



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

СОКОЛОВА
ТАТЬЯНА БОРИСОВНА и др.

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
ГИРЕНКО ЕЛЕНУ ЮРЬЕВНУ



Содержание

Лекция 1. Введение. Цели и задачи курса	5
1.1. Цели и задачи.....	5
1.2. Структура курса.....	5
1.3. Роль геофизических методов познания геологической среды	6
1.4. Основные методы и средства интерпретации геофизических данных, как процесса познания.....	9
1.5. Качественная интерпретация и физико-геологическая модель среды	10
Лекция 2. Интерпретация аномалий поля силы тяжести	17
2.1. История изучения гравитационного поля Земли	17
2.2. Поле силы тяжести. Основные понятия	19
2.3. Нормальное значение силы тяжести и аномалии гравитационного поля	22
2.4. Плотность горных пород. Избыточная плотность.....	24
2.5. Гравиметрическая съемка и карты аномалий поля силы тяжести	26
Лекция 3. Интерпретация гравиметрических данных	30
3.1. Общие положения.....	30
3.2. Прямая задача гравиразведки	32
3.3. Обратная задача гравиразведки.....	34
3.4. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Задачи, решаемые гравиразведкой.....	34
3.5. Перспективные и инновационные направления развития гравиметрии	41
Контрольные вопросы.....	43
Лекция 4. Магниторазведка	44
4.1. История изучения магнитного поля Земли	44
4.2. Физические основы магнетизма.....	45
4.3. Магнитосфера Земли. Нормальное магнитное поле	45
4.4. Магнитные свойства горных пород	51
4.5. Магнитометрическая съемка и карты аномального магнитного поля.....	53
4.6. Интерпретация аномалий магнитного поля	55
4.7. Геологическое истолкование магнитных аномалий. Задачи, решаемые магниторазведкой	59
4.8. Перспективные и инновационные направления развития магнитометрии	64
Контрольные вопросы.....	66
Лекция 5. Электромагнитные методы исследования. Интерпретация электроразведочных данных	67
5.1. История метода	67

5.2. Электрические свойства горных пород	69
5.3. Физические основы электромагнитных методов разведки.....	71
5.4. Методы естественных полей	72
5.5. Методы искусственный полей.....	76
5.6. Интерпретация электроразведочных данных.....	80
5.7. Геологическое истолкование электроразведочных данных. Возможности электроразведки	83
Контрольные вопросы	87
Лекция 6. Геологическая интерпретация сейсмических данных. Часть 1	89
6.1. Введение.....	89
6.2. Характеристики сейсмической записи	90
6.3. Факторы, влияющие на скорость	99
6.4. Выделение сейсмических комплексов	100
Лекция 7. Геологическая интерпретация сейсмических данных. Часть 2	104
7.1. Морены, палеодолины, береговые валы на сейсмических данных	104
7.2. Газонасыщенные осадки на сейсмических данных.....	107
7.3. Оползневые процессы на сейсмических данных.....	109
7.4. Дельты на сейсмических данных	111
7.5. Разрывные нарушения на сейсмических данных	112
7.6. Глиняные и соляные структуры на сейсмических данных.....	113
7.7. Грязевые вулканы и карбонатные отложения на сейсмических данных	114
7.8. Трехмерная сейсморазведка на акваториях	116
Лекция 8. Комплексирование.....	117
8.1. Общие положения и история вопроса	117
8.2. Задачи комплексирования.....	119
8.3. Комплексирование геофизических методов исследования	122
8.4. Геофизические исследования в космосе.....	128
8.5. Актуальные вопросы комплексной интерпретации	136
Наставления и пожелания по итогам курса.....	136
Лекция 9. Интерпретация потенциальных полей при региональных геологических исследованиях	138
9.1. Комплекты Государственных геологических карт.....	138
9.2. Опережающая геофизика	139
9.3. Особенности геологической интерпретации грави-магнитных материалов в районах сложного геологического строения	145

Лекция 1. Введение. Цели и задачи курса

1.1. Цели и задачи

Интерпретация геофизических материалов – это сложный, творческий процесс. Настоящий курс помогает понять идеологию процесса интерпретации геофизических данных:

- общие и отличительные особенности интерпретации данных разных методов;
- принципы и задачи комплексирования.

В основном, изучение территорий проводится с помощью комплекса методов. Понятие комплекса включает и геолого-геофизическую интерпретацию.

По окончании курса вы должны уметь:

- грамотно сформулировать задачи, которые вы собираетесь решать с применением геофизических методов;
- понять и, если необходимо, отредактировать предложенную геофизиками методику исследований;
- понять и правильно, грамотно использовать полученные геофизиками результаты интерпретации, придать им ясный и явный геологический смысл.

Чаще всего наиболее полное и эффективное решение получается в результате совместной работы геотектоника/геология и геофизика.

1.2. Структура курса

Лекционная часть курса (7 лекций) во время обучения дополняется серией творческих работ (практических заданий), в процессе выполнения которых обучающиеся осваивают отдельные методические приемы и этапы интерпретации геофизических данных. Задания выполняются индивидуально.

Каждое занятие посвящено конкретному геофизическому методу или конкретной геологической задаче. Оно состоит из:

- теоретической части, в пределах которой рассматриваются базовые особенности отдельных геофизических методов;
- практической части, в ходе выполнения которой полученные знания используются вами для решения конкретных геолого-геофизических задач;
- тестов, которые помогут проконтролировать успешность усвоения материала.

Рекомендуется к концу семестра создать архив всех выполненных практических заданий (и в электронном, и в бумажном варианте).

Отчетная работа по курсу

Курс завершается зачетом. Любую задачу можно сделать в аудиторные часы. В случае сдачи всех практических работ в указанные сроки – зачет получается автоматически.

Сдать зачет при задолженности по задачам нельзя, так как сдать все задачи за одну встречу с преподавателем невозможно.

Прием каждой задачи в сессию сопровождается опросом по соответствующей теоретической части.

Преподаватели

Курс интерпретация геофизических материалов подготовили преподаватели:

- к.геол.-мин.наук, ст.н.с. Соколова Татьяна Борисовна;
- к.геол.-мин. наук, доцент Коснырева Мария Владимировна;
- к.геол.-мин. наук, доцент Лыгин Иван Владимирович;
- доктор геол. мин. наук, профессор Тевелев Александр Вениаминович.

1.3. Роль геофизических методов познания геологической среды

В основе решения геологических и геотектонических задач, задач геокартирования и поиска и разведки месторождений полезных ископаемых лежит *прямое геологическое наблюдение*.

Площадь земной поверхности составляет 510 млн. км² (суша – 149 млн. км², 29%; океан – 361 млн. км², 71%). Т.е. фактически, прямое геологическое наблюдение возможно только на 29% поверхности Земли.

Еще в XX веке физическая карта мира была недостаточно наполнена данными. Современная физическая карта мира была создана с помощью дистанционных методов исследования (такие как геофизические методы и др.). Так изучение дна океана проводилось путем проведения сейсмических работ. С появлением спутниковых методов стали возможны исследования аномалий гравитационного и магнитного полей.

Таким образом, в самом лучшем случае геологическим методам доступно 29% поверхности Земли. Еще один способ прямых геологических наблюдений – скважины и горные выработки. Однако фактически, для геологического наблюдения доступны только небольшие участки, например, кристаллических щитов.

Преимущества геофизических методов:

- измерение физических полей проводятся на поверхности, на акваториях, в воздухе, в космосе (доступность измерений);
- структура физических полей создается объемом горных пород и позволяет изучать глубинное строение территорий.

Решение любой геологической задачи требует привлечения дистанционных методов изучения – геофизических методов.

Рассмотрим вопрос того, для чего геологам необходима геофизика. В первую очередь, геофизика – это инструмент.

Проанализируйте и опишите ваш опыт геологических исследований:

- где вы были, с какими геологическими задачами сталкивались и в каких условиях обнаженности;
- какими методами сбора геологической информации пользовались?

1.3. Интерпретация.

Методологические аспекты

В зависимости от области использования значение термина «интерпретация» и его определение меняются:

Интерпретация – толкование, объяснение, раскрытие смысла чего-либо (законов, текста).

Интерпретация – это информационный процесс преобразования абстрактного математического объекта в конкретную математическую модель.

Интерпретация – деятельность человека, которая укладывается в схему процесс-результат. Она всегда имеет место там, где речь идет об информационных процессах, протекающих на идеальном уровне.

Интерпретация – установление соответствия между некоторой формальной и содержательной системами.

Интерпретация – творческое (основанное на собственном толковании) исполнение музыкального, литературного произведения или драматической роли.

Методологические аспекты

«Значительный объем субъективно интерпретируемой информации, как подводная часть айсберга, остается всегда невидимым, но несущим в себе очень важную часть доказательств, может быть, даже более значительную, чем та, которая попала в ... документы ...».

«Метод интерпретации может стать аккумулятором информации. Он может стать генератором идей...».

«Метод интерпретации, включающий в себя отдельные приемы эвристического мышления, рефлексии, внутреннего диалога и т.д., позволяет проникнуть внутрь исследуемой личности, того или иного явления...».

Так характеризует процесс интерпретации в учебнике по криминалистике, доктор юридических наук профессор Георгий Алексеевич Зорин. Автор завершает определение фразой:

«Решающую роль в раскрытии преступления играет не столько процесс обнаружения доказательств, сколько процесс оценки, интерпретации обнаруженной информации».

Синонимы термина «интерпретация»

Выделяют следующие синонимы термина «интерпретация»:

- интерпретирование;
- истолкование;
- инверсия;
- комментарий;
- объяснение;
- освещение;
- прочтение;
- разъяснение;

- словотолкование;
- толкование.

Оставим только те синонимы термина «интерпретация», которые используются в научной геологической и геофизической литературе:

- интерпретирование;
- истолкование;
- инверсия;
- толкование.

Выделим обязательные элементы (атрибуты) процесса интерпретации:

- наличие сформулированной задачи интерпретации (концепции);
- наличие исходных (интерпретируемых) данных;
- присутствие человека – толкователя данных (интерпретатора);
- результат, который часто тоже называют интерпретацией.

Базовые свойства интерпретации:

- плюрализм – многозначность результата интерпретации;
- достоверность (качество) интерпретации;
- качество используемых данных (их детальность и точность);
- количество предварительно имеющейся априорной информации (объем геологических, петрофизических, геофизических сведений);
- опыт интерпретатора (геологов и геофизиков, участвующих в постановке и решении данной задачи).

В презентации к лекции 1 собрано большое количество примеров – коллекция неоднозначностей.

Геологическое картирование

Геологическое картирование рассматривается как процесс интерпретации, так как часто говорят:

- решение обратной задачи в геофизике – неоднозначно;
- модели, построенные в результате интерпретации физических полей – неоднозначны.

Создание этого раздела – результат плодотворной совместной интерпретации геолога и геофизика. Татьяна Борисовна Соколова (лектор) благодарит Александра Вениаминовича Тевелева за работу.

Геологическое картирование, как процесс интерпретации, представляет собой сведение разнородных, разрозненных и всегда *дискретных* данных в общую интерпретационную модель – *геологическую карту*. Важным элементов этого процесса является человек.

Обязательные элементы процесса:

- 1) Задача, концепция: составление качественной геологической карты базируется на четкой предварительной научной концепции геологического строения территории.

Эта концепция может затем уточняться и трансформироваться, но её отсутствие сказывается на результатах самым плачевным образом.

- 2) Исходные (интерпретируемые) данные наблюдения самих геологов (съёмка), измерения приборов (GPS, компасов,), аналитические данные (химический состав пород, данные изотопного возраста и т.д.).
- 3) Присутствие человека – интерпретатора: в нашем случае – геолога.
- 4) Результат интерпретации – геологическая карта.

Базовые свойства интерпретации:

- 1) Принцип многозначности вариантов геологических карт на одну и ту же территорию может быть (и существует!) множество.
- 2) Достоверность построенной геологической карты определяется:
 - качеством данных - подробностью и полнотой описания маршрутов, густотой и точностью привязки точек наблюдения;
 - количеством и качеством предварительной информации - геологических карт предшественников, геофизических и аналитических данных, определений ископаемой фауны и флоры
 - опытом интерпретатора - степенью теоретической и практической подготовки геолога, количеством ранее составленных карт, опытом работ на аналогичных территориях.

Под интерпретацией геофизических материалов следует подразумевать:

- решение конкретной задачи изучения геологических объектов (Земли и её недр);
- интерпретатором (геофизиком или геологом, или совместно);
- с построением в результате интерпретации соответствующих геолого-геофизических карт, схем и разрезов на основе анализа и изучения отдельных физических полей или их совокупности (комплекса геофизических данных).

Важно помнить, что присущее любому интерпретационному процессу свойство многозначности, при интерпретации геофизических полей усиливается помимо всего прочего тем, что всегда решаются сложные многопараметрические задачи.

1.4. Основные методы и средства интерпретации геофизических данных, как процесса познания

В основе геофизических методов исследования лежит априорное предположение о том, что изучаемые нами физические поля обусловлены геологическими и петрофизическими (в первую очередь) особенностями строения территории.

Во всех геофизических методах, независимо от решаемой методом или комплексом методов задачи интерпретация по сути дела состоит в том, чтобы по особенностям естественных или искусственно создаваемых физических полей выяснить геологическую природу и определить характеристики источников, их создающих.

Условно выделяется два этапа интерпретации: качественная и количественная.

1.5. Качественная интерпретация и физико-геологическая модель среды

Качественная интерпретация

Качественная интерпретация – первый этап интерпретации.

Задача качественной интерпретации – анализ геофизических аномалий и сопоставление с ними априорных геологических и петрофизических фактов.

Конечная задача качественной интерпретации – выяснение геологической природы геофизических аномалий (создание ФГМ среды).

Основным методом познания в процессе качественной интерпретации является метод аналогий.

Физико-геологическая модель ФГМ – обобщенное и формализованное представление об основных геологических и физических характеристиках изучаемого геологического объекта, максимально приближенное к реальным условиям и соответствующее фундаментальным знаниям об объекте. (по В.В. Бродовому, 1987)

Основными составляющими ФГМ являются

- геологическая модель;
- петрофизическая модель;
- модели физических полей.

В ряде случаев модель может дополняться другими информативными по мнению исследователя элементами – геохимическими показателями, рельефом и пр.

Физико-геологические ситуации и истоки комплексирования

Рассмотрим 4 абстрактные ситуации (рис. 1.1). Имеем:

- некоторые 6 элементов геологического строения: А, Б, В, Г, Д, Е;
- физические параметры (свойства) по трем геофизическим методам:
 - график сопротивлений (1);
 - график магнитных свойств (2);
 - плотность (3).

Простая ситуация: все элементы геологического строения характеризуются уникальным набором физических параметров (1-3).

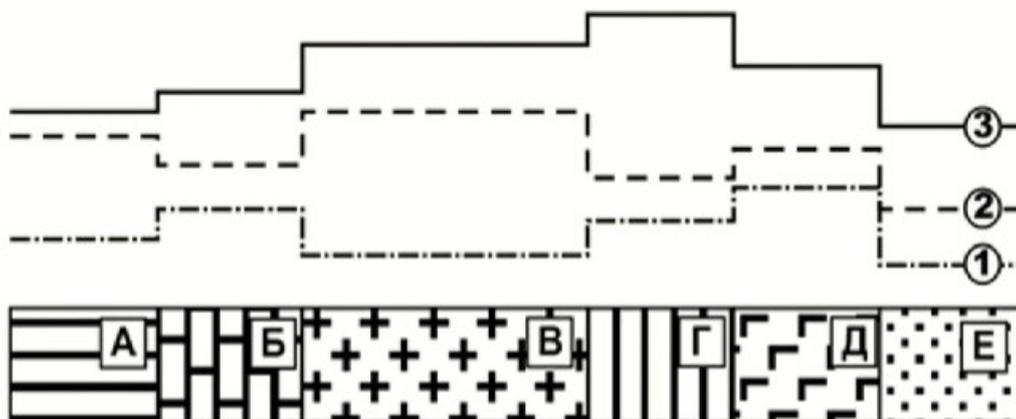


Рис. 1.1. Физико-геологическая ситуация 1

Типичный пример – многофазные интрузивы с резко различным составом отдельных фаз внедрения и незначительной фациальной изменчивостью. Они обычно четко картируются по геологическим признакам и бывают проявлены резким изменением практически всех петрофизических параметров (магнитной восприимчивости, и др.).

Рассмотрим ситуацию 2 (рис. 1.2). Второй пример – ситуация, в которой физические параметры 1 – 3 геологических элементов А – Е попарно совпадают

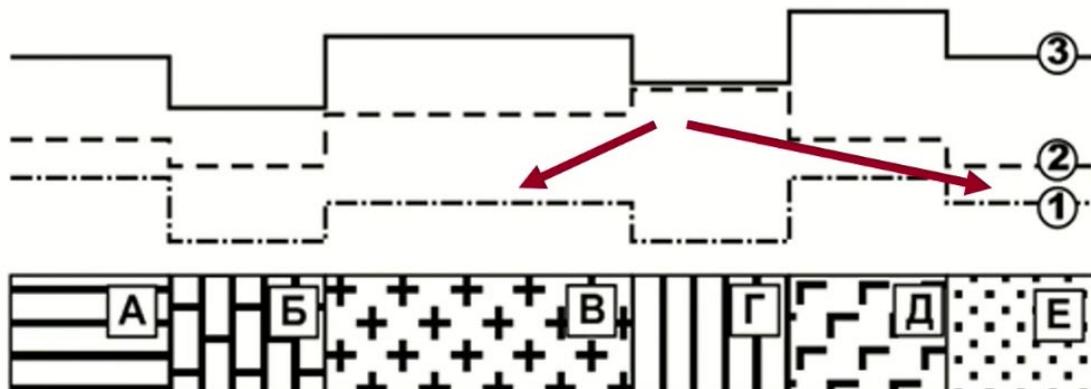


Рис. 1.2. Физико-геологическая ситуация 2

В качестве примера рассмотрим вулканические комплексы, состоящие из стратифицированных и интрузивных тел разного состава. При этом риолитовые субвулканы разных фаз внедрения будут иметь за счет одинакового состава близкую плотность, но могут существенно различаться по магнитной восприимчивости (за счет тонкой примеси магнетита) и электропроводности (за счет гидротермальной проработки). Тела базальтов чаще будут иметь близкую плотность и магнитную восприимчивость, но различаться по электропроводности. Базальты и риолиты могут иметь одинаковую за счет гидротермальной переработки электропроводность и магнитную восприимчивость, но различаться по плотности.

Рассмотрим ситуацию 3 (рис. 1.3).

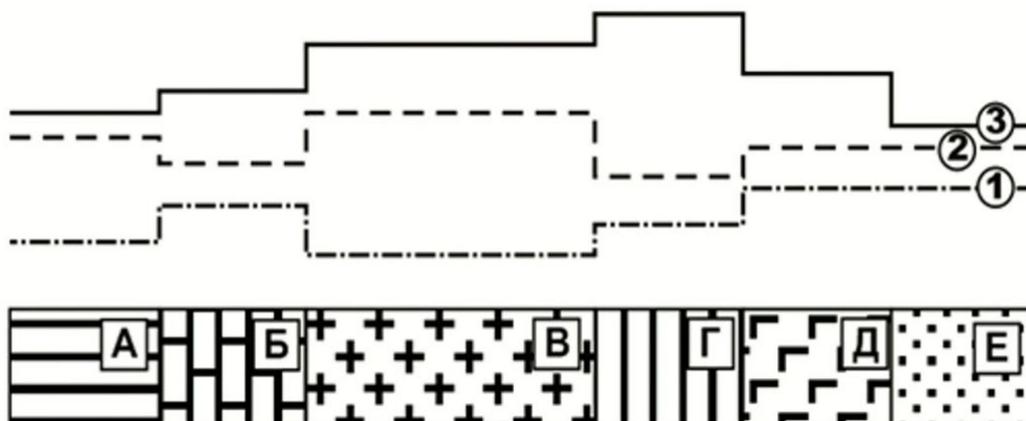


Рис. 1.3. Физико-геологическая ситуация 3

Отличие геологических элементов Д и Е может быть установлено только по физическому параметру 3.

Ситуация может возникнуть при изучении круто залегающих осадочных толщ, в которых практически все пачки пород хорошо различаются по петрофизическим характеристикам, но близкими оказываются, например, две пачки глин, хорошо различающиеся при картировании (скажем - желтые песчанистые и темно-серые пластичные). Плотность и магнитная восприимчивость этих глин могут совпадать, но темно-серые глины могут отличаться низким электрическим сопротивлением за счет тонкой вкрапленности пирита.

Рассмотрим ситуацию 4 (рис. 1.4). Этот пример наиболее показательный по эффективности использования геофизических методов: все блоки выделяются аномалиями полей. Элемент геологического строения В по результатам измерения двух методов (2 и 3) надежно делится на две части. Это означает, что необходимо перестроить исходную концепцию.

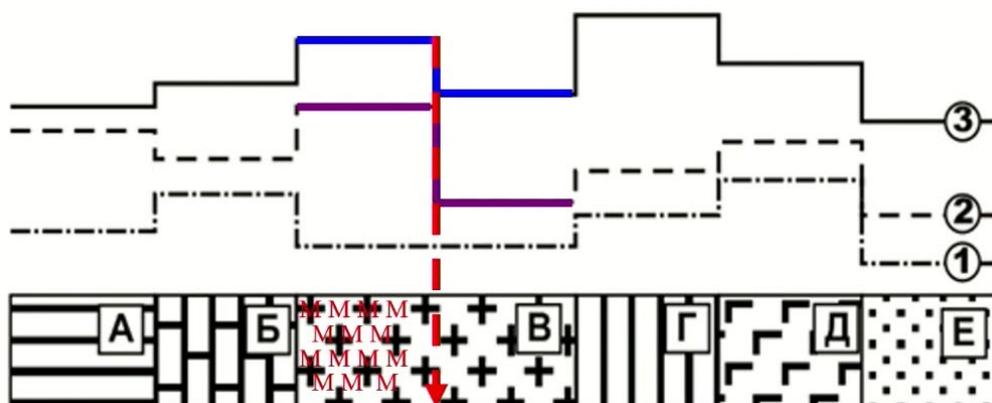


Рис. 1.4. Физико-геологическая ситуация 4

Например, разделение магнетитовых и не магнетитовых гранитов в пределах крупных гранитных плутонов. Они могут существенно не различаются ни визуально, ни по плотности, ни по радиоактивности, поэтому их часто относят к одному комплексу и изображают едиными массивами. Вместе с тем, это существенно разные породы и с геохимической и с информационной точек зрения. Наиболее просто их можно разделить по магнитной восприимчивости и отсортировать по карте магнитных аномалий.

Существует необходимость пересмотра и уточнения исходной геологической информации, необходимость построения новой ФГМ, соответствующей новому уровню знаний.

Конечная задача качественной интерпретации – выяснение геологической природы геофизических аномалий (создание ФГМ среды).

Основным методом познания в процессе качественной интерпретации является метод аналогий. В реальности качественная интерпретация не проводится исключительно на качественном уровне. В настоящее время существует огромное

количество статистических методов анализа полей / структуры полей, кроме того используется кластерный анализ, что позволяет насыщать этап качественной интерпретации аналитическими методами.

1.6. Количественная интерпретация

Этап количественной интерпретации – это определение геометрических параметров источников геофизических аномалий.

Конечная задача количественной интерпретации – параметризация ФГМ, построение объемной геолого-геофизической модели.

Основными методами познания в процессе количественной интерпретации являются методы моделирования.

Полезные аномалии и помехи

Полезной аномалией в геофизике считается аномалия или часть физического поля, обусловленная изучаемыми объектами.

Помехи в геофизике включают:

- помехи технического характера, связанные с методическими и аппаратными особенностями измерений;
- помехи антропогенной природы (в геофизике это шумовые и сейсмические, затрудняющие измерения);
- помехи геологической природы – компоненты физических полей, обусловленные геологическими элементами, не являющимися целью данного исследования.

Понятия «помехи» и «полезного сигнала», «полезной аномалии» или «полезной компоненты» имеют такое же широкое применение, как понятия «интерпретация», «модель» и другие.

В чем же специфика их применения в геологии и геофизике? Вопросы для студентов:

- сформулируйте определение полезной аномалии и помехи с геологической точки зрения;
- сформулируйте определение полезной аномалии и помехи с геофизической точки зрения.

Способы усиления полезных компонент поля и снижения помех в разных геофизических методах различны.

При использовании методов грави- и магниторазведки в первую очередь применяются целенаправленные трансформации полей.

В электроразведке ведущими способами настройки на параметры объекта изучения является выбор метода и параметров установки и методики съемки.

В сейсморазведке – помимо выбора методов возбуждения волн, частотных и геометрических параметров систем наблюдения, важнейшую роль играют способы и методы фильтрации.

1.7. Прямая и обратная задачи геофизики

Расчет физических полей и/или их производных от тел известной формы, глубины залегания, размера и заданными петрофизическими параметрами в геофизике носит название *прямой задачи*.

В математической теории геофизических методов, чаще всего на основании аналитических зависимостей, рассчитываются аномалии от локальных тел простых форм или упрощенных геологических разрезов.

При решении прямой задачи используют и двумерные, и трехмерные аппроксимации в зависимости от свойств самого объекта.

Прямая задача

Пример: нахождение аномалий силы тяжести над условным плотностным разрезом (рис. 1.5).

Задача: расчет над разрезом характера изменения поля силы тяжести.

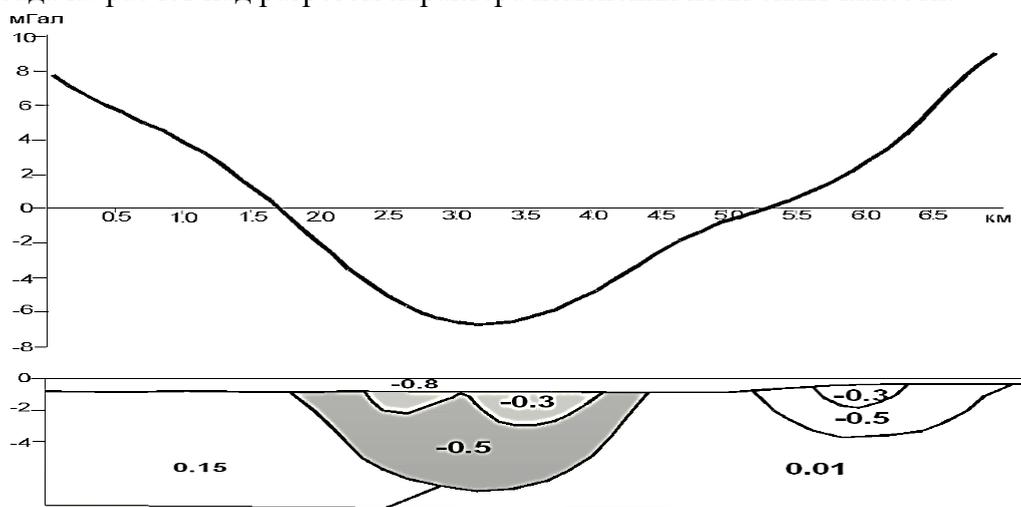


Рис. 1.5. Плотностной разрез

Решение прямой задачи используется на всех стадиях исследования:

- решение прямой задачи имеет базовое теоретическое значение;
- на начальной стадии исследований прямая задача используется для определения предполагаемых эффектов изучаемых структур – предварительной оценки возможных аномалий;
- решение прямой задачи является основой всех методов подбора, независимо от используемых алгоритмов и технических средств их реализующих.

На заключительной стадии именно сопоставление результата решения прямой задачи от построенной петрофизической модели с исходным (измененным) полем является одним из основных критериев правильности, а точнее непротиворечивости интерпретации.

Обратная задача

Определение местоположения, формы, глубины залегания, размеров и плотности тел по известным геофизическим аномалиями/или их производным называется *обратной задачей*.

Суть прямой задачи – вычисление физического поля по заданным геометрическим и петрофизическим параметрам источников. Прямая задача во всех геофизических методах однозначна.

Суть обратной – вычисление геометрических и петрофизических параметров источников по заданному (измеренному) полю. Обратная задача во всех геофизических методах неоднозначна.

Снизить неоднозначность интерпретации:

- привлечь максимальное количество дополнительной информации о геологических особенностях предполагаемых источников;
- использовать все имеющиеся сведения об их плотности;
- использовать данные бурения;
- использовать независимые сведения других геофизических методов.

Точность, надежность, достоверность получаемых решений определяется полнотой и достоверностью предварительной информации.

Интерпретация геофизических данных. Стадии и этапы.

Все этапы интерпретации показаны в матрице взаимосвязей данных процедур процесса интерпретации геофизических данных (рис. 1.6).

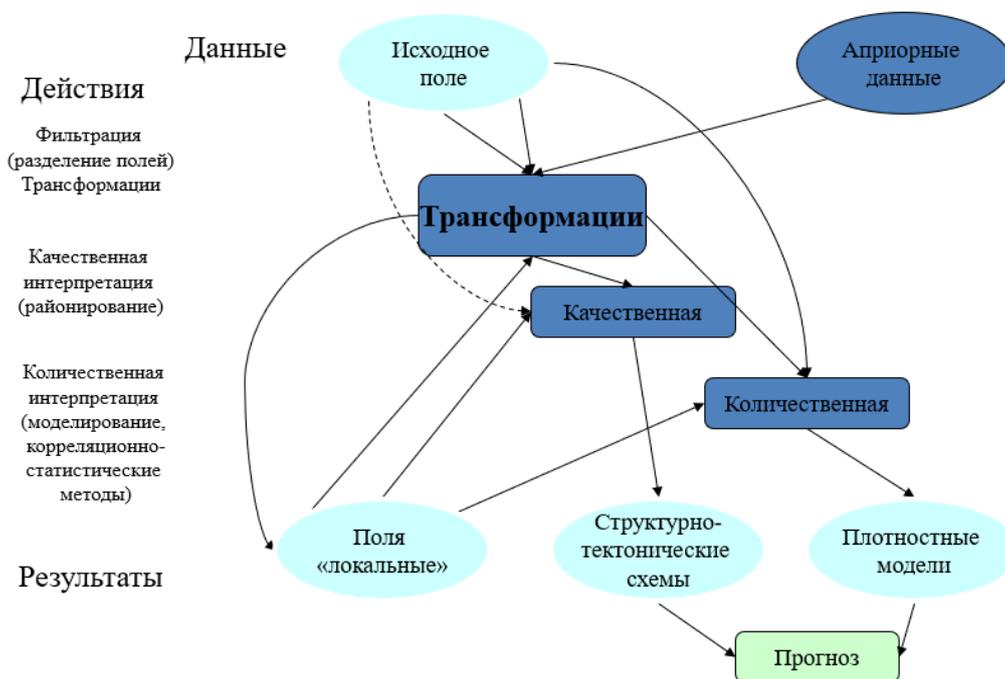


Рис. 1.6. Матрица взаимосвязей данных и процедур процесса интерпретации геофизических данных

Исходные данные – это в первую очередь измеренные поля + априорные данные. Априорные данные – это все геологические сведения, результаты по палеореконструкциям, информация о тектонике, о возрасте.

Задача этапа трансформации / фильтрации – выделение целевой компоненты поля.

Следующий этап – качественная интерпретация. Результатом качественной интерпретации является создание физико-геологической модели территории. Один из элементов – это районирование территории.

Этап количественной интерпретации представляет собой параметризацию полученной ФГМ.

Промежуточными результатами являются локальные поля; по результатам качественной интерпретации строятся структурно-тектонические схемы. В последствии проводится прогноз.

Таким образом, интерпретация состоит из нескольких взаимосвязанных стадий:

- установление закономерностей проявления геологических структур в геофизических полях и/или их производных и создание физико-геологической модели среды (качественной интерпретации)
- определение физических и геометрических параметров аномало-создающих объектов (количественной интерпретации).
- проверка достоверности интерпретационных построений.

Лекция 2. Интерпретация аномалий поля силы тяжести

2.1. История изучения гравитационного поля Земли

Представления о гравитационном поле Земли

Отметим несколько ключевых моментов, которые считаются началом гравиметрии:

- открытие законов инерции и падения твердого тела (Галилео Галилей, 1600);
- открытие закона колебаний физического маятника (Христиан Гюйгенс, 1673);
- открытие основных законов механики и закона всемирного тяготения (Исаак Ньютон, 1687).

Открытие законов механики и закона всемирного тяготения без измерения времени оставалось бы на качественном уровне. Формулировка этих законов в аналитической форме была сделана И. Ньютоном.

История аппаратуры

С пониманием законов гравитации началась разработка аппаратуры и методов, которые позволили бы измерить силу тяжести. Первые попытки изготовления гравиметра (прибора для измерения силы тяжести) были сделаны Ломоносовым.

Рассмотрим несколько ключевых этапов разработки аппаратуры:

- 1753 г. – М. В. Ломоносов – дифференциальный барометр для регистрации вариаций поля силы тяжести во времени. В дифференциальном барометре старались разделить давление, которое связано с атмосферой и притяжение силы тяжести Земли.
- 1800 г. – Ф. Бессель, Х. Кэртер, Р. Штернек – маятниковые, точность до миллиГала (10^{-3} Гал). Период качания маятника пропорционален физическим параметрам маятника и силе притяжения Земли. Таким образом, зная физические параметры маятника (длину, массу) можно рассчитать силу тяжести. Для того, чтобы на период качания маятника не оказывали влияние сторонние факторы, его погружали в шурф.
- 1881 г. – Р. Штернек создание маятникового прибора для относительных определений. *Измерения становятся массовыми, начало изучения внутреннего строения Земли.*
- 1896 г. – Р. Этвеш изобретение гравитационного вариометра (измерение горизонтальных составляющих градиента силы тяжести и кривизны уровенной поверхности).

История гравиразведки

Основные этапы в истории гравиразведки:

1753 г. – М. В. Ломоносов высказал мысль о связи силы тяжести с внутренним строением земли, попытался построить прибор для регистрации вариаций поля силы тяжести во времени.

1872 г. – И.И. Стебницкий устанавливал связь уклонений отвеса в Восточном Закавказье с погребенными массами (крупнейшие нефтяные месторождения).

Отвес – это небольшой грузик, подвешенный на мягкой нити. Этот груз обычно указывает на положение направления силы тяжести. Наличие в стороне от наблюдателя некоторой существенной массы этот отвес оттягивает в сторону массы. Это явилось индикатором присутствия погребенных масс.

1888 г. – Ф.А. Слудский занимался изучением гравитационной аномалии в районе Москвы и определение глубины залегания возмущающих масс, создающих эту аномалию.

Москва находится в центре Московской синеклизы. В гравитационном поле синеклизы, заполненная осадочными отложениями вызывает гравитационный минимум. Задача: определить глубину возмущающих масс и мощность осадочного чехла по форме минимума.

1902-1909 г. – Р. Этвеш провел первые измерения гравитационным вариометром на Венгерской равнине с геологической целью.

1918 г. – гравитационный вариометр для исследования солянокупольных структур в Германии (В. Швейдар).

Точность измерения вариометром была ниже, чем в других методах.

История гравиметрии в России

В 1951 году был изобретен кварцевый астазированный гравиметр, на основе которого был начат серийный выпуск гравиметров. Прибор характеризуется достаточно высокой точностью, высокой производительностью, относительно малым весом. Первый гравиметр весил около 8 кг.

Серийный выпуск гравиметров был начат благодаря работе целой группы институтов, перед которыми стояла задача разработки такого прибора.

Чрезвычайно важно, что изучение поля силы тяжести необходимо для всех баллистических расчетов. Это было необходимо в связи с развитием космических и военных программ.

Кроме того, стала возможной планомерная гравиметрическая съемка масштаба 1:200000. Задача: произвести измерения на всей территории страны с расстоянием между пунктами, составляющими в среднем 2 км. Для этого было организовано большое количество тематических гравиметрических партий. Каждая партия работала на своей территории. На отдельных площадях проводились съемки 1:50000 масштаба и крупнее. К концу XX века практически вся территория СССР была покрыта Государственной Гравиметрической Съемкой (ГГС) 1:200 000 масштаба.

Гравиметрическую карту (территории России и стран СНГ) в несекретном варианте можно получить во всеоюзном геологическом фонде. Основная часть материалов по гравиметрической съемке остается засекреченной до сих пор.

Современный этап

Появление высокоточной гравиметрической аппаратуры позволила повысить точность съемки почти в 10 раз – фиксация более тонких гравитационных эффектов.

Т.е. появилась возможность решения принципиально новых геологических и геотехнических задач.

Разработка методики производства высокоточных и детальных гравиметрических съемок позволяет решать геотехнические задачи:

- обнаружение пустот;
- изучение карстовой структуры региона;
- определение областей менее плотных грунтов;
- оконтуривание зоны разуплотнения в пределах ж/д полотна.

Роме того, появились спутниковые методы изучения поля силы тяжести. Благодаря спутниковым методам изучения появилась возможность создания модели гравитационного поля Земли эквивалентной по детальности съемкам 1:1 000 000 масштаба (можно использовать при решении геологических задач до 1:500 000). Таким образом, стали различимы гравитационные эффекты геодинамических процессов. (Ткаченко Н.С.). Фактически появилась возможность мониторинга изменения гравитационного поля во времени.

2.2. Поле силы тяжести. Основные понятия

Закон всемирного тяготения Ньютона

Базовым законом, описывающим поле силы тяжести Земли является закон всемирного тяготения Ньютона. Сила ньютоновского притяжения определяется массой Земли M и малой массой m , находящейся на поверхности Земли. Сила притяжения определяется величиной R (радиус Земли)– расстояние между центрами масс m и M и величиной G – гравитационная постоянная $G=6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$. Сила притяжения массы (m) всей массой Земли (M) направлена к центру Земли.

Вектор ньютоновского напряжения обозначен F_n . Помимо того, что на тело, находящееся на поверхности Земли действует сила ньютоновского притяжения, на это же тело действует центробежная сила.

Центробежная сила по радиусу (r), где ω – угловая скорость вращения Земли:

$$P = mr\omega^2$$

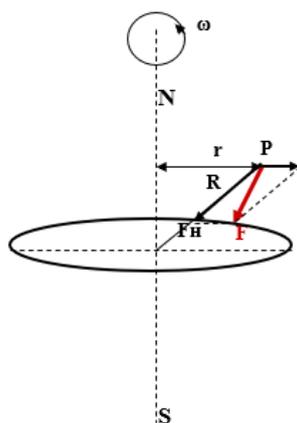


Рис. 2.1. Схематическое изображение закона всемирного тяготения Ньютона

Сила тяжести (F) – равнодействующая (F_H) и (P).

Отнесенные к единице массы ($m=1$), эти силы характеризуются ускорениями притяжения:

$$f = \frac{F_H}{m} = G \frac{M}{R^2}$$

и центробежным:

$$p = \frac{P}{m} = r\omega^2.$$

Ускорение силы тяжести – геометрическая сумма ускорения притяжения и центробежного ускорения.

В гравиметрии, когда говорят «сила тяжести», обычно подразумевают именно ускорение силы тяжести.

Отношение $\frac{P}{F} \leq \frac{1}{288}$: сила тяжести почти целиком определяется силой притяжения, а ускорение силы тяжести – ускорением притяжения:

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

Гравитационное поле Земли

Структура гравитационного поля Земли описывается в первом приближении как двухосный эллипсоид вращения:

- экваториальный радиус $a \approx 6378$ км,
- полярный $c \approx 6357$ км.

Разница ($a-c$) составляет всего 21 км.

Единицы измерения:

- в системе СИ – m/c^2 ;
- В гравиметрии – Гал (cm/c^2).

Сила тяжести на Земле составляет $g_{cp}=981$ Гал:

- на полюсе 983 Гал,
- на экваторе 978 Гал.

В гравirazведке изучаются аномалии поля силы тяжести, которые лежат в пределах земной коры и верхней мантии – аномалии составляющие $10^{-8} - 10^{-9}$ доли измеряемой величины (высоту спутника, тысячи километров, измерять с точностью до см). На практике амплитуда аномалий составляет миллигалы (мГал, 10^{-3} Гал) и микрогалы (10^{-6} Гал).

Поле силы тяжести Земли может быть представлено гравитационным потенциалом W в точке A , на расстоянии r_A от центра Земли:

$$W_A = \frac{GM}{r_A}.$$

Эквипотенциальные (уровенные) поверхности:

$$W = const.$$

Geoid – поверхность, совпадающая с невозмущенной волнениями поверхностью океанов.

Сила тяжести – производная потенциала силы тяжести по направлению к центру Земли:

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

Вторые производные потенциала: $\partial^2 W / \partial z^2$, $\partial^2 W / \partial x \partial z$, $\partial^2 W / \partial y \partial z$, $\partial^2 W / \partial x^2$, $\partial^2 W / \partial y^2$ и $\partial^2 W / \partial x \partial y$.

Физический смысл вторых производных ясен. Например, $\partial^2 W / \partial x \partial z$ – горизонтальный градиент силы тяжести, указывает на скорость изменения силы тяжести по оси x .

Практическая единица измерения градиентов силы тяжести Этвеш.

Поле силы тяжести Земли изучается наземными, морскими, аэро и спутниковыми измерениями. Данные спутниковых наблюдений имеют сейчас огромное значение.

По результатам измерений спутников NASA (миссия GRACE) была составлена цифровая модель поля силы тяжести Земли (рис. 2.2). Цифровую модель можно найти в интернете в двух вариантах:

- в варианте потенциала (модель слева);
- в варианте поля силы тяжести (модель справа).

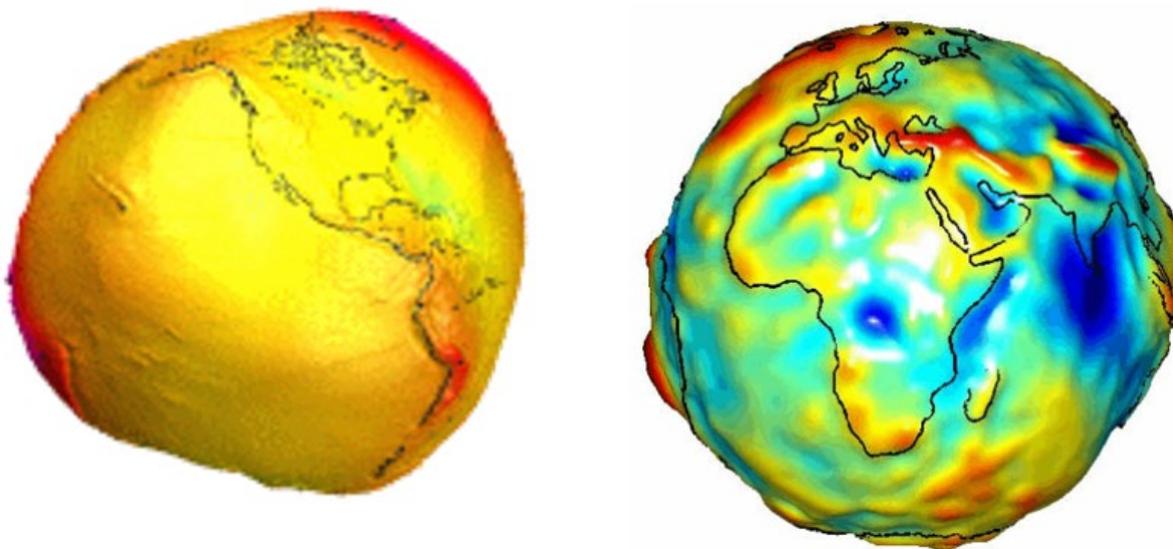


Рис. 2.2. Модель гравитационного поля Земли и её трехмерное изображение построенные по результатам высокоточных наблюдений, выполненных спутниками NASA под названием GRACE (март 2002 г.)

