах гамма-гамма-каротажа. Поэтому основная область применения этого метода – расчленение пород по их плотности. Радиус обследования пород равен 10–15 см от оси скважины. Получаемая по данным ГГК средняя объемная плотность пород может служить для расчета их пористости и оценки коллекторских свойств.

Нейтронными методами каротажа изучаются ядерные процессы, происходящие при облучении пород быстрыми нейтронами. Если порода содержит большое количество ядер водорода (вода, нефть, газ), то быстрые нейтроны превращаются в тепловые после небольших путей пробега (до 30 см) или вблизи источника облучения. На больших расстояниях (свыше 40 см) плотность тепловых нейтронов будет меньшей. Поскольку тепловые нейтроны подвержены радиационному захвату с сопровождающим его вторичным гамма-излучением, то с увеличением количества тепловых нейтронов растет вторичное гамма-

излучение, а при небольшом количестве тепловых нейтронов гамма-излучение будет слабым.

На больших расстояниях от источника облучения (40–60 см), т.е. на зондах большой длины, в породах, содержащих тяжелые элементы, плотность тепловых нейтронов и вторичное гамма-излучение будут выше, чем в водородсодержащих породах. Радиус обследования горных пород нейтронными методами меняется от 20 до 60 см.

При нейтрон-нейтронном каротаже (ННК), или нейтрон-нейтронном методе (ННМ), измеряется плотность тепловых нейтронов или их интенсивность I_{nn} . При нейтронном гамма-каротаже (НГК), или нейтрон-гамма методе (НГМ), измеряется интенсивность вторичного гамма-излучения I_{ng} , возникающего при радиационном захвате тепловых нейтронов ядрами элементов горной породы. Исследования методами ННК и НГК проводятся с использованием зондов большого размера (40–60 см от источника нейтронов).

Нейтронные методы каротажа (ННК и НГК) применяются для расчленения геологических разрезов и особенно для выявления водород- и хлорсодержащих пород, а также для оценки их пористости (рис. 7.3).

Рентгенорадиометрический каротаж (РПК). При исследованиях месторождений твердых полезных ископаемых ядерный каротаж является одним из наиболее перспективных. При данном методе породы облучаются каким-нибудь радиоизотопным источником (например селен-75, кобальт-57, железо-55 и др.). В результате облучения ядра рудных элементов возбуждаются, что сопровождается так называемым характеристическим рентгеновским излучением, энергетический спектр которого различен у разных элементов. Изучая спектры этого излучения или отношения интенсивностей в разных интервалах спектров, можно выделить в разрезах скважин руды, содержащие определенные элементы.

Рентгенорадиометрический метод можно использовать для выявления вольфрама, молибдена, меди, свинца, олова, ртути, сурьмы и многих других элементов. Этот метод позволяет не только выделить рудные зоны, но и оценить процентное содержание в них рудных элементов.

7.13. Сейсмоакустические методы исследования скважин

Сейсмоакустические методы исследования скважин основаны на изучении времени пробега упругих волн по породам, окружающим стенки скважин, от пункта возбуждения до сейсмоприемников. По способу возбуждения упругих волн и частоте колебаний различают сейсмический и акустический методы или виды каротажа.

7.13.1. Сейсмические методы

При сейсмическом каротаже упругие волны возбуждаются с помощью взрывов или электрических дуговых разрядов, а время прихода колебаний частотой 50–200 Гц измеряется при разном погружении сейсмоприемников по стволу скважины. С помощью сейсмического каротажа определяются пластовые и средние скорости распространения упругих волн, необходимые для интерпретации результатов полевой сейсморазведки. Результаты можно использовать и для документирования геологических разрезов по изменению упругих свойств, пористости, плотности пород.

7.13.2. Акустические методы

При акустическом каротаже возбуждение упругих колебаний частотой 10–20 кГц и 20 кГц – 2 МГц производится с помощью магнитострикционных (или иных) излучателей. Упругие колебания измеряют с помощью двух пьезоэлектрических сейсмоприемников, расположенных по одной линии на расстояниях 0,5–2 м друг от друга и от излучателя (рис. 7.6). Между излучателем и ближайшим приемником устанавливается звукоизолятор, например из резины, препятствующий передаче упругих колебаний по зонду. Все перечисленные приборы вместе с электронным усилителем принятых колебаний размещаются в скважинном снаряде акустического каротажа. Остальная аппаратура располагается в каротажной станции. Акустический каротаж выполняется как в необсаженных скважинах, заполнен-

ных жидкостью, так и в обсаженных скважинах. Радиус исследования пород от оси скважины не превышает 0,5–1 м.

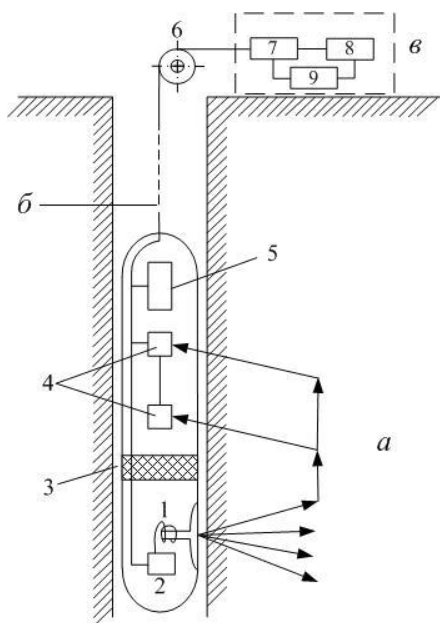


Рис. 7.6. Схема аппаратуры акустического каротажа: *а* – скважинный снаряд; *б* – кабель; *в* – наземная аппаратура; 1 – излучатель; 2 – генератор импульса; 3 – акустический изолятор; 4 – приемники; 5 – электронный усилитель; 6 – блок-баланс; 7 – усилитель; 8 – регистратор; 9 – блок питания

Наиболее простой способ акустических исследований – **каротаж скорости**, когда автоматически регистрируется кривая изменения времени пробега прямой или головной волны между двумя приемниками. Поскольку расстояние между приемниками постоянно, то кривая времени является фактически обратной графиком изменения скорости. При каротаже по затуханию измеряется амплитуда упругой волны и ослабление сигнала между двумя приемниками.

Скорость распространения упругих волн зависит от упругости пород, их литологического состава, плотности и пористости, а величина затухания – от характера заполнителя пор, текстуры и структуры породы (рис. 7.7). На акустических диаграммах высокие значения скоростей распространения упругих волн имеют плотные породы – магматические, метаморфические, скальные, осадочные.

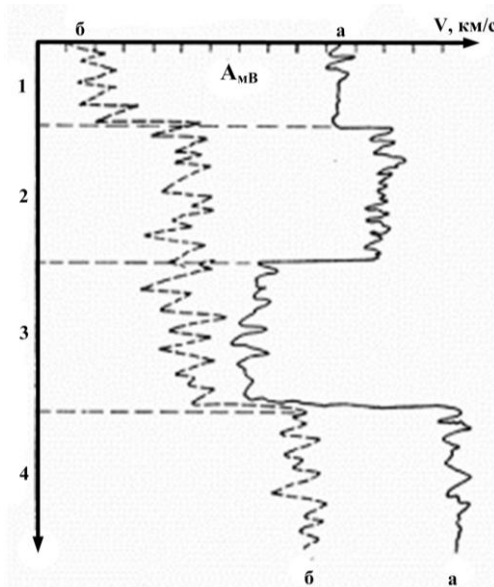


Рис. 7.7. Общий вид диаграммы скорости (*а*) и амплитуды (*б*) при акустическом каротаже: 1 – породы средней пористости, сухие; 2 – породы средней пористости, влажные; 3 – породы высокой пористости; 4 – породы низкой пористости, плотные

В рыхлых песках и песчаниках скорость распространения волн тем ниже, чем больше пористость. Наибольшее затухание (наименьшая амплитуда сигнала) наблюдается в породах, заполненных газом, меньшее затухание – в породах нефтенасыщенных, еще меньшее – в водонасыщенных.

Акустический метод исследования применяется для расчленения разрезов скважин по плотности, пористости, коллек-

торским свойствам, а также для выявления границ газ – нефть, нефть – вода и определения состава насыщающего породы флюида. Кроме того, по данным этого метода можно судить о техническом состоянии скважин и, в частности, о качестве цементации обсадных колонн.