Поле потенциала более гладкое. В этой модели видны три крупных максимума и разделяющие их минимумы, самый глубокий из которых находится на территории Индийского океана. Источниками аномалий потенциала служат неоднородности глубинного строения Земли (планетарные неоднородности).

Правая модель имеет аналогично имеет максимумы (коричневые области) и минимумы (глубокие синие цвета). Максимумы поля силы тяжести приходятся на

горные системы. Самые глубокие минимумы расположены в зонах глубоководных впадин.

Историческая справка

Гравитационное поле Земли изучается давно. С появлением первых результатов измерения поля силы тяжести ученые (математики, физики) создавали формулу, описывающую структуру поля силы тяжести Земли.

В 1743 году Алексис Клод Клеро разработал формулу изменения силы тяжести на земной поверхности и определил сжатие Земли по гравиметрическим данным.

В 1849 году Джорж Габриель Стокс обосновал теорему, позволяющую находить фигуру Земли, по гравиметрическим наблюдениям (без предположений относительно её внутреннего строения).

В 1887 году Фридрих Гельмерт получил формулу нормального распределения силы тяжести на земной поверхности (на основе обобщения результатов гравиметрических измерений).

2.3. Нормальное значение силы тяжести и аномалии гравитационного поля

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

Нормальные значения силы тяжести определяются по таблицам или вычисляются по формуле:

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

где:

- g_3 – сила тяжести на экваторе;
- φ – географическая широта пункта наблюдения;
- β – коэффициент, зависящий от угловой скорости вращения и сжатия сфероида;
- λ – географическая долгота точки наблюдения;
- коэффициенты β , β_1 и β_2 зависят от формы Земли, ее угловой скорости вращения, распределения масс. Они уточняются по мере накопления данных.

Нормальные значения поля силы тяжести используются в астрономии и геодезии для изучения формы и размеров Земли. В баллистике – для расчета траекторий.

Аномальные значения поля силы тяжести вычисляются, как разность наблюдаемого или измеренного значения g_H и нормального поля – γ_0 .

Вычитая из суммарного гравитационного поля эффект однородного вращающегося сфероида, получаем поле обусловленное неоднородностями:

- изменением высот точек над уровнем мирового океана;
- притяжением толщи пород между рельефом и уровнем мирового океана («промежуточным слоем»);
- локальными формами рельефа (вблизи большой массы происходит отклонение отвеса);

- особенностями геологического строения земной коры и верхней мантии;

Целевым фактором являются только особенности геологического строения земной коры и верхней мантии. Другие факторы не имеют геологической природы и их нужно исключать, тогда останется только аномальное значение силы тяжести, которое является объектом геологических наук.

Аномалии поля силы тяжести вычисляются с помощью введения соответствующих редукиций.

Аномалия в свободном воздухе (иногда используется аномалия Фая) – разность между наблюдаемым значением ($g_{и}$) и нормальным (γ_0) с учетом поправки за высоту:

$$\Delta g_{\Phi} = \Delta g_{и} - \gamma_0 + \Delta g_1.$$

Аномалия Буге учитывает поправки:

$$\Delta g_{Б} = \Delta g_{и} - \gamma_0 + \Delta g_1 + \Delta g_2 + \Delta g_3$$

$\Delta g_1 = 0,3086H$ – поправка за высоту,

$\Delta g_2 = -0,0419\sigma H$ – поправка за притяжение промежуточного слоя (σ – средняя плотность пород в слое в $г/см^3$), где H – высота над уровнем моря в метрах, то Δg_1 в мГал, Δg_3 – поправка за рельеф местности, окружающей пункт наблюдения.

Рассмотрим структуру аномалий поля силы тяжести на графике (рис. 2.3): черная линия – линия рельефа; ближе к центру Земли измерения (красная линия) становятся выше; измеренные значения поля силы тяжести падают с повышением рельефа. Для избавления влияния рельефа рассчитывается поправка за высоту – получаем аномалию в свободном воздухе (розовый график). Аномалия коррелирует с рельефом, но теперь контуры повторяют рельеф (прямая корреляция с рельефом). Аномалия в области поднятия осталась, однако есть сомнения в ее геологической природе. На следующем этапе вводится поправка за промежуточный слой и рассчитывается аномалия Буге (синий график).

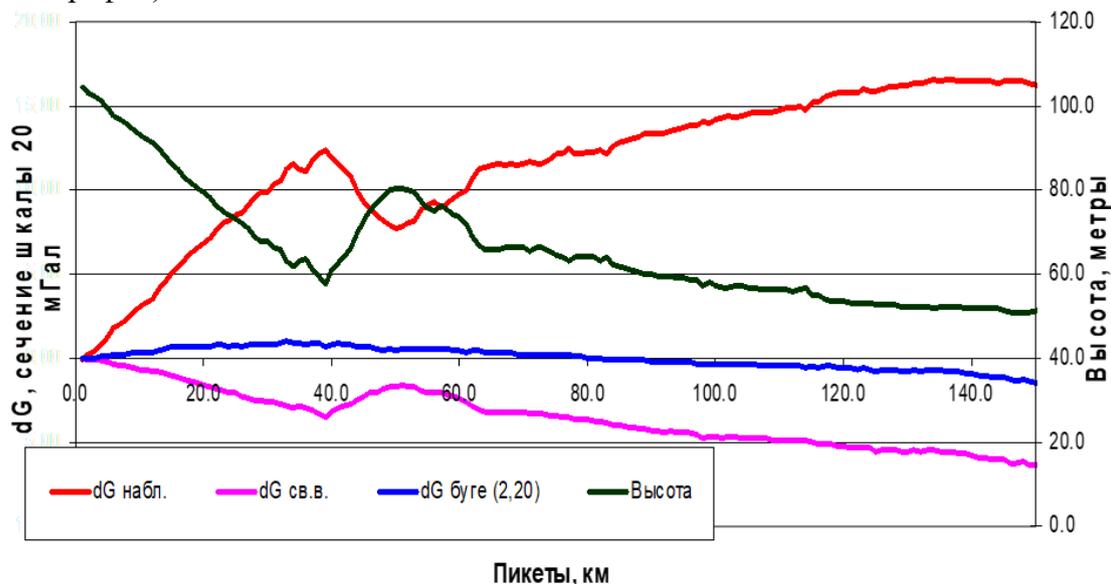


Рис. 2.3. Аномалии поля силы тяжести (уровень условный) и рельеф

Рассмотрим аномалии поля силы тяжести в районе срединно-атлантического хребта (рис. 2.4). На рисунке 2.4А приведен потенциал силы тяжести – гладкая функция, отражающая глубинные плотностный неоднородности. На рисунке 2.4Б показана карта рельефа дна, отстроенная по результатам спутниковых измерений. На рисунке 2.4В показана карта аномалий поля силы тяжести в редукции свободный воздух. Карта похожа на карту рельефа дна и в значительной степени отражает изменение рельефа глубин океана. На рисунке 2.4Г показана карта аномалий поля силы тяжести в редукции Буге, рассчитанная с помощью введения поправок. Карта отражает неоднородности плотностного строения на глубинах. В центре карты видна аномалия (показана желтым цветом) – это положение разогретого астеносферного потока, которое фиксируется вдоль хребта (разломов). Кроме того, на всех картах хорошо фиксируется положение трансформных разломов.

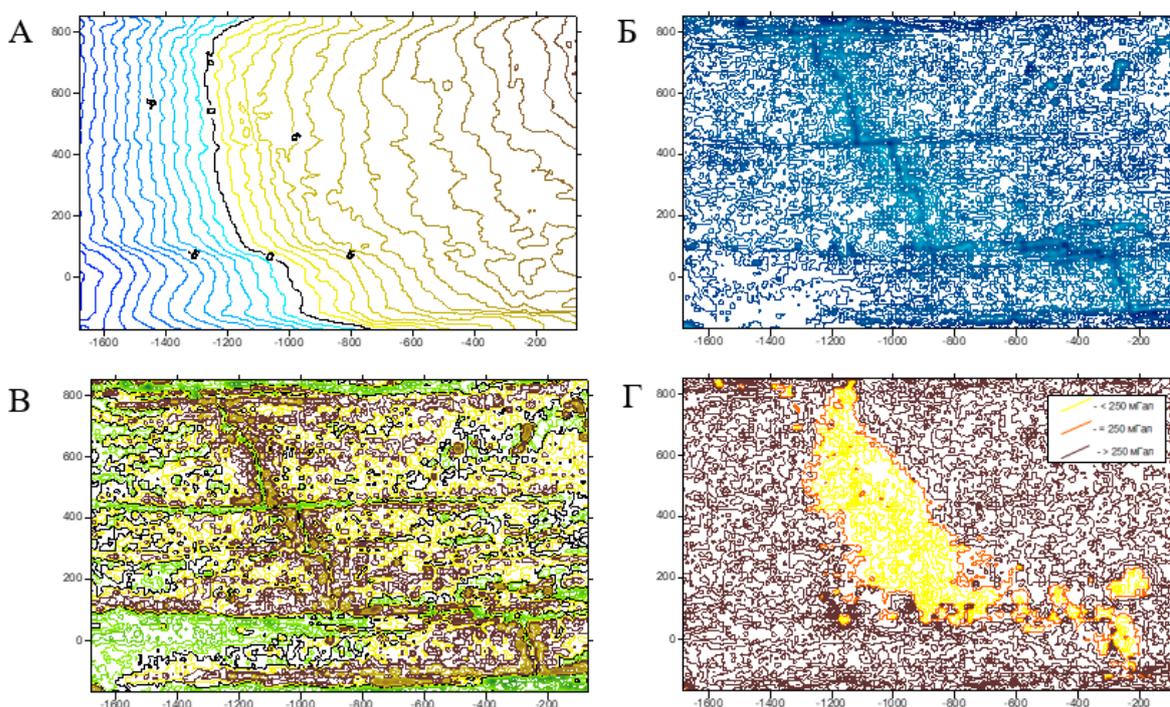


Рис. 2.4. А – потенциал поля силы тяжести; Б – рельеф дна; В – аномалии силы тяжести в редукции свободный воздух; Г – аномалии силы тяжести в редукции Буге

2.4. Плотность горных пород. Избыточная плотность

Структура поля силы тяжести и его производных определяется плотностью пород (σ).

Плотность – масса единицы объема породы:

$$\sigma = m/v \text{ (г/см}^3\text{)}.$$

Плотность изверженных и метаморфических пород определяется их химико-минералогическим составом, она увеличивается при переходе от кислых пород к основным и ультраосновным.

Плотность осадочных пород определяется:

- объемной плотностью твердых зерен, пористостью, водонасыщенностью и составом заполнителя пор;
- степенью консолидации осадков, их возрастом и глубиной залегания, с увеличением которых плотность растет.

На глубине 2.5 – 3 км поровое пространство практически сокращается. Плотность горных пород становится сопоставима с минеральной плотностью. Минеральная плотность – плотность спрессованных минеральных зерен. Поэтому при рассмотрении осадочных структур и решении геологических задач в областях развития осадочных пород необходимо изучать пористость пород, их водонасыщенность и заполнитель порового пространства.

Без сведений о плотности истолкование аномалий поля силы тяжести невозможно.

В таблицах 2.1 и 2.2 приведены плотности горных пород.

Таблица 2.1. Плотность горных пород

Порода	Плотность (г/см ³)
Нефть	0,8 -1,0
Уголь	1,0
Вода	1,1 – 1.2
Почва	1,13 – 2,0
Песок	1,4 – 2
Глина	2 – 2,2
Песчаник	1,8 – 2,8
Известняк	2,3 – 3,0
Соль	2,1 – 2,4
Гранит	2,4 – 2,9
Гнейсы	2,6 – 2,9
Габбро	2,8 – 3,1
Базальт	2,7 – 3,3
Перидотит	2,8 – 3,4
Медный колчедан	4,1 – 4,3
Магнетит, гематит	4,9 – 5,2

Таблица 2.2. Плотности верхних частей земной коры (в зависимости от региона), плотность ядра и средняя плотность

Плотность верхних частей земной коры (средняя)	2,67 г/см ³
Плотность верхних частей земной коры (для равнин)	2,30 г/см ³
Средняя плотность Земли	5,51 г/см ³
Плотность ядра Земли	12 г/см ³

При построении стандартных карт в редукции аномалии Буге редукции Буге вычисляются с плотностью 2.30 г/см^3 и 2.67 г/см^3 .

Плотность воды зависит от степени ее минерализации. Большой разброс значений плотности у песчаника: от 1.8 г/см^3 (относительно легкие породы) до 2.9 г/см^3 . Для магматических пород 2.8 г/см^3 – это плотность гнейсов.

Разность плотности аномального объекта и плотности вмещающих пород называется *избыточной плотностью*. Избыточная плотность может быть как положительной, так и отрицательной.

Величина аномалий силы тяжести, создаваемых геологическими телами (объектами интерпретации) определяется разностью

$$\sigma_{\text{и}} = \sigma - \sigma_0.$$

В результате интерпретации одновременно с размерами источников определяется именно избыточная плотность.

Интерпретация базируется на плотностных параметрах всех геологических комплексов, слагающих территорию, всего геологического разреза, а не только аномальных тел.

2.5. Гравиметрическая съемка и карты аномалий поля силы тяжести

Основной параметр гравиразведки – ускорение силы тяжести измеряется гравиметрами.

Благодаря использованию высоких технологий и автоматизации процесса регистрации поля, на практике используются полевые высокоточные, «микрोगальные» гравиметры характеризующиеся точностью измерений ($< 5 \text{ мкГал}$), устойчивостью по отношению к промышленным помехам и относительно небольшим весом (8 кг).

Гравиметрическая съемка проводится на суше, в скважинах, на акваториях (на поверхности и донная), в воздухе (аэросъемка). Для создания цифровых моделей гравитационного поля Земли используется спутниковая гравиметрия.

Аппаратура для гравиметрических измерений на суше, на море и в воздухе отличается принципами измерений, конструктивными особенностями и точностью.

Аппаратура (рис. 2.5) выбирается сообразно поставленной задаче и условиям проведения съемки.

На рисунке 2.5А показан рабочий наземный кварцевый гравиметр, который был использован в том числе для работ по проведению измерений поля силы тяжести на территориях России и стран СНГ.

На рисунке 2.5Б показан современный высокоточный гравиметр. В технических параметрах гравиметр ГНУ-КВ и CG-3 имеют отличия. По методике работы отличий практически нет.

На рисунке 2.5В показан аэроморской гравиметр, который используется и на съемках в воздухе, и на съемках в акватории. Прибор устанавливается внутри воздушного / морского судна. Прибор массивный, так как необходимо обеспечить стабильность системы, защитить ее от качек, от механических воздействий.

На рисунке 2.5Г показан скважинный гравиметр. Его конструкция создана таким образом, чтобы гравиметр мог быть помещен в скважину.

На рисунке 2.5Д показан абсолютный баллистический гравиметр. Обычно такие гравиметры расположены в обсерваториях. Задача прибора: абсолютное измерений силы тяжести на стационарных точках.

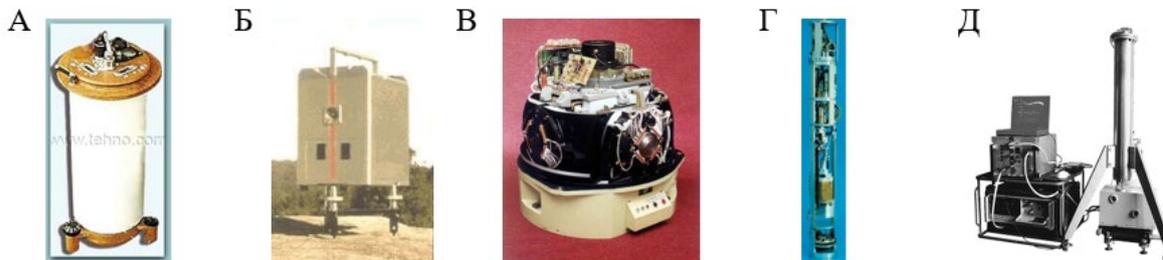


Рис. 2.5. А – гравиметр наземный кварцевый (ГНУ-КВ), Б – гравиметр CG-3 AutoGra портативный, автоматический, В – аэроморской гравиметр «ЧЕКАН-АР», Г – Скважинный гравиметр LaCoste & Romberg, Д – гравиметр абсолютный баллистический лазерный ГАБЛ-Э

Еще одним интересным направлением измерения поля силы тяжести являются спутниковые методы.

Рассмотрим два метода: альтиметрия и спутниковая гравиметрия (рис. 2.6).

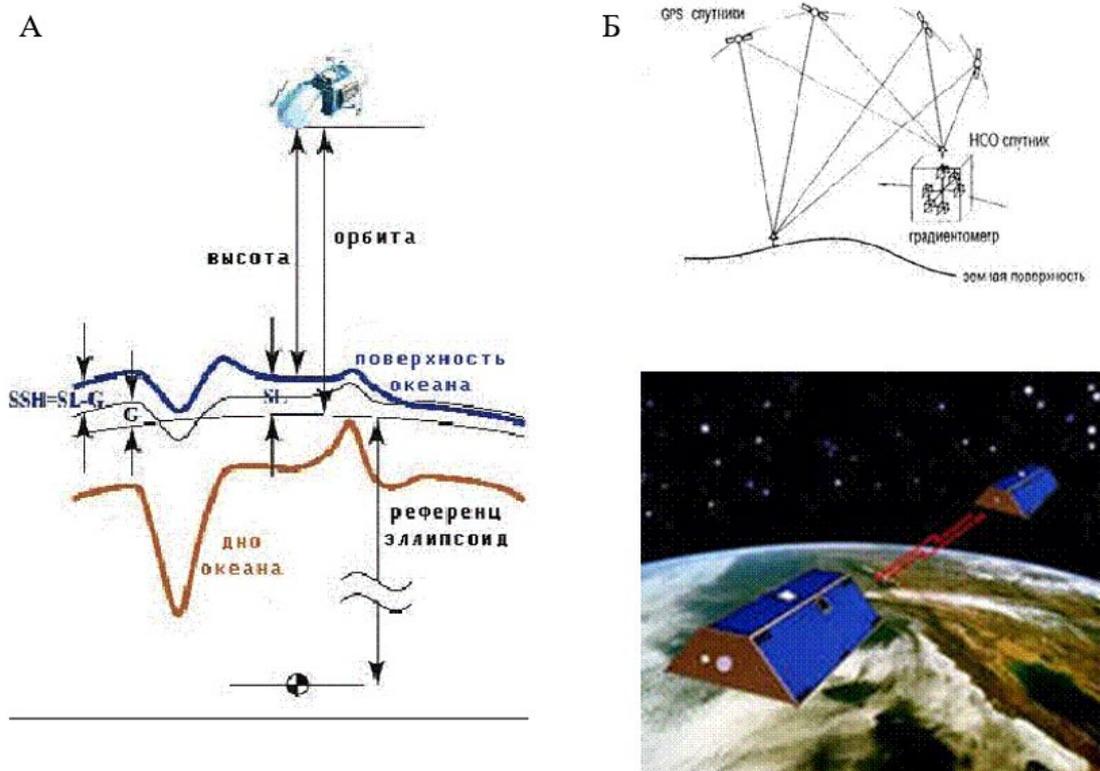


Рис. 2.6. А – спутниковая альтиметрия, Б – спутниковая гравиметрия

Принцип действия спутниковой альтиметрии (рис. 2.6А): измерение и определение формы поверхности океана (одна из эквипотенциальных поверхностей), которая характеризует потенциал силы тяжести. Параллельно измеряется и положение поверхности относительно референс-эллипсоида. По форме поверхностей. По форме орбиты спутника рассчитываются модели поля силы тяжести Земли.

Принцип действия спутниковой гравиметрии (рис. 2.6Б): для реализации измерений используется два спутника. Если спутники меняют положение друг относительно друга / меняется форма траектории, тогда информация о структуре орбиты спутников / их взаимном изменении позволяет рассчитать структуру поля силы тяжести Земли.

Результаты съемки изображаются в виде карт или графиков.

Чаще всего аномалии гравитационного поля на картах изображаются изолиниями, современные обрабатывающие программы позволяют построить объемные модели полей 3D или даже 4D визуализации.

Важно запомнить:

- в результате любой реальной съемки мы получаем лишь дискретные сведения о поле (непрерывном по своей сути), причем лишь с некоторой (ограниченной) точностью.
- с шагом и точностью съемки непосредственно связана разрешающая способность, точность и детальность интерпретации.

Гравиметрическая съемка. Масштаб. Точность

Аномалии считаются достоверными, если их амплитуда не менее, чем в 3-5 раз превышает точность съемки, они отмечены не менее, чем 3-мя точками съемки по профилю и/или на 3-х профилях.

Расстояние между профилями на итоговой карте не должно превышать 1 см в масштабе съемки.

Требование состоит в следующем: если объект мал, тогда можно либо попасть на него точкой измерения, либо не попасть. Попадая на объект даже одной точкой нельзя считать, что аномалия зарегистрирована достоверно.

На рисунке 2.7 показан фрагмент карты изолиний аномалий Буге – результат гравиметрических съемок, которые были выполнены по стандартным методикам. Среднее расстояние между пунктами наблюдения составляет 2 км. Такими картами обеспечена вся территория нашей страны.

Современная аэрогравиметрия позволяет эти работы сделать более точными. Над изучаемой территорией проводится сеть профилей. Основное сечение на карте (рис. 2.8) – 1 мГал. Дополнительное сечение – 0.5 мГал. Карта построена достаточно детально.

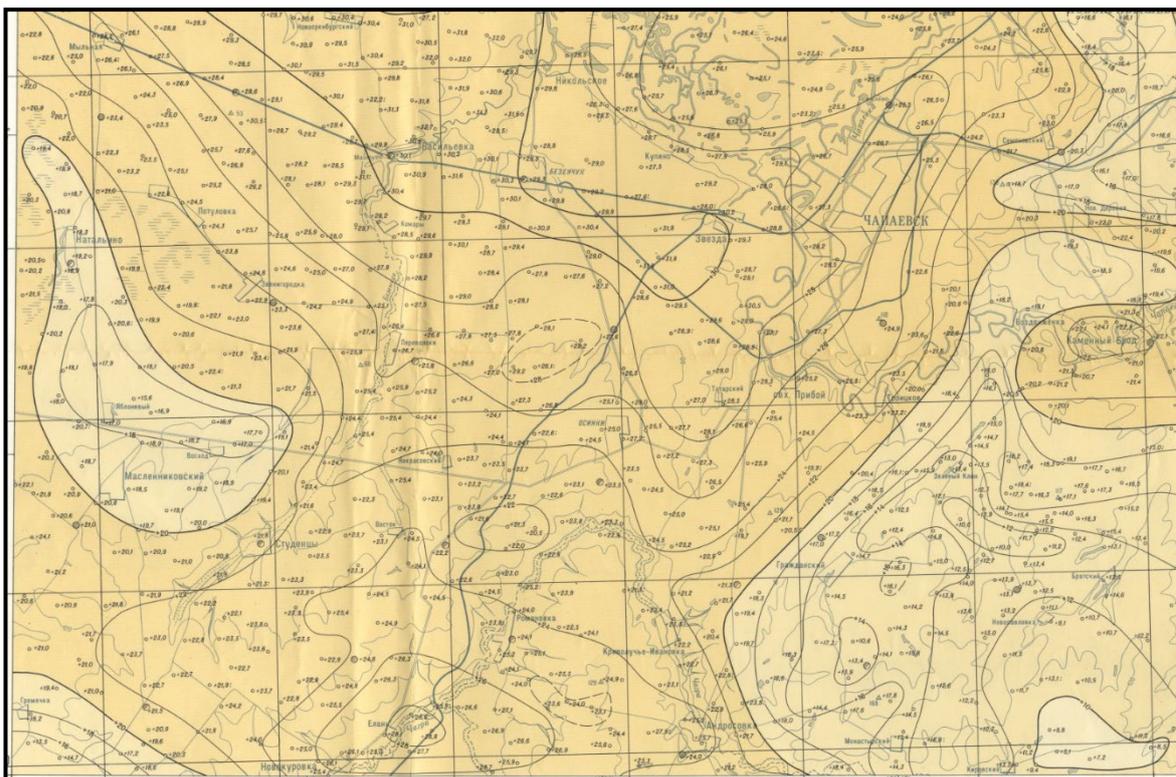


Рис. 2.7. Фрагмент карты изолиний аномалий Буге ($\sigma=2.3 \text{ г/см}^3$) м-б 1:200 000
(Сечение изолиний 2 мГал)

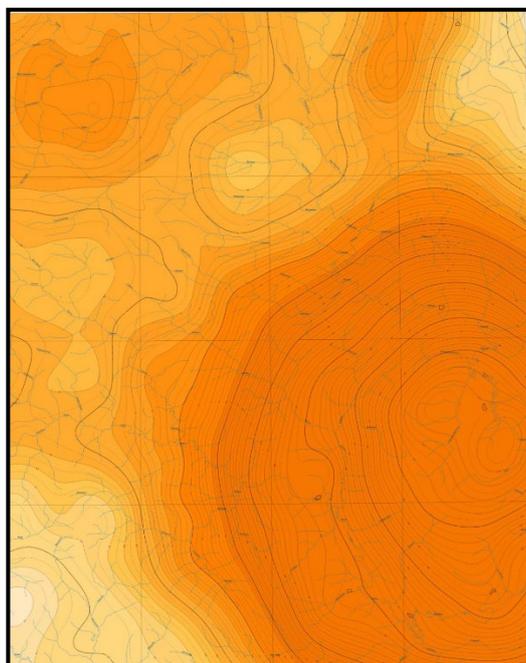


Рис. 2.8. Карта аномалий поля силы тяжести в редукции Буге 2.30. Масштаб 1:100
000. Основное сечение 1 мГал, дополнительное 0.5 мГал

Лекция 3. Интерпретация гравиметрических данных

3.1. Общие положения

Гравитация является одной из четырех фундаментальных сил во Вселенной наряду с электромагнетизмом, а также сильными и слабыми ядерными взаимодействиями. Хотя это самая слабая сила, она наиболее видима.

Поле силы тяжести есть там, где есть масса. Благодаря гравитации люди могут ходить по Земле, а планеты — вращаться по орбите вокруг Солнца. Аномалии поля силы тяжести есть там, где есть избыточная плотность.

В зависимости от решаемой геологической задачи используются наземные, морские и аэрогравиметрические съемки, съемки в горных выработках. Региональные цифровые модели поля силы тяжести Земли создаются на основе обработки параметров орбит одного (альтиметрия) или нескольких (спутниковая гравиметрия) спутников.

Исходными при использовании гравиразведки для решения геологических задач являются аномалии в свободном воздухе или аномалии Буге.

Основной задачей начала интерпретации является выделение целевой компоненты поля («Всемирный Закон Тяготения» – поле силы тяжести – суммарный эффект всех масс).

Самыми благоприятными для использования гравиметрического метода являются аномальные по плотности геологические тела с крутыми, субвертикальными границами.

Изучение слоистых субгоризонтальных сред возможно только в случае существования сопутствующих (пусть вторичных по значимости) субвертикальных плотностных границ.

Интерпретация состоит из нескольких взаимосвязанных стадий:

- установление закономерностей проявления геологических структур в поле силы тяжести и/или его производных и создание физико-геологической модели среды (качественной интерпретации, создание ФГМ)
- определение физических (плотности) и геометрических параметров аномалосоздающих объектов (количественной интерпретации).
- проверка достоверности интерпретационных построений.

Гравитационное поле Земли создается всеми физическими объектами, обладающими массой (плотностью).

Анализ сложной структуры аномального поля затрудняет геологическое истолкование, часто мешает даже визуальному обнаружению.

Разделение сложных полей на более простые компоненты позволяет интерпретировать их порознь (поле-то аддитивно), а затем, собрав воедино частные модели, синтезировать общую модель изучаемой части Земли.

По способу выделения полезной компоненты поля можно выделить 4 группы (таблица 3.1).

Таблица 3.1. Разделение полей на компоненты, трансформации

Группа способов разделения	Объем требуемой информации
Геологическое редуцирование	Детальные сведения о форме, расположении некоторых из объектов и о их физических свойствах
Корреляционные способы	Сведения о характеристиках некоторых объектов на эталонных профилях или площадях
Трансформации	Сведения о возможном спектральном составе различных составляющих
Аппроксимационные способы	Общие представления о характере возможных источников аномалий

Рассмотрим пример разделения поля на компоненты.

Частотная фильтрация – разделение поля силы тяжести на компоненты разной частоты (рис. 3.1): поле, изображенное на рисунке 3.1А было разделено на 3 компоненты:

- низкочастотную (рис. 3.1Б);
- среднечастотную (рис. 3.1В);
- высокочастотную (рис. 3.1Г).

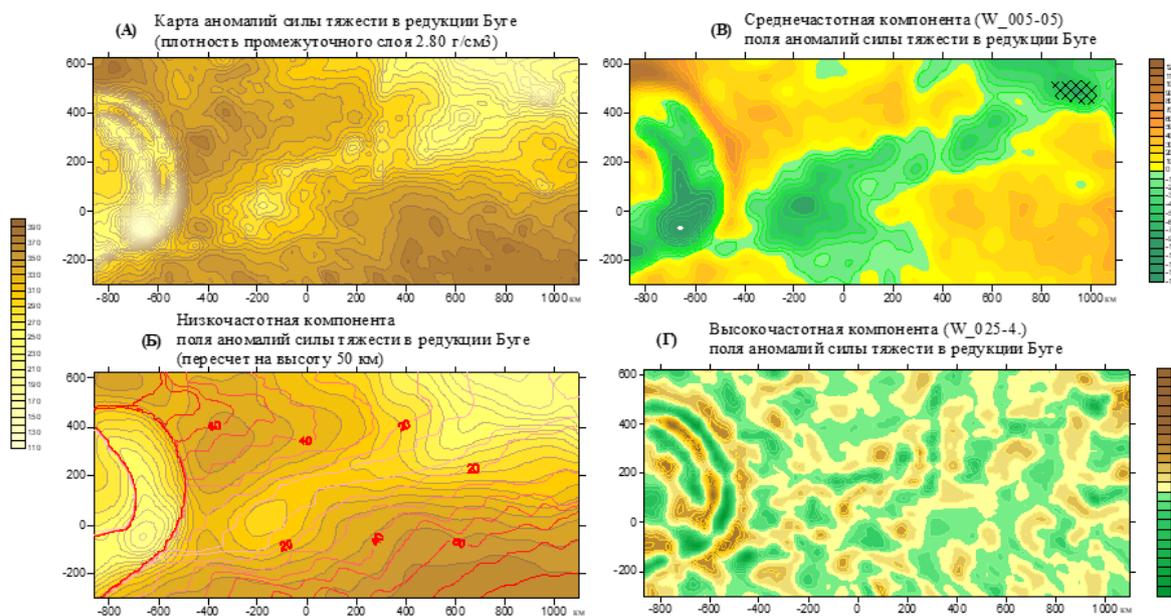


Рис. 3.1. Компоненты поля аномалий силы тяжести в редукции Буге (плотность промежуточного слоя 2.8 г/см³)

Пример интересен тем, что в данной геологической ситуации частотный состав не только позволяет разделить источники по глубине, но и выделенные компоненты отражают гравитационный эффект различных структур.

В исходном поле разделить эти эффекты нельзя.

В низкочастотной компоненте поля видно влияние крупных глубокозалегающих блоков земной коры: в данном случае, это, вероятно, влияние изменения глубины залегания и плотности в районе границы Мохо. На карте видно разуплотнение – светлая область у восточной границы участка.

В среднечастотной компоненте поля видны структуры другого порядка.

Высокочастотная компонента поля отражает тонкое детальное устройство приповерхностной части территории.

3.2. Прямая задача гравиразведки

Нахождение аномалий силы тяжести и вторых производных потенциала от тел известной формы, глубины залегания, размера и плотности носит название *прямой задачи гравиразведки*.

В математической теории гравиразведки рассчитываются аномалии от тел простых форм: шара, горизонтального цилиндра, вертикального уступа, вертикального цилиндра и т.д. (без учета притяжения всей Земли).

Работы с прямой задачей от тел простой формы необходимы для того, чтобы можно было установить закономерности / рассмотреть типичные кривые тех или иных объектов.

При решении прямой задачи гравиразведки важно, что аппроксимации источника бывают двумерными и трехмерными. Зачастую формы, амплитуды, интенсивность аномалий при условиях двумерной аппроксимации отличаются сильно от условий трехмерной аппроксимации.

На рисунке 3.2 приведены формы аномалий от объектов простой формы.

Объект	шар	цилиндр	столб	уступ
График Δg				
Δg_{max}	Gm/h^2 $m=4/3\pi R^3(\sigma-\sigma_0)$	$2GN/h$ $\Lambda=\pi R^2(\sigma-\sigma_0)$		$2\pi G(\sigma-\sigma_0)(z_2-z_1)$
Глубина залегания	$1.3 x_{1/2}$	$x_{1/2}$	$1.7 x_{1/2}$	$x_{1/2}$

Рис. 3.2. Поле силы тяжести основных элементарных моделей

Аномалия от шара имеет колоколообразную форму. По результатам прямой задачи существует аналитическая связь между глубиной залеганий центра масс шара и параметрами кривой:

$$1.3x_{1/2}$$

Таким образом, существует связь между параметрами кривой, параметрами источника и изучается она путем решения прямой задачи от элементарных источников.

Прямая задача: нахождение аномалий силы тяжести и вторых производных потенциала источников с любой наперед заданной точностью – однозначна.

Чаще всего для её решения аномальные объекты заменяются совокупностью элементарных тел известной формы, глубины залегания, размера и плотности.

В настоящее время интенсивно внедряются способы решения прямой задачи, опирающиеся на линейные изменения плотности внутри объекта и по латерали, и по вертикали.

Рассмотрим пример изометричной аномалии (рис. 3.3): изолинии замкнуты, положение середины зоны градиента приблизительно определяет положение контуром массива под слоем четвертичных отложений.

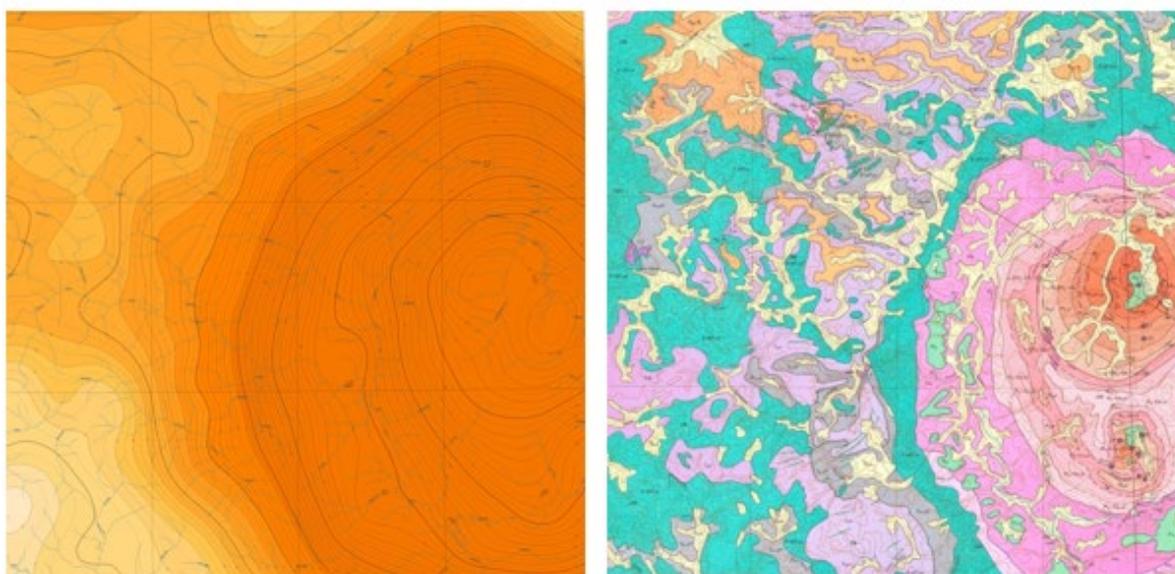


Рис. 3.3. Структура изолиний аномалий Буге локального источника (интрузивного массива)

В лекции (см. презентацию) также приведены примеры изменения поля силы тяжести над моделью уступа и над моделью куба, а также примеры аномалий гравитационного поля над разломом / контактом.

Решение прямой задачи используется на всех стадиях исследования:

- Решение прямой задачи гравиразведки имеет базовое теоретическое значение.
- На начальной стадии исследований прямая задача используется для определения предполагаемых гравитационных эффектов изучаемых структур.
- Решение прямой задачи является основой всех методов подбора, независимо от используемых алгоритмов и технических средств их реализующих.

На заключительной стадии именно сопоставление результата решения прямой задачи от построенной плотностной модели с исходным (измеренным) полем силы тяжести является одним из основных критериев правильности, а точнее – непротиворечивости интерпретации.

3.3. Обратная задача гравirazведки

Определение местоположения, формы, глубины залегания, размеров и плотности тел по известным аномалиям или вторых производных потенциала силы тяжести называется *обратной задачей гравirazведки*.

Обратная задача гравirazведки – нахождение геометрических параметров и плотности аномальных объектов по аномалиям поля силы тяжести и/или его производных – неоднозначна.

Снизить неоднозначность интерпретации:

- привлечь максимальное количество дополнительной информации о геологических особенностях предполагаемых источников;
- использовать все имеющиеся сведения об их плотности;
- использовать данные бурения;
- использовать независимые сведения других геофизических методов.

Точность, надежность, достоверность получаемых решений определяется полнотой и достоверностью предварительной информации.

Матрица взаимосвязей данных и процедур при интерпретации гравиметрических данных была рассмотрена в лекции 1 (рис 1.6.). Граф интерпретации – это общая последовательность работ с гравиметрическими данными. В рамках обсуждения особенностей интерпретации гравиметрических аномалий необходимо понимать, что стадия трансформации является ключевой. Эта стадия определяет и результаты количественной интерпретации, и построение качественной интерпретации, а также получение геологически-эффективных решений на стадии результатов (при построении структурно-тектонических схем, плотностных моделей и при прогнозе).

3.4. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Задачи, решаемые гравirazведкой

Геологическое истолкование гравитационных аномалий. должно проводиться геологами и геофизиками совместно на основе учета всех геологических, и в частности, плотностных свойств пород района.

Основным приемом геологического истолкования данных гравirazведки является сопоставление геологических и гравиметрических данных.

Между гравиметрическими аномалиями и известными геологическими объектами может наблюдаться

- непосредственная (прямая) корреляционная связь, свидетельствующая о тождественности геологических структур и источников гравитационного поля;
- косвенная, опосредованная связь особенностей поля с элементами геологического строения.

Эффективность использования гравиразведки тем выше, чем сильнее геологический разрез отличается от горизонтально слоистого и чем больше контраст плотностей пород.

Аппроксимация реальных геологических объектов геометрическими моделями условна. Однако даже такая оценка глубин играет геологически значимую роль.

Необходимо детальное изучение плотностей пород и закономерностей их пространственного изменения.

Если неизвестны плотность и форма тел, то решение обратной задачи гравиразведки неоднозначно.

Достоверность и точность интерпретации аномалий поля силы тяжести и/или его производных зависит от полноты и достоверности априорной информации: геологических и петрофизических данных, данных бурения и данных других геофизических методов.

Изучение глубинного строения Земли

Структура строения Земли рисуется сегментом (рис. 3.4). Все плотности моделируются и учитывают данные всех геофизических методов исследования. Изучение глубинного строения Земли базируется на региональных моделях поля силы тяжести, составленных по результатам спутниковых данных

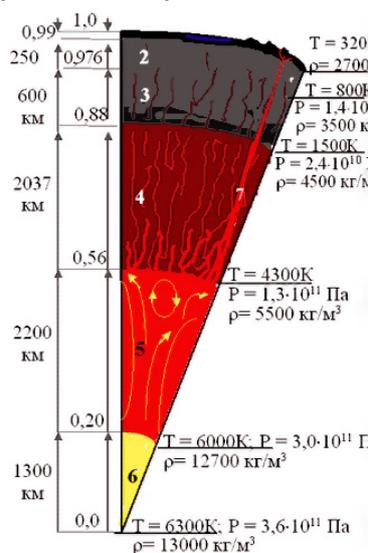


Рис. 3.4. Строение Земли

Глобальные задачи изучения поля силы тяжести для определения фигуры Земли и изучения её общего внутреннего строения относятся к области астрономии, геодезии и, может быть баллистики.

Гравитационный эффект внутренних оболочек Земли учитывается при создании моделей глубинного строения.

Региональное тектоническое районирование

Гравirazведка в комплексе с другими геофизическими методами дает информацию о главных структурных этажах и общем тектоническом строении крупных регионов.

- аномалиями типа ступени выявляются отдельные блоки земной коры и фундамента, глубинные разломы, сбросы;
- отрицательными аномалиями картируются горсты, синклиории, осадочные бассейны, прогибы фундамента, гранитные массивы, органогенные рифовые структуры и солевые бассейны, глубоководные желоба в океанах и др;
- положительными аномалиями выделяются грабены, антиклинории, интрузии основного состава, поднятия фундамента, зоны океанических хребтов и рифтовые и другие структуры.

В качестве примера эффективности гравirazведки при решении задач геотектоники рассмотрим интерпретацию аномалий поля силы тяжести в Зондской зоне субдукции.

По результатам альтиметрии строится батиметрическая карта. Батиметрическая карта – карта глубин дна.

Карта аномалий силы тяжести в редукции свободный воздух (рис. 3.5А) имеет сходства с батиметрической картой. На карте аномалий поля силы тяжести в редукции Буге (рис. 3.5Б) лучше проявлены структуры поверхностей. Кроме того на карте отражается геологическое строение зоны.

Для изучения геологического строения на первом этапе проводится качественный анализ полей, на втором этапе проводится количественная интерпретация.

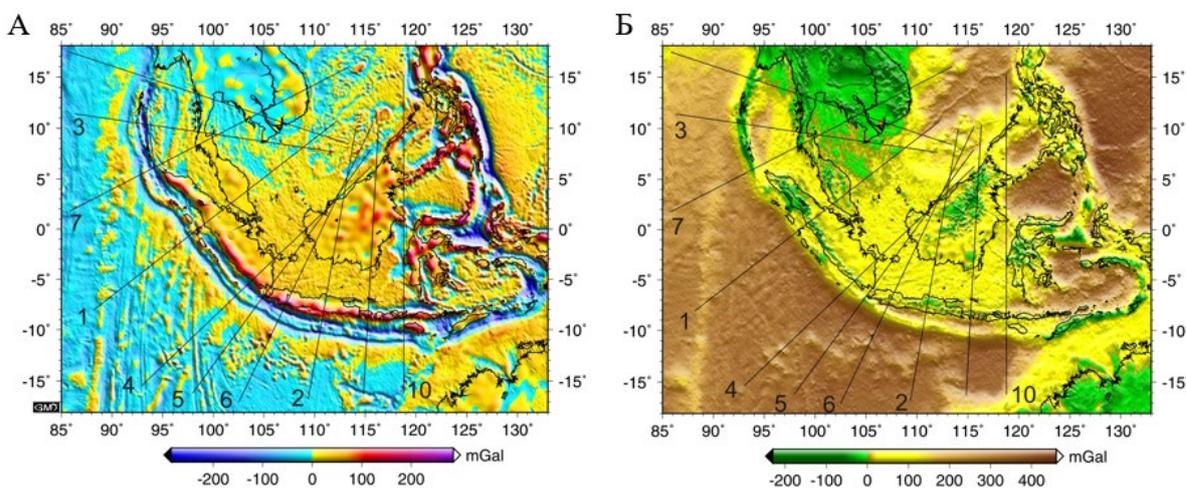


Рис. 3.5. А – карта аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе, Б – карта аномалий силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$)

Далее на структурной схеме выделяются блоки, которые описываются в терминах характеристик поля (зоны максимумов, зоны градиента, ось региональных аномалий).

На следующем этапе проводится количественная интерпретация. В априорной модели учитывается положение эпицентров землетрясений. По результатам по каждом профилю строятся плотностные геолого-геофизические разрезы с детальной плотностной характеристикой строения.

На основании всех блоков строится обобщенная объемная модель (рис. 3.6). по результатам интерпретации устанавливается и ширина зоны, и глубина проникновения зоны, а также оценена мощность зоны слэба в целом.

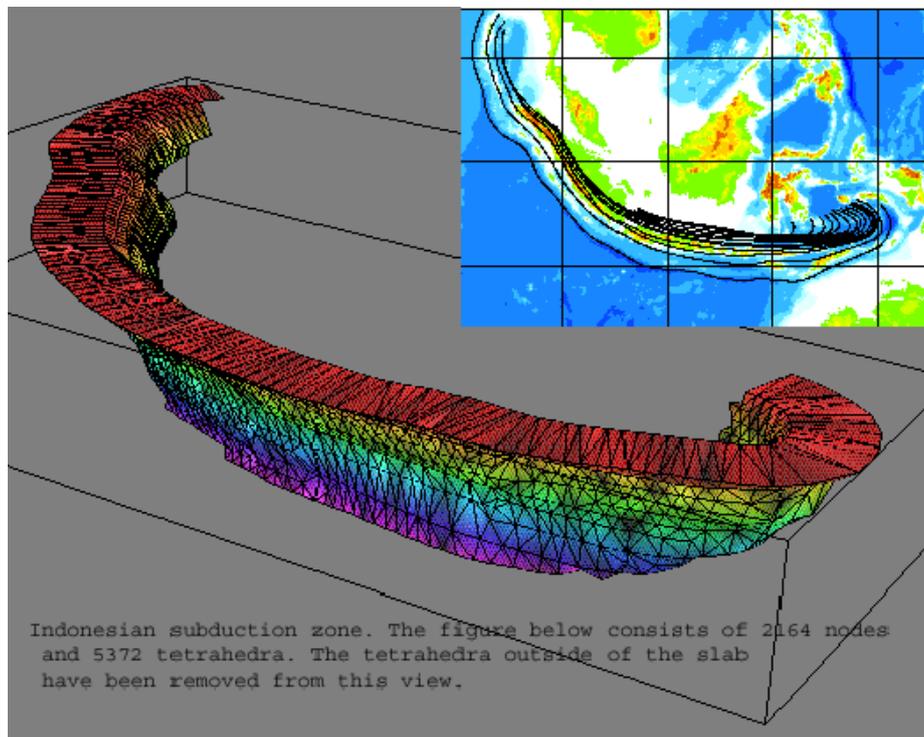


Рис. 3.6. Модель слэба Зондской зоны субдукции

Разведка нефтяных структур

При разведке нефтяных структур объектами исследования являются соляные купола, антиклинальные складки, рифовые постройки, куполовидные платформенные структуры.

Соляные купола и рифовые постройки имеют низкую плотность и крутые склоны.

Примеры: в Урало-Эмбенском районе, Днепровско-Донецкой впадине выделяются изометрическими интенсивными минимумами – есть возможность определить местоположение и форму и глубину залегания источников.

Антиклинальные складки имеют аномальную плотность пород ядра. Они проявляются вытянутыми (линейными) максимумами, реже минимумами Δg_B в зависимости от плотности пород, залегающих в ядре складок.

Интерпретация результатов проводится на уровне качественной интерпретации. Однако, в благоприятных условиях возможно проведение и количественной интерпретации. Под благоприятными условиями подразумевается наличие

сейсмических данных и данных о плотности горных пород, об их изменении с глубиной, о корреляции изменений плотности и литологического состава.

Рифтовые структуры. Среди осадочных терригенных пород выделяются, как правило, положительными локальными аномалиями. Требуется анализ и региональных, и локальных компонент поля.

Гравитационные эффекты от *куполовидных платформенных поднятий*, перспективных на нефть и газ, характеризуются малыми амплитудами и большими глубинами залегания. Выделяются слабыми отрицательными аномалиями (разуплотнения пород свода), требуется высокоточная съемка.

Сходные по задачам режимные высокоточные гравиметрические съемки могут использоваться для мониторинга подземных газохранилищ и эксплуатируемых месторождений УВ.

В связи с разведкой угольных месторождений (значительная отрицательная σ_{II}) гравиразведка позволяет решать следующие задачи:

- определение границ угольного бассейна,
- непосредственные поиски отдельных месторождений и пластов угля.

На рисунке 3.7 показан пример комплексно геолого-геофизических исследований в центральном Поволжье. Амплитуды аномалий над искомыми объектами достаточно маленькие, поэтому была использована высокоточная гравиметрическая съемка по сети интерпретационных профилей. По результатам интерпретации построена геоплотностная модель. В этой модели области, связанные с небольшими по амплитуде локальными понижениями поля силы тяжести, выделяются как перспективные на углеводороды.

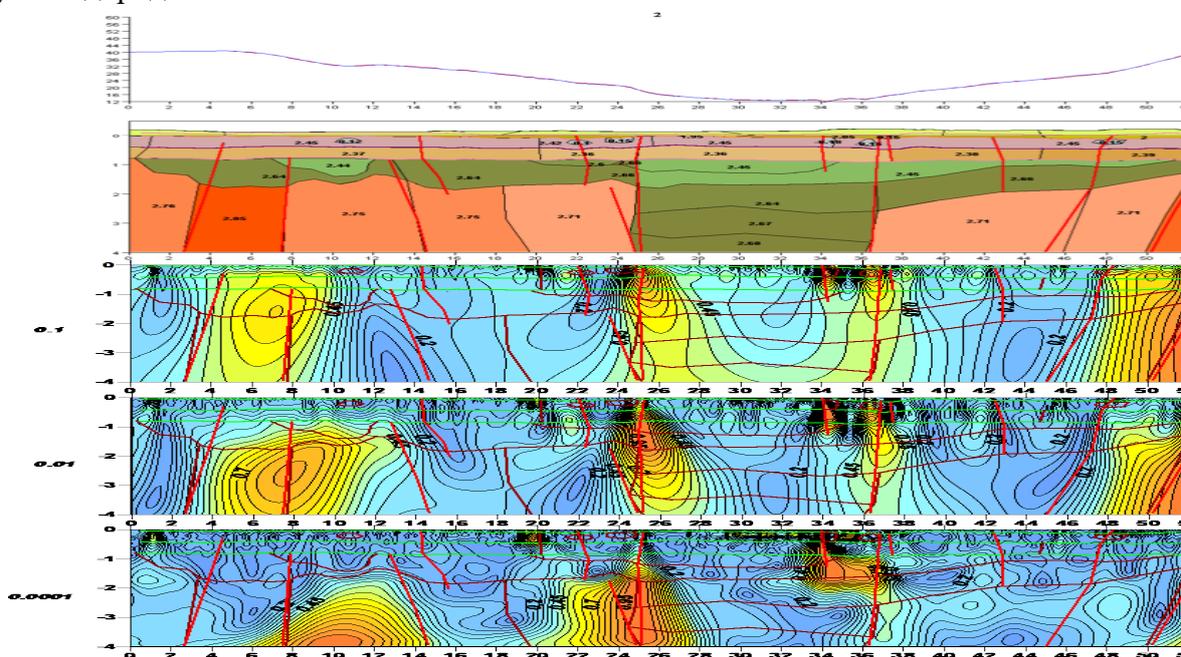


Рис. 3.7. Комплексные геолого-геофизические исследования в Центральном Поволжье

Нижняя часть рисунка – пример применения метода полного вертикального градиента для интерпретации / восстановления структуры разреза на глубине. Метод позволяет выделить особенности строения / положение границ блоков / проследить границы на глубине по специальным трансформациям поля.

На рисунке 3.8 показан пример поиска соляных месторождений. Детальная гравиразведка масштаба 1:25 000 поставлена с целью изучения строения соляной толщи, расположения пермских рифов и возможности выявления девонских рифогенных зон. В данном случае по результатам интерпретации определена плотность соли: 2.00 г/см^3 , а плотность вмещающих пород составляет практически 2.5 г/см^3 – хороший контраст плотностей.

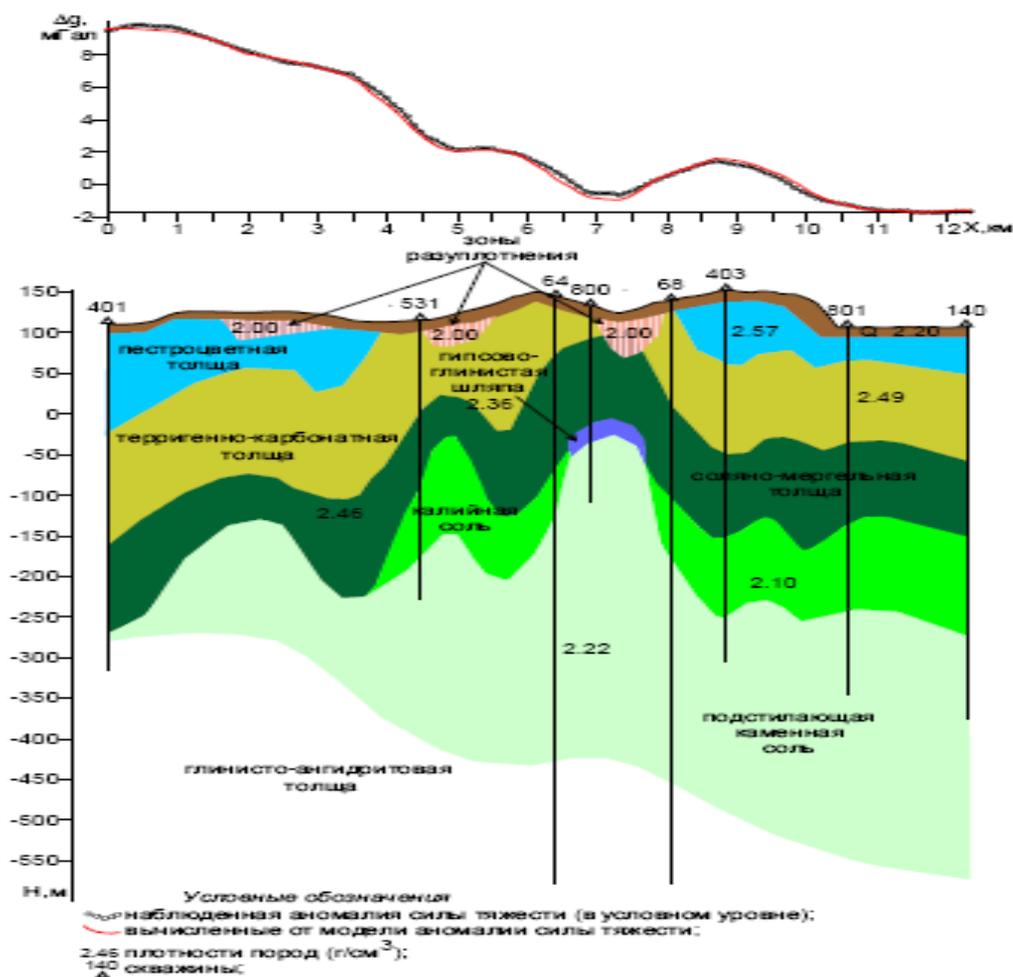


Рис. 3.8. Результат интерпретации гравитационного поля Шершевского соляного месторождения (По данным Бычкова С.Г.). Горный институт УрО РАН, Пермь 2005

Геологическое картирование

В ходе средне- и крупномасштабного картирования проводится:

- изучение тектонических блоков, разломов и стратифицированных структур,

- выделение структур, благоприятных залеганию тех или иных ископаемых.

Для разведки рудных и нерудных ископаемых – непосредственных поисков и разведки месторождений.

Хромитовые, полиметаллические и другие залежи рудных и нерудных ископаемых практически всегда отличаются по плотности и являются объектами гравиразведки.

Классический пример – железорудные месторождений (КМА, Кривой Рог).
Задачи гравиразведки:

- изучение структуры бассейна,
- картирование железорудных толщ,
- выявление и оконтуривание зон богатых («тяжелых») руд.

Существенное отличие рудной гравиразведки от нефтяной – меньшая глубинность, большая детальность и точность разведки.

Рассмотрим фрагмент карты, построенной по результатам гравиразведки при среднемасштабном геологическом картировании (рис. 3.9). На карте поля силы тяжести можно более надежно определить положение генеральных границ блоков на глубине.

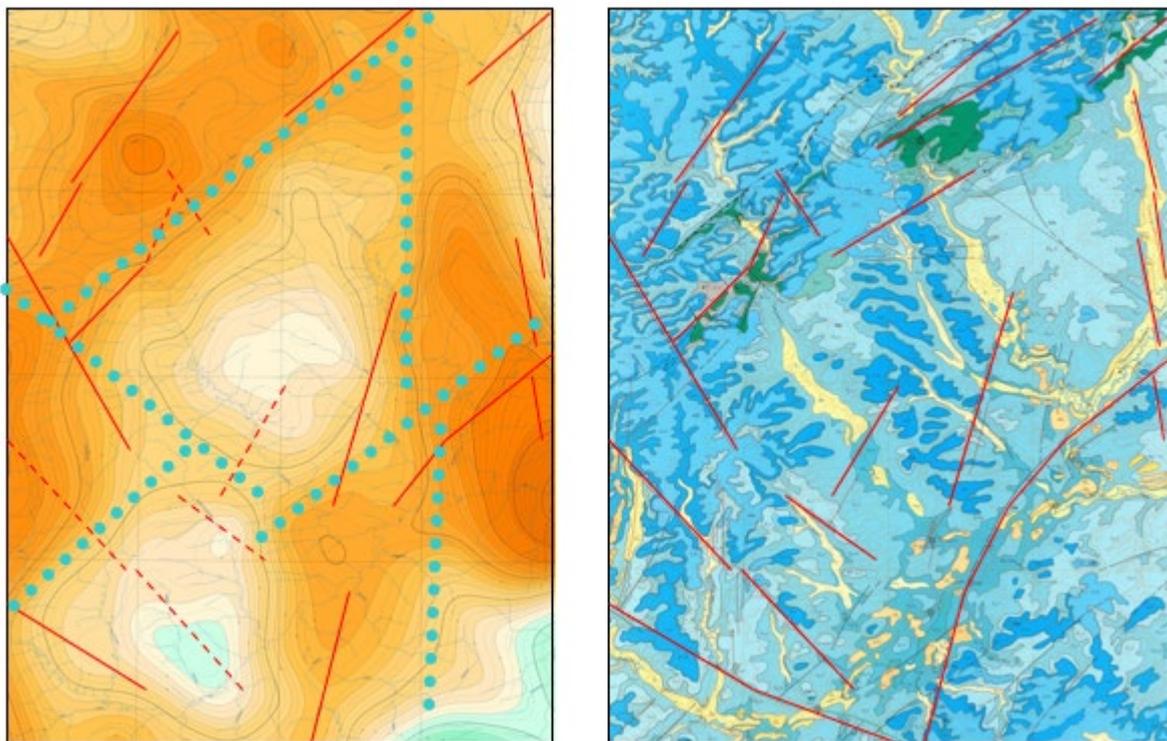


Рис. 3.8. Изучение разломно-блоковой структуры региона по материалам аэрогравиметрической съемки

Изучение верхней части геологического разреза

Изучение верхней части геологического разреза – это инженерно-геологические, гидрогеологические мерзлотно-гляциологические, археологические и экологические исследования.

К детальным исследования с помощью гравиразведки относят:

- выявление тектонических нарушений,
- расчленение рыхлых и скальных пород,
- определение зон трещиноватости,
- обнаружение и мониторинг развития карстовых полостей,
- изучение гидротермальных областей,
- нахождение погребенных объектов и т.п.

Рассмотрим пример применения прецизионной гравиметрии на территории МГУ (рис. 3.9). На профилях четко видны два гравитационных минимума. Эти минимумы фиксируют шахты между фонтанами. Параметры шахт по интерпретации совпадают с теми, которые известны по прочим данным.

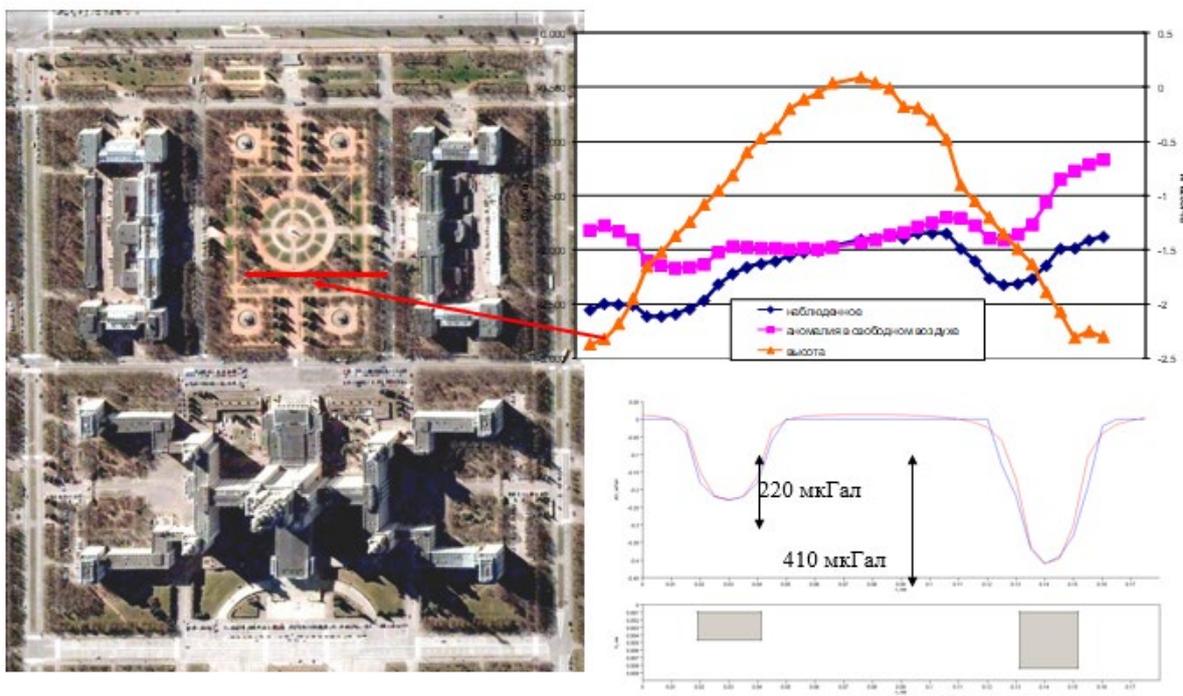


Рис. 3.9. Прецизионная гравиметрия на территории МГУ (И.В. Лыгин, И.В. Оболенский, А.А. Фадеев)

3.5. Перспективные и инновационные направления развития гравиметрии

В настоящее время внедряется донная гравиметрия и гравиметрический мониторинг.

Донная гравиметрия. В области разрабатываемых месторождений на дне устанавливаются гравиметрические станции, которые непрерывно проводят регистрацию поля силы тяжести на протяжении многих лет.

Рассмотрим развитие гравиметрии (рис. 3.10): по оси X отложена детальность измерений, по вертикальной оси отложена точность измерений.

С 1985 года происходит развитие спутниковой гравиметрии. Детальность и точность спутниковых данных заметно выросла за 30 лет.

В начале 2000-х годов начали развиваться аэрометоды. К аэрометодам относятся измерения аномалий поля силы тяжести на вертолете и на самолётах. В настоящее время точность и детальность съемки – высокая. Кроме того, развивается направление гравиметрии с помощью беспилотных аппаратов.

Морская гравиметрия по точности сопоставима с аэрометодами.

В настоящее время самые детальные и точные съемки – наземные.

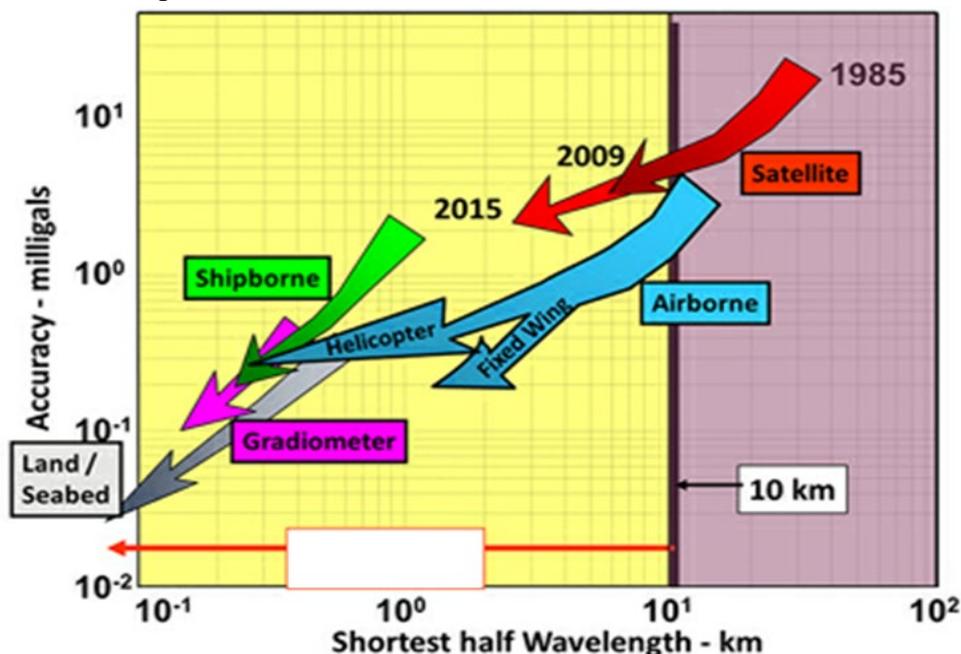


Рис. 3.10. Инновационные направления и тенденции гравиметрии

Перспективные и инновационные направления развития гравиметрии:

- высокоточная и детальная модульная гравиразведка на суше и море, в транзитных зонах суша-море;
- переход от модульной к векторной гравиразведке (компонентные и градиентные измерения на подвижном основании);
- изучение временных вариаций гравитационного поля:
 - изучение временных вариаций поля силы тяжести спутниковыми методами в географических и региональных геологических задачах (миссия GRACE);
 - изучение пространственно-временной неоднородности гравитационного поля над различными геологическими структурами – гравитационное зондирование;
 - гравиметрический контроль разработки газовых и газоконденсатных м/р на море (гравиметрический мониторинг);
- разработка и внедрение алгоритмов и методов совместной обработки и интерпретации данных гравиразведки и других геофизических методов (Joint Processing & Joint Inversion).

Контрольные вопросы

1. Что такое сила тяжести?
2. Какие силы определяют силу тяжести на Земле?
3. В каких единицах измеряется сила тяжести в гравиметрии?
4. Что такое потенциал силы тяжести?
5. Физический смысл производных потенциала силы тяжести?
6. Что такое нормальное гравитационное поле Земли?
7. Редукции и поправки аномалий силы тяжести их назначение
8. Плотность горных пород и зачем её нужно изучать
9. Как измеряется гравитационное поле?
10. Какие виды гравиметрических съемок вы знаете?
11. От чего зависит разрешающая способность съемки?
12. Что такое прямая задача гравиметрии?
13. Что такое обратная задача гравиметрии?
14. Чем отличается качественная и количественная интерпретация?
15. Какие задачи регионального геологического изучения решаются с помощью метода гравirazведки? Приведите примеры.
16. Какие задачи решает гравirazведка при поисках и разведке полезных ископаемых?
17. Для решения каких задач могут использоваться высокоточные крупномасштабные гравиметрические исследования?

Лекция 4. Магниторазведка

Методы магниторазведка и гравиразведка часто называют методами потенциальных полей. Они объединены математическим аппаратом, описывающим параметры изменения поля и его поведение вблизи источников.

Магнетизм – это особая форма материальных взаимодействий, возникающих между движущимися электрическими зарядами.

Магниторазведка (*Magnetic exploration*) – метод геофизики, основанный на изучении распределения в пространстве (на земле, на воде и под водой, в воздухе) геомагнитного поля и его изменений, возникающих вследствие неодинаковой намагниченности различных горных пород

Магниторазведка применяется с целью исследования земной коры, а также для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

4.1. История изучения магнитного поля Земли

“Компас – инструментик маленький, но если бы его не было, Америка не была бы открыта”. Первый древний китайский компас – сынань, что означает «ведающий югом». Первые упоминания о компасе относятся к эпохе Чжаньго (IV д.н.э).

Компас (220 д.н.э.) имеет вид ковшика с тонким черенком. Ковшик лежит на тщательно отполированной медной пластине так, чтобы он касался ее только своей выпуклой частью. По краям пластины нанесены специальные знаки, обозначающие страны света. Если ковшик раскрутить, то в момент остановки черенок будет указывать на юг. Форма ковшика выбрана не случайно – она символизирует форму созвездия Большой Медведицы, называемого в Китае «Небесным Ковшом» (Тянь доу).

В истории изучения земного магнетизма выделяются следующие этапы:

- Первые измерения магнитного склонения в Китае – с 720 по 1280 гг. (замечено, что склонение меняется)
- Первые измерения магнитного склонения в Европе – 1510 г. (Рим).
- Первые измерения магнитного наклона – 1544 г.
- С начала XVII века – постоянные измерения склонения в Европе.
- 1600 г. – William Gilbert публикует “De magnete” («О магните, магнитных телах и о большом магните – Земле»). Показал, что первое приближение – поле магнитного диполя.
- В 1701 астроном Э. Галлей опубликовал первую карту геомагнитного поля.

До начала XVIII века проводились измерения только угловых параметров магнитного поля и в первую очередь магнитного склонения, которое используется в навигации.

В 1828-1830 гг. экспедицией под руководством немецкого магнитолога А. Эрмана в Сибири выполнены первые измерения напряженности магнитного поля.

В 1701 г. после длительной экспедиции по Атлантике английский астроном Эдмон Галлей (1656—1742) опубликовал первую карту магнитных склонений охватившую весь Атлантический океан

4.2. Физические основы магнетизма

Магнитное поле – силовое поле, действующее на движущиеся электрические заряды и на тела, обладающие магнитным моментом. Структуру магнитного поля часто изображают в виде силовых линий.

Силовая линия – линия, касательная к которой в каждой точке совпадает с направлением вектора напряженности магнитного поля.

Магнитное поле может измеряться как напряженностью, так и магнитной индукцией.

Напряженность магнитного поля H – векторная физическая величина - сила, с которой магнитное поле действует на единичную магнитную массу.

Единицей напряженности магнитного поля в:

- системе СИ является ампер/метр (А/м),
- системе единиц СГС – эрстед (Э), $1 \text{ А/м} = 4\pi \times 10^{-3} \text{ Э}$.

В геофизике использовалась более дробная единица – гамма (γ) равная 10^{-5} Э.

Магнитная индукция B – векторная величина, характеризующая интенсивность поля, – сила, с которой поле действует на проводник с током.

Единица измерения в системе СИ – тесла (Тл), численно

Равна индукции такого однородного магнитного поля, в котором на 1 метр длины прямого проводника с током силой 1 Ампер действует сила 1 Ньютон. Единица названа в честь Николы Тесла.

В геофизике используются более дробные величины: *микротесла $1 \mu\text{Тл}$* , *наноТесла $1 \text{нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$* и даже *пикотесла $1 \text{пТл} = 10^{-12} \text{ Тл}$* .

В магниторазведке вектор индукции магнитного поля Земли принято обозначать \vec{T} .

4.3. Магнитосфера Земли. Нормальное магнитное поле

Земля представляет собой гигантский, естественный магнит и окружена областью, занятой её магнитным полем – магнитосферой.

Рассмотрим строение магнитосферы Земли (рис. 4.1А):

Земля расположена в центре рисунка – это магнит;

- асимметричная область – это структура магнитного поля, на которую сильное влияние оказывает Солнце;
- солнечный ветер сносит ионосферу / магнитную оболочку Земли по направлению от Солнца, образуется нейтральный слой;

В январе 2001 NASA получено уникальное изображение магнитного поля Земли (4.1Б). Снимки сделаны космическим аппаратом IMAGE и 26 января опубликованы журналом Science. На снимке показана реальная ионосфера: светлые области, которые оттягиваются от Солнца.

Распределение магнитных силовых линий на поверхности Земли в первом приближении соответствует распределению силовых линий диполя, ось которого отстоит от центра Земли на 451 км в направлении Тихого океана и оставляет с осью вращения Земли 11.5 градусов.

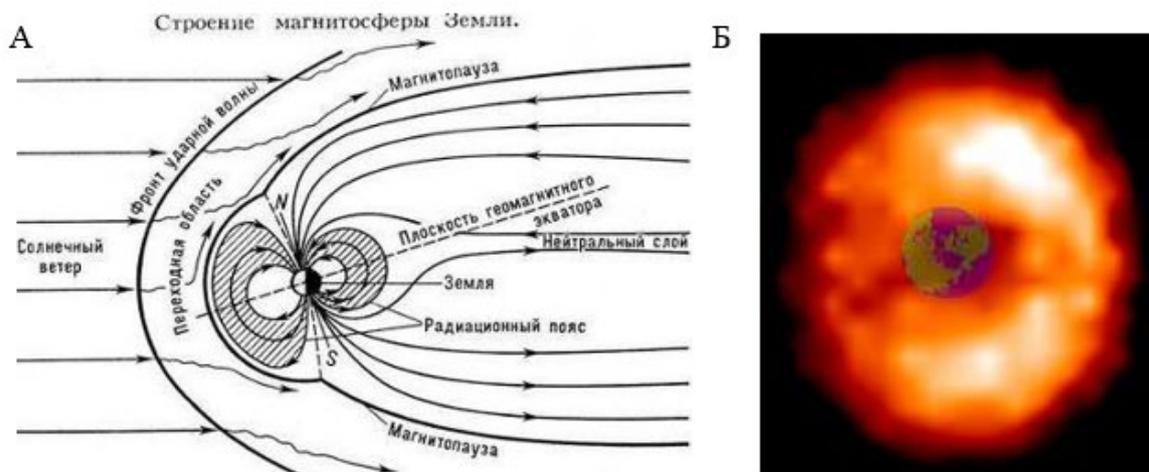


Рис. 4.1. А – строение магнитосферы Земли, Б – уникальное изображение магнитного поля Земли

Значения магнитного поля меняются от 33000 нТл на экваторе до 66000 нТл на полюсах.

Магнитным полюсом называется точка, где силовые линии перпендикулярны земной поверхности.

Магнитные поля имеют и другие планеты Солнечной системы: Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. Практически у всех планет ось магнитного диполя смещена и по отношению к оси вращения планет, и по отношению к центру планет. Магнитные поля Сатурна и Урана имеют практически ту же размерность. Магнитное поле Юпитера превышает магнитное поле Земли в 15 раз.

В любой точке магнитное поле Земли можно представить как вектор T , который, характеризуется модулем и направлением.

Вектор T направлен по касательной к силовой линии магнитного поля, проходящей в данной точке. Перечислим все элемент магнитного поля (рис. 4.2):

Z – вертикальная составляющая ;

H – горизонтальная составляющая,

D – склонение (угол между H и направлением на север X).

I – наклонение (угол между T и горизонтальной плоскостью).

Карты склонений магнитного поля называются изогонами. Карты наклонения магнитного поля называются изоклинами.

Источником магнитного поля является магнитное динамо – поле, которое создается вращением металлического ядра Земли.

T_d Дипольная составляющая вносит основной вклад (90%) в магнитное поле Земли и изменяется от 30000нТл в районе экватора до 60000нТл в полярных районах.

Модель геомагнитного динамо предполагает наличие постоянных электрических токов на границе нижней мантии и ядра Земли, которое считается металлическим.

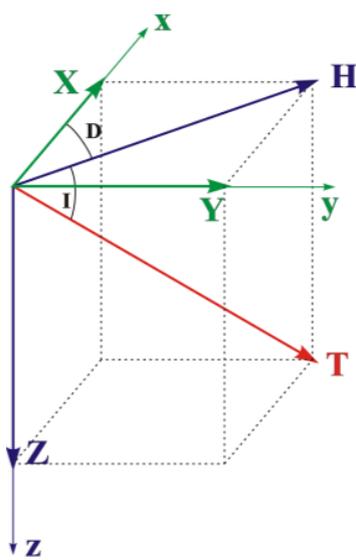


Рис. 4.2. Элементы магнитного поля

Координаты геомагнитных и магнитных полюсов определяются по цифровым моделям поля (табл. 4.1). В 2019-2020 гг. сотрудники кафедры участвовали в проекте «Инструментальное определение положения Южного магнитного полюса Земли в кругосветной антарктической экспедиции на ОИС ВМФ "Адмирал Владимирский"». Положение ЮМП определено с точностью 5 км.

Таблица 4.1. Координаты геомагнитных и магнитных полюсов

Эпоха	Геомагнитные полюса				Магнитные полюса			
	Северный		Южный		Северный		Южный	
	φ	λ	φ	λ	φ	λ	φ	λ
1960	78.5	-69.5	-78.5	111.5	75.3	-1011.0	-66.7	140.2
1980	78.8	-70.7	-78.8	111.2	76.9	-101.7	-65.4	139.3
2000	79.5	-71.6	-79.5	110.5	81.0	-109.6	-64.7	138.3

Кроме того, существует недипольная («материковая») составляющая магнитного поля Земли T_M , которая связана с внутренними причинами, связанными с неоднородностью глубоких слоев земного шара до 3000 км. Существует 6 крупных материковых аномалий:

1. Восточно-Азиатская аномалия (Восточно-Сибирская): $\varphi = 45^\circ \lambda = 100^\circ Z = +0,18$ Э
2. Южно-Атлантическая аномалия (у берегов Бразилии и Южной Африки (Бразильская и Кейптаунская аномалии, которые часто объединяются в ЮАА): $\varphi = 0^\circ \lambda = 10^\circ Z = -0,16$ Э
3. Северо-Американская: $\varphi = 40^\circ \lambda = 270^\circ Z = +0,07$ Э
4. Аномалия у северной части Тихого океана: $\varphi = 50^\circ \lambda = 190^\circ Z = -0,03$ Э
5. Аномалия у берегов Испании: $\varphi = 70^\circ \lambda = 340^\circ Z = -0,09$ Э.
6. Аномалия у южной части Индийского океана: $\varphi = 60^\circ \lambda = 325^\circ Z = +0,17$ Э.

Причиной этих аномалий являются малые вихревые токи на поверхности ядра Земли.

Нормальное магнитное поле Земли по результатам спутниковых измерений Земли и обобщений определяется цифровой моделью (*международная цифровая модель нормального геомагнитного поля International Geomagnetic Reference Field – IGRF*) – это международное эталонное геомагнитное поле.

Международное эталонное геомагнитное поле – МЭГП (IGRF) рассчитывается путем аппроксимации магнитного поля Земли рядом по сферическим гармоническим функциям, оно меняется о времени, поэтому коэффициенты гармоник регулярно пересматриваются:

$$U = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos\theta).$$

Все необходимые данные и программы для расчета элементов этого поля для любой точки поверхности находятся в свободном доступе и их можно найти в Интернете.

В базе данных магнитное поле Земли представлено в виде:

- карта изолиний полного вектора магнитного поля Т(нТл), 2020;
- карта изогон (магнитного склонения), 2020;
- карта изоклин (магнитного наклонения), 2020.

Модели обновляются по мере поступления данных достаточно часто.

Для изучения структуры магнитного поля Земли существует международная сеть магнитных обсерваторий – это глобальная система, представляющая собой сеть обсерваторий высшего стандарта качества, которые дают исчерпывающую информацию о магнитном поле Земли в той точке поверхности, где они находятся (абсолютные значения МПЗ).

Еще одно отличие магнитного поля от поля силы тяжести – изменение полного вектора магнитного поля с течением времени.

Рассмотрим дрейф магнитных полюсов (рис. 4.3). Каждая точка – это год. Можно заметить, что движение северного магнитного полюса – ускоряется. Южный магнитный полюс более стабилен.

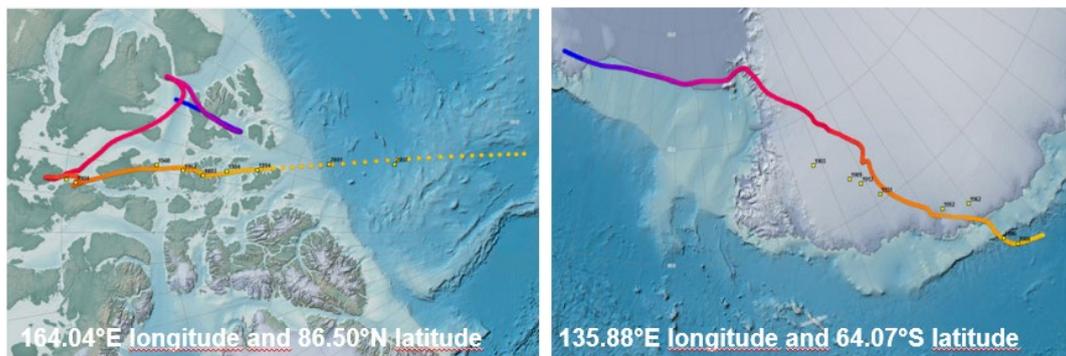


Рис. 4.3. Дрейф магнитных полюсов

Анализ дрейфа магнитных полюсов приводит ученых к выводу, что возможна новая инверсия магнитных полюсов.

За 170 лет северный магнитный полюс переместился почти на 1500 км. За последние 20 лет он прошел путь более 600 км. Отмечено ускорение в движении полюсов (оси магнитного диполя). По мнению канадских исследователей, если эти тенденции сохранятся, то через 50 лет полюс уже будет находиться у северного побережья Сибири.

Вариации магнитного поля Земли – это изменение магнитного поля во времени

Изучение природы и вековых вариаций магнитного поля Земли – объект геомагнетизма.

Одной из важных задач является изучение вариаций геомагнитного поля, обусловленных внешними воздействиями, связанными в первую очередь с солнечной активностью.

Особое внимание вариациям магнитного поля Земли, связанным с солнечной активностью, уделяет в последнее время медицина.

В магниторазведке вариации рассматриваются, как часть поля, не имеющая геологической природы. С целью их учета проводятся специальные измерения, позволяющие перед интерпретацией исключить, вычестить вариации из наблюдаемых аномалий.

Рассмотрим суточное изменение вариаций на примере данных из д. Александровка (Калужская область) (рис. 4.4). Графики вариаций сходны между собой: в ночное время поле спокойно, далее – минимум, к ночи – снова спокойное состояние. Это стандартный средний ход в течение суток.

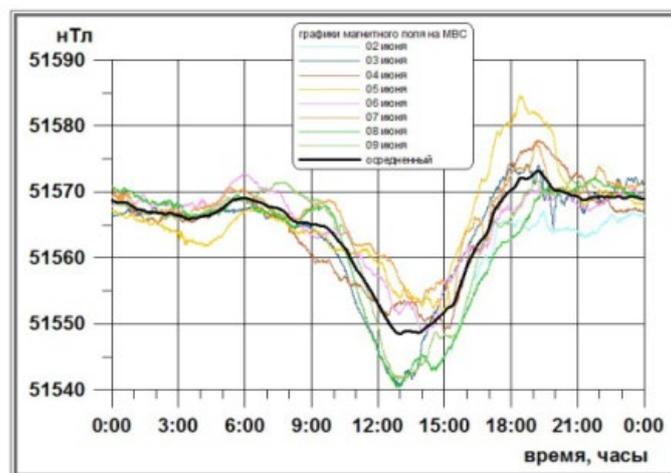


Рис. 4.4. Пример графиков вариаций геомагнитного поля в районе Александровского полигона (Калужская область)

Магнитные бури связаны с активностью Солнца.

Магнитные бури бывают разной интенсивности от 100 - до 1000 нТл и более чаще в северных и южных широтах. Продолжительность бурь колеблется от нескольких часов до нескольких суток.

Связь между полярным сиянием и магнитными вариациями была установлена середине XVIII века.

Существует четкая причинно-следственная связь между интенсивностью магнитных бурь и солнечной активностью.

Аномальное магнитное поле Земли

Вектор измеряемого магнитного поля в некоторой точке, в определенный момент времени может быть представлен суммой:

$$T_{\text{набл}} = T_D + T_M + T_{\text{ви}} + \delta T_{\text{вар}} + \Delta T_a$$

Наблюдаемое поле состоит из ряда компонент, таких как вековой ход, дипольная составляющая, материковая аномалия и т.д.