7.14. Другие методы геофизических исследований скважин

7.14.1. Термический каротаж

При термическом (или геотермическом) каротаже вдоль ствола скважины непрерывно регистрируется температура среды. Для термических исследований чаще всего применяют электрические термометры (или термометры сопротивлений) разных марок и регистрирующее устройство обычной каротажной станции.

На температуру в скважинах искажающее влияние могут оказывать разные причины: изменение диаметра скважины, потоки воздуха или буровой жидкости, нагрев породы после бурения и др. Эти факторы необходимо учитывать или исключать при выявлении температурных аномалий.

Термический каротаж подразделяется на методы естественных (МЕТ) и искусственных (МИТ) тепловых полей. Кривая изменения естественных температур пород в скважине (рис. 7.8, а) и рассчитанный по ней геотермический градиент каждого i -го пласта $\Gamma_i = \Delta T_i / \Delta H_i = q_i / \lambda_i$ зависят от теплового потока q_i и теплопроводности слагающих пород λ_i . В случае горизонтального залегания пород тепловой поток по стволу скважины остается практически постоянным и по графику геотермического градиента легко выделить породы с разной теплопроводностью.

При изучении искусственных тепловых полей буровую жидкость или воду в скважине подогревают или охлаждают. Периодически измеряют температуру по стволу скважины до установления ее нормальных значений. Таким образом выявляются аномалии (рис. 7.8, б).

Термический калотаж применяют для изучения тепловых потоков в земной коре, изучения границ распространения мерзлых пород, выявления в разрезах скважин газо-, нефте- и водоносных пород, углей, различных руд, определения мест притоков газа, нефти, подземных вод, для оценки скоростей фильтрации подземных вод и решения ряда других задач. Методы искусственного теплового поля применяют в основном для изучения пористости пород и их фильтрационных свойств.

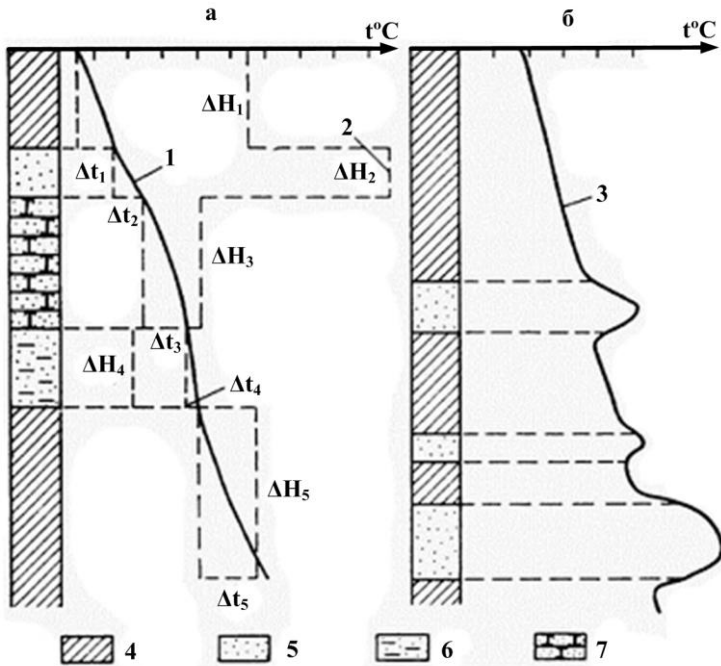


Рис. 7.8. Общий вид скважинных термограмм тепловых полей, естественного (а) и искусственного (б) при температуре бурового раствора, меньшей температуры породы: 1, 3 – термограммы; 2 – график геотермического градиента; 4 – глины; 5 – пески сухие; 6 – пески влажные; 7 – песчаники

7.14.2. Магнитный и гравитационный скважинные методы

Магнитным скважинным методом (магнитным каротажем) изучается либо магнитная восприимчивость пород α , окружающих ствол скважины, либо изменения вертикальной составляющей геомагнитного поля ΔZ с помощью скважинных магнитометров. По магнитограммам можно судить о местоположении и мощности слоев с повышенными магнитными свойствами. Магнитный каротаж применяется при изучении разрезов скважин для выявления железных, полиметаллических руд с вкрапленностью ферромагнитных минералов, а также выделения пластов песчаников, кварцитов, изверженных пород. Важное преимущество этого метода – возможность выявления высокомагнитных руд, находящихся в стороне (от 1 до 30 м) от скважины.