Нормальное магнитное поле Земли:

$$T_0 = T_D + T_M + T_{\text{ви}}$$

Тогда:

$$\Delta T_a = T_{\text{набл}} - T_0 \pm \delta T_{\text{вар}}$$

На практике фактическое поле $T_{\text{набл}}$ и его вариации измеряют в процессе магнитной съемки. Нормальное T_0 можно определить по приведенным в интернете параметрам международной цифровой модели нормального геомагнитного поля (International Geomagnetic Reference Field – IGRF, 2005).

ΔT_a часть магнитного поля, обусловленная особенностями строения земной коры и литосферы – неоднородностью магнитных свойств геологических тел, слагающих земную кору и является главным объектом исследований в магниторазведке.

В зависимости от размеров аномальных структур и их геологической позиции, выделяются аномалии региональные и локальные.

Региональные аномалии простираются на больших территориях и связаны с наличием крупных структур, сложенных породами с высокими магнитными свойствами. Амплитуда их порой превышает нормальное поле 2 - 4 раза (Курская, например).

Локальные аномалии обусловлены разной намагниченностью геологических структур или залежей руд.

Региональные и локальные аномалии бывают положительными и отрицательными. Положительными принято считать аномалии, по направлению совпадающие с соответствующей составляющей нормального поля, а отрицательными – противоположные им.

В северном полушарии и на территории России преобладают положительные аномалии.

При проведении работ средне- и крупномасштабных съемок нормальное поле на изучаемой площади или профиле обычно с достаточно высокой степенью точности может быть принято за величину постоянную, иными словами в этих случаях просто выбирается уровень приведения.

4.4. Магнитные свойства горных пород

Магниторазведка, как геофизический метод, основывается на дифференциации горных пород и руд по своим физическим свойствам.

Магнитная восприимчивость α – возможность минералов и пород намагничиваться под действием внешнего магнитного поля.

Намагниченность J – магнитный момент единицы объема породы бывает индуцированной и остаточной.

Изучение остаточной намагниченности горных пород – предмет палеомагнитологии, вклад которой в изучение геологического строения и истории Земли трудно переоценить.

Магнитные свойства минералов определяются химическим составом и структурой кристаллической решетки.

Магнитные свойства горных пород зависят от их минерального состава, текстуры и структуры, температуры и давления и других параметров.

Способность вещества намагничиваться под действием внешнего магнитного поля.

По своим магнитным свойствам все вещества делятся на три основных группы:

- диамагнетики;
- парамагнетики;
- ферромагнетики, ферримагнетики и антиферримагнетики.

Рассмотрим сводную таблицу 4.2, обобщающие сходства и различия свойств трех групп. Они отличаются своим откликом на внешнее магнитное поле, знаком и величиной магнитной восприимчивости и величиной остаточной намагниченности. Важно существование температурной зависимости магнитной восприимчивости.

Таблица 4.2. Магнитные свойства

Показатель	Диамагнетики	Парамагнетики	Ферромагнетики, ферримагнетики и антиферримагнетики
Знак α , величина J_n	$\alpha < 0$, $J_n = 0$.	$\alpha > 0$, $J_n = 0$.	$\alpha > 0$, $J_n = 0$.
Температурная зависимость α	α не зависит от температуры	α уменьшается с ростом температуры	α сложно зависит от температуры
Диапазон изменений α , ед. СИ	$10^{-4}:10^{-7}$	$10^{-6}:10^{-3}$	$10^{-5}:10^{-7}$
Типичные представители	Золото, сера, ртуть, свинец, кальцит, гипс, ангидрит,	Большинство горных пород и минералов, не обладающих	Магнетит (ферримагнетик с высокой J_n), α - гематит (ферро-

	галит, плагиоклаз, нефть, вода, углеводородные газы	электронной проводимостью	магнетит), сидерит (антиферромагнетик, очень малая J_n)
--	--	------------------------------	--

Сильно магнитными являются ферромагнитные минералы.

Среди изверженных пород наибольшей α обладают основные и ультраосновные породы, слабо магнитны – кислые породы.

Магнитная восприимчивость α метаморфических пород в целом ниже, чем у изверженных.

Осадочные породы, кроме некоторых песчаников и глин, немагнитны.

В таблице 4.3 указаны общие сведения о магнитных свойствах горных пород. По сравнению с плотностью пределы изменения магнитной восприимчивости горных пород – шире.

Таблица 4.3. Магнитные свойства горных пород

Минерал, горная порода ($K \cdot 10^{-5}$ ед. СИ)	От – до	среднее
Кварц, гипс, кальцит	-	10 – 12
Гипс, кальцит	-	12
Сфалерит	-	750
Гематит	500 – 50000	6000
Пирротин	$10^3 – 10^7$	150000
Ильменит	$5 \cdot 10^5 – 5 \cdot 10^6$	$n \cdot 10^6$
Магнетит	$10^6 – 10^7$	$5 \cdot 10^6$
Известняк	25 – 3500	300
Песчаник	0 – 20000	400
Гнейс	100 – 20000	10000
Гранит	0 – 40000	2000
Диабаз	1000 – 15000	5000
Габбро	1000 – 100000	60000
Базальт	30 – 150000	60000
Перидотит	90000 – 200000	150000
Осадочные (среднее)	0 – 5000	1000
Метаморфические (среднее)	0 – 75000	50000
Изверженные кислые (средние)	50 – 80000	8000
Изверженные основные (среднее)	60 – 120000	30000

При нагревании магнитная восприимчивость пара- и ферро-магнетиков уменьшается и практически исчезает при T° Кюри.

С увеличением глубины залегания рост температур, зависящий от глубины геотермического градиента приводит к тому, что на глубинах порядка от 20 до 50 км магнитные свойства пород не существуют. Вывод: максимальная глубинность магниторазведки 25 – 50 км.

Для разных минералов температура Кюри от +400 до +700 С.

Магнитная восприимчивость в горной породе может меняться по разным направлениям. В плоскости напластования осадочных и сланцеватых метаморфических пород она может быть выше на 15-20% выше, чем в перпендикулярном направлении.

Магнитную восприимчивость измеряют как на образцах горных пород, так и в естественном залегании. Приборы для измерения – каппаметры.

4.5. Магнитометрическая съемка и карты аномального магнитного поля

Приборы, предназначенные для измерения вектора магнитной индукции, его модуля или его компонент и их приращений называют магнитометрами.

Помимо модульных магнитометров, измеряющих модуль полного вектора магнитного поля Земли, в ряде специальных случаев применяются дифференциальные (вертикальный или горизонтальный градиент), векторные (компоненты X , Y , Z , D , I), компонентные (Z , H).

Преимущества модульных магнитометров современного класса: абсолютные измерения, отсутствие сползания нуля, достаточно быстрые измерения (до одного измерения в сек), небольшая ориентационная погрешность (не более 1нТл) Максимальная чувствительность 0.01 нТл.

Недостатки модульных магнитометров современного класса: чувствительность к градиентам магнитного поля, время измерения больше чем к у квантовых.

Трехкомпонентные феррозондовые магнитометры используются редко. Их преимущества: с высокой точностью измеряются Z , X , Y и H компоненты; недостатки: громоздкость аппаратуры, необходимость ориентировки датчика.

Квантовые магнитометры аналогично относятся к категории современной магнитометрической аппаратуры.

Однокомпонентные и трехкомпонентные феррозондовые магнитометры используются редко. Преимущества: измерение компонент Z , X , Y и H с высокой точностью; недостатки: громоздкость аппаратуры, необходимость ориентировки датчика.

Существует векторный комбинированный прибор (GSM-19FD, GSM-19FD) – комбинация протонного, феррозондового магнитометра и теодолита (используется для обсерваторных измерений полного вектора магнитного поля Земли, а также приращения склонения и наклона).

Методика и техника магнитных съемок

Приступая к интерпретации материалов необходимо знать специфику съемок, результаты которых интерпретируются. Основные вопросы методики магнитных съемок заключаются в выборе следующих параметров:

1. вид магнитной съемки, в зависимости от поставленных геологических задач и стадии работ;
2. масштаб съемки и сеть точек наблюдения;
3. аппаратура;
4. способ учета вариаций;
5. точность измерений и способы ее достижения;
6. топографическая привязка точек наблюдения.

Магнитные съемки имеют свои классификации (виды).

По уровню и среде наблюдений:

- наземные;
- морские;
- аэросъемки;
- подземные;
- скважинные.

По типу съемочных сетей:

- профильные;
- площадные.

По масштабу и точности:

- Мелко масштабные (1:5000000 – 1:50000000) мировые съемки, охватывающие территорию части или всего земного шара.
- Региональные (1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000).
- Среднемасштабные и среднеточные (1:100 000–1:25 000).
- Крупномасштабные и точные (1:500–1:10 000).
- Высокоточные и сверх крупномасштабные (1:50–1:200).

В презентации на странице 47 показан пример площадной детальной магнитной съемки. Сеть наблюдений: квадратная, 0,5м x 0,5м. Наблюдения проведены на территории Александровской учебной геофизической базы, где встречаются остатки объектов Великой Отечественной Войны. В результате маршрутных исследований была зафиксирована одна из таких аномалий и построена карта. По виду аномалии определено местоположение источника. Снаряд был извлечен в присутствии сапёров.

Общие положения, относящиеся к стандартам:

1. Расстояние между профилями – ΔY на итоговой карте не должно превышать 1 см в масштабе съемки, шаг по профилю – ΔX либо равен расстоянию между профилями, либо меньше него, но не более чем в 5 раз.

Например, при проведении разведочной съемки масштаба 1 : 10 000 расстояние между профилями не более 100 м, шаг по профилю 20-25 м.

2. Аномалии считаются достоверными, если их амплитуда не менее, чем в 3-5 раз превышает точность съемки, они отмечены не менее, чем 3-мя точками съемки по профилю и/или на 3-х профилях.
3. Длина профиля должна в 5-10 раз превышать ширину искомых тел.

В презентации (стр. 49) приведены пример карт аномального магнитного поля. Часто исследования по гравиразведке и магниторазведке проводятся совместно, так как это потенциальные методы, которые дополняют друг друга теоретически. Кроме того, это экономически выгодно, так как устраивать два раза экспедиции для съемок значительно дороже.

Рассмотрим фрагмент магнитного поля района Скандинавии и Норвежского моря (рис. 4.5). Черный контур – граница суши, а результат на карте – магнитное поле кристаллического массива. В области Норвежского моря видна совершенно другая структура, абсолютно иные магнитные поля. Полосовая структура магнитного поля характерна для зон океанических хребтов. Полосовые аномалии – это основа всех палеореконокструкций на океанах.

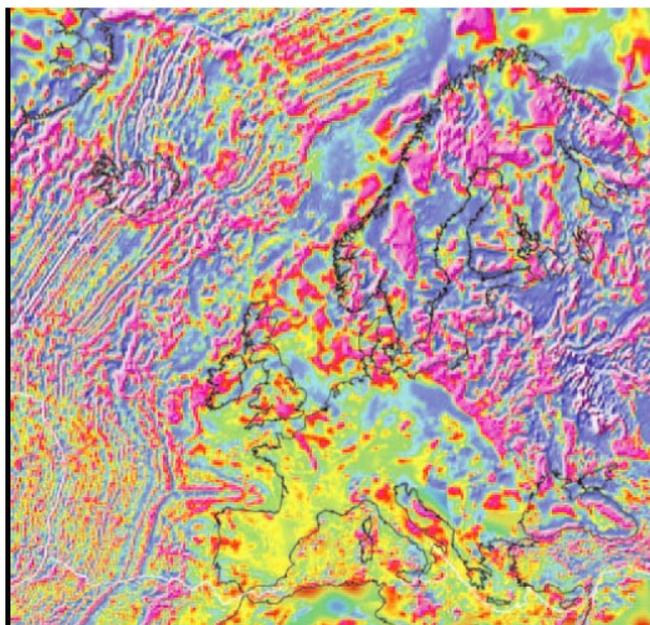


Рис. 4.5. Фрагмент магнитного поля района Скандинавии и Норвежского моря

Цифровые модели магнитного поля с учетом всех данных, которые существуют.

4.6. Интерпретация аномалий магнитного поля

Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий имеет много общих черт. Более того, сходство основных законов взаимодействия гравитационных и магнитных масс привело к установлению математических связей между гравитационным и магнитным потенциалами.

Интерпретация данных состоит из трех стадий:

- качественной интерпретации;
- количественной интерпретации;
- проверки достоверности интерпретационных построений .

Различия в природе и морфологии гравитационных и магнитных аномалий выражаются в том, что:

1. Аномалосоздающие объекты в гравиразведке однополярны, они создают либо положительные, либо отрицательные аномалии.
2. Аномалообразующие объекты в магниторазведке биполярны – каждое намагниченное тело создает и положительную, и отрицательную (влияние нижней обратно намагниченной кромки) аномалии. Структура аномального магнитного поля сложнее, чем гравитационного.
3. Магнитное поле и его интерпретация усложняется появлением дополнительных параметров, влияющих на структуру поля: угла намагничения, индукционной и остаточной намагниченности пород, большей степени неоднородности магнитных свойств даже в пределах одного источника.

Рассмотрим пример того, как изменяется структура магнитной аномалии, если объект (в данном случае, призма) перемещается в разные точки поверхности.

Глубина залегания (рассматриваются три случая):

- 1) $H_1 = 1$ км, $H_2 = 3$ км;
- 2) $H_1 = 10$ км, $H_2 = 13$ км;
- 3) $H_1 = 20$ км, $H_2 = 23$ км.

Таблица 4.4. Местоположение

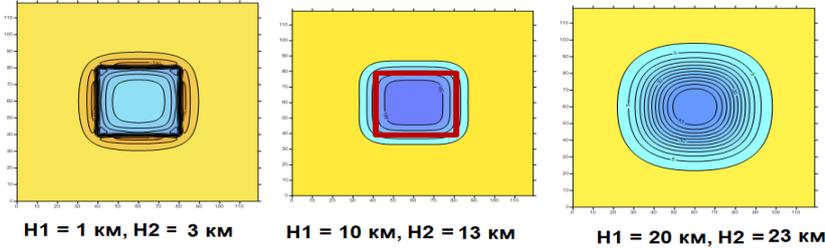
Место	Широта	Долгота	Наклонение	Склонение
Северный полюс	90°00' с.ш.	0	90°	0°
Мурманск	68°58' с.ш.	33°05' в.д.	78°23'	15°4'
Москва	55°04' с.ш.	38°50' в.д.	70°57'	10°24'
Ашхабад	37°57' с.ш.	58°23' в.д.	57°12'	04°43'
Бомбей (Мумбай)	18°58' с.ш.	72°50' в.д.	27°02'	-00°34'
Сингапур	01°22' с.ш.	103°48' в.д.	-14°48'	00°11'
Сидней	33°52' ю.ш.	151°12' в.д.	-64°16'	12°31'
Мыс Горн	56°00' ю.ш.	67°16' з.д.	-51°30'	12°39'

- 1) Призма размером 1 км и мощностью 3 км. Рассмотрим поле на полюсе на глубине 1 км (рис. 4.6А): положительная часть окружена серией сопряженных минимумов небольшой амплитуды. С увеличением глубины залегания аномалия становится шире, но не смещается.
- 2) При движении от северного полюса к южному симметрия поля начинает нарушаться. На больших глубинах куб смещается относительно центра аномалии. По середине зоны градиента можно определить источник аномалии.
- 3) В точке (Ашхабад, рис. 4.6Б) определить положение призмы на глубине залегания 10 и 20 км становится крайне трудно.
- 4) В Индии (рис. 4.6В) уже нельзя однозначно говорить о положении призмы, так как аномалия рассыпалась на положительную и отрицательную. На рисунках 4.4 малиновой стрелкой указано направление магнитного поля.

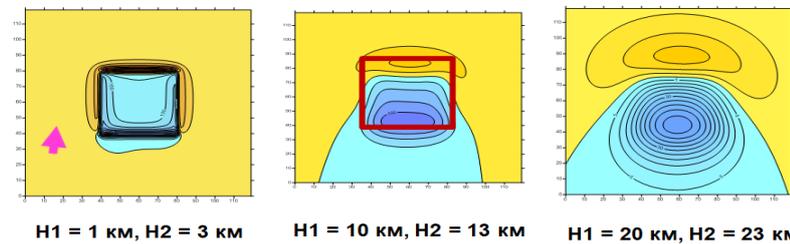
Нормальное поле в этой точке фактически горизонтально. Поэтому северная кромка намагничена отрицательно, а южная – положительно.

5) Двигаясь ближе к южному полюсу аномалии становятся более локализованными (рис. 4.6Г).

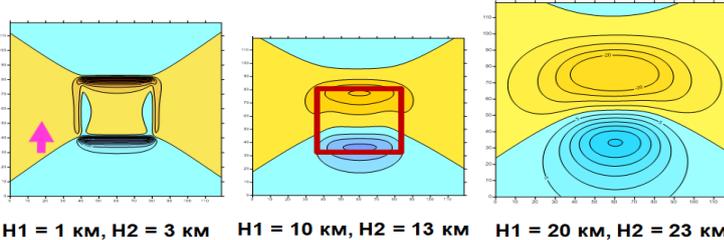
А Pole 90°00' с. ш.



Б Ashkhabad 37°57' с. ш. 58°23' в. д. I = 57° 12' D = 04° 43'



В Mumbai 18°58' с. ш. 72°50' в. д. I = 27° 02' D = -00° 34'



Г Cape Horn 56°00' ю. ш. 67°16' з. д. I = -51° 30' D = 12° 39'

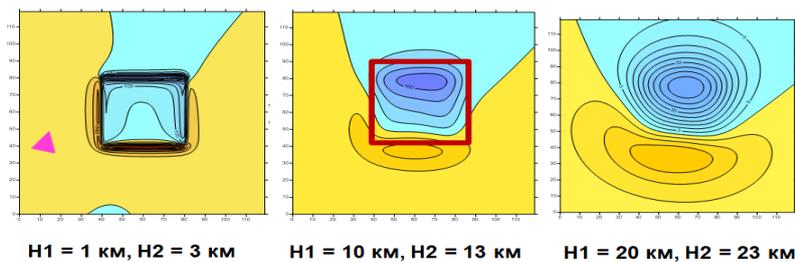


Рис. 4.6. Структура магнитной аномалии

Таким образом, структура магнитного поля определяется следующими факторами:

- параметры объекта,
- параметры внешнего магнитного поля,
- направлением (азимутом) профиля, по которому проводятся исследования.

Рассмотрим зависимость структуры магнитного поля от азимута (рис. 4.7): если дайка имеет широтное простирание и изучается она по меридиональному профилю, тогда можно увидеть влияние и наклона дайки, и ее намагниченности – кривая магнитного поля будет асимметрична. Если простирание дайки – меридиональное, а изучение проводится по широтному профилю, тогда кривые магнитного поля будут симметричными в значительной степени.

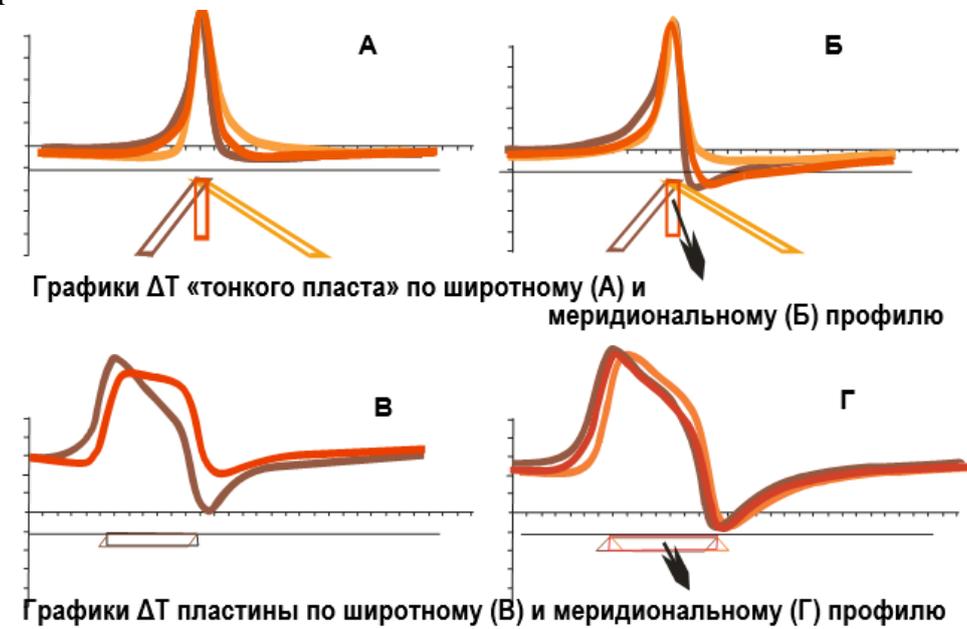


Рис. 4.7. Структура магнитного поля в зависимости от азимута

Прямая и обратная задачи магниторазведки

Прямая задача – нахождение аномалий магнитного поля от тел известной формы, глубины залегания, размера и параметров намагниченности.

Магнитное поле сложных геологических разрезов рассчитывается, как сумма аномалий от тел простых форм: шара, горизонтального цилиндра, вертикального уступа, вертикального цилиндра с учетом величины и направления их намагниченности.

Прямая задача магниторазведки однозначна.

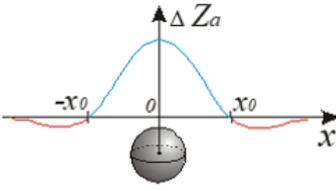
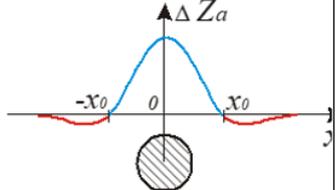
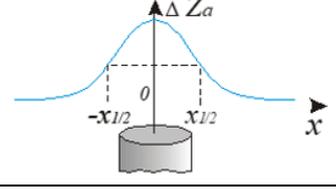
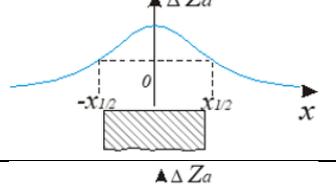
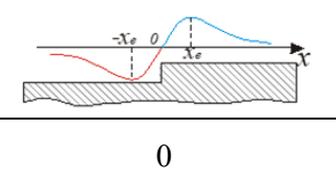
Обратная задача – определение местоположения, формы, глубины залегания, размеров и параметров намагниченности тел по известным аномалиям магнитного поля.

Обратная задача магниторазведки неоднозначна.

Неоднозначность её усиливается (по сравнению с гравиразведкой) не только присутствием дополнительного неизвестного параметра – остаточной намагниченности, но и значительно более широким диапазоном возможных изменений магнитной восприимчивости.

Ниже приведена таблица 4.5 с характерными точками графиков магнитного поля. Таблицу можно использовать в ходе выполнения практических работ.

Таблица 4.5. Характерные точки графиков магнитного поля

№	Тип аномалии	Модель	$\Delta Z_a(x)$ График аномалии	h, глубина
1	Двухзнаковая Изометричная Симметричная	Шар		$h_{\text{центр}} = 0.7 x_0 $
2	Двухзнаковая Линейная Симметричная	Горизонтальный цилиндр		$h_{\text{центр}} = x_0 $
3	Однознаковая Изометричная Симметричная	Вертикальный цилиндр		$h = 1.3 x_{0.5} $
4	Однознаковая Линейная Симметричная	Вертикальный пласт		$h = x_{0.5} $
5	Двухзнаковая Линейная Несимметричная	Вертикальный уступ		$h = x_e $
6	Нулевая	Горизонтальный пласт	0	<p>ИЗОЛИНИИ</p> <p>— положительная</p> <p>- - - "нулевая"</p> <p>--- отрицательная</p>

Средняя относительная погрешность определения глубин методом характерных точек составляет 10 – 30%.

4.7. Геологическое истолкование магнитных аномалий. Задачи, решаемые магниторазведкой

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. При этом необходимо установить связи между магнитными аномалиями и литологией, тектоникой, полезными ископаемыми.

Типичные формы аномалий и их источники

Изометричные аномалии магнитного поля

Изометрические геологические объекты с глубоко залегающими нижними кромками: столбообразные залежи железосодержащих руд, кимберлитовые трубки, штокообразные интрузии, куполовидные структуры.

Шар – появление на периферии сопряженных аномалий другого знака.

«Шарообразные» геологические тела с неглубоко залегающими нижними кромками: брахиантиклинальные и брахисинклинальные структуры, ядра которых сложены породами с повышенными магнитными свойствами; интрузии и лакколиты; массивные или чечевицеобразные залежи (железные и марганцевые руды, бокситы).

Аномалии вытянутой формы (большая ось в 3-4 раза превосходит малую) источники – пластообразные или цилиндрические тела.

«Бесконечные по глубине»: круто падающие пласты, дайки, зоны нарушений, пласты метаморфических и осадочных пород.

«Цилиндрообразные»: синклинальные и антиклинальные структуры, линзообразные и веретенообразные рудные тела и пр.

Зоны градиентов магнитного поля, представляющие собой протяженные линейные области перехода от одного уровня поля к другому связаны с крутыми контактами двух толщ разной степени намагниченности или сбросами.

Чаще всего это разломы или системы разломов. Разломы, кроме того, могут выделяться протяженными линейными максимумами (если по разлому шел принос магнитных минералов) или минимумами (зоны дробления и гидротермальных процессов, способствующих выносу магнитных минералов).

Характерными признаками разломов может быть изменение структуры изолиний в соседних блоках: смещение осей магнитных аномалий или изменение ширины линейной локальной аномалии, изменение изрезанности поля.

Геологические задачи, решаемые магниторазведкой

Благоприятными условиями для применения магниторазведки являются следующие:

1. Геометрические условия. Форма магнитной структуры должна быть отлична от модели плоскопараллельного горизонтального слоя.
2. Физические условия. Величина эффективной или избыточной магнитной намагниченности (угла наклона вектора намагниченности или магнитной восприимчивости) должна быть отлична от нуля.
3. Технические условия. Превышение по крайней мере в три раза амплитуды магнитной аномалии над уровнем погрешности магнитной съемки.
4. Наличие дополнительной геолого-геофизической информации о строении района исследования, снижающей неоднородность решения обратной задачи магниторазведки и повышающей достоверность и точность интерпретации магнитных аномалий.

Магниторазведку применяют для решения различных задач:

- общая магнитная съемка всей Земли (спутниковая магниторазведка) и палеомагнитные исследования;

- задачи региональной структурной геологии;
- геологическое картирование разных масштабов;
- поиск и разведка полезных ископаемых;
- изучения геолого-геофизических особенностей и трещиноватости пород.
- инженерные и археологические задачи

На рисунке 4.8 приведена карта магнитного поля России и сопредельных территорий. К настоящему времени практически вся территория России и ближнего зарубежья покрыта воздушной магнитной съемкой масштаба 1:200 000, материалы которой используются при составлении геологических и тектонических карт масштабов 1: 500 000 и 1 : 1 000 000.

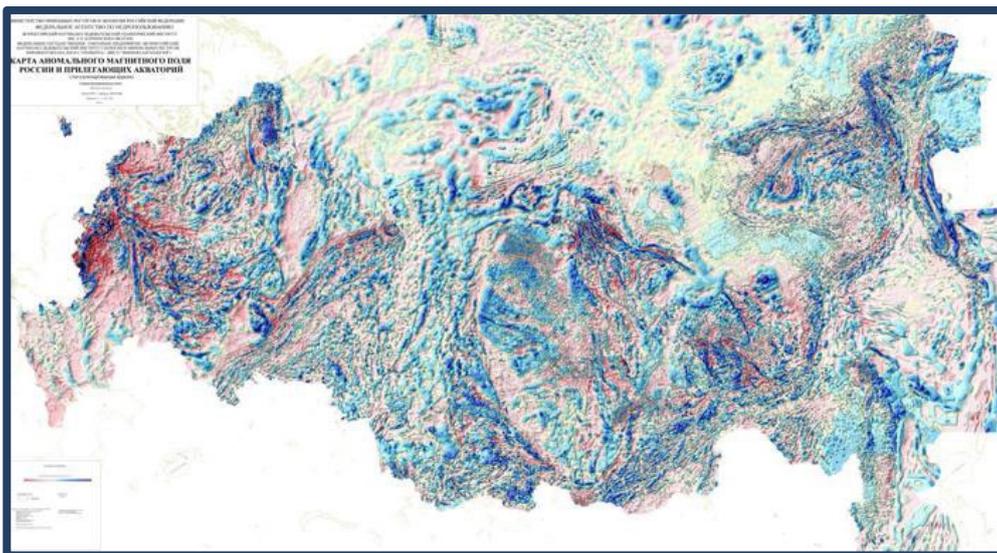


Рис. 4.8. Карта магнитного поля России и сопредельных территорий

Рассмотрим пример высокоточной магниторазведки при изучении нефтеперспективных участков (рис. 4.9). Чаще всего такие работы проводятся в комплексе с гравиразведкой. По результатам комплексной интерпретации построена слоистая модель. 3D сейсмо-магнитная модель представлена как кубом, так и картами / срезами магнитной восприимчивости на разных уровнях. По результатам решений выделены нефте-перспективные зоны в центральной части территории.

Рассмотрим пример применения магниторазведки при поисках кимберлитов (рис. 4.10).

Повышенная намагниченность кимберлитов относительно вмещающих осадочных пород является главной предпосылкой использования магнитного метода для поиска кимберлитовых трубок.

Над трубками отмечаются изометричные, положительные аномалии 300-400 нТл, получившие название «аномалии трубочного типа».

Отмечено, что более крупные кимберлитовые тела, как правило, являются более намагниченными, что, возможно, связано с лучшей сохранностью магнетита в крупных трубках.

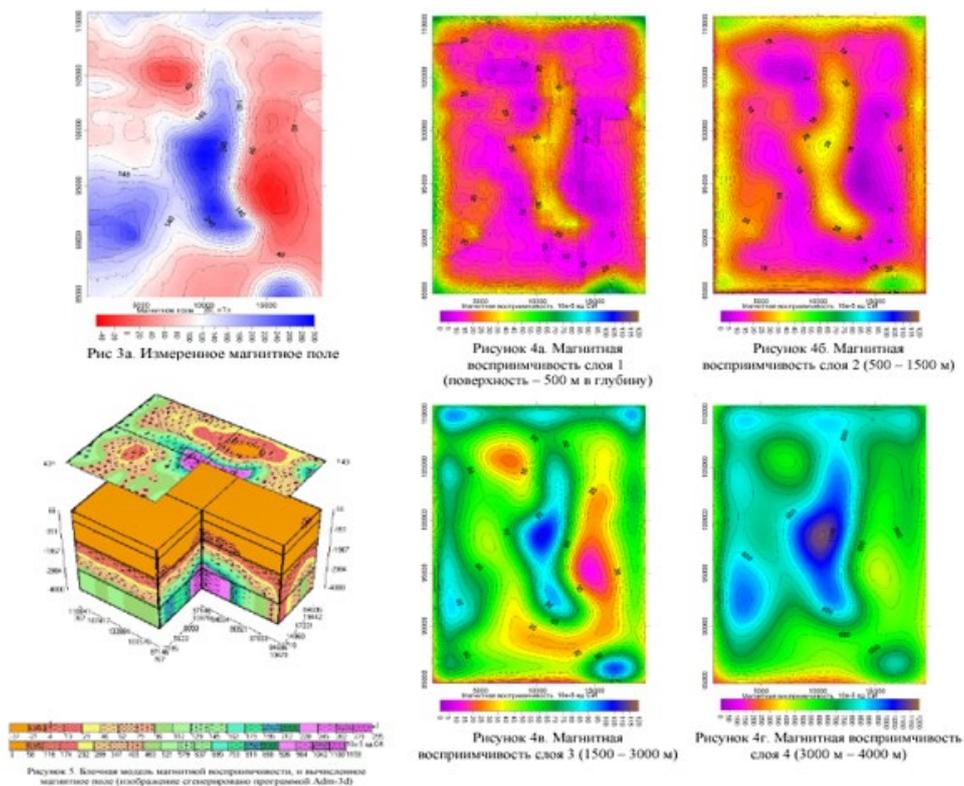


Рис. 4.9. Высокоточная магниторазведка при изучении нефтеперспективных участков. Муравьев Л.А. Институт геофизики УрО РАН (450 кв.км. 30 дней)

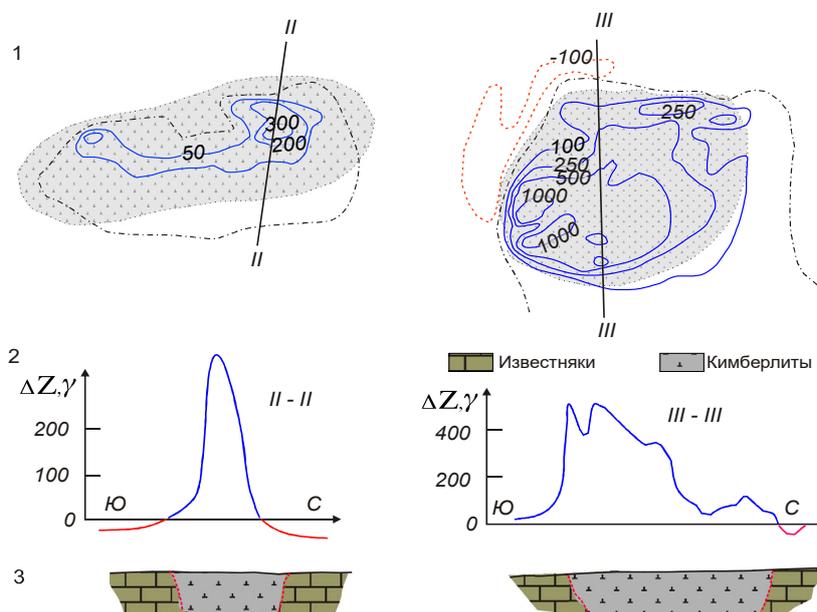


Рис. 4.10. Применение магниторазведки при поисках кимберлитов. Примеры магнитных аномалий трубчатого типа. 1 – планы изодинам, 2 – графики ΔZ , 3 – геологические разрезы

Рассмотрим пример применения магниторазведки при изучении метеоритных кратеров (рис. 4.11). Аэромагнитная аномалия структуры *Yallalie* в Западной Австралии ясно показывает основные элементы сложного кратера. Пунктирный круг имеет диаметр 15 км. (Нawке, 2003).

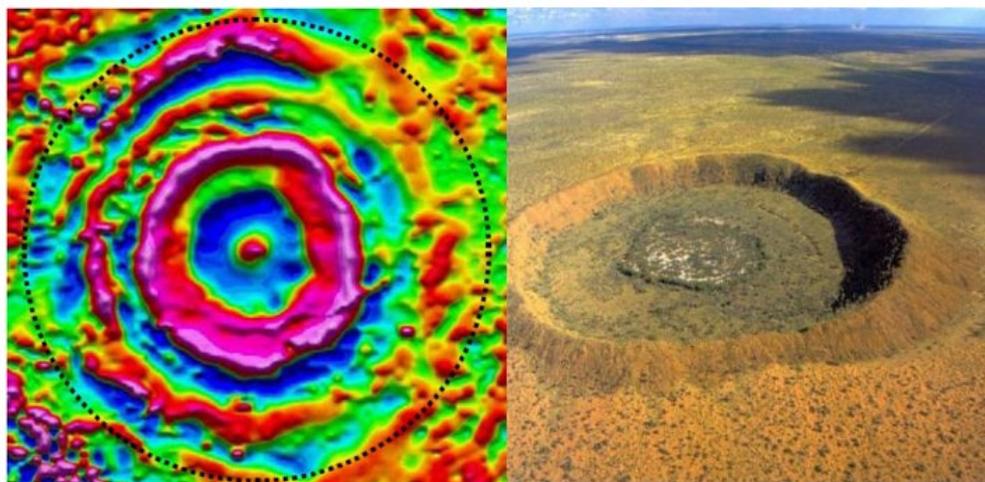


Рис. 4.11. Аэромагнитная аномалия структуры *Yallalie* в Западной Австралии

Рассмотрим пример магниторазведки в археологии. На рисунке 4.12 показаны результаты многолетних исследований ученых Института геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, проведенных на археологических поселениях бронзового века (Южный Урал). По результатам детального анализа карты аномального магнитного поля удалось уточнить строение фортификационных сооружений городища и планировку археологического поселения «Андреевское», а так же выявить новые детали внутри поселков, определить размеры построек, местоположения некоторых колодцев

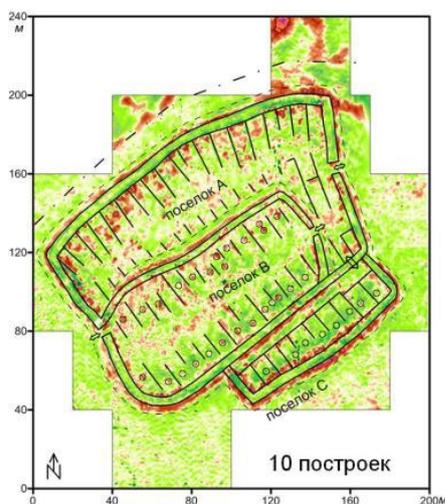


Рис. 4.12. Н.В. Федорова, В.В.Носкевич, А.С Бибнев., А.Г. Вдовин, Т.Л Мехоношина.
Геофизические исследования археологического памятника - поселение Андреевское
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича РАН г. Екатеринбург

4.8. Перспективные и инновационные направления развития магнитометрии

Спутниковые метод магнитометрии, так же как и гравиразведки, увеличивают возможности и области решения геологических задач, направленных на изучение регионального строения и история развития Земли.

Инновационными в направлении детальных съемок являются беспилотные технологии. Рассмотрим участок аэромагнитной съемки, который расположен в Восточном Казахстане на южном склоне горного хребта на юго-западе Казахстанского Алтая (рис. 4.13). Согласно схеме геотектонического районирования участок находится в центральной части Западно-Калбинской тектонической зоны, по данным металлогенического районирования - относится к Западно-Калбинскому золоторудному поясу.

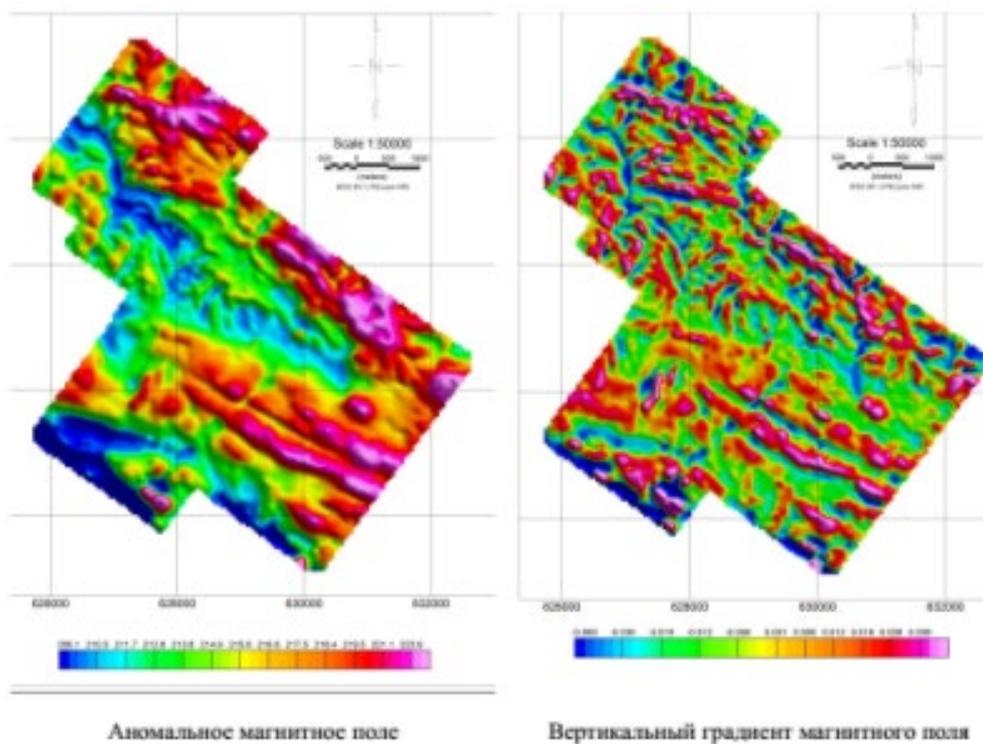


Рис. 4.13. Участок аэромагнитной съемки в Восточном Казахстане на южном склоне горного хребта на юго-западе Казахстанского Алтая

Современные методы и аппаратура прецизионной магнитной съёмки имеют ряд преимуществ при изучении распределения льда в многолетнемёрзлых отложениях (рис. 4.14) в сравнении с большинством применяемых в настоящий момент геофизических методов: высокая скорость съёмки, слабая зависимость магнитных свойств многолетнемёрзлых пород от их солёности и температурного состояния, а также отсутствие необходимости контакта с поверхностью.

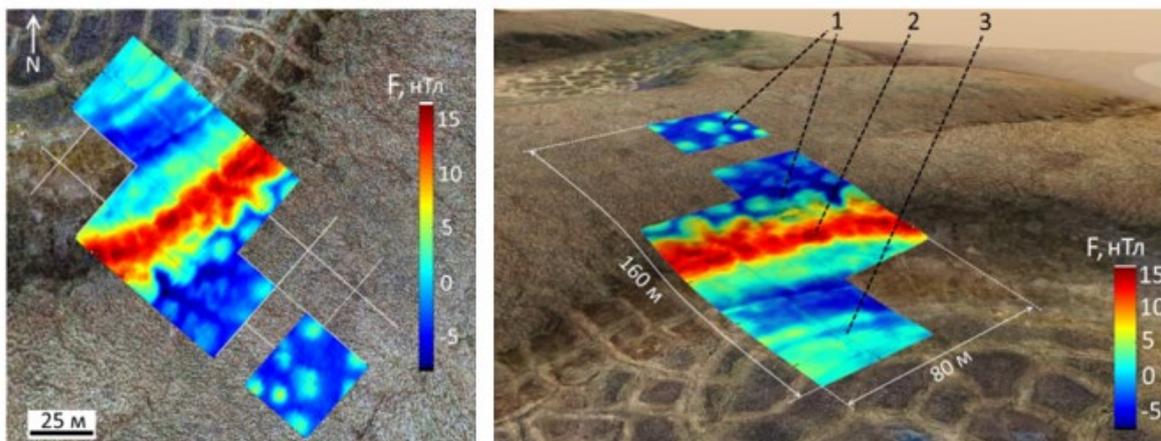


Рис. 4.14. Карта магнитного поля многолетнемерзлых отложений

Кроме того, магниторазведка участвует в изучении структуры почв (рис. 4.15). На этом примере показано, что интенсивными положительными магнитными аномалиями проявлен фрагмент зольных почв.

Сопоставляя полученную формализованную карту неоднородности с почвенной отчетливо видно, что пространственная граница почвы со вторым гумусовым горизонтом (Л2hop2сЛ) имеет очень высокую корреляцию с классом 4. Также наблюдается достаточно хорошая корреляция класса 2 с участками распространения серой лесной слабоподзоленной почвы (Л2 оп2сЛ) и класса 1 с положением серой лесной почвы (Л2сЛ).

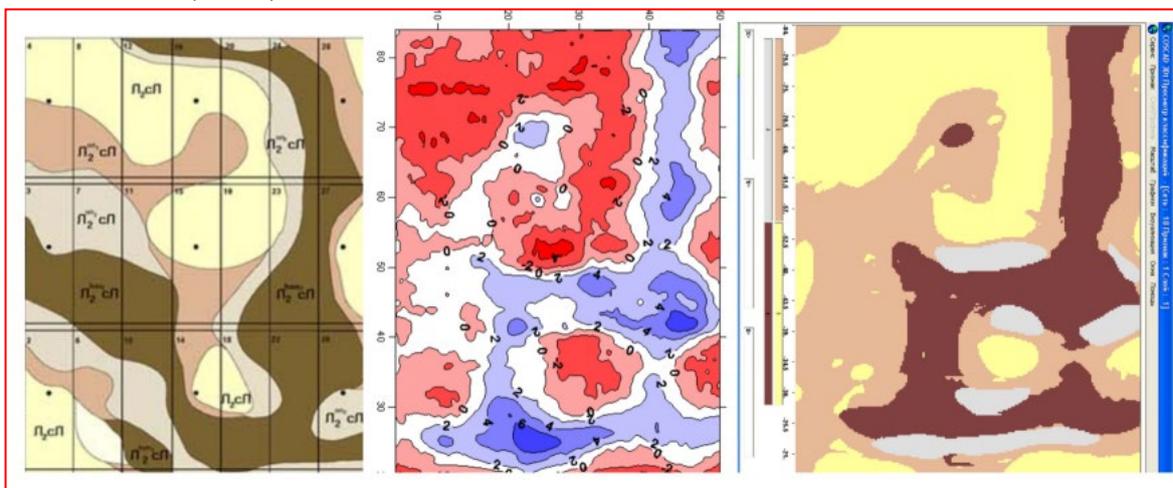


Рис. 4.15. А – фрагмент почвенной карты, Б – аномальное магнитное поле, В – кластерный анализ магнитного поля

Ниже приведены контрольные вопросы, которые рекомендованы для лучшего освоения материала в подготовке к сдаче зачетов и практических работ.

Контрольные вопросы

1. Какими параметрами определяется величина и направление магнитного поля?
2. В каких единицах измеряются параметры магнитного поля?
3. Что такое вариации магнитного поля Земли, чем они вызваны?
4. Что такое инверсии магнитного поля Земли?
5. Палеомагнитные исследования их значение
6. Магнитные свойства горных пород, виды намагниченности
7. Чем определяется максимальная глубинность магниторазведки?
8. Что такое прямая задача магнитометрии? В чем её отличие от прямой гравиметрической задачи?
9. Что такое обратная задача магнитометрии? В чем её отличие от обратной задачи гравиметрии?
10. С чем связаны отличия геологического истолкования аномалий магнитного поля от истолкования аномалий поля силы тяжести?
11. Какие задачи регионального геологического изучения решаются с помощью метода магниторазведки?
12. Перечислите задачи, решаемые магниторазведкой при поисках и разведке полезных ископаемых.
13. Для решения каких задач могут использоваться высокоточные крупномасштабные магнитометрические исследования?

Лекция 5. Электромагнитные методы исследования. Интерпретация электроразведочных данных

Электроразведка – третий рассматриваемый метод по курсу интерпретация геофизических материалов.

Под общим названием электроразведка объединяются многочисленные методы исследования, основанные на изучении естественных, существующих в Земле в силу космических, атмосферных или физико-химических процессов, и искусственно создаваемых электрических и электромагнитных полей.

5.1. История метода

В истории развития метода есть несколько важных событий.

В 1600 году английский физик, придворный врач королевы Елизаветы Уильям Гилберт обнаружил эффект электромагнитного заряда кусочков янтаря.

В 1650 году немец Отто фон Герике создал первую электрическую машину.

В 1745 году выпускник Лейденского университета, голландец Питер Ван Мушенбрук изобрел первый источник электроэнергии – лейденскую банку. Аппарат представлял собой две банки, которые были заряжены разными зарядами, в некоторый момент можно было провести разряд скопленного электричества.

Таким образом, предпосылки активного использования электричества сформировались к концу XVIII века.

Начало теории земных электрических процессов (включая атмосферно-электрические явления) связано с именем американского просветителя, государственного деятеля и замечательного ученого Бенджамина Франклина.

Его опыты по изучению атмосферного электричества относятся к 1747-1754 гг.

В этот же период в России изучением электрических (грозовых) явлений в атмосфере занимались академики Михаил Васильевич Ломоносов и Георг Вильгельм Рихман.

Приблизительно в это же время (1746) Ватсон (Watson) приходит к заключению, что грунт является проводником.

В середине XIX века систематическое изучение электрических процессов в земной коре было востребовано развитием телеграфной и телефонной связи.

Научный и практический интерес к электромагнитным и электрическим процессам в земной коре стремительно возрос после мощной электромагнитной бури (1859), зарегистрированной всеми обсерваториями мира. Буря сопровождалась интенсивными полярными сияниями и земными электрическими токами, сбоями в работе линий связи. В ряде обсерваторий мира, попутно с мониторингом магнитного поля, были начаты непрерывные измерения поля электрических токов земной коры.

Начало электроразведки, как метода решения геологических задач, обычно связывается с 1829–1830 годами.

При изучении медноколчеданных месторождений Корнуэльса Р. Фокс («дедушка геофизики») описал связь аномалий естественного электрического поля с

окислительно-восстановительными процессами, происходящими в недрах и использовал это явление для изучения рудных тел.

Позже метод был применен на серебряных месторождениях Невады.

Первыми методами электроразведки стали методы естественных потенциалов.

В конце столетия проводятся первые эксперименты по использованию искусственно создаваемых полей.

В 1912 г. французский учёный профессор Конрад Шлюмберже (1878 – 1936), изучавший удельное сопротивление горных пород, разработал метод сопротивлений ставший одним из основных в электроразведке. В 1912-1914 гг. им созданы и использованы для решения практических геологических задач – методы электрокаротажа и вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) – второй «кит» электроразведки.

ВЭЗ в первоначальном, предложенном Шлюмберже, виде применялся для структурных исследований до середины XX века.

Конрада Шлюмберже (Conrad Schlumberger) по праву считают «отцом электроразведки» и, безусловно, самой важной фигурой в методе. Ему принадлежат ключевые положения: горизонтально – слоистая модель среды, кривые кажущегося сопротивления, билогарифмические бланки и палетки для интерпретации.

Совместные работы треста «Грознефть» и французского общества «La Pros» («Про») братьев Конрада и Марсея Шлюмберже 1928–1929 положили начало применению электроразведки для поисков и разведки нефте- и газоносных структур. К осени 1930 в окрестностях Грозного была разведана обширная территория методами ГИС и ВЭЗ. Карта сопротивлений показала поразительное соответствие с геологической картой и определила все известные антиклиналы.

1931-1932 первые электроразведочные изыскания для решения инженерно-геологических задач – изучение оснований под плотины гидростанций на реках Иртыше, Волге, Енисее.

В 1938 году, спустя два года после смерти Конрада Шлюмберже, выполнены первые глубинные электрические зондирования (до 1км). Они сыграли важную роль в открытии месторождений нефти и газа в Бугуруслане, Саратове, Башкирии, в Поволжье, на Украине, в Средней Азии и Сибири.

С этого момента электроразведка признана в СССР одним из ведущих методов в комплексе геолого-геофизических исследований при разведке нефтяных и газовых месторождений.

В итоге менее чем за полвека, усилиями талантливых ученых физиков и геофизиков, математиков и геологов были созданы все основные направления методов электроразведки постоянного и переменного электромагнитного поля.

Наше время характеризуется совершенствованием теоретической базы и математических аппаратов изучения и интерпретации постоянных и переменных электромагнитных полей, развитием теории методов и их применимости в условиях

сложных электромагнитных сред, массовым внедрением современной вычислительной техники и автоматической регистрации на всех стадиях электроразведочных работ.

Благодаря многообразию используемых полей, интенсивному развитию современной технической и математической базы, увеличивается диапазон изучаемых глубин, растет точность и детальность исследований, в итоге расширяется область применения и возможности интерпретации при решении геологических, технических и прикладных задач.

5.2. Электрические свойства горных пород

Электромагнитные свойства горных пород:

- удельное электрическое сопротивление ρ ;
- диэлектрическая проницаемость ε ;
- магнитная проницаемость μ ;
- поляризуемость η ;
- естественная электрохимическая активность a .

С удельным электрическим сопротивлением связаны методы сопротивлений. С диэлектрической и магнитной проницаемостью связаны высокочастотные методы индукционной электроразведки, называемые георадаром. Поляризуемость – параметр, изучаемый отдельной группой методов – методы вызванной поляризации. Естественная электрохимическая активность связана с методом естественного поля (метод, изучающий электрические токи, существующие в земле).

Удельное электрическое сопротивление

Удельное электрическое сопротивление ρ (УЭС) – способность пород оказывать электрическое сопротивление прохождению тока, является наиболее универсальным электромагнитным свойством. Измеряется в омметрах (Ом.м). УЭС меняется в горных породах и рудах в очень широких пределах: от 10^{-3} до 10^{15} Ом.м.

УЭС зависит от:

- минерального состава,
- физико-механических,
- водных свойств горных пород,
- концентрации солей в подземных водах

в меньшей мере:

- от химического состава подземных вод,
- температуры (при нагревании на $40^{\circ} < \approx$ в 2 раза),
- степени метаморфизма,
- структуры и текстуры пород (анизотропия, рассланцованность),
- мерзлотных свойств.

Большим сопротивлением обладают мерзлые породы.

При проведении исследований методами электроразведки, ученые не получают сразу истинных значений УЭС, а получают значения кажущегося сопротивления.

Сопротивление ρ_k над реальным, неизвестным и практически всегда неоднородным разрезом (полупространством) рассчитывается по формуле:

$$\rho_k = K \left(\frac{\Delta U}{I} \right),$$

где ΔU – разность потенциалов на измерительных (приемных) электродах MN,

I – ток в питающей линии АВ,

K – коэффициент установки, зависящий от расстояний между электродами и взаимного расположения питающих и приемных электродов.

Это сопротивление называется кажущимся (K С или ρ_k) при определённых допущениях ρ_k равно истинному сопротивлению горной породы ρ .

Естественная электрохимическая активность

Электрохимическая активность α – свойство пород создавать естественные постоянные электрические поля.

Электрохимическая активность α – коэффициент пропорциональности между напряженностью создаваемого поля и основными потенциалобразующими факторами. Измеряется в милливольтгах.

Параметр α меняется от $-(10-15)$ мВ у чистых песков, близко к нулю у скальных пород, возрастает до $+(20-40)$ мВ у глин, а для руд с электропроводящими минералами (сульфиды, графит, антрацит) до $n \cdot 100$ мВ.

Поляризуемость

Поляризуемость η – способность пород поляризоваться, накапливать заряд при пропускании тока, а затем разряжаться после отключения этого тока. Параметр η оценивается коэффициентом поляризуемости, измеряется в %.

Наибольшей поляризуемостью ($\eta=10-40\%$) отличаются руды с электронной проводимостью (сульфиды, сульфосоли, некоторые самородные металлы, отдельные окислы, графит, антрацит).

Параметр η до 2-6% – обводненные рыхлые осадочные породы.

Слабо поляризуются ($\eta < 2\%$) большинство изверженных, метаморфические и осадочные пород, насыщенные минеральной водой.

Диэлектрическая (ϵ) и магнитная (μ) проницаемости

Способность вещества поляризоваться в переменном (высокочастотном) электромагнитном поле обусловлена диэлектрической проницаемостью пород (ϵ), магнитная компонента – магнитной проницаемостью пород (μ).

Параметр ϵ изверженных пород – от 5 до 12 единиц, осадочных – от 2-3 сухой до 16-40 насыщенной водой породы (у воды – 80).

Зависит от минералогического состава породы и процентного содержания воды.

Параметр μ ферромагнетиков может достигать 10 единиц.

Параметр μ большинства пород равна 1 – магнитной проницаемости воздуха.

В таблице 5.1 показан интервал величин электромагнитных свойств для разных типов пород.

Таблица 5.1. Электромагнитные свойства пород

Минералы / породы	УЭС ρ , Ом·м	Электрохимическая активность α , мВ	Поляризуемость η , %
Кварц, слюда, полевые шпаты (диэлектрики)	$10^{12} - 10^{15}$	-	-
Карбонаты, сульфаты, галоиды (полупроводники)	$10^4 - 10^8$	-	-
Глинистые минералы (гидрослюды, монтмориллонит, каолинит)	$<10^4$	-	-
Рудные минералы (самородные, некоторые окислы)	<1	-	-
Свободные подземные воды (зависит от минерализации)	<1 (10 г/л) 1000 (0.1 г/л)	-	-
Изверженные и метаморфические	500 – 10000	Скальные 0	<2
Осадочные (выше у соли, гипса, известняков, песчаников)	100 – 1000	-	<2
Обломочные (пески, галечники)	0 – n·100 (выше у крупнозернистых)	Пески 10 – 15 Глины 20 – 40	Обводненные, рыхлые до 2 – 6
Сульфиды, графит, антрацит (с электропроводящими минералами)	-	n·100	10 – 40

5.3. Физические основы электромагнитных методов разведки

Физические основы электроразведки предполагают изучение зависимости электромагнитного поля, естественного или искусственного от электрических (а иногда и от магнитных) свойств геологической среды, на которую это поле действует и использование выявленных зависимостей для решения геологических задач.

По задачам выделяют рудную, структурную и инженерно-геологическую, геотехническую, археологическую и пр. электроразведку.

По условиям проведения – наземную, морскую, скважинную, шахтную и аэроэлектроразведку.

Напряженность и структура естественных полей определяется природой, интенсивностью, электромагнитными свойствами разреза.

Параметры полей, созданных искусственно зависят ещё и от мощности источника, частоты, длительности, способов возбуждения поля.

Используемые поля могут быть:

- установившимися – существующими свыше секунды *постоянными, переменными, гармоническими, квазигармоническими* с частотой от миллигерц (10^{-3} Гц) до петагерц (10^{15} Гц);
- неустановившимися – импульсными с длительностью импульсов от микросекунд до секунд.

Способы создания поля могут быть:

- гальваническими (ток вводится в Землю с помощью заземлений);
- индукционными (ток пропускается в незаземленную петлю, рамку).

В индукционных методах измеряют амплитудные и фазовые составляющие напряженности электрических (E) и магнитных (H) полей.

Электроразведка, согласно данным, приведенным И.А. Доброхотовой в 2009 году, насчитывает более 200 методов и их модификаций, отличающихся типом изучаемых электромагнитных полей, типом возбуждения поля, регистрируемыми компонентами, методикой и техникой полевых работ, и от этих параметров существенно зависит эффективность и информативность решаемых задач.

Метод вынужден «приспосабливаться» к конкретной задаче, конкретным геологическим условиям. На этом фоне в процессе использования электроразведки для решения геологических задач важное место занимают предварительные опытно-методические работы, от результата которых зависит результативность метода. Изобретательность исследователей зачастую приводит к разработке нового подхода – метода или модификации.

5.4. Методы естественных полей

Естественные постоянные электрические поля возникают в результате происходящих в природе электрохимических и электро-кинетических процессов.

Вадозная зона – гидродинамическая зона свободной циркуляции, расположенная над постоянным уровнем карстовых вод. Для вадозной зоны характерны высокие скорости движения воды, активная коррозия, эрозия и прохождение конденсационных процессов.

Природные физико-химические процессы, в результате которых возникают электрические потенциалы, их связь с геологическими элементами - неперенное условие эффективности метода.

Если с течением времени электрохимический или электрокинетический процесс прекратится – метод перестанет «работать».

На рисунке 5.1А показан электрохимический потенциал сульфидной залежи. В зоне вадозной циркуляции подземных вод происходит перемещение ионов и

электронов, возникают зоны насыщения – появляется естественный ток под влиянием перемещения ионов в пределах залежи.

На рисунке 5.1Б показан электрокинетический потенциал: сульфидов нет, однако происходит движение водных растворов. Под этим движением с одного конца горной породы на поверхности происходит скопление и положительных, и отрицательных зарядов. Таким образом, возникает двойной электрический слой, начинает циркулировать ток.

Характер распространения этих полей позволяет в зависимости от содержания в породе проводящих минералов различен. По зависимости между потенциалом и процентным содержанием амфиболов / пегматитов в разрезе изменяется характер тока (рис. 5.1В). Характер этой зависимости могут использоваться для первичной диагностики состава горных пород.

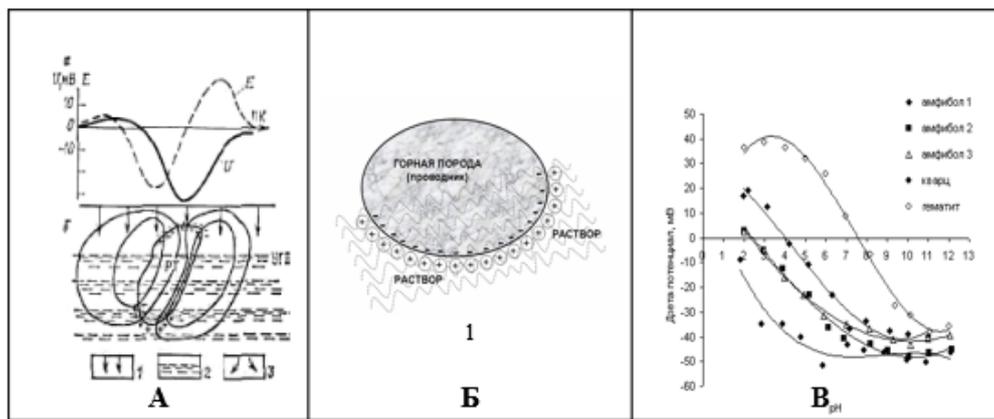


Рис. 5.1. Схемы образования естественного электрического потенциала А – природа электрохимического потенциала сульфидной залежи. 1 – зона вадозной циркуляции подземных вод; 2 – зона насыщения; 3 – токовые линии; УГВ – уровень грунтовых вод; РТ – рудное тело. Б – природа электрокинетического (дзета) потенциала 1 – структура двойного электрического слоя на границе горной породы и растворов; 2 – зависимость величины электрокинетического потенциала амфиболов, кварца и гематита от значения кислотности (рН)

Методы постоянного естественного электрического поля, ещё называют методами естественных потенциалов ЕП используют:

- при поиске и разведке сульфидных и угольных месторождений;
- изучении карстово-суффозионных процессов;
- при картировании тектонических границ;
- месторождений подземных вод;
- инженерных изысканиях на водоемах и плотинах;
- археологических изысканиях.

Рассмотрим пример применения метода ЕП для выявления рудных зон (рис. 5.2). на рисунке показаны графики потенциала естественного поля (голубой график – глубинная составляющая, коричневый график – локальная, приповерхностная

составляющая), выявлена зона сульфидной минерализации. Глубинная составляющая четко отмечает положение зоны сульфидной минерализации. Все неровности, которые видны на поверхности, проявляются в высокочастотной компоненте на графике локальной составляющей потенциала.

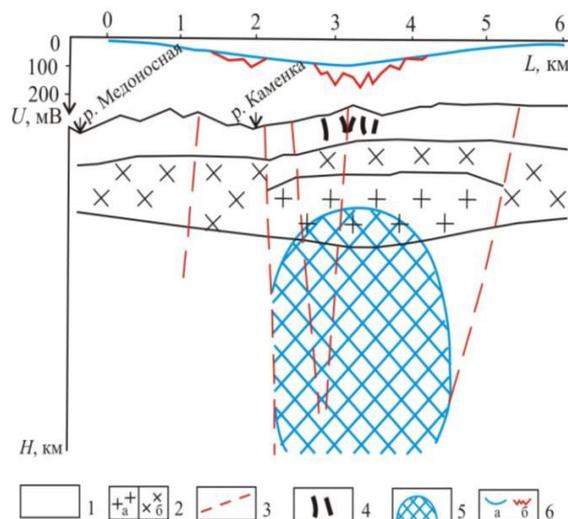


Рис. 5.2. Схематический геолого-геофизический разрез аномальной зоны Календарной: 1 – вулканогенно-осадочные породы; 2 – скрытые интрузивные массивы по гравиметрическим данным: а – преимущественно гранитного состава, б – преимущественно гранодиоритового состава; 3 – разломы; 4 – сульфидные рудные тела; 5 – зона сульфидной минерализации; 6 – графики потенциала естественного поля: а – глубинной составляющей, б – поверхностной (локальной) составляющей

Естественные переменные электромагнитные поля

К естественным переменным электромагнитным полям относятся квазигармонические низкочастотные поля космической и атмосферной (грозовой) природы («теллурики» и «атмосферики»).

Низкочастотные (магнитотеллурические) поля вызваны воздействием на ионосферу Земли потока заряженных космических частиц – в основном, корпускулярным излучением Солнца.

В геоэлектрической среде с сопротивлений 100 Ом·м, магнитотеллурические токи проникают:

- с периодом 100 сек до глубин порядка 5 км;
- с периодом 5 сек. до глубин порядка 1 км, а с периодом $\frac{1}{4}$ сек – затухают на глубине в первые сотни метров.

Геоэлектрический разрез – это сопротивления, полученные в результате инверсии.

Рассмотрим пример выявления коллекторов в мезозойских отложениях комплексом ГИС и МТЗ (рис. 5.3). Положение профиля показано красной линией. Профиль и разрез, построенный с использованием результатов сейсморазведки и каротажа. Использование данных каротажа позволило увязать сопротивления по МТЗ с составом, литологией и дать поисковые перспективы территории. Проводящие перспективные участки выделены зонами под номером 6.

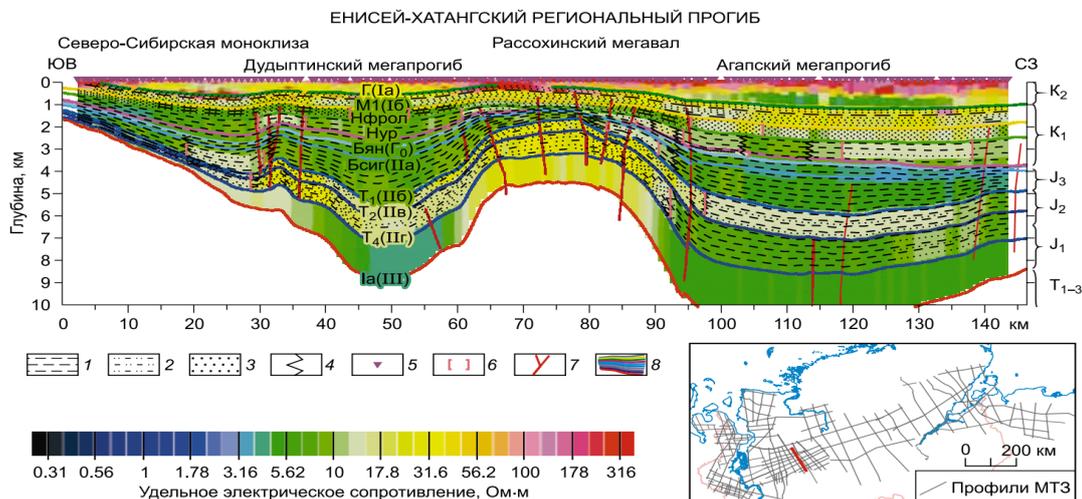


Рис. 5.3. Геоэлектрический разрез юрско-меловых отложений. Г (Ia) — кровля долганской свиты верхнего мела [K1-2 dl], M1(Iб) — кровля углистоглинистой пачки нижнеяковлевской свиты нижнего мела, Нфрол — фроловская (ямбургская) глинистая пачка нижнего мела, Nur — урьевская глинистая пачка нижнего мела, Бян (Го) — кровля волжско-берриасовых отложений [J3-K1 jap (J2-K1 gl)], Бсиг (IIa) — кровля оксфорд-кимериджских отложений (сиговская свита) верхней юры [J3 sg], T1 (IIб) — кровля мальшевской свиты средней юры [J2 ml], T2 (IIв) — кровля вымской свиты средней юры [J2 vt], T4 (IIг) — кровля китер-бютской свиты нижней юры [J1 kt], Ia (III) — поверхность разновозрастного доюрского основания. 1 — глины и аргиллиты, 2 — преимущественно алевролиты, 3 — пески и песчаники, 4 — границы литологически выдержанных отрезков, 5 — пикеты МТЗ, 6 — перспективные участки по данным МТЗ, 7 — разломы, 8 — сейсмические горизонты. А.П. Афанасенков, Д.В. Яковлев «Применение электроразведки при изучении нефтегазоносности северного обрамления Сибирской платформы».

Геология и геофизика, 2018, т.59, №7 1032-1935

Рассмотрим модификацию МТЗ – АМТЗ. При каждом ударе молнии (по Земле около 100 в сек) возбуждается электромагнитный импульс, распространяющийся на большие расстояния. Средний уровень напряженности электрической и магнитной составляющих этих импульсов за время в течение десятка секунд зависит от удельного электрического сопротивления слоев геоэлектрического разреза.

Метод АМТЗ – аудиомагнитотеллурических зондирований, измеряются взаимно перпендикулярные электрические и магнитные составляющие импульсов в широком

частотном диапазоне 0.1-1000 кГц. Разведка твердых полезных ископаемых, включая сульфидные руды и трубки взрыва.

Магнитотеллурические методы – МТЗ, МТП используют:

- для решения региональных геологических задач:
 - изучения слоев и очагов пониженного сопротивления в земной коре и верхней мантии (зон высоких температур);
 - глубинных (до сотен км) реконструкций тектонических особенностей строения крупных блоков земной коры.
- при поисках нефтегазоносных структур (первые км и десятки км)
- для решения малоглубинных задач при детальном геологических, гидрогеологических, инженерно-геологических, геотехнических, археологических и пр. изысканиях.

5.5. Методы искусственных полей

Возбуждение в объеме горных пород постоянного электрического тока с помощью батарей, аккумуляторов или генераторов. Возникающая при этом на измерительных электродах разность потенциалов пропорциональна кажущемуся сопротивлению (второе название этой группы – методы сопротивлений):

$$\rho_k = K \left(\frac{\Delta U}{I} \right),$$

I – сила тока, ΔU – разность потенциалов на приемных электродах, K – коэффициент, зависящий от параметров электроразведочной установки, ρ_k (кажущееся сопротивление в Ом·м, которое зависит от особенностей геологического строения среды).

Методы искусственных постоянных электрических полей одни из самых популярных.

Они выделяются среди прочих количеством существующих и постоянно добавляющихся новых модификации с разными типами и параметрами установок, позволяющими «настроить» метод на решение конкретной задачи. Благодаря этому, область использования методов сопротивлений увеличивается.

Физический смысл аномалий в методах сопротивлений в том, что токовые линии в среде с разными электрическими сопротивлениями втягиваются в проводящие объекты, а непроводящие огибают. В результате на земной поверхности кажущееся сопротивление ρ_k меняется.

Несмотря на то, что ρ_k – это сложная функция геоэлектрического разреза и типа установки, при определенных допущениях оно численно равно истинному сопротивлению пород ρ .

Рассмотрим пример. В основании разреза (рис. 5.4) расположен интрузив, имеющие высокие сопротивления, выше толща перекрыта осадочными отложениями, которые являются более проводящими. На востоке к интрузивному массиву примыкает проводящая зона ($\rho \sim 10$ Ом·м), далее идет блок более высоко сопротивления. Для исследования была поставлена установка постоянного тока: питающая линия AB ,

приемная линия – MN . При движении по профилю при прохождении интрузивного массива токи условно прижимаются к поверхности, кажущиеся сопротивления возрастают. В проводящей зоне ток частично затягивается – кажущиеся сопротивления падают.

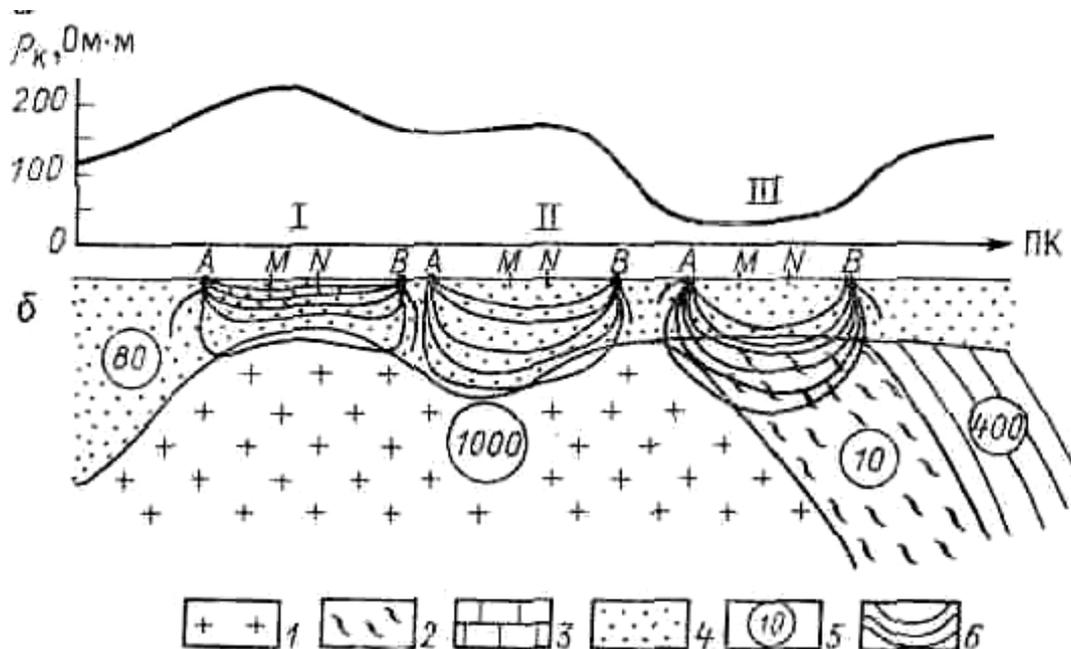


Рис. 5.4. График кажущегося сопротивления по данным симметричного профилирования $AMNB$; а—график ρ_k ; б—геологический разрез: 1 — изверженные породы; 2 — сланцы; 3 — известняки, 4 — наносы; 5 — удельное электрическое сопротивление, Ом.м; 6 — токовые линии

Профилирование и зондирование

В этой классификации методы электроразведки условно делятся на:

- профилирования, направленные на изучение характера изменения геологической среды по латерали, крутопадающих границ и объектов с субвертикальными границами;
- зондирования, которые служат для получения информации об изменении электромагнитных свойств разреза с глубиной, изучения строения горизонтально (или полого) слоистых сред;
- подземно-скважинные (объемные) методы изучающие геоэлектрические неоднородности между скважинами, горными выработками и земной поверхностью.

В методах, использующих постоянный ток, глубинность достигается изменением параметров установки – расстоянием между питающими электродами AB .

Перемещение по линии профиля электроразведочной установки с неизменными геометрическими параметрами позволяет изучать строение геологического разреза по латерали.

В приведенном примере область исследований, глубина проникновения тока в 3 раза меньше разности питающих электродов.

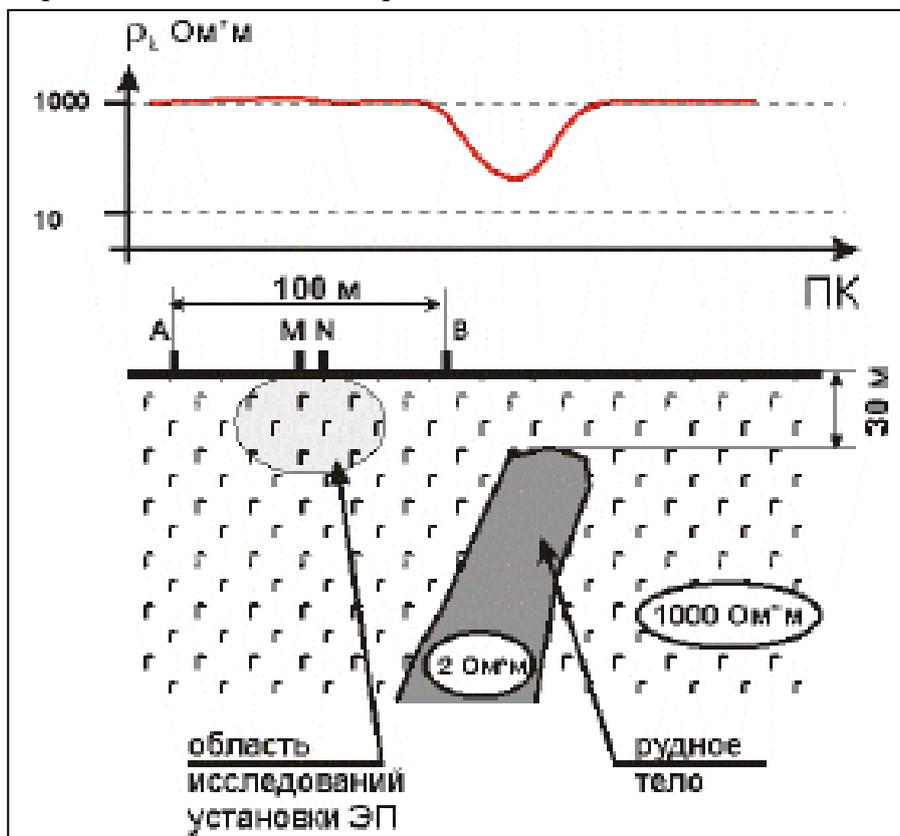


Рис. 5.5. Использование электропрофилеирования для поиска рудного тела.
Марченко МН., Модин И.Н., «Вертикальное электрическое зондирование», Учебное пособие для студентов обучающихся по направлению «Геология», М., 2013, 29 с.

Увеличение глубины проникновения тока достигается изменением геометрии установки – длины питающей линии АВ.

На кривой кажущихся сопротивлений асимптоты характеризуют свойства слоев, точка перегиба – мощность верхнего слоя.

Глубинность

Изменение параметров электроразведочных установок позволяет менять глубину проникновения тока, а вместе с тем и глубинность исследований.

Она может меняться от сотен и десятков километров на постоянном токе и инфранизких частотах до сантиметров и миллиметров на частотах выше гигагерц ($\Gamma\text{ц} = 10^9 \text{ Гц}$).

Управлять глубинностью можно

- изменением геометрических параметров установки (дистанционный принцип). Чем больше разнос – тем больше глубинность. При перемещении вдоль профиля электроразведочной установки с неизменными параметрами (геометрическими и частотными) глубина

проникновения тока (глубинность) остается приблизительно стабильной – профилирование.

- изменением частоты (частотный принцип). При этом, чем выше частота гармонического поля f , тем меньше глубинность - глубина проникновения тока.

Методы вызванной поляризации (ВП)

Поляризационные методы (методы вызванной поляризации - ВП) по физической природе близки к методам естественных потенциалов. С той лишь разницей, что разность потенциалов и ток (процесс поляризации) возникают, как отклик на постоянное или переменное (НЧ, до 100 Гц) возбуждающее искусственное электрическое поле.

В неоднородных средах, состоящих из твердой и жидкой фаз, на границе фаз существует двойной электрический слой (вторичные заряды), с характерным упорядоченным положением ионов. При появлении внешнего источника поля такая упорядоченная структура способствует развитию сложных электрохимических и электрокинетических процессов: на одних участках постепенно накапливаются положительные заряды, а на других - отрицательные. В среде образуются электрические диполи, которые и являются источниками поля ВП. При отключении внешнего поля вторичные заряды постепенно рассасываются.

Метод ВП является одним из основных методов рудной геофизики при поисках, картировании и разведке массивных и вкрапленных сульфидных, магнетитовых и графит содержащих образований.

Наличие электропроводящих минералов.

ВП для поиска и картирования месторождений углеводородов.

Ряд химических процессов в присутствии углеводородов приводит к образованию минералов с электронной проводимостью.

Для решения гидрогеологических и геоэкологических задач

Зависимость вызванной поляризации от содержания в породах воды и ее минерализации.

При изучении техногенных объектов (трубопроводов, резервуаров...)

Наличие электропроводящих, металлов.

Индукционные или частотные методы электроразведки

Используется эффект возникновения наведенного электрического и/или электромагнитного поля под воздействием внешних электрических и/или электромагнитных полей переменной частоты в данном случае **искусственных**.

Индукционные или частотные методы по физической природе сходны с магнитотеллурическими.

Ключевым обстоятельством индукционных методов является зависимость глубины проникновения тока от частоты возбуждаемого поля - благодаря тому, что частоты возбуждения могут изменяться произвольно от инфранизких до

ультравысоких, гигаГерцевых (10^9 Гц), диапазон глубин, доступных частотной электроразведке, колеблется от сотен километров до сантиметров.

Электротомография

Существенные изменения в методе произошли в 90е годы 20 века в связи с разработкой метода электротомографии.

Электротомография основана на применении многоэлектродных электроразведочных кос, подключаемых к аппаратуре, способной коммутировать токовые и измерительные электроды на произвольные выводы косы.

Такая технология на порядок увеличивает производительность и разрешающую способность исследований методом сопротивлений

Вместо отдельных ВЭЗ по профилю – система зондирований с минимумом рабочих положений электродов (рис. 5.6). Постоянный шаг электродов, многожильный кабель и переключение электродов по специальной программе, управляемой компьютером. Чаше зондирования – много выше горизонтальное разрешение, автоматически – быстрее, нет перестановки электродов и перехода рабочих на электродах

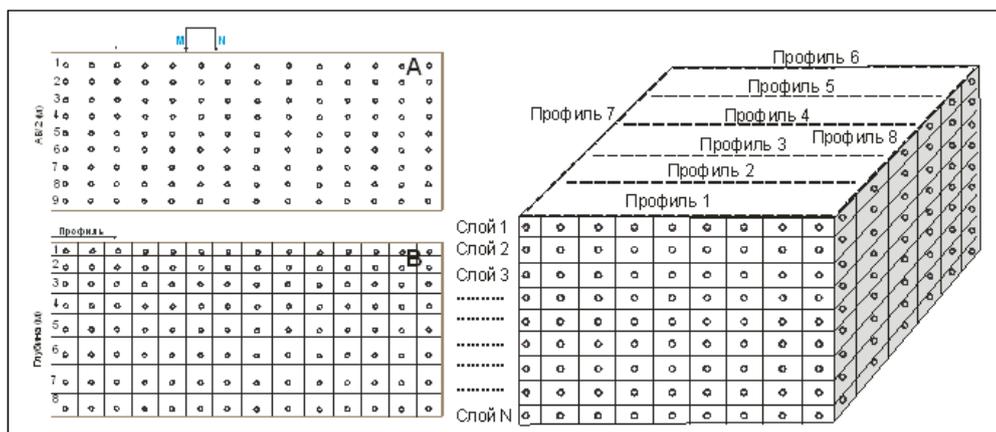


Рис. 5.6. Данные томографии в разрезе и в объеме

5.6. Интерпретация электроразведочных данных

Многообразие изучаемых полей, методик и модификаций электрических и электромагнитных методов изучения геологических сред позволяет использовать электроразведку на всех стадиях исследования, при решении широкого круга геологических, поисковых, инженерно-геологических, гидрогеологических и технических задач.

Наиболее важными особенностями электроразведки являются:

- многообразие методов, использующих разнообразные физические поля, методы и методики возбуждения и регистрации полей;
- возможность использования комплекса методов или методик, направленных на решение частных задач – внутриметодное комплексирование;

- возможность изучения и вертикальных и горизонтальных геоэлектрических особенностей разреза.

Особо следует подчеркнуть важность опытно-методических исследований, предваряющих производство электроразведочных измерений.

Задачей опытно-методических работ является опробование разных способов возбуждения и регистрации полей, вариантов заземления, геометрических параметров установок и экспериментальный (чаще всего, на базе опыта аналогичных изысканий и анализа результатов эксперимента) выбор вариантов, наиболее информативных для решения поставленной задачи.

Именно от правильности выбора метода и параметров электроразведочных установок зависит успех интерпретации: надежность и детальность решений в каждой конкретной ситуации.

Прямая и обратная задача электроразведки

Прямая задача электроразведки – определение параметров электрических и электромагнитных полей заданного геоэлектрического разреза.

Реальные геоэлектрические объекты аппроксимируются телами простой геометрической формы. Сложность решения прямых задач заключается в выборе моделей, близких к реальным, позволяющим получить хотя бы приближенное решение для электрических и электромагнитных компонент поля.

Раньше основным способом решения прямых задач для относительно сложных разрезов было физическое моделирование на объемных или плоскостных моделях. В бак с водой или песком, погружалась модель неоднородности с нужными электрическими свойствами. Измерения изучаемых компонент поля проводилось мини-установкой.

Сейчас – математическое моделирование, реализованное в прикладных программах.

Наиболее простые геоэлектрические модели сред, описывающие основные, принципиально отличные геологические ситуации:

- однородное изотропное по электромагнитным свойствам пространство - однородный геологический массив;
- анизотропное пространство или полупространство со свойствами, отличающимися по двум направлениям (например, вдоль и вкrest слоистости) – модель слоистого геологического разреза;
- одномерные неоднородные среды, свойства меняются в одном направлении – вертикальные контакты двух сред, совокупность вертикальных пластов или горизонтально слоистая среда с разными электромагнитными свойствами слоев;
- двухмерные неоднородные среды, электромагнитные свойства которых меняются в двух направлениях – дайки, линейные зоны скарирования и др.

- трехмерные неоднородные среды, свойства пород меняются по трем направлениям – локальные рудные тела изометрической формы, интрузивные массивы (шар в однородном полупространстве).

Обратная задача электроразведки – определение параметров геоэлектрического разреза по наблюдаемым значениям напряженности электрического или электромагнитного поля или кривым кажущихся сопротивлений – неоднозначна.

Принцип эквивалентности в электроразведке отражает взаимозависимость ряда параметров, при которой раздельное их определение затруднено на физическом уровне. Например, раздельное определение мощности (h_i) и удельных электрических сопротивлений (ρ_i) тонких слоев, горизонтально слоистого разреза невозможно. Более однозначно определяются продольные проводимости (отношение h_i/ρ_i), либо поперечные сопротивления (произведение $h_i \cdot \rho_i$). Суть в том, что на поле влияет именно h_i/ρ_i или $h_i \cdot \rho_i$, а не параметры h_i и ρ_i раздельно.

Решение обратной задачи в большинстве случаев сводится к подбору – сравнению полевых графиков и теоретических кривых, полученных решением прямых задач. Используются палетки, альбомы типичных кривых или прикладные программы.