К магнитному близок **метод ядерно-магнитного каротажа (ЯМК)**, которым изучается свободная прецессия протонов жидкости, окружающей ствол скважины. Этот метод может применяться для изучения коллекторских свойств пород и их водонасыщенности.

При гравиметрическом каротаже вдоль ствола скважины через 50–100 м с помощью специальных скважинных гравиметров измеряется приращение силы тяжести с глубиной. Гравиметрический каротаж может проводиться как в необсаженных, так и в обсаженных скважинах. В результате обработки кривых Δg по скважине можно определить среднюю плотность пород в естественном залегании на разных глубинах и в радиусе нескольких метров от оси скважины.

7.15. Качественная интерпретация результатов геофизических исследований скважин

Геофизические исследования скважин позволяют производить геологическое документирование разрезов при бескерновом бурении и дают сведения о литологии пород, наличии тех или иных полезных ископаемых, мощности отдельных пластов, коллекторских, фильтрационных свойствах, пористости окружающих пород и т.п.

Качественная интерпретация данных скважинных геофизических исследований позволяет по графикам тех или иных параметров, полученных по скважине, выделить аномалии (минимальные, максимальные, средние, нулевые значения и др.). По ним оценивается местоположение пластов с разными физическими свойствами, а затем дается геологическая характеристика разреза.

7.16. Геологическое расчленение разрезов скважин

Геологическое расчленение разрезов скважин и, в частности, определение литологии, мощности слоев, наличия различных полезных ископаемых – главное назначение геофизических методов исследований скважин. Эти задачи в ходе качественной интерпретации решаются в такой последовательности. На диаграммах, полученных разными методами, выделяются аномалии с максимальными, минимальными, положительными, отрицательными, повышенными, пониженными, средними, нулевыми значениями тех или иных параметров поля. Производится расчленение разреза на пласты, выясняются их положение и мощность, которая может быть определена по ширине большинства аномалий (ПС, КС, I_γ и др.). Кровля или подошва пластов выделяется по экстремумам КС, измеренным градиентзондом, $I_{n\gamma}$, $I_{\gamma\gamma}$, акустическому каротажу.

Далее проводится **корреляция** одинаковых по виду аномалий на соседних скважинах. Сначала на диаграммах выделяются опорные горизонты (реперы), т.е. такие участки, которые связаны с выдержанными по простиранию пластами, четко отличающимися по физическим свойствам от окружающих пород (например, в песчано-глинистых отложениях репером может быть пласт глин, слой известняков). Затем по каротажным диаграммам соседних скважин проводится корреляция всех слоев с одинаковым типом и формой аномалий.

Следующий этап интерпретации – сопоставление полученных по аномалиям разными методами каротажа пластов с определенными литологическими комплексами, или геологическое истолкование результатов. Для увязки геофизических дан-

ных с литологией используют все сведения по геологическому строению района, в том числе данные картировочного бурения, поинтервального отбора керна, анализа образцов, полученных с помощью грунтоносов, а также шлама и буровой жидкости в процессе проходки скважин.

В результате сопоставления геологических данных с типичными диаграммами каротажа, полученными разными методами, составляют нормальные или сводные геолого-геофизические разрезы, которые служат эталоном для интерпретации всех материалов каротажа в данном районе (рис. 7.3). При построении разрезов используют диаграммы, полученные стандартными зондами, однотипной аппаратурой, с учетом характера бурового раствора, обсадных колонн и т.д. При сопоставлении нормальных или сводных геолого-геофизических разрезов, а также при интерпретации материалов используют наборы типичных аномалий геофизических параметров, полученных теоретическим и экспериментальным путем.

Изверженные породы на диаграммах естественного поля (ПС) выделяются слабыми аномалиями положительного и отрицательного знака. Кажущиеся сопротивления (КС) у этих пород высокие (сотни и тысячи Ом·м), вызванные потенциалы (ВП) небольшие. На графиках акустического и магнитного методов они выявляются максимумами.

Полиметаллические, железные, сульфидные руды характеризуются следующими аномалиями: интенсивными максимумами и минимумами ПС (особенно сульфидные руды), минимумами КС, максимумами ВП, повышенными значениями естественного гамма-излучения, скорости распространения упругих волн и магнитной восприимчивости (особенно у железных руд), пониженной интенсивностью рассеянного гамма-излучения.

Карбонатные породы характеризуются отрицательными значениями ПС, высокими сопротивлениями (сотни и даже тысячи Ом·м) у плотных пород и низкими сопротивлениями (десятки Ом·м) у трещиноватых и обводненных, небольшими аномалиями вызванных потенциалов. На диаграмме гамма-каротажа они выделяются низкими значениями I_{γ} , а на диаграммах нейтронных методов с использованием больших зондов –

повышенными $I_{m\gamma}$ и $I_{n\gamma}$ у сухих пород и пониженными – у трещиноватых и обводненных. Они отличаются высокими скоростями распространения упругих волн и очень низкими значениями магнитной восприимчивости.

Песчаники и пески на диаграммах собственной поляризации выделяются, как правило, отрицательными аномалиями; сопротивление меняется от долей Омм у песков, насыщенных минерализованными водами, до сотен Омм у цементированных песчаников; вызванные потенциалы бывают повышенными, особенно если в породе присутствуют глинистые частицы. Естественное гамма-излучение песчаников и песков, по сравнению с гамма-излучением глин, невелико, а вторичное гамма-излучение большое.

Глины и глинистые сланцы регистрируются на диаграммах положительными аномалиями ПС, низкими сопротивлениями (1–50 Омм), малыми значениями вызванных потенциалов. Гамма-излучение у глин выше, чем у всех других осадочных пород. На диаграммах нейтронных методов глины отличаются минимумами, тем большими, чем больше их кавернозность, пористость и влагонасыщенность. Скорость распространения упругих волн у глин больше, чем у песков, и меньше, чем у песчаников.

Угли отличаются большими положительными значениями ПС, широким диапазоном изменения КС (от единиц у антрацитов до сотен Омм у коксующихся и газовых углей), максимумами вызванных потенциалов. На диаграммах ядерных, акустических и магнитных методов пласты угля выделяются минимумами.

Обзор особенностей аномалий, наблюдаемых при геофизических исследованиях разных пород, позволяет заключить, что по данным одного-двух методов трудно судить о литологии пород, пройденных скважиной. Имея же несколько параметров (4–8), литологическую характеристику разреза можно дать довольно точно. Геологическую интерпретацию каротажных диаграмм можно проводить автоматически, применяя электронные вычислительные машины. Проще всего такую обработку вести при цифровой регистрации геофизических полей в скважинах.

По данным интерпретации диаграмм каротажа и корреляционных разрезов в изученном районе можно построить геологические разрезы, структурные карты, карты мощностей и решить другие геологические задачи.

7.17. Количественная интерпретация результатов геофизических исследований скважин

Под количественной интерпретацией ГИС понимается определение мощности пластов и их физико-геологических характеристик. С помощью теоретических кривых, номограмм, таблиц, полученных для каждого скважинного метода, можно вести количественную, а чаще всего полуколичественную (оценочную) интерпретацию. Конечная цель такой интерпретации – определение мощности и физических свойств выделенных в разрезе пластов, оценка литологии коллекторских, фильтрационных свойств, наличия тех или иных полезных ископаемых (особенно нефти, газа, воды и др.).

Наилучшее решение поставленных задач получается при проведении комплексных скважинных геофизических исследований. **Рациональный комплекс методов** определяется конкретными геолого-геофизическими условиями. Однако, учитывая сравнительно большую скорость скважинных работ и наличие в комплексе каротажных станций аппаратуры почти для всех видов исследований, следует стремиться получить как можно больше параметров по каждой скважине.

7.17.1. Оценка пористости, проницаемости, коллекторских свойств и нефтегазоносности пород

При разведочном и эксплуатационном бурении на нефть и газ геофизические методы исследования скважин служат не только для геологической документации разрезов, но и для оценки пористости, проницаемости, коллекторских свойств пород, а также их промышленной продуктивности. По данным каротажа выделяются нефтегазоносные пласты и осуществляется перфорация обсадных колонн. Первый этап интерпретации – качественное выделение перспективных на нефть или газ пла-

стов. По данным комплексных геофизических исследований в скважинах выделяются породы, которые могут быть коллекторами, т.е. отличаются большой пористостью, проницаемостью, малой глинистостью.