В матрице взаимосвязей данных и процедур при интерпретации данных электроразведки (рис. 5.7) существенно возрастает этап опытно-методических работ. Этот этап не упоминался в графах интерпретации ни в гравиразведке, ни в магниторазведке.

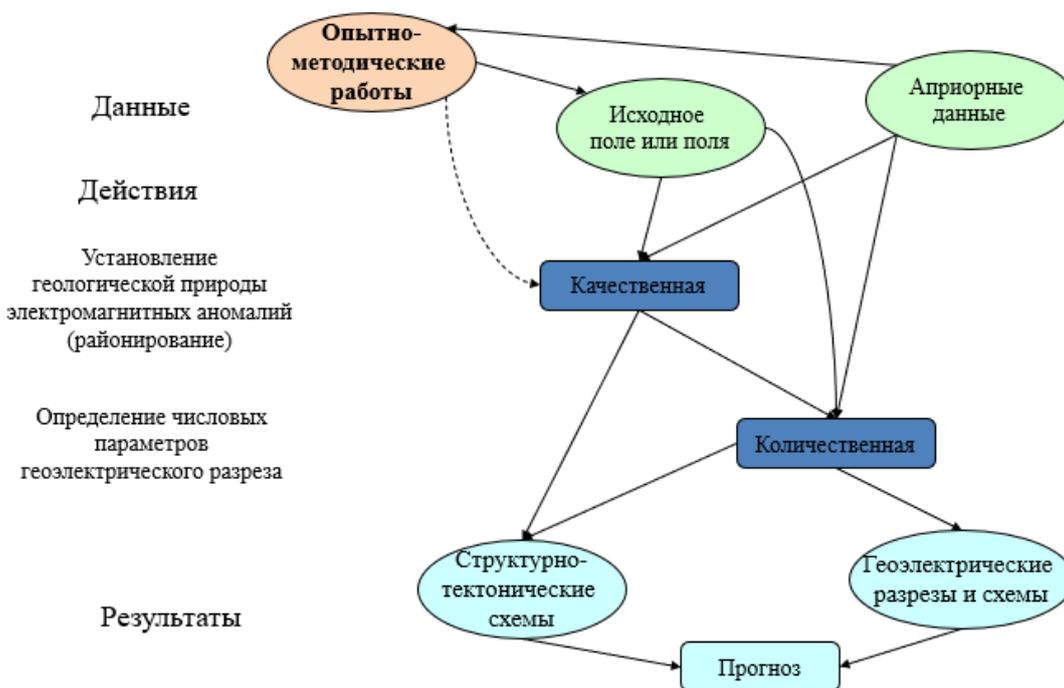


Рис. 5.7. Матрица взаимосвязей данных и процедур при интерпретации электроразведочных данных (граф интерпретации)

5.7. Геологическое истолкование электроразведочных данных. Возможности электроразведки

Электроразведка с той или иной эффективностью применяется для решения практически всех задач, при которых используются геофизические методы.

- С помощью естественных переменных полей солнечно-космического происхождения разведываются глубины до 500 км, ведется изучение таких геосфер, как осадочная толща, кристаллические породы, земная кора, верхняя мантия.
- Электромагнитные зондирования используются при глубинных и структурных исследованиях, поисках нефти и газа.
- Электромагнитные профилирования применяются при картировочно-поисковых съемках, поисках рудных и нерудных полезных ископаемых.
- Объемные методы применяются при разведке месторождений.
- Малоглубинные электромагнитные зондирования и профилирования используются при инженерных и экологических исследованиях.

Классификация методов по решаемым задачам:

- геоэлектрика ... вся Земля;
- нефтегазовая электроразведка ... до 10-20 км;
- геотермальная электроразведка ... до 2-3 км;
- рудная электроразведка ... до 1 км;
- угольная электроразведка... до 1 км;
- малоглубинная электроразведка... до 200 м.

Широту спектра задач, которые решает электроразведка можно показать на примере возможностей малоглубинных методов Марченко МН., Модин И.Н., «Вертикальное электрическое зондирование», Учебное пособие для студентов обучающихся по направлению «Геология», Москва, 2013 29 с.):

- Инженерно-геологическая геофизика (инженерно-геологические задачи под проектирование при строительстве);
- Гидрогеологическая геофизика (разведка подземных вод);
- Мерзлотная геофизика (изучение многолетнемерзлых пород: талики, островная мерзлота);
- Экологическая геофизика (нефтяные и химические загрязнения, свалки ТБО, хвостохранилища);
- Археологическая геофизика (поиски городищ, поселений, захоронений, фортификационных сооружений);
- Техническая геофизика (обследование трубопроводов, подземных коммуникаций);
- Криминалистическая геофизика (поиски захоронений, объектов);
- Военная геофизика (поиски UXO);

- Биолого-почвенная геофизика (исследование искусственных и естественных полей растений и почв).

Применение метода ВП для поиска месторождений углеводородов

Пример ниже приведен по результатам работ компании ООО «Северо-Запад». На рисунке 5.8 показана карта поляризуемости, на которой красным выделена зона повышенной кажущейся поляризуемости по результатам работ в скважинах, в которых обнаружены притоки нефти.

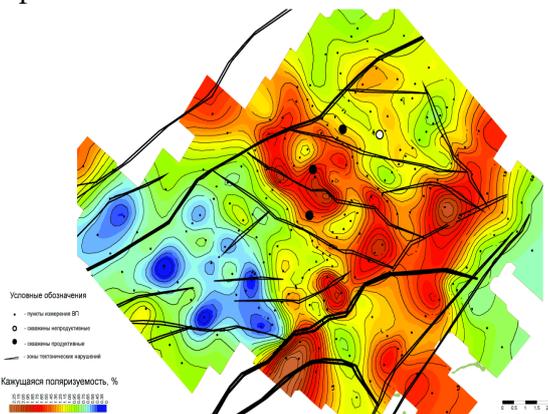


Рис. 5.8. Области повышенных значений поляризуемости связаны с зонами вторичных изменений над залежью углеводородов. Скважины, пробуренные в пределах аномалий, дали приток нефти

Поиск медно-никелевых месторождений

Рассмотрим пример поиска медно-никелевых месторождений. Задача: изучение глубоко погребенного интрузивного тела, с которым связано промышленное сульфидное рудопроявление на севере Красноярского края.

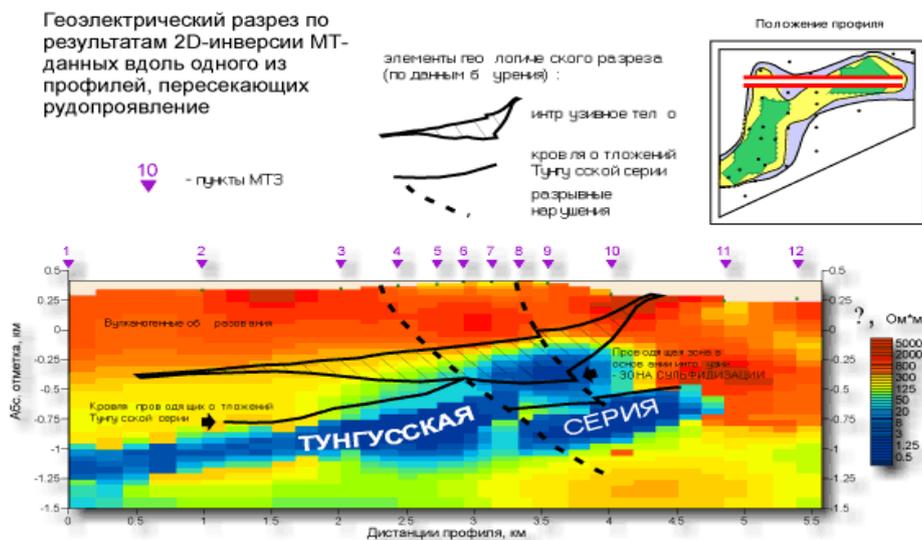


Рис. 5.9. Геоэлектрический разрез по результатам 2D-инверсии МТ-данных вдоль одно из профилей, пересекающих рудопроявление

Площадные работы методом МТЗ позволили выделить зоны повышенной электропроводности в основании интрузива на глубинах до 1 км. По результатам интерпретации данных МТЗ построена геоэлектрическая модель (рис. 5.9) исследуемого участка; выявлен ряд перспективных зон. Даны рекомендации по разведочному бурению.

Электроразведка при решении гидрогеологических задач (поиск трещинно-карстовых вод)

Со дня основания посёлка Андреевский (Брединский район Челябинской области) при освоении целинных земель 50 лет назад, здесь всегда остро стояла проблема с питьевой водой. Вокруг посёлка было пробурено 30 поисковых скважин. Но в достаточном объёме питьевую воду найти не удавалось.

Для решения поставленной задачи был применен метод ВЭЗ, по результатам которого были построены геоэлектрические разрезы (рис. 5.10). На геоэлектрическом разрезе зоны высоких сопротивлений показаны красным цветом, а проводящие зоны – синим цветом.

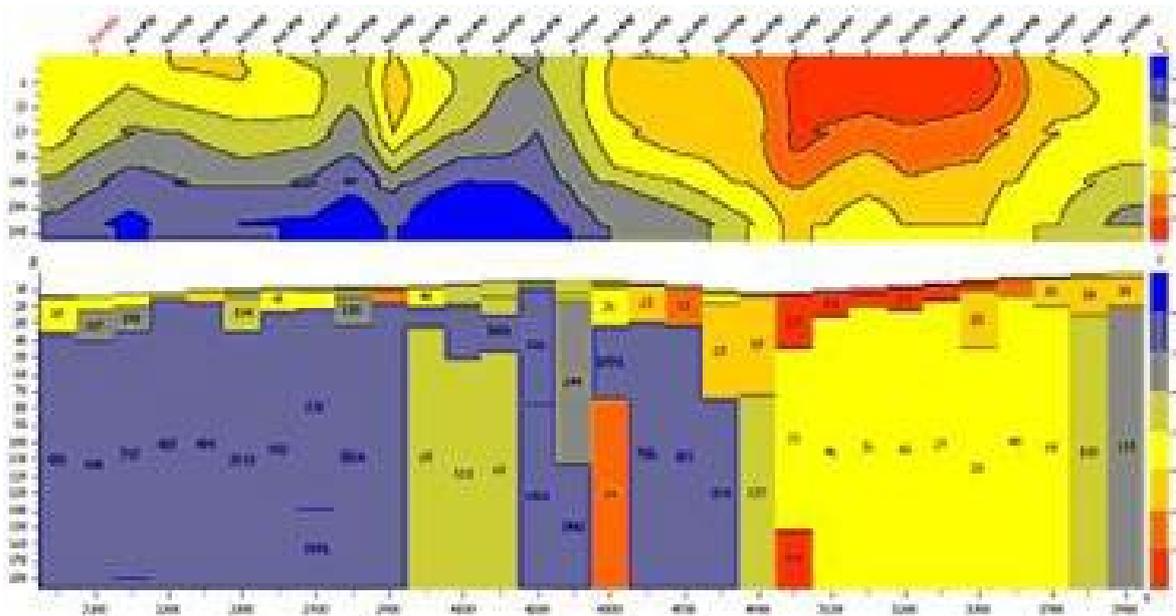


Рис. 5.10. Фрагмент карты изоом и геоэлектрического разреза вдоль профиля, пересекающего контакт восточной части гранитного массива с карбонатно-сланцевой толщей

Комплексные геофизические поисковые исследования Рудное поле в Забайкалье

Месторождение связано со скарнами, обрамляющими интрузивный массив, внедрившийся в осадочные породы. Руда прожилково-вкрапленного типа, что не позволяло ожидать существенных аномалий электропроводности. Тем не менее, они оказались ярко выраженными.

На исследуемой площади есть как магнитные (в магнетитовых скарнах), так и немагнитные, хорошо поляризующиеся сульфидные руды. Выполнены

электроразведочные (АМТЗ, ВП) и магниторазведочные работы (рис. 5.11), позволили по ряду комплексных признаков локализовать зоны разнотипного оруденения. Проведено бурение по детальной сети скважин; выявлены крупные запасы железа, золота и меди.

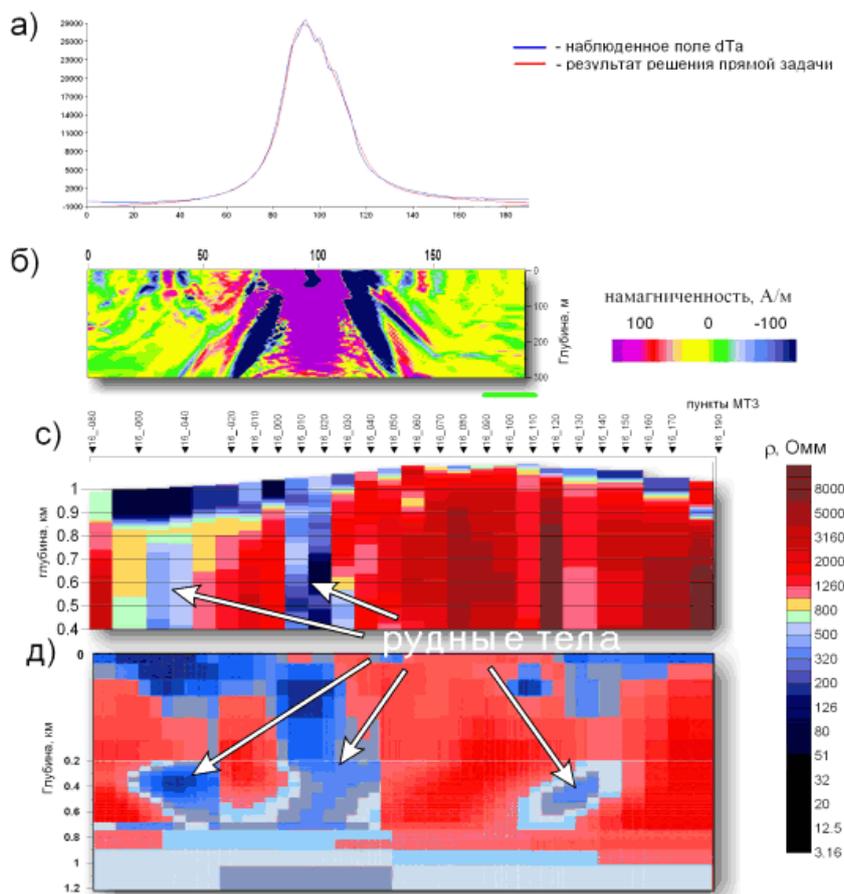


Рис. 5.11. Сопоставление результатов интерпретации данных магниторазведки и АМТЗ по одному из профилей а) двумерный подбор аномального магнитного поля по программе ТМ2D; б) решение обратной 3D задачи магниторазведки посредством аналитического продолжения поля в нижнее полупространство; в) одномерная инверсия эффективных кривых АМТЗ с площадной регуляризацией данных

Электроразведочные работы при изучении карстово-суффозионных полостей в коре выветривания известняков

Рассмотрим еще один пример: инженерно-геологические изыскания проведены с целью локализации карстово-суффозионных полостей на территории домостроительного комбината в пригороде г. Коломна. На территории расположен комбинат на первой надпойменной террасе Оки.

График менее глубокого проникновения тока (рис. 5.12) обозначен пунктирной линией. Особенно ярко на большем разnose проявлены зоны с карстово-

суффозионными изменениями. На этом участке можно предположить расположение нескольких таких зон.

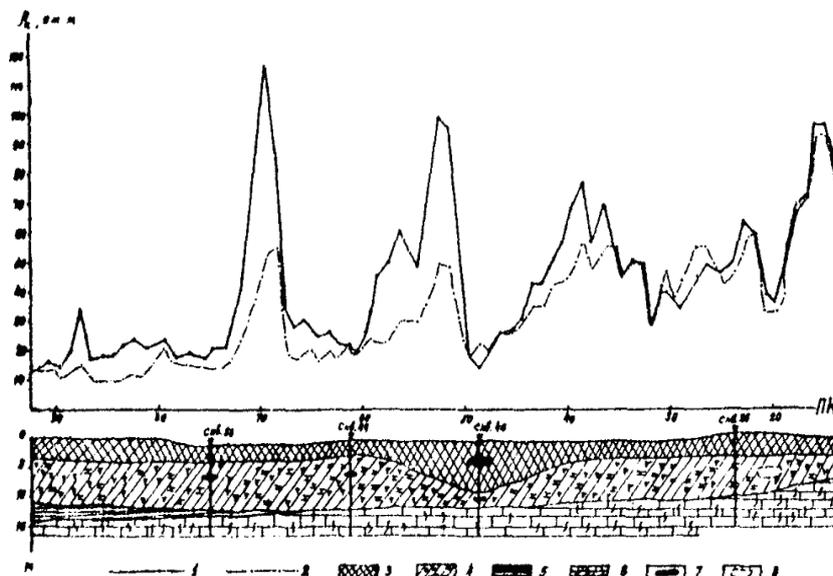


Рис. 5.12. Типичный график ρ_k и схематический геологический разрез: 1 - график ρ_k для линии $AB = 50$ м; 2 - график ρ_k для линии $AB = 30$ м; 3 - насыпной грунт; 4 - дресва известняка (отвал); 5 - глина; 6 - кавернозный известняк; 7 - заполненная полость; 8 - предполагаемая полость

Контрольные вопросы

1. Сформулируйте определение – что представляет собой метод электроразведки.
2. Какой этап истории развития метода показался вам самым интересным?
3. Какие поля используются методами электроразведки?
4. Какие поля называются магнитотеллурическими?
5. Какова природа вызванных электрических потенциалов?
6. Какие искусственные электрические поля используются в электроразведке?
7. В чем специфика индукционных методов?
8. В чем особенности методов электрического и электромагнитного профилирования?
9. Что такое электрические и электромагнитные зондирования?
10. В чем особенности и преимущества метода электротомографии?
11. Перечислите электромагнитные свойства горных пород.
12. Что такое прямая задача электроразведки?
13. Что такое обратная задача электроразведки?
14. Назовите основные особенности использования электроразведки для решения геологических и прикладных задач.
15. Каковы задачи опытно-методических работ и их значение?
16. В чем характерные отличия алгоритма использования и интерпретации данных электроразведки от алгоритмов интерпретации грави- и магниторазведки?

-
17. Какие задачи регионального геологического изучения решаются с помощью методов электроразведки?
 18. Какие методы электроразведки используются при решении задач среднемасштабного геологического картирования?
 19. Перечислите основные особенности применения электроразведки при поисках и разведке полезных ископаемых.
 20. Для решения каких задач используются детальные электроразведочные измерения?

Лекция 6. Геологическая интерпретация сейсмических данных.

Часть 1

6.1. Введение

Сейсмостратиграфия по выражению Р.Е. Шериффа:

«... чем является стратиграфическая интерпретация сейсмических данных – искусством или наукой? Сегодня это скорее искусство – выделение на разрезах характерных комбинаций отражений и их интерпретация с помощью изрядной доли воображения. Однако это искусство, не терпящее вольностей, не выходящее за рамки, определяемые фундаментальными положениями. Успешное решение стратиграфических задач путем интерпретации данных сейсморазведки зависит от правильного сочетания трех элементов: знания физических законов, опыта и воображения».

Модель

В процессе сейсмической интерпретации проводится построение модели среды.

По выражению академика Якова Френкеля: «Модель – это хорошая карикатура процесса». Задача специалиста-интерпретатора построить такую «карикатуру», чтобы она была как можно более близка к реальности.

На рисунке 6.1 представлен пример структурной интерпретации кровли резервуара месторождения А по сейсмическим данным. В ходе проведения работ использовались материалы 2D и 3D съемок. Три примера отличаются друг от друга, т.е. при построении модели геофизики-интерпретаторы не смотря на то, что в основании одинаковые данные, имеют разные взгляды на модель.

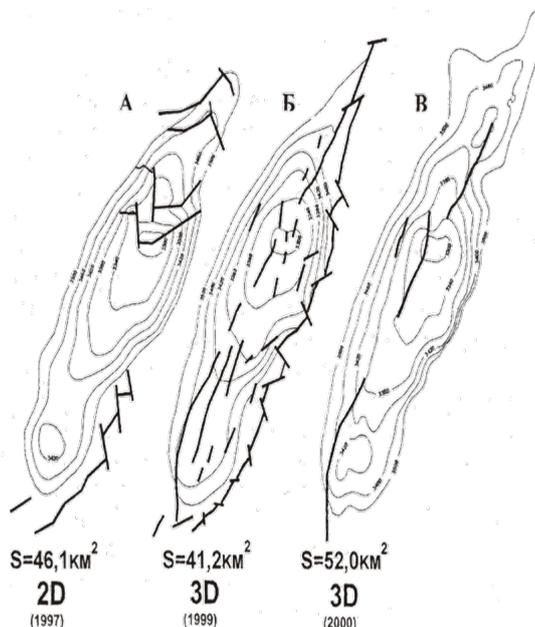


Рис. 6.1. Примеры структурной интерпретации кровли резервуара месторождения А по сейсмическим данным

6.2. Характеристики сейсмической записи

В вопросе характеристик сейсмической записи будут освещены понятия:

- формы импульса;
- искажения рельефа границ;
- дифракции;
- «Скоростного эффекта»;
- разрешающей способности по вертикали и в плане;
- волн-помех;
- методов НСП и МОГТ.

Форма импульса при электроискровом возбуждении упругих волн

Электроискровой источник – спаркер.

На рисунке 6.2 показан экспериментальный импульс при электроискровом разряде в воде (снимок сделан с экрана осциллографа).

Рассмотрим схему формирования отраженного импульса (рис. 6.3). В первом случае волна проходит от источника к приемнику отражаясь от дна, тогда на сейсмограмме будет наблюдаться импульс I. Во втором случае волна спутник: волна выходит из источника, отражается от границы вода / воздух, далее идет до границы дна и затем приходит на приемник. В этом случае импульс II будет приходиться с задержкой на приемник. Важно, что так как граница вода/воздух является контрастной, коэффициент отражения изменяется на обратный, поэтому и импульс развернут в обратную сторону.

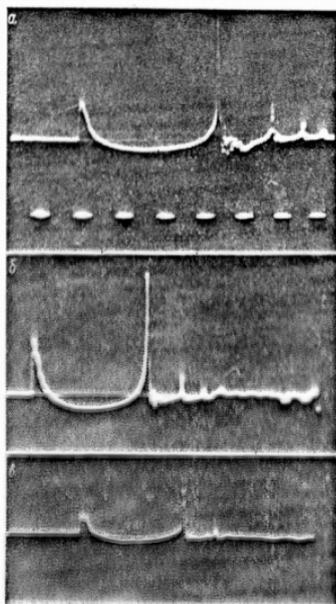


Рис. 6.2. Экспериментальный импульс при электроискровом разряде в воде (снимок сделан с экрана осциллографа)

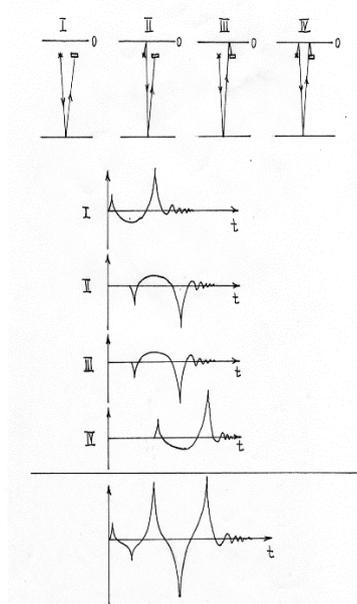


Рис. 6.3. А – схема формирования Отраженного импульса при согласованном источнике и приемнике

В третьем случае волна вышла из источника и отразилась от дна, дошла до границы вода/воздух и пришла на приемник. В этом случае изменяется коэффициент отражения на границе вода/воздух – приходит обратный импульс с задержкой.

В четвертом случае волна дошла до границы вода/воздух (изменила полярность), далее дошла до границы дна, отразилась, дошла второй раз до границы вода/воздух (изменила полярность второй раз) и пришла на приемник. В этом случае имеем сложный комплексный импульс.

Параметры информационного сигнала

В ходе проведения работ измеряется:

t_i – время прихода отраженного сигнала;

A – амплитуда отраженного сигнала;

T – видимый период сигнала, соответствующий $1/f$, где f – центральная частота спектра сигнала.

Сейсмограммы состоят из набора трасс. Их можно представлять по-разному (рис. 6.4):

- отражательная способность;
- метод отклонений;
- метод переменной площади;
- метод переменной плотности;
- метод переменной площади/отклонений (темная – положительная фаза, белая – отрицательная фаза).

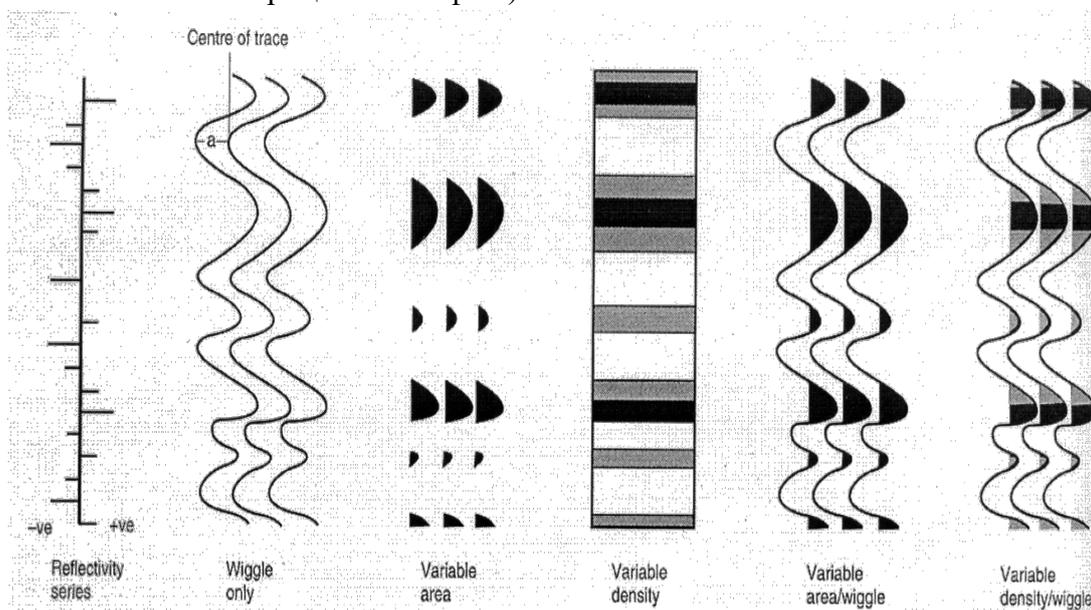


Рис. 6.4. Примеры различных видов представления сейсмических трасс

Ось синфазности – линия, соединяющая характерные особенности (экстремумы) одной и той же волны на разных трассах.

Важным параметром в сейсморазведке является коэффициент отражения.

Основной параметр, по которому можно получить отражение в среде, это акустическая жесткость:

$$\rho v,$$

где ρ – плотность, v – скорость.

При контрасте акустических жесткостей волна отражается от границы.

$\frac{\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2}$ – отражающая граница.

Коэффициент отражения:

$$K_{\text{отр}} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1}.$$

В случае, если $\rho_2 v_2 < \rho_1 v_1$, тогда коэффициент отражения будет отрицательным, если $\rho_1 v_1 < \rho_2 v_2$, тогда коэффициент отражения будет положительным. Смена коэффициентов отражения может происходить, например, на участках с газонасыщенными осадками.

В таблице 6.1 приведены значения коэффициентов отражения при нормальном падении. Они весьма варьируются. Например, на границе вода/илистые глины в случае, когда дно мягкое и водонасыщенное, коэффициент отражения достаточно низкий. Большие коэффициенты отражения встречаются на очень контрастных границах, например, на границе вода/воздух.

Таблица 6.1. Значения коэффициентов отражения при нормальном падении $R(0)$ (по Н.В. Шалаевой, А.В. Старовойтову, 2010)

Граница	Первая среда		Вторая среда		R(0)
	v_1 (м/с),	ρ_1 (г/см ³)	v_2 (м/с),	ρ_2 (г/см ³)	
Вода – илистые глины («мягкое дно»)	1500	1.0	1500	1.4	0.17
Вода – песок («жесткое дно»)	1500	1.0	2000	2.0	0.45
Вода – газонасыщенные илы	1500	1.0	600	1.4	-0.28
Вода – воздух (свободная поверхность)	1500	1.0	330	0.001	-0.999
Среднезернистый песок на глинах	1800	1.9	1600	1.6	-0.14
Газонасыщенный ил на тонкозернистом песке	600	1.4	1750	1.9	0.6
Песок на скальной породе	1800	1.9	3000	2.4	0.35
Илистая глина на илистом песке	1500	1.4	1600	1.8	0.16

Геометрические искажения формы границ на временных профилях

На временных профилях нередко встречаются искажения формы границ. Есть три типа искажений (рис. 6.5):

- дифракция от точечного рефлектора;
- смещение по глубине и по латерали наклонной границы;

с) «усы» дифракции от вогнутой границы.

Сплошные линии показывают действительный путь лучей, пунктирные и точечные соответствуют положению трасс на профиле. Толстые серые линии соответствуют искаженному положению отражающих границ на профилях.

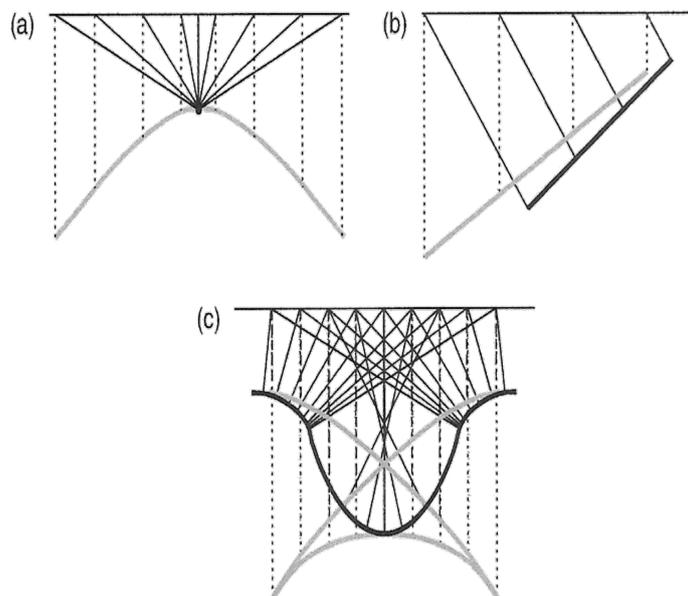


Рис. 6.5. Геометрические искажения формы границ на временных профилях

Дифрагированная волна возникает от объекта, который сопоставим с длиной волны. В результате на сейсмограмме появляются явления дифракции, т.н. «усы».

Если изучается разрез с наклонными границами, на сейсмограммах границы смещаются по восстанию.

В случае более сложных границ могут наблюдаться такие искажения, как «ласточкин хвост».

Методы сейсморазведки

В сейсморазведке используются различные методы, которые отличаются по частотному составу. На рисунке 6.6 показана сейсмограмма, полученная в результате съемки электроспаркером. Параллельно были проведены измерения рельефа дна с помощью эхолота. Эхолот обладает более высокими частотами, поэтому видно, что рельеф дна отражается более четко. При этом небольшой объект, существующий в рельефе дна, на сейсмограммах отражается как дифрагированная волна. Аналогично в левом краю сейсмограммы наблюдается дифрагированная волна, образованная от уступа в рельефе.

В случае, когда в разрезе присутствуют газонасыщенные осадки, скорости упругих волн значительно ниже. Здесь границы, которые в реальных средах имеют горизонтальный характер, прогибаются под газонасыщенными осадками (рис. 6.7). Это

происходит, так как скорость в среде резко падает, а время прихода волны до той же границы увеличивается.

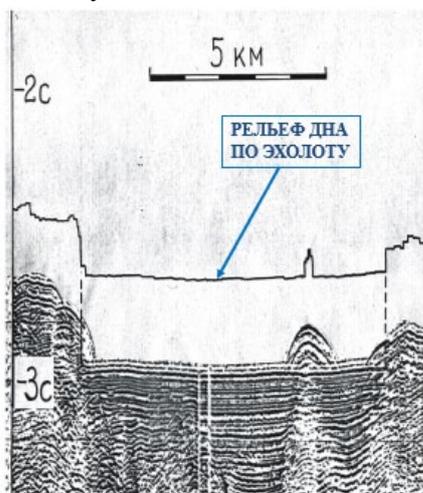


Рис. 6.6. Сопоставление рельефа поверхности дна, полученного с помощью метода одноканального профилирования (источник «спаркер») и узколучевого эхолота (Центрально-американский желоб, глубина около 2,1 км)

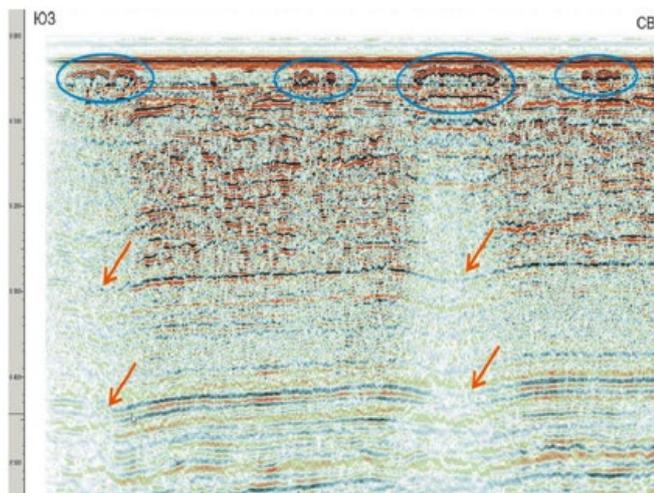


Рис. 6.7. Газовые аномалии в верхней части разреза (синие овалы) и эффект ложного прогибания осей синфазности под ними (красные стрелки)

Рассмотрим простую трехслойную модель: вода – толща 1 – толща 2 (рис. 6.8). Положение отражающей границы под толщей 2 при различных соотношениях скоростей продольных волн по латерали (v_x и v_b). 1-3 – положение подошвы толщи 2 на временном разрезе при различных соотношениях скоростей в толще 2 и в воде:

1. $v_x = v_b$ (наблюдаем горизонтальную границу);
2. $v_x > v_b$ (наблюдается скоростной эффект, выгибание границы вверх);
3. $v_x < v_b$ (прогибание границы вниз).

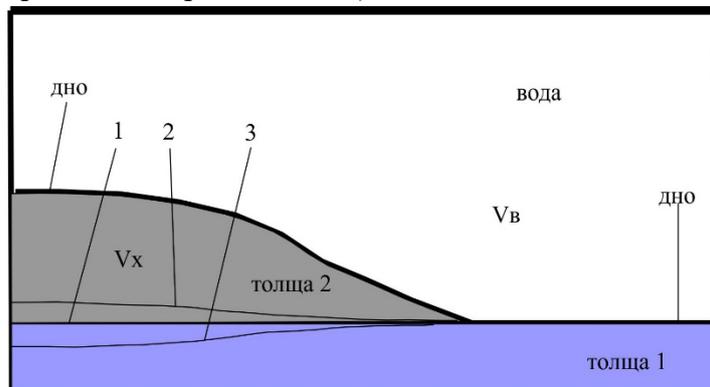


Рис. 6.8. Скоростные эффекты

Разрешающая способность

Существует два типа разрушающей способности:

А) *Вертикальная разрешающая способность* определяет то минимальное различие по вертикали между двумя объектами, при котором можно утверждать, что имеются не один, а два объекта.

Теоретически вертикальная разрешающая способность составляет $\frac{1}{4} - \frac{1}{2}$ длины волны. (Шерифф, Гелдарт, 1982)

Расчет вертикальной разрешающей способности проводится по формуле:

$$\lambda = v/F,$$

где λ – длина волны, v – скорость, F – частота

Б) *Горизонтальная разрешающая способность* определяет, насколько две структуры, относящиеся к одной поверхности раздела, должны быть разделены в пространстве, чтобы проявиться как отдельные морфологические образования.

Основной вклад в отраженный сигнал приходит от первой зоны Френеля:

$$R_1 = \sqrt{1/2 \lambda h_0},$$

где R_1 – радиус первой зоны Френеля, λ – длина волны h_0 – глубина.

Радиус этой зоны можно принять в качестве меры горизонтальной разрешенности.

Рассмотрим синтетические сейсмограммы отраженных волн, которые иллюстрируют вертикальную отражающую способность (рис. 6.9): вверху показана модель выклинивающегося слоя, снизу показана сейсмограмма. В первом случае скорости в средах разные $v_3 > v_2 > v_1$: на сейсмограмме наблюдается вторая отраженная волна. В случае, если $v_3 = v_1 \neq v_2$, тогда в левой части нет контраста по акустическим жесткостям – границу не будет видно.

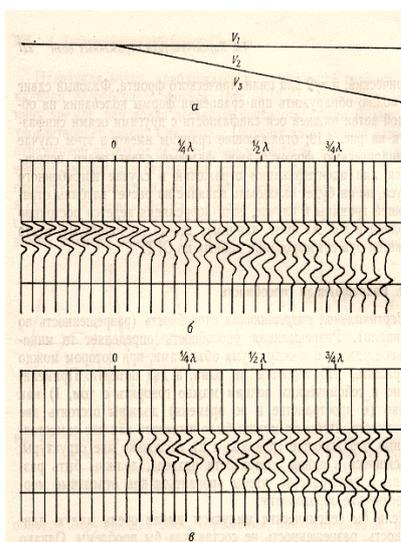


Рис. 6.9. А – модель выклинивающегося слоя; Б

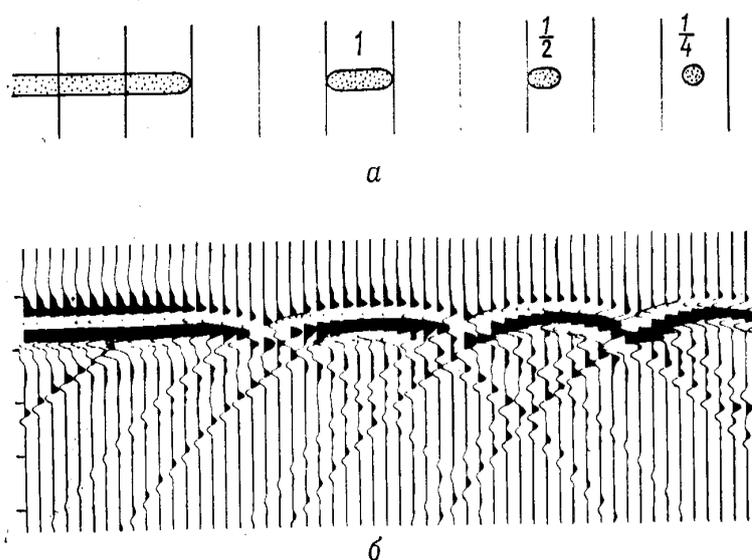


Рис. 6.10. Отражение от тонкого пласта ограниченной протяженности. Протяженность

– отражение от слоя при $v_3 > v_2 > v_1$ (указана толщина слоя в долях преобладающей длины волны); В – отражение от тонкого клина, заключенного в однородной среде $v_3 = v_1 \neq v_2$

выражена в долях ширины зоны Френеля. А – разрез модели, расстояние между вертикальными прямыми равно диаметру первой зоны Френеля; Б – сейсмический разрез

Если отражающая граница имеет различную протяженность (рис. 6.10): в зависимости от зоны Френеля можно увидеть:

- протяженный отражающий горизонт (первый случай), а на краю площадки видна дифрагированная волна;
- если зона Френеля сопоставима, тогда виден небольшой участок границы и по бокам точки дифракции;
- если зона Френеля равна $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{4}$ зоны Френеля видна просто дифрагированная волна.

В случаях, когда длины волн сопоставимы с зонами Френеля, нельзя говорить о размерах объекта, который находится на некоторой глубине.

Непрерывное сейсмическое профилирование

При исследованиях методом НСП на сейсмограммах появляется большое количество волн помех, которые связаны с переотражением волн в среде.

Типы волн на данных НСП (рис. 6.11):

1) Прямая волна – волна, которая напрямую проходит от источника к приемнику.

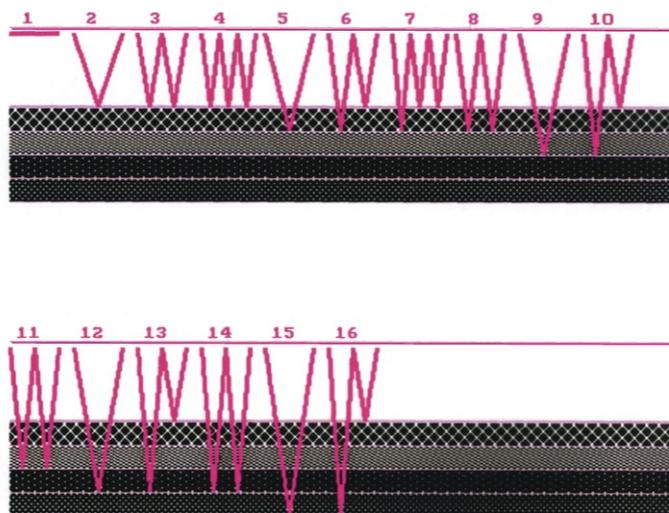


Рис. 6.11. 1 – прямая волна; 2, 5, 9, 12, 15 – однократные волны; 3, 8, 11, 14 – двукратные волны; 6, 7, 10, 13, 16 – неполнократные в водном слое волны, 4 – трехкратная волна

2) Отраженная волна – полезный сигнал.

3) Волны помехи:

- кратные волны в воде (могут появляться и в случае жесткой границы под дном);
- неполнократные волны.

На рисунках 6.12, 6.13 показаны волны-помехи на сейсмограммах.

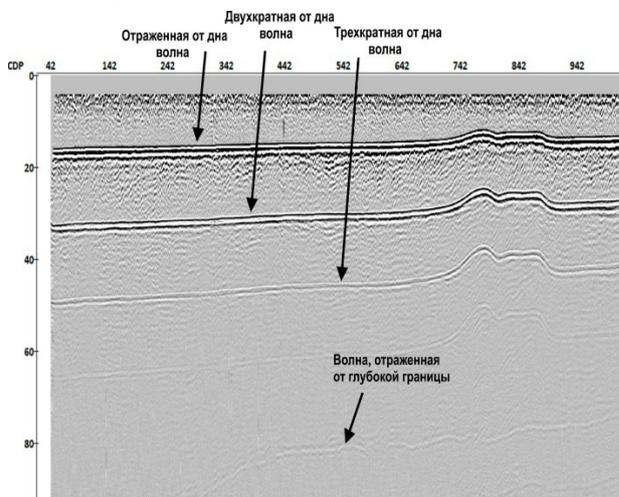


Рис. 6.12. Волны-помехи на сейсмоакустических данных

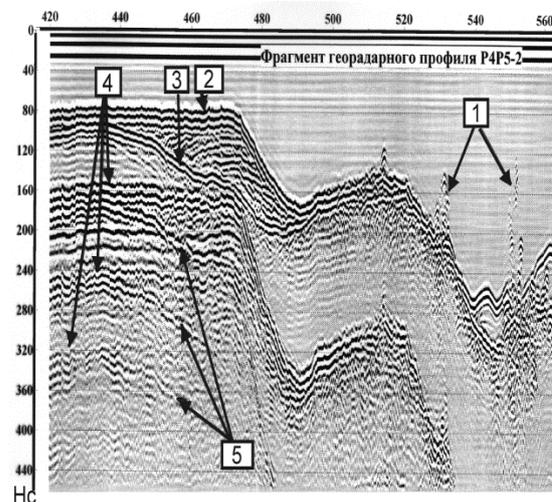


Рис. 6.13. Георадиолокационный профиль на реке. 1 – боковые отражения; 2 – дно; 3 – оси синфазности отраженной от кровли коренных пород волны; 4 – 2, 3 и 4 кратные волны от дна; 5 – оси синфазности неполнократных в водном слое отражений от кровли коренных пород. При горизонтальном дне неполнократные в водном слое (5) имеют ту же форму, что и реальная граница (3)

В методе непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП, НСАП, метод t_0) используются продольные волны. источник и приемник физически совмещены.

Плюсы метода НСП:

- легкость постановки НСП;
- высокая производительность;
- наглядная форма получаемых данных;
- высокая детальность исследований и высокая разрешающая способность по вертикали.

Минусы метода НСП:

- метод НСП – одноканальный, нет возможности определить скорость распространения волн, т.е. перейти от временного к глубинному разрезу;
- ограничение по глубине – при благоприятных сейсмогеологических условиях максимальная глубинность достигает нескольких сотен метров (редко больше) от поверхности дна;
- сильный фон кратных и неполнократных волн-помех, при работах на мелководье иногда полностью «закрывающих» полезные отражения.

Метод общей глубинной точки (МОГТ)

Для того, чтобы избавиться от нерегулярных шумов, от кратных волн помех был разработан метод общей глубинной точки (рис. 6.14).

В простом случае имеем один источник и много приемников, расположенных в пространстве.

При горизонтальной границе при одном возбуждении волн имеем одну точку отражения. Разные волны к разным приемникам прошли разное расстояние. Волны пробежали в одной среде, тогда имея разные расстояния и разные времена пробега можно измерить скорость.

При наклонной границе геометрически одной общей глубинной точки не существует, а есть некоторая отражательная площадка.

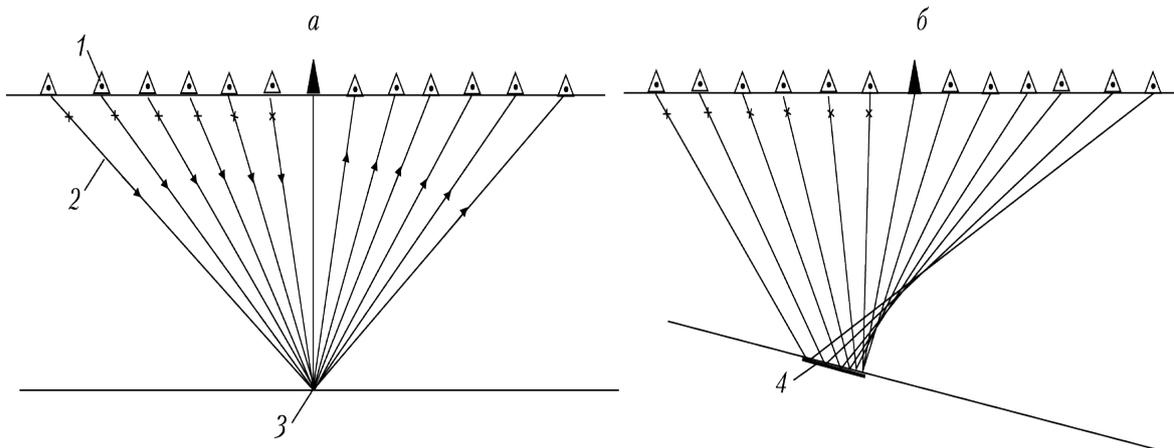


Рис. 6.14. Профилирование отраженными волнами с использованием метода ОГТ, А) ряд лучей, идущих от различных пунктов взрыва до пунктов приема и имеющих одну общую точку на горизонтальной отражающей границе; Б) общая глубинная точка отсутствует в случае наклонной границы

В на рисунке 6.15 показана простая схема наблюдений по методу общей глубинной точки, которая обеспечивает перекрытие волн, в одних и тех же точках получают разные пробеги волн в среде. Например, источник находился в точке x_1 . Тогда в точках 5 и 6 найдутся волны, которые дойдут до точек по нарисованным расстояниям. Далее приемник был перемещен в точку x_2 и имеем другой набор волн, который придет до этих отражающих точек и т.д. Разный набор волн, пробегающих в

одной среде, за разное время дает возможность рассчитать скорости пробега волны в среде.

Совокупность вступлений отраженной волны на подборке трасс ОГТ исправляется за нормальный кинематический сдвиг с использованием некоторого диапазона значений скорости (рис. 6.16). Для суммирования по ОГТ принимается то значение скорости, которое дает пик энергии суммируемых сигналов, т.е. скорость, наиболее эффективно устраняющая нормальный кинематический сдвиг. В приведенном случае скоростью $v_{\text{ОГТ}}$ служит v_2 .

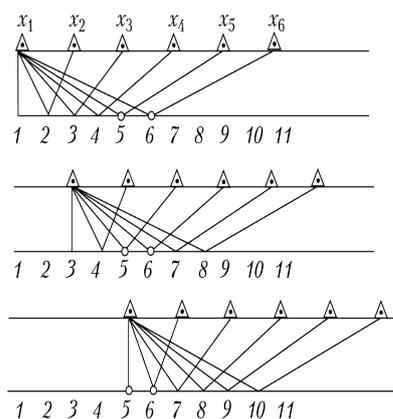


Рис. 6.15. Схема полевых наблюдений МОГТ, обеспечивающая перекрытие по ОГТ

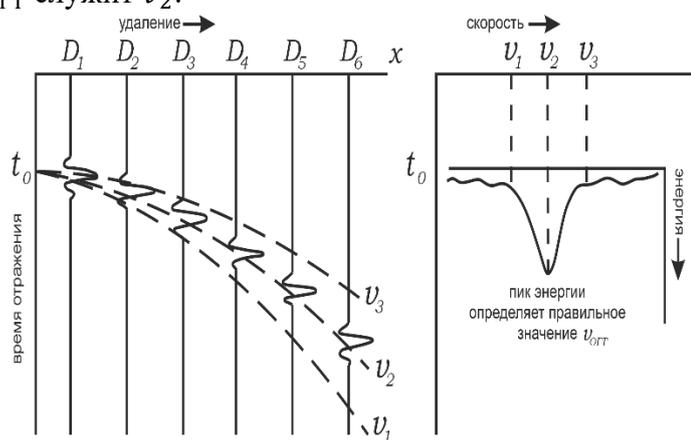


Рис. 6.16. Кинематический сдвиг

Рассмотрим процесс обработки:

- на первом этапе имеем полевую сейсмограмму, на трассах присутствуют шумы;
- вводятся кинематические поправки;
- суммирование.

Таким образом, происходит избавление от нерегулярного шума в методе ОГТю
 Основные отличия метода ОГТ (МОГТ) от одноканального метода сейсмоакустического профилирования (НСП):

1. Подавление кратных и неполнократных волн – помех;
2. Возможность определения скоростей распространения продольных волн, т.е. возможность перехода от временных разрезов к глубинным;
3. Значительно большая глубинность исследований (несколько километров, иногда более 10 км).

6.3. Факторы, влияющие на скорость

Факторы, влияющие на скорость:

1. Влияние литологии;
2. Влияние плотности;

3. Влияние пористости;
4. Влияние глубины залегания и давления;
5. Влияние возраста, частоты и температуры;
6. Влияние порового флюида.

Типичные примеры скоростей представлены в таблице 6.2. Наиболее высокоскоростными породами являются магматические и метаморфические породы.

Пластовые флюиды при заполнении пор породы оказывают сильное влияние на среднюю скорость в пласте.

Таблица 6.2. Скорости продольных волн (км\сек)

НЕУПЛОТНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		ИЗВЕРЖЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ	
Песок (сухой)	0,2-1,0	Гранит	5,5-6,0
Песок (водонасыщенный)	1,5-2,0	Габбро	6,5-7,0
Валунная глина (водонасыщенная)	1,5-2,5	Ультрамафические породы	7,5-8,5
Вечномерзлый грунт	3,5-4,0	Серпентинит	5,5-6,5
ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ		ПЛАСТОВЫЕ ФЛЮИДЫ	
Песчаники	2,0-6,0	Воздух	0,3
Кварцит	5,0-5,5	Вода	1,4-1,5
Известняки	2,0-6,0	Лед	3,4
мел	2,0-2,5	Нефть	1,3-1,4
Доломиты	2,5-6,5	ДРУГИЕ МАТЕРИАЛЫ	
Соль	4,5-5,0	Бетон	3,6
Ангидрит	4,5-6,5	Сталь	6,1
Гипс	2,0-3,5		

6.4. Выделение сейсмических комплексов

После удаления волн помех начинается процесс интерпретации, который разделен на несколько этапов.

1 этап. Выделение сейсмических комплексов (секвенций)

В основе расчленения геологического разреза по сейсмическим данным лежит понятие осадочного (седиментационного) комплекса (ССК или СК).

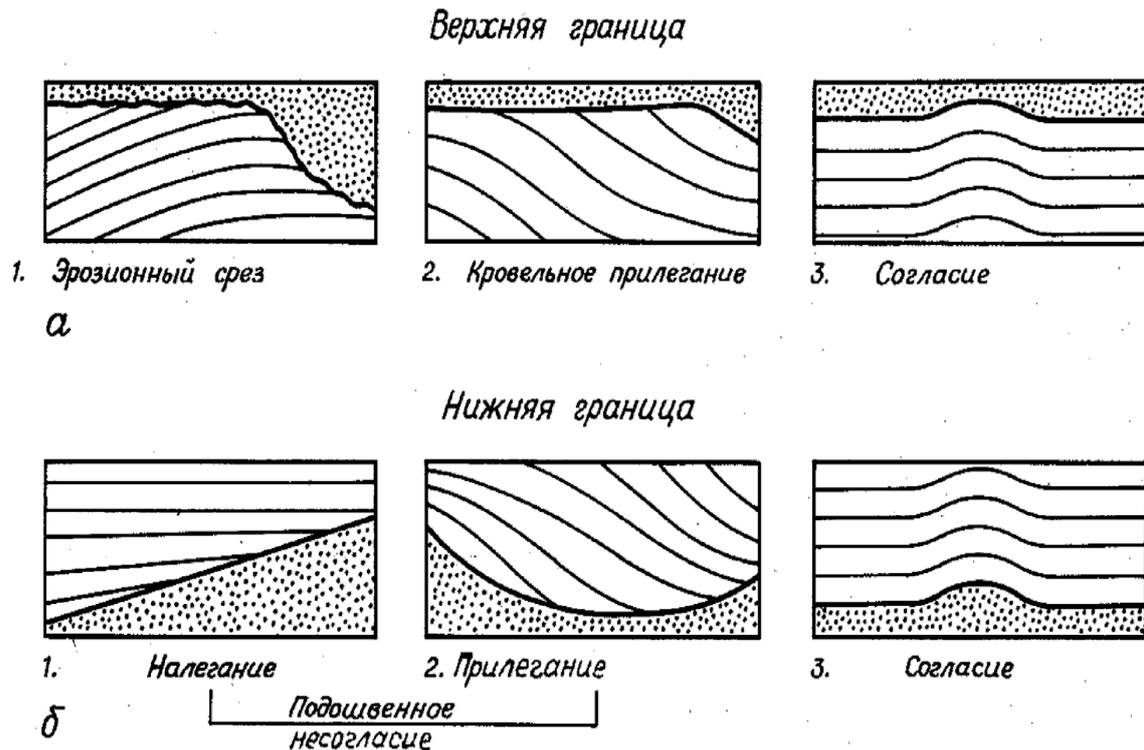


Рис. 6.18. Виды залегания слоев по отношению к границам осадочного комплекса

2 этап. Выделение сейсмических фаций по конфигурации отражений

На втором этапе интерпретации сейсморазведочных данных внутри комплекса выделяются сейсмические фации.

«Под сейсмофациальной единицей понимается трехмерное тело, образуемое группой отражений (двумерных поверхностей), которые характеризуются набором параметров, отличным от параметров соседних сейсмофациальных единиц». (Сейсмическая стратиграфия, т. 1, 1982)

Часто внутри комплекса сейсмофации выделяются как по латерали, так и по вертикали. В этом случае будет изменяться конфигурация отраженных волн, частотный состав записи и т.д.

В таблице 6.3 рассмотрим параметры сейсмических отражений, характеризующие сейсмические фации.

Таблица 6.3. Параметры сейсмических отражений, характеризующие сейсмические фации

ПАРАМЕТРЫ	ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ
Конфигурация отражений	Характер напластования, процессы осадконакопления, контакты флюидов.
Непрерывность отражений	Непрерывность пластов, процессы осадконакопления

Амплитуда отражений	Соотношение значений скорости и плотности, расположение пластов относительно друг друга, тип насыщающего флюида.
Частота отраженной волны	Мощность пластов, тип флюида
Интервальная скорость	Литологический состав, тип насыщающего флюида
Геометрическая форма сейсмической фациальной единицы и ее расположение относительно других фациальных единиц	Региональная обстановка осадконакопления, источник осадочного материала, условия осадконакопления

Внутри фаций встречаются различные рисунки, которые образуются осями синфазности (рис. 6.19). Это могут быть параллельные, волнистые, субпараллельные, неяснослоистые и др.

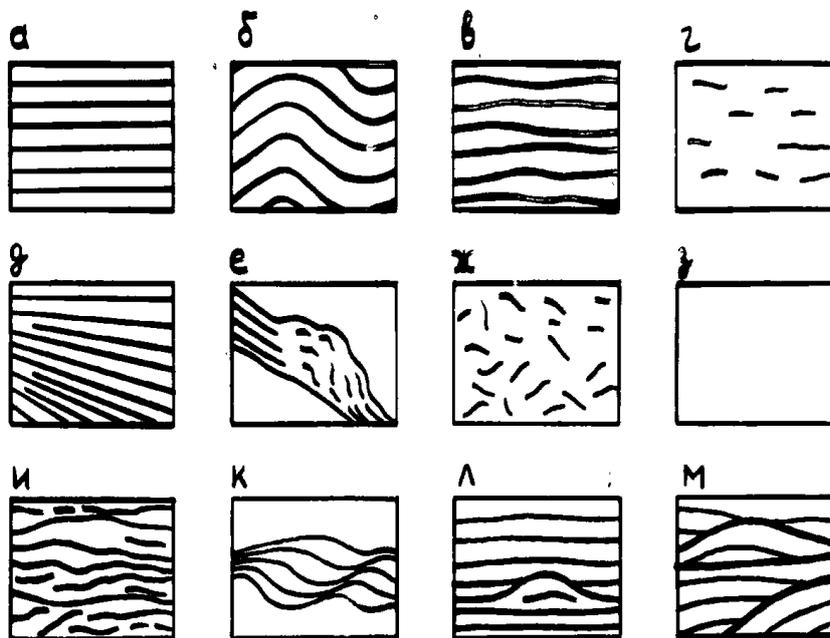


Рис. 6.19. Типы рисунков, образуемых осями синфазности на сейсмических разрезах.
 а – параллельные; б – волнистые; в – субпараллельные; г - неяснослоистые; д –
 расходящиеся; е – хаотические с признаками первоначальной слоистости; ж –
 хаотические; з – зона отсутствия отражений (акустически «прозрачный» тип); и
 – бугристые; к – тип «бегущей» волны; л – холмообразные; м – линзовидные
 отражения

Лекция 7. Геологическая интерпретация сейсмических данных.

Часть 2

Лекция 7 посвящена примерам интерпретации конкретных геологических объектов.

7.1. Морены, палеодолины, береговые валы на сейсмических данных

Подводные береговые валы на краю шельфа

Рассмотрим пример геологической структуры: береговые валы на краю шельфа. Исследование таких структур важно с точки зрения реконструкции исторического развития района и изучения современных процессов, которые происходят. В данном случае (рис. 7.1) выделяет береговой вал (отмечен красной стрелкой). Его подножие выделяется достаточно протяженной осью синфазности. Внутри вала запись имеет хаотическую картину и элементы прослоев.

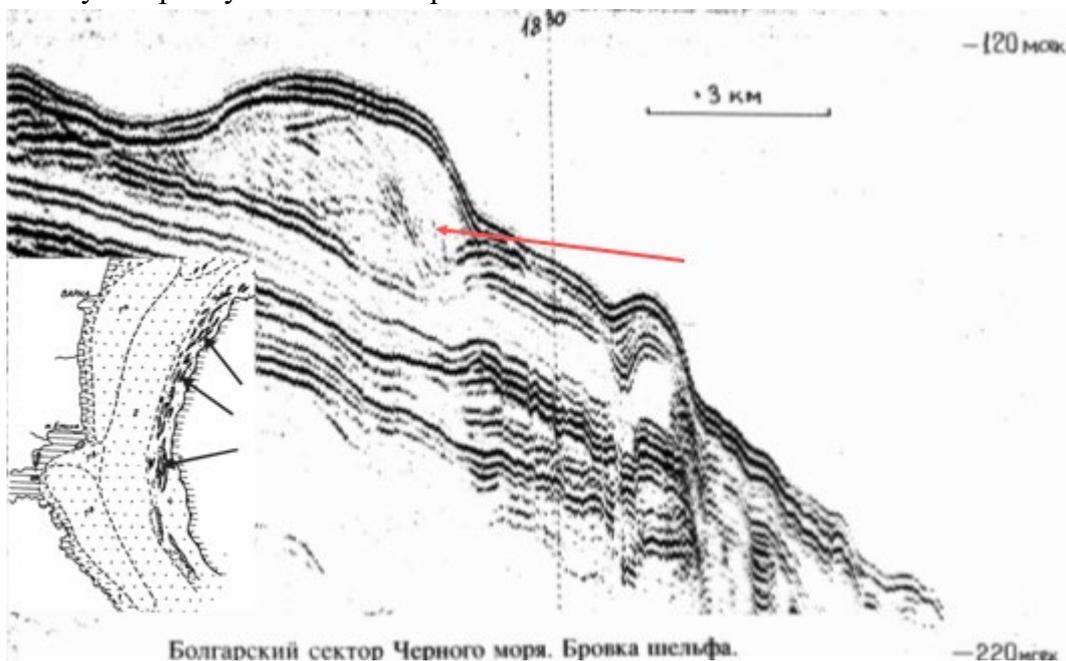


Рис. 7.1. Подводные береговые валы на краю шельфа

Погребенные речные долины

Погребенные речные долины изучаются с целью поиска рассыпных месторождений. На сейсмограммах внутри речных долин (см. презентацию, сл. 3) часто наблюдается хаотический тип волновой картины. Однако вокруг присутствует достаточно четкая слоистость. При этом речные долины заполнены отложениями и сверху перекрыты горизонтально слоистой толщей.

Формирование тел бокового наращивания

Формирование тел бокового наращивания важно с точки зрения изучения проградации бровки шельфа и источников сноса материала. В данном случае на сейсмограмме (см. презентацию, сл. 4) выделяется параллельно слоистая толща. Источник сноса находился с правой стороны

Ледниковые отложения на шельфах Белого и Баренцева морей

Ледниковые отложения на шельфах Арктических морей изучаются достаточно много и могут выглядеть на сейсмограммах по-разному. В этом вопросе важно изучать и моренные отложения, и морские ледниковые отложения. В данном случае (рис. 7.2) подошва моренного комплекса выделяется достаточно четко (обозначена голубой линией), так как отложения с угловым несогласием перекрывают нижележащую толщу. На нижней картинке подошва ледников также выделяется достаточно четко и внутри моренных отложений наблюдается достаточно хаотичный тип записи с отсутствием слоистости и с фрагментами дифрагированных волн.

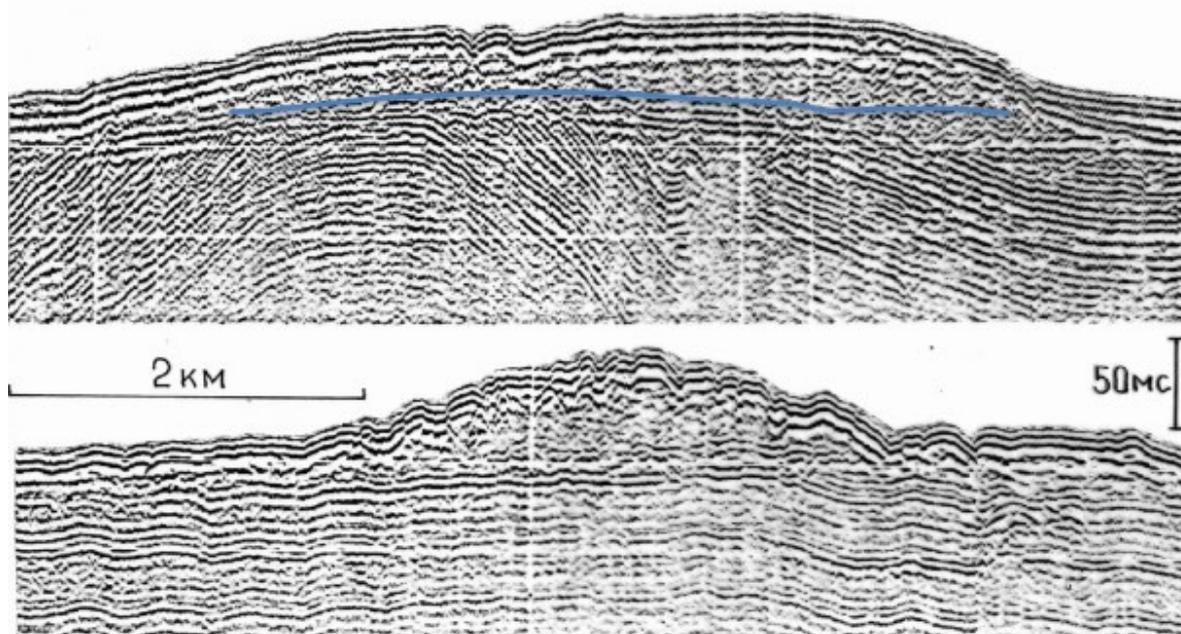


Рис. 7.2. Ледниковые отложения на шельфах Белого и Баренцева морей

Моренные комплексы на сейсмограммах проявляются по-разному. Если рассматривается тонкослоистая толща моренных отложений, тогда на сейсмограммах они будут выглядеть как акустически прозрачные толщи (см. презентацию, сл. 6, левый верхний рисунок). На нижнем рисунке (см. презентацию, сл. 6) моренная гряда выделяется отдельной положительной формой рельефа, ее подошва четко выделяется в виде горизонтальной протяженности оси синфазности. При этом отложения нижележащей толщи подходят к ней с угловым несогласием. На правой фотографии (см. презентацию, сл. 6) показано дно: моренные отложения с фрагментами включений различного размера.

Ледниковые формы хорошо выделяются на данных многолучевого эхолотирования. В примере (см. презентацию, сл. 7) показаны результаты обработки данных эхолота в виде батиметрических карт, на которых видны изометричные бугры, распространенные на дне, и друмлины – протяженные положительные ледниковые формы, высоты которых могут достигать 10 – 15 – 20 метров. Они хорошо видны на высокочастотных данных МЛЭ.

На разрезах хорошо выделяются и многолетнемерзлые породы (рис. 7.3).

Многолетнемерзлые породы – породы, температура которых ниже нуля. По своим акустическим параметрам они сильно отличаются от окружающей толщи. Поэтому часто граница от кровли многолетнемерзлых пород – яркая и контрастная. При этом толща может иметь акустически-прозрачную волновую картину.

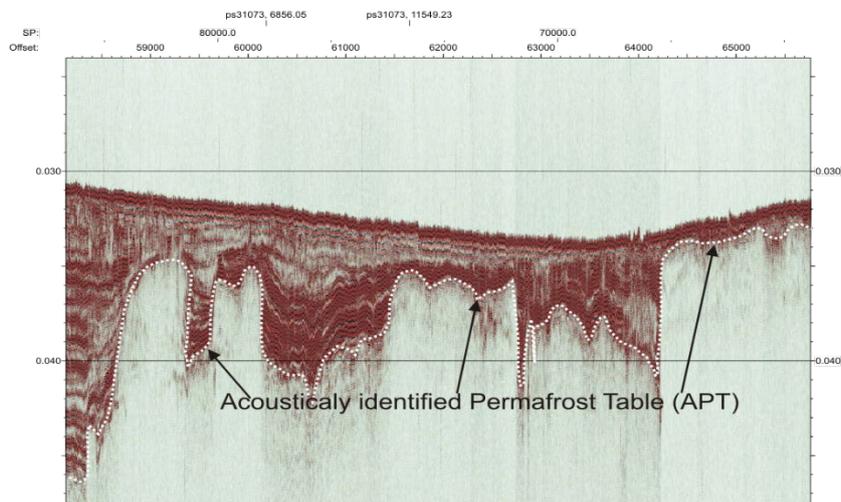


Рис. 7.3. Многолетнемерзлые породы на шельфе моря Лаптевых (материалы Реканта П.В., «ВНИИОкеангеология»)

Кроме того, область предполагаемых многолетнемерзлых пород, имеющих в сечении форму палеовреза, характеризуется повышенными значениями скоростей – до 2000 м/с (см. вертикальную колонку справа от скоростного разреза, рис. 7.4). Данные ЦАСД МГУ.

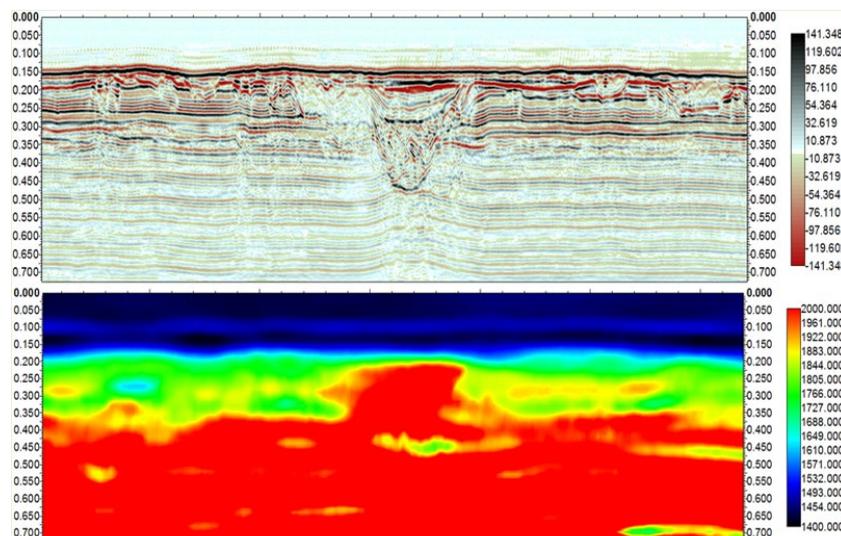


Рис. 7.4. Фрагмент сейсмического разреза (верхний рисунок) и скоростной разрез (нижний рисунок)

7.2. Газонасыщенные осадки на сейсмических данных

В инженерных изысканиях важно изучать различные объекты, которые проложены на дне моря, в частности газопроводы.

В силу того, что размеры газопровода сопоставимы с длиной волны, газопровод будет выделяться на сейсмограммах в виде полученной дифрагированной волны. В связи с различными придонными течениями, процессами, после укладки трубопровода важно проводить мониторинг, так как трубопровод может быть подмыт или занесен осадками.

На рисунке 7.5 показан пример погребенного газопровода. На рисунке 7.6 показан провисающий газопровод.

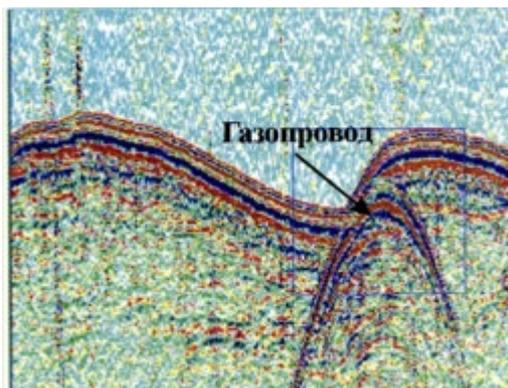


Рис. 7.5. Сейсмоакустический разрез

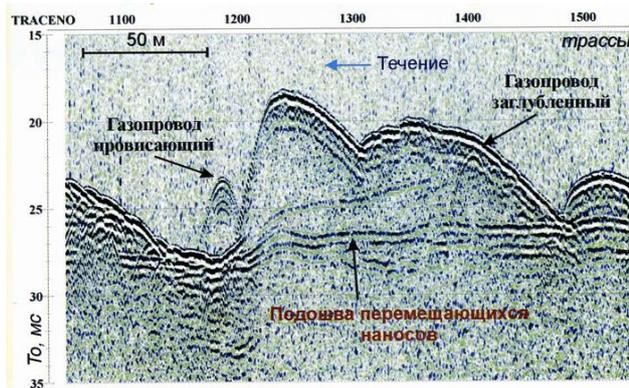


Рис. 7.6. Сейсмоакустический разрез

Газ обладает достаточно контрастными физическими свойствами по отношению к другим отложениям. Из-за большой контрастности скоростей возникают т.н. «яркие пятна», так как коэффициент отражения становится отрицательным и большим. «Яркие пятна» высокоамплитудные и могут иметь измененную полярность.

На временном разрезе (см. презентацию, с. 11) выделяются газонасыщенные осадки в виде высокоамплитудных отражений. На правой картинке представлен разрез мгновенных амплитуд, по которому видно, что область обладает повышенными значениями амплитуд.

На рисунке 7.7 показан пример сейсмоакустического разреза с выделением газонасыщенных осадков, регион: шельф моря Лаптевых:

- красные овалы – «яркие» пятна, предположительно связанные с наличием газа;
- синие овалы – участки смены полярности сигнала;
- красные стрелки – выходы газа на поверхность дна;
- черные стрелки – артефакты.

Смена полярности происходит из-за контраста акустических жесткостей.

Газонасыщенные толщи обладают повышенным значением поглощения, поэтому волны затухают быстрее. Часто под газонасыщенными осадками видна акустически прозрачная толща, так как волна затухает гораздо быстрее.

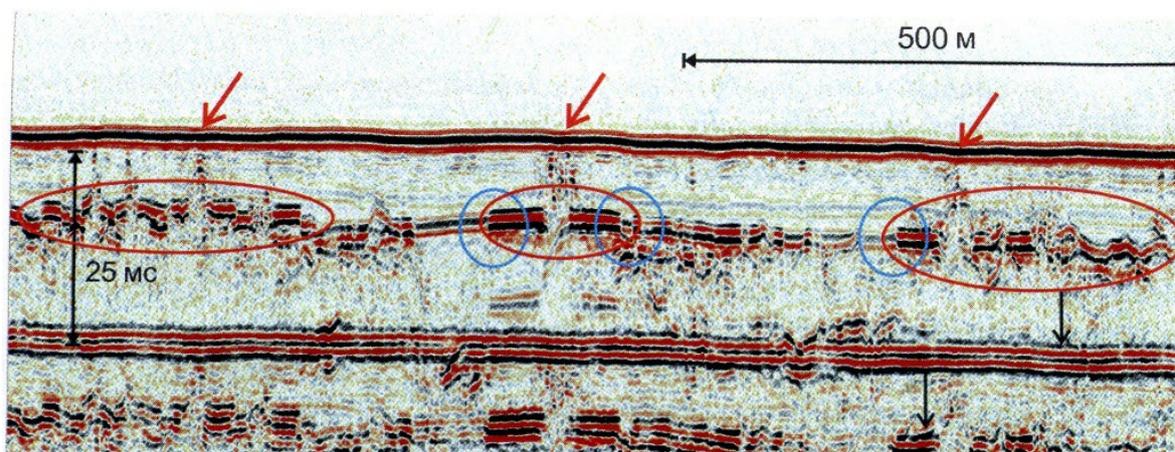


Рис. 7.7. Газонасыщенные отложения на шельфе моря Лаптевых. Данные: Колубакин и др, Инженерные изыскания, №10-11, 2016

В некоторых областях встречается флюидоразгрузка – выпуск газов в водную толщу в виде факелов на морском дне (рис. 7.8). Эти процессы проявляются как высокоамплитудные отражения над действующими зонами флюидоразгрузки.

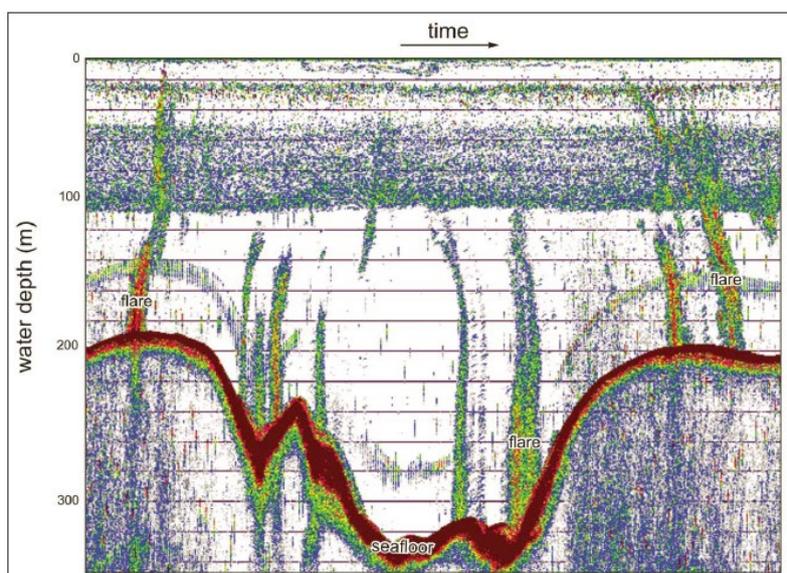


Figure 3. Single-beam echogram showing typical hydro-acoustic manifestations of rising methane bubbles (flares) in the Dniepr paleodelta.

Рис. 7.8. Метановые факелы в палеодолине Днепра

Газовые гидраты

Газовые гидраты представляют особый интерес.

Газовые гидраты – это молекулы газа, заключенные в молекулы воды в твердом виде. Когда газовые гидраты начинают растворяться, они выделяют большое количество флюидов. Кроме того, лёд является контрастным веществом.

Газогидраты не распространены вглубь по всему разрезу, и у них есть нижняя граница стабильности. В сейсморазведке: BSR. Выше этой границы газ присутствует в

виде газогидратов, ниже границы он присутствует в виде свободного газа, поэтому граница является четкой.

Газовые гидраты образуются в определенных физико-химических условиях, при определенных соотношениях температуры и давления. Для того, чтобы сохранять давление в вышележащей толще граница BSR идет параллельно границе дна. На сейсмоакустических профилях (см. презентацию, сл. 16-18) видно, что граница BSR повторяет рельеф дна. Граница может идти вкрест всем другим отложениям.

7.3. Оползневые процессы на сейсмических данных

Осадочные потоки могут быть вызваны различными условиями. Потоки важны для понимания процесса перемещения материала. В инженерной сейсморазведке понимание процессов важно при строительстве на шельфе.

В инженерных условиях гравитационные процессы требуют отдельного внимания. Иногда внутри оползневых тел может наблюдаться слоистость (рис. 7.9). Кроме того, внутри оползневых тел могут возникать локальные разрывы. Для того, чтобы понять, что внутри оползня был процесс вращения, необходимо проследить смещения осей синфазности

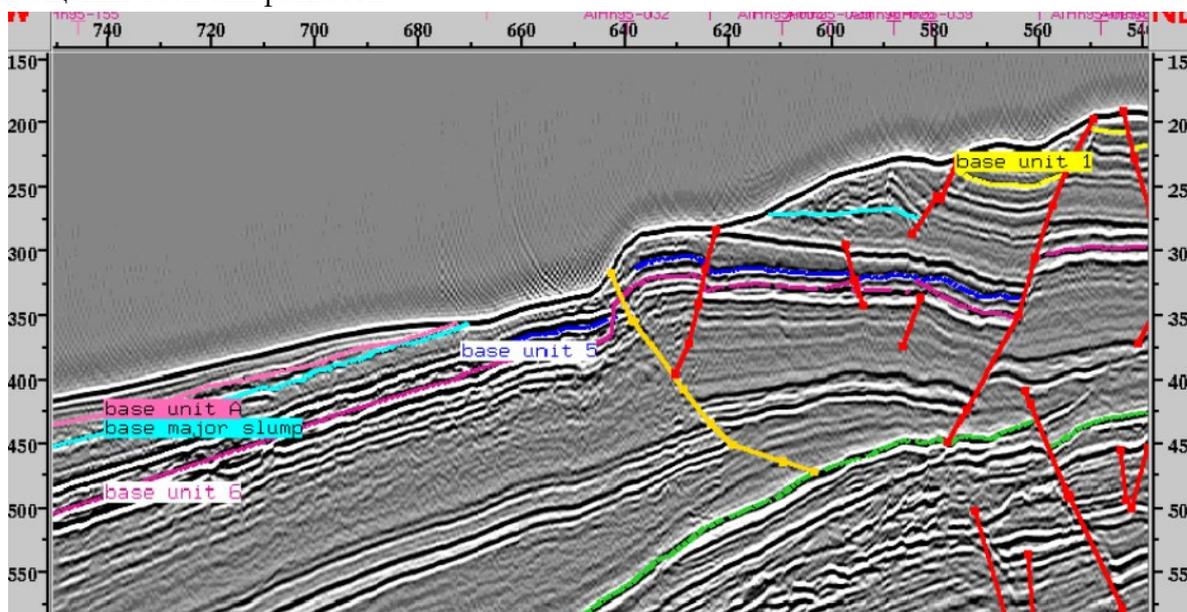


Рис. 7.9. Сейсмический профиль через оползень с вращением

Если исследовать профиль не вдоль оползневых тел, а поперек, хорошо выделяются разрывные нарушения (рис. 7.10). Обозначения:

- зеленая линия – поверхность скольжения оползневых тел;
- черный пунктир – границы ослабленной зоны.

Внутри оползня наблюдается фрагментарная слоистость, частично выделяется акустически-прозрачная волновая картина.

При оползневых процессах можно проследить и слоистость внутри оползня, которая будет характеризовать этапы скольжения. На примере (см. презентацию, сл. 22) представлена олигостромовая толща, выделенная черными линиями. Видны

области с акустически-прозрачной толщей, области с сохранившейся слоистостью. Слоистость может быть не параллельной, а фрагментарной. Анализ строения внутри перемещающихся толщ может дать важную информацию о скоростях перемещения и этапах.

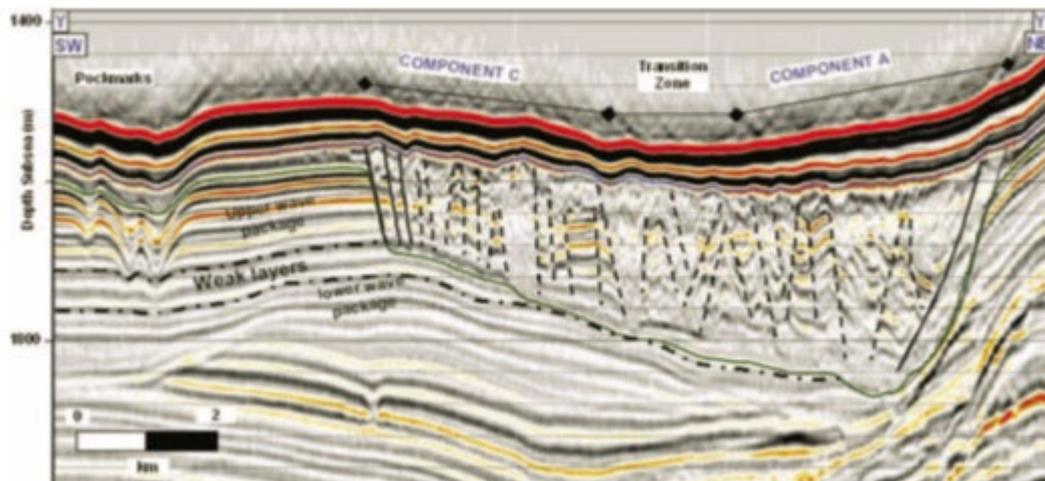


Рис. 7.10. Поперечный сейсмический профиль через зону смещения

Иногда идентифицировать класс гравитационных отложений сложно, их называют общим термином *Mass Transport Deposites (MTD)*. На рисунке 7.11 показан 3D-куб: пунктирными линиями выделена толща, которая характеризуется акустически-прозрачной волновой картиной. При этом выше- и нижележащие толщи имеют хорошо прослеживаемую слоистость внутри комплексов. Перемещающееся тело характеризуется отсутствием какой-либо слоистости.

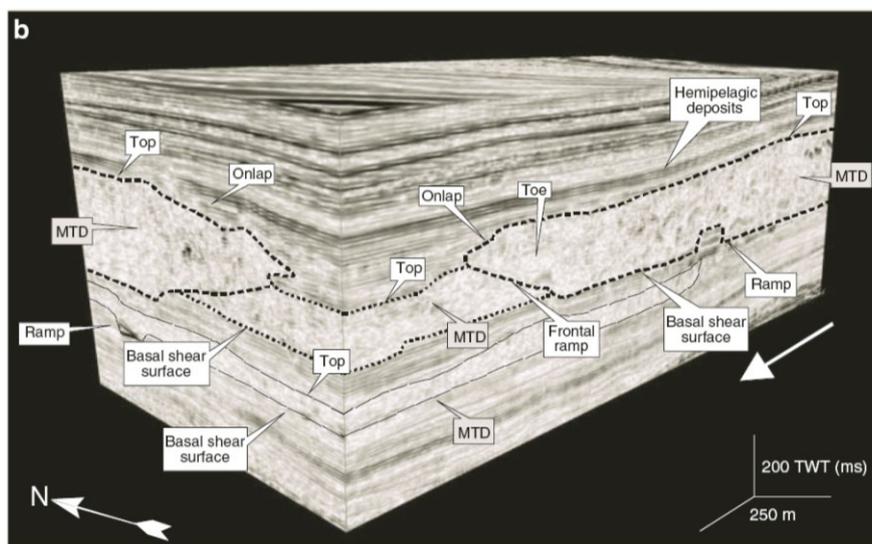


Рис. 7.11. 3D визуализация Mass Transport Deposites (MTD)

Конуса выноса речных долин

Конуса выноса речных долин важны для понимания того, какие объемы осадков выносятся в море, насколько периодически для реконструкции истории развития речной долины. В данном случае на примере представлен действующий конус выноса (рис. 7.12), но существуют и погребенные, которые уже заполнены различными типами осадков, могут быть слоистыми. Современные конуса выноса выглядят как отрицательные форму рельефа, которые хорошо выделяются в рельефе морского дна.