Породы с хорошими коллекторскими свойствами характеризуются отрицательными значениями собственных потенциалов, повышенными или пониженными величинами КС (в зависимости от того, чем заполнены поры: нефтью или водой), минимумами естественного и вызванного гамма-излучения. Наоборот, осадочные породы с повышенной глинистостью, являющиеся плохими коллекторами, выделяются положительными аномалиями ПС, низкими величинами КС, пониженными значениями вызванных потенциалов, максимумами I_γ , I_{nn} , $I_{n\gamma}$ на больших зонах.

Важный этап интерпретации каротажных диаграмм – разделение коллекторов на водо- и нефтегазосодержащие. Так, водонасыщенные, особенно минерализованными водами, породы отличаются минимумами КС, пониженными I_{nn} , $I_{n\gamma}$ (за счет содержания хлора в воде), повышенными скоростями распространения и малым затуханием упругих волн (по сравнению с теми же породами, но сухими). Нефтегазонасыщенные коллекторы выделяются высокими (иногда средними) значениями КС, пониженными величинами I_{nn} , $I_{n\gamma}$, пониженными скоростями распространения и большими значениями затухания упругих волн. По остальным параметрам водо- и нефтесодержащие коллекторы, как правило, не различаются.

Количественная (или полуколичественная) интерпретация имеет конечной целью определение пористости, проницаемости, нефтегазонасыщенности отдельных пластов.

Пористость горных пород характеризуется коэффициентом пористости K_p – отношением объема пор и пустот в горной породе V_p к общему объему породы V ($K_p = V_p / V$). С помощью специальных теоретических и эмпирических формул, графиков и номограмм величина K_p может быть определена различными методами: ПС, КС с разной длиной зонда (в том числе микрокаротажем и боковым каротажным зондированием), нейтронным, гамма-гамма, акустическим методами.

Комплекс разных параметров используется не только для уточнения значений коэффициентов пористости, но и для обработки данных, полученных другими методами. Так, для определения пористости по данным ПС или НГК необходимо знать удельное сопротивление бурового раствора, которое оценивается по данным резистивиметрии. Определенные разными способами величины коэффициентов пористости усредняются и сравниваются с данными лабораторных измерений, проведенных на образцах пород изучаемого района, и с данными других геологических методов.

Свойство пород пропускать жидкости или газы через систему взаимосоединяющихся пор называется проницаемостью. Коэффициент проницаемости пород $K_{пр}$ зависит от коэффициента пористости, характера, формы пор, размера зерен и поверхности порового пространства. Оценить величину коэффициента проницаемости можно по данным исследования скважин методами естественных потенциалов, сопротивлений и вызванной поляризации с использованием материалов анализа керна, по которым определяется литология пройденных скважиной пластов и размер зерен. Для разных типов пород имеются свои эмпирические зависимости коэффициента проницаемости от геофизических параметров.

К количественной интерпретации результатов ГИС относится также определение коэффициентов водонасыщения, нефтенасыщения, газонасыщения и других свойств пласта и насыщающей его жидкости, по которым можно судить о продуктивности пластов и предполагаемой отдаче скважиной воды, нефти и газа.

7.17.2. Принципы количественной интерпретации ГИС рудных, угольных, инженерно-гидрогеологических скважин

При количественной интерпретации данных ГИС рудных скважин по интенсивности аномалий, выявленных несколькими методами, например ПС, КС, ВП, напротив рудных пластов и данным количественного состава руд по анализам образцов керна устанавливаются многомерные корреляционно-статистические геолого-геофизические связи. Полученные по

данным ряда методов ГИС уравнения регрессии могут служить для оценки процентного состава рудных минералов в рудоносных породах.

В угольных скважинах по набору аномалий методов ГИС, например ПС, КС, ВП, ГК, не только определяется мощность угольных пластов, но и оценивается их зольность и качество углей.

Количественными параметрами ГИС **в инженерно-геологических и гидрогеологических скважинах** являются: крепость, плотность, пористость пород (в сейсмических и ядерных методах), коэффициенты водонасыщенности и фильтрации подземных вод (в электрических и ядерных методах), а также их минерализация (по данным резистивиметрии).

Вопросы для самопроверки

1. Что такое скважина, для решения каких задач она используется?
2. Приведите физико-геологическую классификацию геофизических методов исследования скважин.
3. Какие физические свойства горных пород изучаются при электрических, ядерных, термических, сейсмоакустических, магнитных и гравитационных методах ГИС?
4. Нарисуйте схему выполнения ГИС.
5. Какова схема устройства глубинного прибора для искусственного ядерного каротажа?
6. Для чего применяется кавернометрия и инклинометрия?
7. Какими способами производится перфорация скважин и для чего она нужна?
8. Нарисуйте типичные диаграммы электрического и ядерного методов ГИС.
9. Как выполняется качественная интерпретация диаграмм ГИС?
10. Суть скважинных исследований методом естественного поля.
11. Как выполняются скважинные исследования методом кажущихся сопротивлений (каротаж КС)?

12. Какие знаете зонды для электрического каротажа скважин?
13. Как выполняется интерпретация данных КС?
14. Для чего выполняется резистивиметрия скважин?
15. Сущность скважинного метода вызванной поляризации.
16. Какие частоты используются в индукционном и диэлектрическом методах исследования скважин?
17. В чем отличие индукционного и диэлектрического методов от электрических методов исследования скважин?
18. На изучении какой радиоактивности основан гамма-каротаж (ГК), или гамма-метод (ГМ)?
19. Является ли радиометрия аналогом гамма-метода?
20. Что изучается искусственными скважинными методами ядерных исследований?
21. Что измеряется и является источником в гамма-гамма-каротаже скважин (ГГК), или гамма-гамма-методе (ГГМ)?
22. Какие процессы изучаются нейтронными методами каротажа?
23. Что такое НГК, ННК, РРК?
24. Какие скорости определяются при сейсмическом каротаже?
25. Как выполняется и какие задачи решает акустический каротаж?
26. Нарисуйте диаграммы скорости и амплитуды распространения волн при акустическом каротаже.
27. На какие методы тепловых полей подразделяется термический каротаж?
28. Сущность магнитного и гравиметрического каротажа.
29. К какому методу каротажа близок ядерно-магнитный каротаж (ЯМК)?
30. Как выполняется качественная интерпретация ГИС и геологическое расчленение разрезов скважин?
31. Что понимается под количественной интерпретацией ГИС?
32. Как по данным ГИС производится оценка пористости и проницаемости пород, разделение коллекторов на водо- и нефтегазосодержащие?

33. Принципы количественной интерпретации ГИС угольных, инженерно-геологических и гидрогеологических скважин.

Литература

Основная

1. *Богословский В.А., Горбачев Ю.И., Жигалин А.Д.* и др. Геофизика: учеб. для вузов / под ред. В.К.Хмелевского. – М.: ООО «Изд.-во КДУ», 2007. 307 с.
2. *Никитин А.А., Хмелевской В.К.* Комплексование геофизических методов: учеб. для вузов. – Тверь: ГЕРС, 2004. 294 с.
3. *Хмелевской В.К., Горбачев Ю.И., Калинин А.В., Попов М.Г., Селиверстов Н.И., Шевнин В.А.* Геофизические методы исследований: учеб. пособие. – Петропавлоск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2004. 232 с.

Дополнительная

1. *Блох Ю.И.* Количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. – М.: Изд-во МГГА, 1998. 88 с.
2. *Боганик Г.Н., Гурвич И.И.* Сейсморазведка: учеб. для вузов. – Тверь: Изд-во АИС, 2006. 744 с.
3. *Бондарев В.И.* Сейсморазведка: учеб. для вузов. В 3 кн. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 620 с.
4. *Вахромеев Г.С.* Ведение в разведочную геофизику: учеб. для вузов. – М.: Недра, 1988. 135 с.
5. *Вахромеев Г.С., Ерофеев Л.Я., Канайкин В.С., Номоконова Г.Г.* Петрофизика: учеб. для вузов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1997. 462 с.
6. *Веселов К.Е.* Гравиметрическая съемка. – М.: Недра, 1986. 318 с.
7. *Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л.* Морская гравиразведка: учеб. пособие. М.: Недра, 1991. 214 с..
8. *Гершанок Л.А.* Магниторазведка: учеб. для вузов / Перм. ун-т. – Пермь, 2009. 421 с.
9. *Геофизические* методы исследования / под ред. В.К. Хмелевского. – М.: Недра, 1988.
10. *Горбачев Ю.И.* Геофизические исследования скважин: учеб. для вузов. – М.: Недра, 1990. 398 с.

11. *Дергачев Н.И., Гершанок В.А.* Теория поля: учеб. пособие / Перм. ун-т. – Пермь, 2003. 195 с.
12. *Долгаль А.С.* Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. – Абакан: ООО «Март», 2002. 188 с.
13. *Кашибин С.Н., Виноградов В.Б., Кузин А.В., Филатов В.В.* Физика Земли: учеб. пособие / под ред. В.В.Филатова. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2005. 188 с.
14. *Козырев А.А., Сахаров Я.А., Шаров Н.В.* Введение в геофизику: учеб. пособие. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 116 с.
15. *Колесников В.П.* Основы интерпретации электрических зондирований. – М.: Научный мир, 2007. 248 с.
16. *Косков В.Н.* Геофизические исследования скважин (измерения, обработка, интерпретация): учеб. пособие / Перм. ун-т. – Пермь, 2005. 148 с.
17. *Костицын В.И., Горбушина О.Л., Горожанцев А.В.* Гравиразведка: метод. рук-во / Перм. ун-т. – Пермь, 2000. 60 с.
18. *Костицын В.И.* Методы повышения точности и геологической эффективности детальной гравиразведки / ПГУ, ПСИ. – Пермь, 2002. 224 с.
19. *Ларионов В.В., Резванов Р.А.* Ядерная геофизика и радиометрическая разведка: учеб. для вузов. – М.: Недра, 1988. 325 с.
20. *Ляховицкий Ф.М., Хмелевской В.К., Яценко З.Г.* Инженерная геофизика. – М.: Недра, 1989. 252 с.
21. *Маловичко А.К., Костицын В.И.* Гравиразведка: учеб. для вузов. – М.: Недра, 1992. 357 с.
22. *Матвеев Б.К.* Электроразведка: учеб. для вузов. – М.: Недра, 1990. 368 с.
23. *Некрасов А.С.* Геолого-геофизические исследования карбонатных коллекторов нефтяных месторождений / Перм. ун-т. – Пермь, 2006. 422 с.
24. *Поносов В.А., Горожанцев С.В.* Введение в геофизику. 105 вопросов по разведочной геофизике: метод. пособие / Перм. ун-т. – Пермь, 2005. 156 с.

25. *Развитие* гравиметрии и магнитометрии в XX веке / под ред. академика В.Н. Страхова. – М.: ОИФЗ РАН, 1997. 234 с.

26. *Сапожников В.М.* Математическое моделирование коллекторских свойств отложений в различных нефтегазовых месторождениях: учеб.пособие. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 61 с.

27. *Серкерев С.А.* Гравиразведка и магниторазведка. Основные понятия, термины, определения: учеб. пособие для вузов. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2006. 479 с.

28. *Серкерев С.А.* Гравиразведка и магниторазведка в нефтегазовом деле: учеб. пособие. – М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа, 2006. 512 с.

29. *Сковородников И.Г.* Геофизические исследования скважин. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 294 с.

30. *Слепак З.М.* Геофизика для города. – Тверь: Изд-во ГЕРС, 2007. 240 с.

31. *Спасский Б.А., Герасимова И.Ю.* Сейсмостратиграфия: учеб.-метод. пособие / Перм. ун-т. – Пермь, 2007. 267 с.

32. *Тарунина О.Л.* Геофизические методы стратиграфической корреляции: учеб. пособие / Перм. ун-т. – Пермь, 2008. 98 с.

33. *Урупов А.К.* Основы трехмерной сейсморазведки: учеб. пособие. – М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа, 2004. 584 с.

34. *Уткин В.И.* Селективный гамма-гамма-каротаж на угольных месторождениях. – М.: Наука, 1975. 127 с.

35. *Федынский В.В.* Разведочная геофизика. – М.: Недра, 1964. 672 с.

Учебное издание

ХМЕЛЕВСКОЙ Виктор Казимирович

КОСТИЦЫН Владимир Ильич

ОСНОВЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Учебник

Редактор Н.В. Петрова

Корректор А.А. Алексеева

Компьютерная верстка Н.М. Ржевитиной

Подписано в печать 12.05.2010. Формат 60x84/16.

Усл печ. л. 23,25. Уч.-изд. л. 22,1. Тираж 500 экз.

Заказ №

Редакционно-издательский отдел Пермского
государственного университета
614990. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского государственного университета
614990. Пермь, ул. Букирева, 15