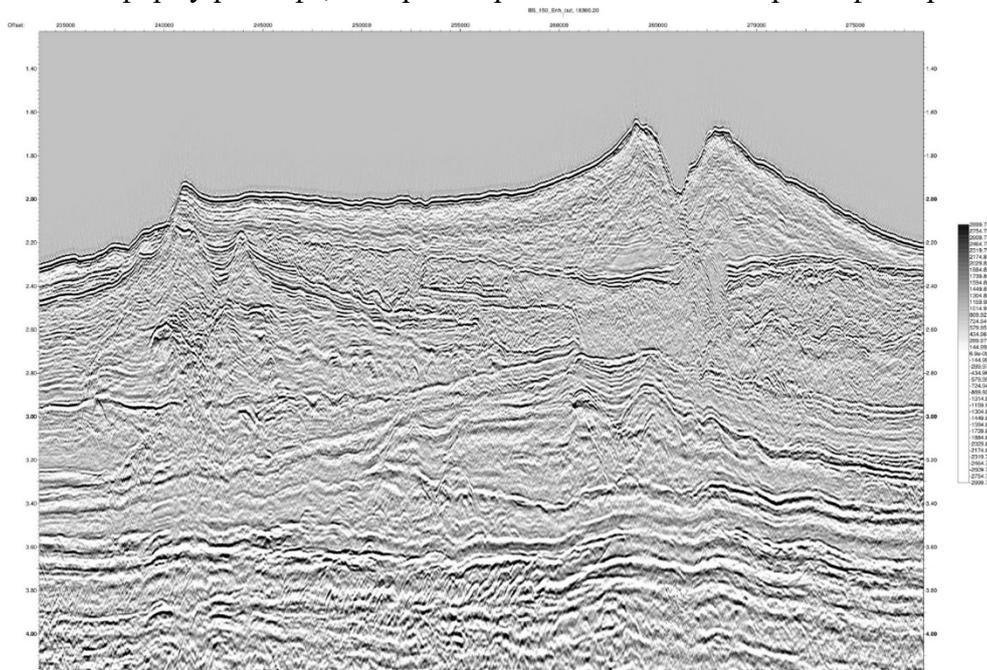


Рис. 7.12. Поперечное сечение лопасти подводного конуса выноса р. Дунай

Погребенные палеоканалы, которые могут быть заполнены различными типами осадков, например, хаотическими толщами или горизонтально слоистыми и так далее. На примере (см. презентацию, сл. 25) выделяются небольшие палеоканалы, где оси синфазности прогибаются вниз.

7.4. Дельты на сейсмических данных

Дельтовые области много изучаются. Они могут образовывать разные типы записи и различные разрезы. Мощность дельтовых отложений может достигать сотен метров. В данном случае представлен один из фрагментов дельтовой области (рис. 7.13), причем дельтовая область смещалась. На нижней картинке показана интерпретация сейсмического разреза с этапами формирования разреза. В поперечном сечении они образуют клиноформный разрез, что значит, что превнос осадков продолжается и дельта-область перемещается вглубь моря.

Песчаные волны зачастую образуют волнистый тип волновой картины (см. презентацию, сл. 29). Сверху отложения перекрываются горизонтально-слоистой толщей.

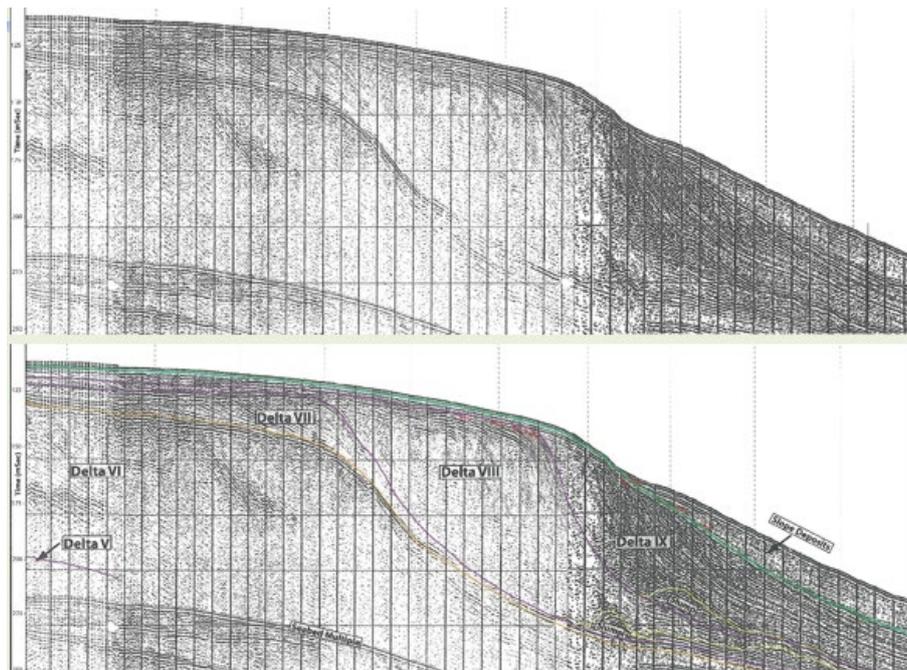


Рис. 7.13. Дельты на сейсмограммах

7.5. Разрывные нарушения на сейсмических данных

При интерпретации сейсмических данных важно обращать внимание на изменение углов наклона отражающих горизонтов, смещение осей синфазности. Кроме того, к характеристикам разрывных нарушений можно отнести изменение амплитуд записи.

На примере (рис. 7.14) разрывные нарушения выделялись по смещению осей синфазности, которая характеризуется более яркой амплитудой.

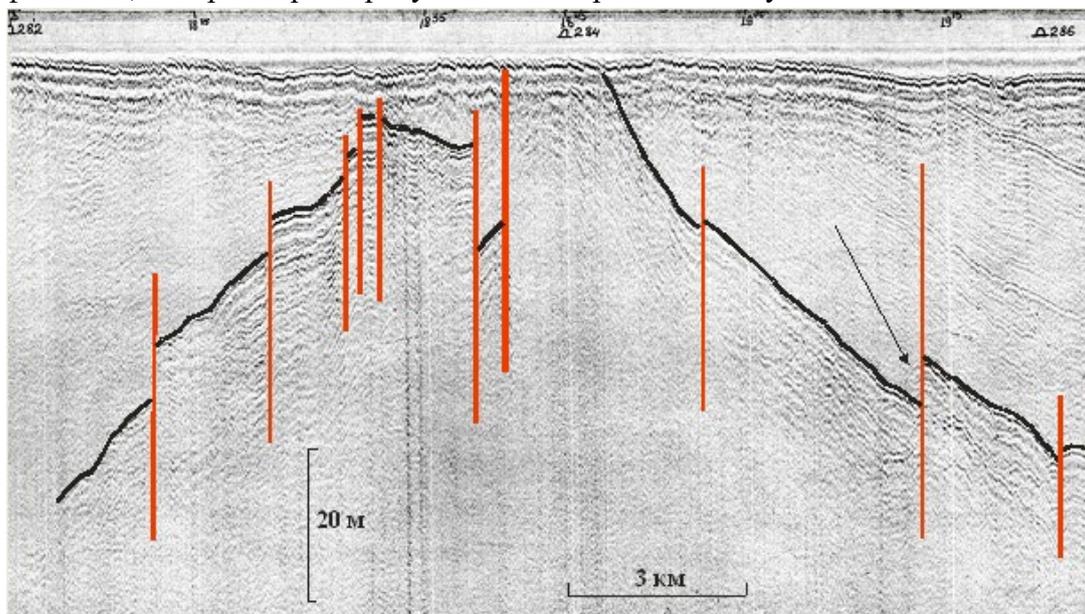


Рис. 7.14. Разрывные нарушения на сейсмограмме

В целом, при интерпретации сейсмических данных необходимо помнить, что вертикальный масштаб по отношению к горизонтальному масштабу сильно искажен. По этой причине лучше всего интерпретировать разрывы вертикально.

Часто в зоне разрывных нарушений наблюдаются оси дифрагированных волн (рис. 7.15).

На рисунке 7.16 показан случай, где четко понятно, что разрывные нарушения идут под наклоном и образуют систему сбросов. Смещение осей синфазности можно проследить во всей толще.

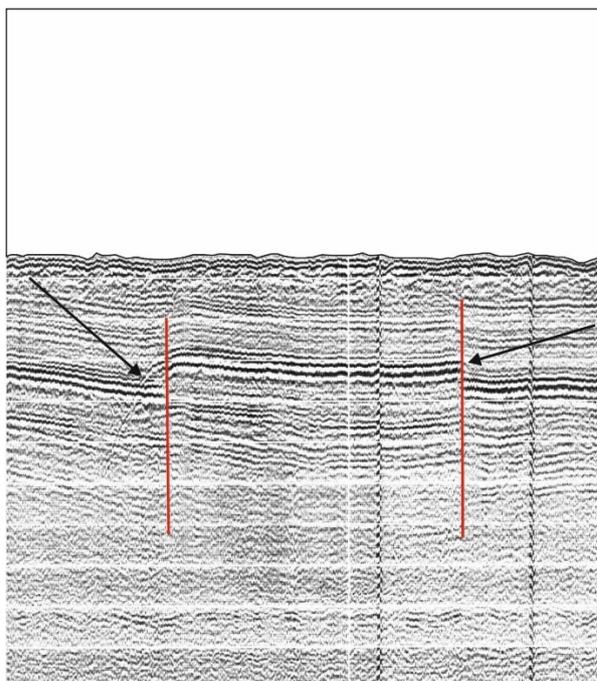


Рис. 7.15. Образование дифрагированных волн в зонах разрывных нарушений

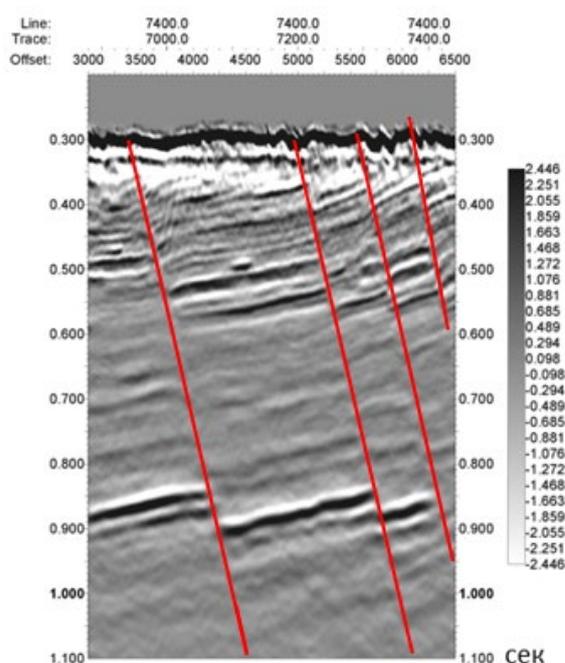


Рис. 7.16. Система сбросов

7.6. Глиняные и соляные структуры на сейсмических данных

Из-за соотношения масштабов зачастую глиняные диапиры выглядят как высокие узкие структуры. Если выровнять масштаб окажется, что структуры достаточно пологие. Внутри глиняных диапиров можно наблюдать хаотическую волновую картину. Вокруг диапира – параллельно слоистая толща (см. презентацию, сл. 34).

Соляные структуры также ярко выделяются на акустических профилях. Когда соляная толща начинает выдавливаться, она может преобразовывать и вышележащие осадки.

Необходимо обращать внимание на тот факт, что соли обладают повышенными значениями скоростей распространения упругих волн. С этим связано появление скоростных эффектов: в тех местах, где мощной солей выше время прихода волны до границы меньше, чем время, за которое волна прошла по осадочной толще. Поэтому подошва соляных диапиров начинает воздыматься вверх (рис. 7.17).

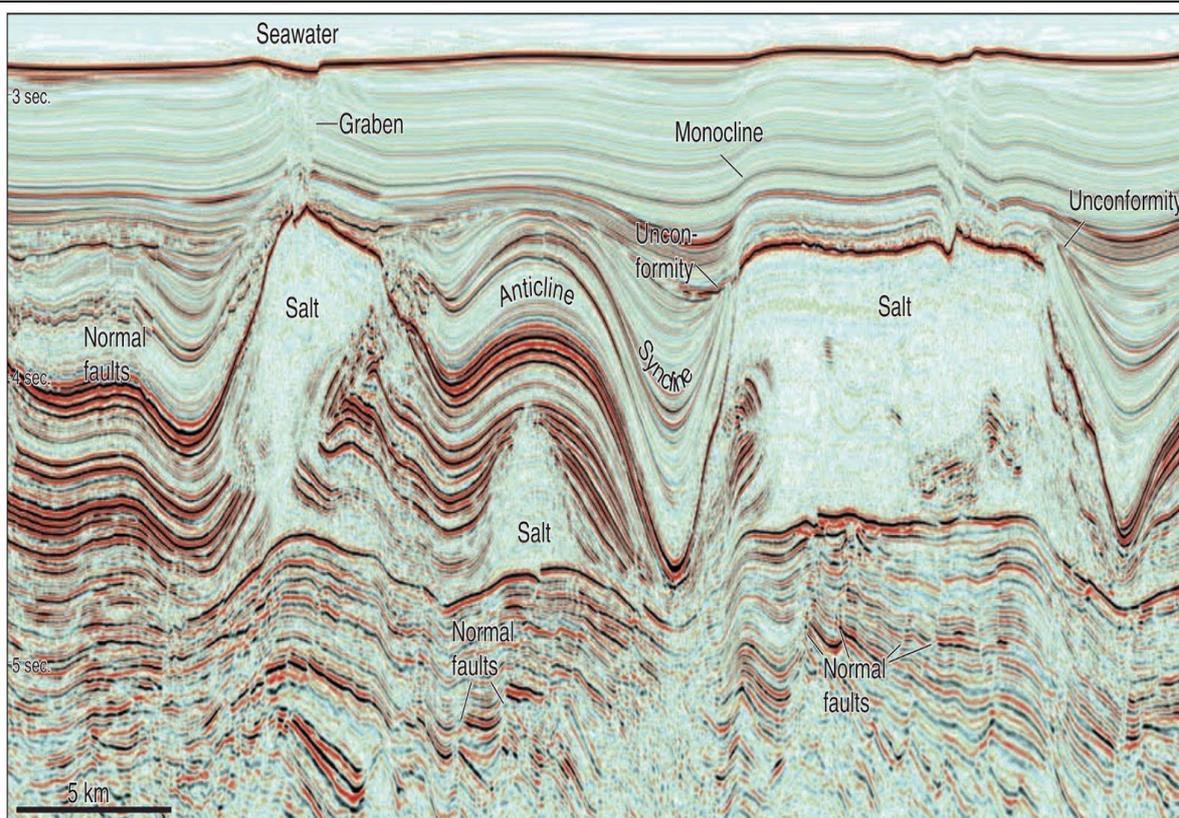


Рис. 7.17. Соляные структуры на сейсмограмме

7.7. Грязевые вулканы и карбонатные отложения на сейсмических данных

Грязевые вулканы

Грязевые вулканы – это выходы флюида на поверхность. Кратеры грязевых вулканов могут иметь достаточно большой размер.

Рассмотрим как проявляются грязевые вулканы на сейсмограммах на примере данных с озера Байкал.

В первую очередь, обратим внимание на границу BSR, которая поднимается в области грязевого вулкана. Так как в грязевом вулкане достаточно много флюида, видно, что запись внутри подводящего канала затухающая, так как это зона поглощения.

Цифрой 2 обозначена зона акустически-прозрачной толщи.

При этом в верхней части прослеживаются фрагменты отраженных волн.

Цифрой 3 обозначено, что оси синфазности в зоне грязевого вулкана падают вниз. Это связано со скоростным эффектом: из-за пониженных значений скоростей границы прогибаются вниз.

Подводящие каналы могут выглядеть на данных сейсморазведки по-разному (см. презентацию, сл. 39). Иногда внутри прослеживается система разрывных нарушений. Во всех случаях видно, что внутри грязевого вулкана хаотичный тип записи.

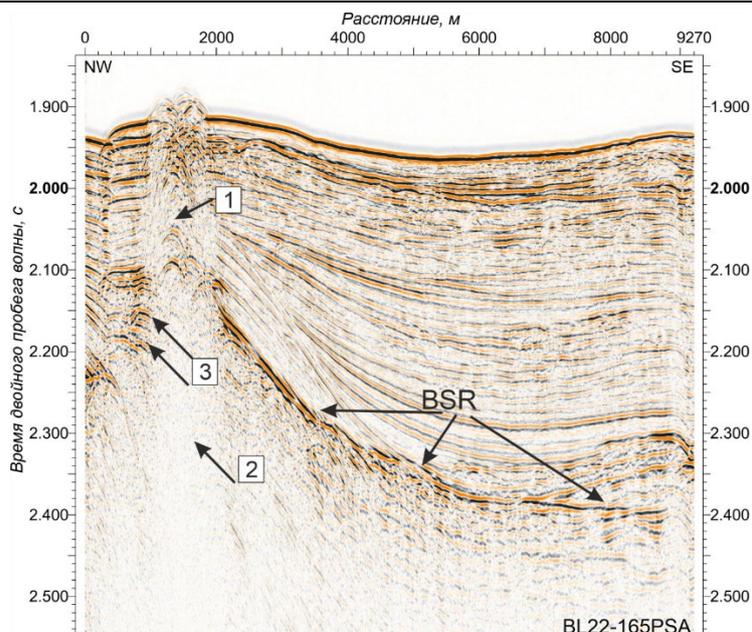


Рис. 7.18. Грязевой вулкан Большой (оз. Байкал)

Карбонатные отложения

Карбонатные отложения важны с точки зрения изучения биостромов и биогермов, которые хорошо выделяются на данных сейсморазведки. На рисунке 7.19 представлены карбонатные холмы, которые проявляются как положительные формы рельефа на сейсмограммах.

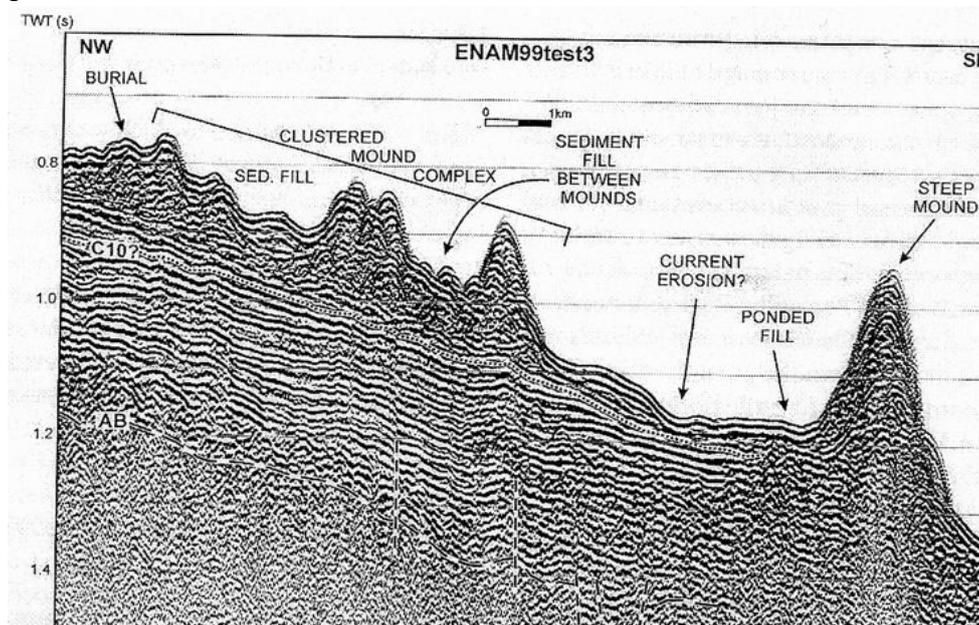


Рис. 7.19. Карбонатные холмы на сейсмограмме

Тип записи внутри рифовых тел отличается от вмещающих отложений (рис. 7.20). Они могут быть хаотичными, отсутствует фрагментарность. Область вокруг рифовых тел может быть слоистой.

Лекция 8. Комплексирование

8.1. Общие положения и история вопроса

Изучение планеты и геологии без применения геофизических методов состояться не может. Давно проводится параллельное изучение и геологическими, и геофизическими методами.

Комплексирование геологических и геофизических методов

Преимущества геологических методов:

- смысловая определенность выделенных геологических объектов;
- детальность расчленения объектов;
- структурность геологической модели;
- структурированность информации;
- точность пространственной привязки объектов;
- высокая доля субъективных представлений, основанных на опыте и интуиции геолога.

Недостатки геологических методов:

- сложность формализации или дигитализации основных геологических параметров;
- неоднозначность определения глубинного строения (структурной модели);
- неоднозначность возрастной и вещественной корреляции разобщенных объектов;
- отсутствие обобщенных характеристик сложно построенных объектов;
- высокая доля субъективных представлений, основанных только на опыте и интуиции.

Достоинства геофизических методов:

- объективность геологической информации, основанная на использовании реально существующих физических полей и их связи с геологическими объектами, процессами и явлениями;
- заложенная в физических полях объемность информации о геологических объектах, процессах и явлениях;
- возможность изучения объектов, не выходящих на земную поверхность, процессов и явлений, не проявленных визуально;
- глубинность геологического изучения, недоступная другим методам;
- равномерность геологического изучения площади и её опознания;
- определение стадийности изучения территории – выделение наиболее важных, ключевых участков;
- относительно низкая стоимость и высокая производительность по сравнению с прямыми методами исследований (горные выработки, скважины).

«Недостатки» геофизических методов:

- неоднозначность интерпретации;
 - многовариантность истолкования геологической природы аномалий
 - вероятностный характер интерпретационных построений;
 - неоднозначность решения обратной задачи
- искажение регистрируемых аномалий от изучаемых объектов помехами различной природы геологического (неоднородности верхней части разреза, экраны, влияние рельефа и подстилающих пород и т.д.) и негеологического (временные вариации полей, промышленные токи, технические сооружения, ошибки в методике и технологии наблюдений и т.п.);
- отсутствие прямых сигналов от исследуемых геологических объектов и процессов (часто изучение объектов, процессов и явлений проводится путем измерения косвенных признаков);
- ограниченная глубинность отдельных методов при региональных исследованиях;
- избирательность каждого метода по отношению к отдельным свойствам или характеристикам изучаемых объектов.

Историческая справка

Геологические и геофизические изыскания в России (СССР), всегда – начиная с организации в 1920 года Особой Комиссии по изучению Курской магнитной аномалии (ОК КМА) – носили комплексный характер. В комплекс входили площадные и профильные геофизические работы практически всеми, существовавшими тогда методами (магниторазведки, гравиразведки, электроразведки и сейсморазведки). В итоге этих изысканий было задано расположение скважин разведочного бурения и выявлены огромные запасы богатых магнетитовых руд и легкообогащаемых кварцитов.

На первых этапах геофизические методы чаще всего использовались бессистемно – на изолированных территориях, в зависимости от конкретной задачи исследований применялся тот или иной метод или несколько методов.

Основы комплексирования геофизических методов исследования сложились к 1950-1955 году, как результат работ на рудных объектах Средне-Азиатского геофизического треста.

Следующее десятилетие ознаменовалось включением в комплекс данных геохимических исследований и проверочных геологических (буровых) работ.

В 1955-1960 годах были проведены первые комплексные геолого-геофизические работы при крупномасштабном картировании полузакрытых и закрытых площадей рудных районов.

Примерно тогда же сложились основы комплексирования при изучении структур и районов, перспективных на поиски месторождений углеводородов.

В 1965 году произошло начало освоения и внедрения автоматизированной обработки и интерпретации геофизических материалов, создание автоматизированных систем обработки, интерпретации и комплексного анализа материалов.

В 1970-1975 проводились работы по разработке методики детального объемного геологического картирования рудных районов. Была создана объемная модель геологического строения территории масштаба 1:25 000 до глубины 500 м и детальных (1:10 000) участков до глубины 250 м.

По результатам комплексной интерпретации построены геологические карты-срезы на глубинах 25м и 250м, сомасштабные картам поверхности, геологический срез на глубине 500м (1:50 000) и разрезы по линиям опорных геологических разрезов (интерпретационных профилей). В пределах детальных 1:10 000 участков – срезы 25, 125, 250м. Кроме того, была создана методика комплексных геолого-геофизических исследований при проведении объемного геологического картирования.

В настоящее время комплексирование сложилось в одно из важнейших направлений прикладной геофизики.

Оно затрагивает:

- вопросы создания оптимальных комплексов научно-исследовательских и производственных работ при решении тех или геологических задач;
- оценку экономической эффективности и рентабельности таких комплексов;
- разработку программ совместной качественной (на основе кластерного анализа, например) и количественной интерпретации данных комплекса методов;
- разработку программ автоматизированного прогноза месторождений.

8.2. Задачи комплексирования

В ходе интерпретации задачами комплексирования являются:

- ограничение неоднозначности решения обратной задачи, повышение достоверности интерпретации;
- использование комбинации методов позволяет объединить их данные – получить наиболее полную характеристику объекта;
- изучение не только конкретного объекта, но и его геолого-структурной позиции, особенностей глубинного строения;

В ходе производства исследований проводятся:

- оперативный анализ данных комплексных исследований в процессе производства работ позволяет корректировать методику и комплекс следующих стадий;
- снижение стоимости и повышение производительности работ за счет использования единых топографических сетей, транспортных средств.

Рассмотрим матрицу взаимосвязей данных и процедур при интерпретации геофизических данных (рис. 8.1). Все составляющие матрицы (в сравнении с графами интерпретации методов по отдельности) остаются на месте. Теперь рассматриваются не только исходные данные одного метода, но и данные других геофизических полей.

В геологическом плане появятся геологические, петрофизические и геохимические данные. Кроме того, в этот пункт добавляются опыт и интуиция группы исследователей. По этим данным строится априорная физико-геологическая модель (ФГМ).

Как и в каждом отдельном методе, в комплексе методов проходит стадия трансформации, задача которой состоит в выделении целевой компоненты изучаемых полей.

На следующем этапе проводится качественная интерпретация. При обработке комплекса данных существенно используется статистический метод совместного анализа полей и корреляционные методы.

Далее – количественная интерпретация. Построение апостериорной физико-геологической модели. Эта модель после обобщения данных всех методов преобразуется в результативную модель.

Результативные материалы: структурно-тектонические схемы и физико-геологические разрезы, модели. И далее проводится прогноз

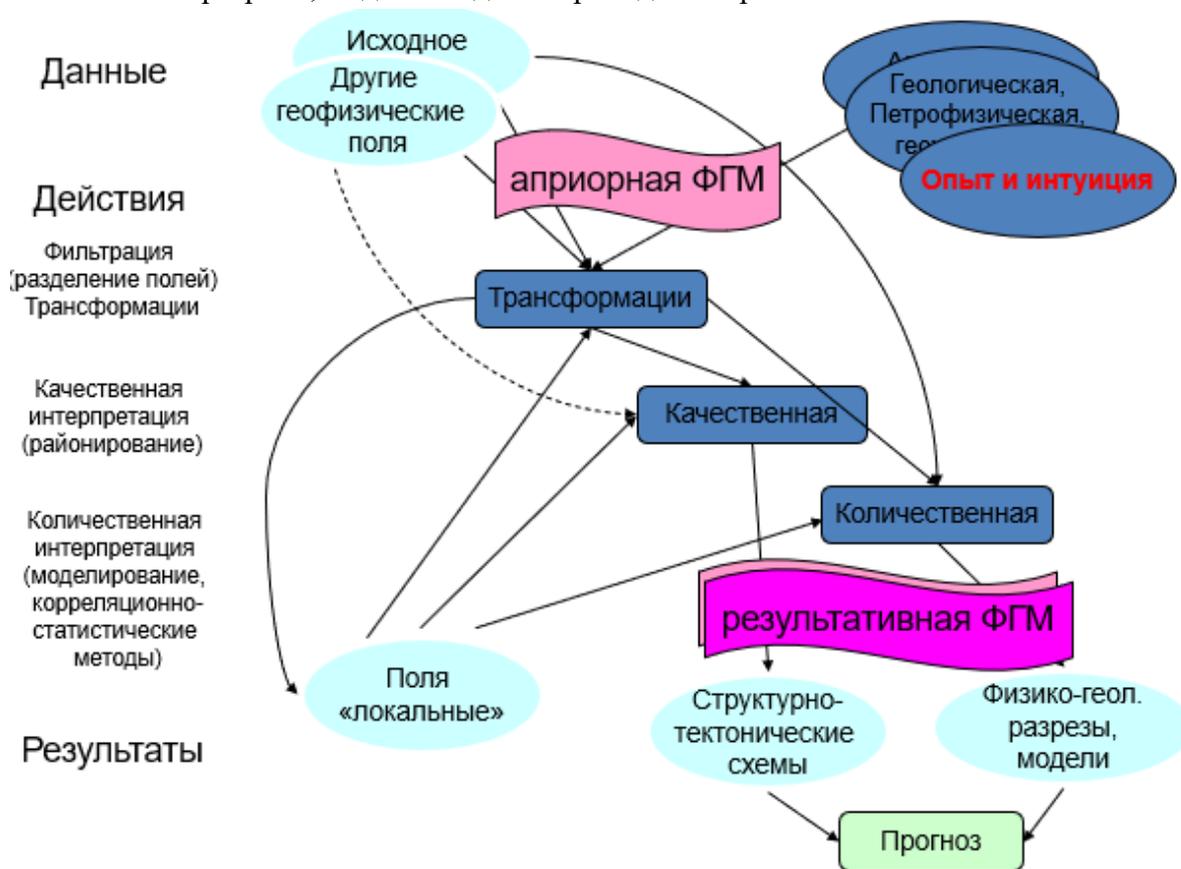


Рис. 8.1. Матрица взаимосвязей данных и процедур при интерпретации геофизических данных (граф интерпретации)

В связи с разнообразием геофизических методов возникает проблема выбора наиболее информативных из них, определения последовательности их применения,

распределения средств между методами для достижения максимального эффекта при решении поставленной практической задачи.

Такая эффективность достигается за счет *рационального* (экономически наиболее обоснованного) или *оптимального* (оценка комплекса по критериям оптимальности) комплексирования методов.

Геотермия и термометрия

Геотермия – (геотермика) (от гео ... и греческий *therme* – тепло), раздел геофизики, изучающий тепловое состояние и тепловую историю Земли.

Прямые измерения теплового потока с помощью *тепломеров*. Геотермические исследования используются при решении проблем тектоники, разведке полезных ископаемых, а также для промышленных и бытовых целей (например, для теплофикации).

Термометрия – измерения температур в недрах Земли. Чаще используется в скважинном варианте.

Фундаментальные аспекты изучения теплового поля

Геотермия дает важную количественную информацию для понимания и моделирования геодинамических процессов в геосферах и для оценки энергетики геолого-геофизических проявлений – в этом заключается

Прикладные аспекты геотермических исследований:

- оценка геотермальных ресурсов для их использования в энергетике, теплоснабжении, коммунальном и сельском хозяйстве,
- геотермический метод поисков и разведки месторождений на континентах и на акваториях в комплексе с другими геолого-геохимико-геофизическими методами.

К сожалению, низкая чувствительность пока не позволяет использовать тепломеры в областях со средними и низкими тепловыми потоками.

Биофизический метод

Биолокационные поля – поля, вызывающие вращение или отклонение рамок или иных конструкций в руках операторов над аномальными природными или техногенными объектами (биолокационный или биогеофизический эффект). Способность некоторых людей выявлять такие геологические элементы, как рудные скопления, тектонические нарушения, контакты пород, водонасыщенные или карстовые зоны, трубопроводы, кабели, подземные выработки, археологические захоронения известны человечеству начиная с «лозоходства», то есть более 4000 лет.

Во Франции во времена кардинала Ришелье двумя операторами (супругами) с помощью лозоходства было открыто свыше 100 различных месторождений.

Известно применение биолокации для выявления многих рудных месторождений в Испании и Великобритании.

Под покровительством Петра I рудознатцы заводчиков Демидовых на Урале обнаружили ряд медных месторождений. Екатерина II в ознаменование

результативных поисков лозоходцев Карелии даже издала указ о включении в герб Петрозаводска изображения биолокационной рамки.

В Германии в честь открытия крупного серебряного месторождения был выпущен талер с изображением биолокационных инструментов.

8.3. Комплексование геофизических методов исследования

Выбор комплекса геофизических методов

Первый набор данных – характерные особенности физико-геологических моделей:

- факторы, определяющие возможности использования метода;
- факторы, ограничивающие возможности использования метода.

Текущая стадия геолого-разведочных работ (ГРР):

- задачи и масштаб исследований
- степень геофизической изученности
- выделение основного и второстепенных методов
- количество априорных геолого-геофизических данных

Экономические факторы (обеспеченность проекта):

- финансы (стоимость работ)
- аппаратура.

Геологический фактор

В таблице 8.1 приведены положительные и отрицательные факторы для постановки метода.

Таблица 8.1. Характерные особенности ФГМ для постановки метода

Методы	Положительные факторы	Отрицательные факторы
ГРАВИ-РАЗВЕДКА	<ul style="list-style-type: none"> • плотностная дифференциация разреза; • субвертикальные границы • спокойный рельеф; 	<ul style="list-style-type: none"> • отсутствие латеральной плотностной неоднородности; • горизонтально-слоистая среда; • расчлененный рельеф.
МАГНИТО-РАЗВЕДКА	<ul style="list-style-type: none"> • дифференциация магнитных свойств разреза; • субвертикальные границы; 	<ul style="list-style-type: none"> • антропогенные помехи; • температуры выше T_k;
ЭЛЕКТРО-РАЗВЕДКА	<ul style="list-style-type: none"> • объекты с аномальными электромагнитными свойствами (ρ, ϵ, η) 	<ul style="list-style-type: none"> • плохие условия заземления (для гальванических методов); • промышленные помехи.
СЕЙСМО-РАЗВЕДКА	<ul style="list-style-type: none"> • дифференциация упругих свойств пород разреза; • господство субгоризонтальных границ 	<ul style="list-style-type: none"> • большая мощность и неоднородность ЗМС • резкие СГ в ВЧР (талики, рельеф, эрозионные врезь); • разломы, крутые границы;

	<ul style="list-style-type: none">• устойчивые СГ, совпадающие с геологическими.	<ul style="list-style-type: none">• высокоскоростные пласты;• антропогенная сейсмическая помеха
--	--	--

Методический фактор

В сходных физико-геологических условиях, то есть в регионах с однотипным геологическим строением эффективность комплекса геофизических методов зависит от текущей стадии ГРР. Стадия объединяет четыре взаимосвязанных фактора.

Задачи текущего этапа исследования определяют целевой объект, масштаб и глубинность исследований.

Гравиразведка и магниторазведка: с переходом от региональных исследований к детальным меняется целевая компонента поля (от региональных к локальным и высокочастотным составляющим).

В электроразведке выбор метода существенно зависит и от ФГМ и от масштаба исследований (от МТЗ до АМТЗ и ВЭЗ; от МТП до ЭП и ЕП; и пр.).

В сейморазведке, аналогично: масштаб и целевые глубины определяют эффективный метод и методику наблюдений (ГСЗ, МОГТ, КМПВ и пр.)

Степень геофизической изученности и объем априорной информации не только позволят обосновать применение выбранных для комплекса методов и методик, но и спланировать оптимальную последовательность и распределение методов по территориям.

Обобщение и анализ собранных данных позволяют выделить основные и второстепенные методы в комплексе. На этом этапе во всех геофизических методах применяется моделирование – расчет предполагаемых эффектов от целевых объектов и всего геологического разреза (прямая задача)

Финансово-экономический фактор

Особенности современного этапа:

1) Стоимость и время. Финансирование.

Стоимость работ определяется не только и не столько производственными потребностями, сколько бюджетом Заказчика.

Существенную (негативную) роль играет тендерная система – выигрывает исполнитель, который берется выполнить работу за минимальную стоимость и в кратчайшие сроки.

2) Аппаратура:

- предпочтение современным приборам;
- разработка специализированной (под проект) аппаратуры и методики.

3) ГИС и системы обработки.

Доступность систем ГИС, современных обрабатывающих и интерпретационных систем (*Geosoft Oasis Montaj, Petrel, ArcGis и Российские IngeosMap, Gis Integro*).

Наличие специалистов, владеющих методикой съемки, современными системами хранения, обработки, интерпретации и геологов, знающих геологические и поисковые особенности территории.

Типовые технологические комплексы

Эта классификация объединяет два фактора: геологический и методический.

Если технологические комплексы проанализировать и отредактировать с учетом технико-экономических показателей проекта (финансирования, физико-географических условий, аппаратурной базы) останется рациональный комплекс методов.

В таблицах 8.2. – 8.5 представлена сводка требований (нормативные требования). Отклонения этих требований бывают обоснованы теми или иными особенностями стадий и особенностями объекта исследований.

Таблица 8.2.1. Типовой комплекс исследований при региональных съемках

Стадии и подстадии	Геологические задачи	Технологические комплексы и методы
I.Региональные исследования. I.1. Региональные геофизические работы 1:1000 000 – 1:500000	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Изучение глубинного геологического строения. ➤ Геотектоническое районирование по геофизическим данным, выделение рудоносных провинций. ➤ Создание региональной геолого-структурной основы. ➤ Выявление региональных закономерностей размещения полезных ископаемых и региональный прогноз. 	Спутниковая геофизика (Г, М, ЭМ съемки). Аэрогеофизика (Г, М, ЭМ, T ⁰ съемки). Наземная Г, глубинная Э (МТП, МТЗ, ДЭЗ, ЗСП, ВЭЗ), глубинная С (ГСЗ, МОВ) и сейсмология. Геофизические исследования глубоких скважин.

Отметим, что большая часть априорной информации регионального характера находится в свободном доступе (публикации, РосГеолФонд, специализированные сайты). В первую очередь это относится к цифровым моделям гравитационного и магнитного полей составленным по спутниковым данным, региональным профилям ГСЗ и МОВ, результатам комплексных геолого-геофизических работ по региональным опорным профилям (трансекам), пересекающим всю территорию бывшего СНГ.

Таблица 8.2.2. Типовой комплекс исследований при региональных съемках

Стадии и подстадии	Геологические задачи	Технологические комплексы и методы
I.Региональные исследования.	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Изучение структурно- 	Среднемасштабные аэрогеофизические съемки

<p>I.2. Средне-масштабное геологическое картирование – региональные геофизические работы 1:200 000</p>	<ul style="list-style-type: none"> ➤ тектонических условий, ➤ состава складчатого основания под чехлом ➤ рыхлых отложений ➤ Выделение рудных поясов и рудоносных зон. ➤ Определение поисковых и металлогенических критериев ➤ (среднемасштабный прогноз 	<p>(Г, М, ЭМ, T⁰, γ), наземные Г, структурная Э (ЗСП, ВЭЗ, ДЭЗ), региональная С (ГСЗ, МОВ) и сейсмология. Геологическая заверка аномалий, картировочное бурение и каротаж (геофиз. исследования в опорных, параметрических, картировочных).</p>
--	---	---

Геофизические методы – неотъемлемая часть процесса геологического картирования, как на опережающей стадии (гравirazведка & магниторазведка), так и в ходе выполнения съемки.

Государственные магнито- и гравиметрические съемки 1:200 000 масштаба завершены к началу этого столетия.

Съемки обновляются и актуализируются на современном техническом уровне. Соответственно, достаточно часто актуален повтор этапа – переинтерпретация региональных данных с использованием обновленных полей и новой априорной геолого-геофизической информации.

Таблица 8.3. Типовой комплекс исследований при крупномасштабных съемках

Стадии и подстадии	Геологические задачи	Технологические комплексы и методы
<p>I.Региональные исследования. I.3. Крупномасштабное геологическое картирование 1:50 000 - 1:25 000 А) опережающие геофизические работы и Б) сопровождающие геофизические работы.</p>	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Геологическое изучение р-на для обоснования поисков. ➤ Выявление рудоносных структур, формаций, проявлений минерализации. ➤ Уточнение поисковых критериев и признаков. ➤ Решение конкретных геологических задач, выявление рудоперспективных площадей и крупномасштабный прогноз полезного ископаемого 	<p>Крупномасштабные аэросъемки (Г, М, ЭМ, T⁰, γ), наземные Г, М, структурная Э (картирование), поисковая (ВП, ЕП, МПП), С - профил. в открытых, площадная в закрытых. Геологическая заверка аномалий, проверочное (картировочное) бурение, скважинная геохимия и каротаж.</p>

Комплекс площадных геофизических работ, ориентированных на решение задач картирования, съемки по интерпретационным профилям (моделирование геолого-геофизических разрезов), площадные и профильные съемки с целью решения поисковых задач (размещение скважин поискового бурения, выбор перспективных площадей и определение направления дальнейших работ)

Таблица 8.4. Типовой комплекс исследований при поисках

Стадии и подстадии	Геологические задачи	Технологические комплексы и методы
<p align="center">II. Поиски II.1. Специализированные (общие) поиски 1:50 000 – 1:25 000</p>	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Поиски проявлений полезного ископаемого, рудоносных структур, формаций, зон минерализации. ➤ Оценка перспектив геофизических аномалий на обнаружение ископаемого, уточнение поисковых признаков. ➤ Выделение рудных полей месторождений. ➤ Локальный прогноз и оценка запасов. 	<p>Крупномасштабные и детальные аэросъемки (М, γ, поисковая Э), детальные наземные (поисковые) Г, М, структурная Э, поисковая (ВП, ЕП, МПП), С - профильная и/или площадная для изучения рудоносных структур. Геологическая заверка аномалий, проверочное (картировочное) бурение, скважинная геохимия, каротаж, подземная геофизика</p>
<p align="center">II.2. Детальные поиски месторождений</p>	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Детальные поиски месторождений, в том числе и глубокозалегающих. ➤ Изучение рудоперспективных участков и аномалий. ➤ Выделение рудоконтролирующих структурных элементов, продуктивных горизонтов, рудных зон месторождений. ➤ Оценка прогнозных запасов. ➤ Выбор объектов для разведки. 	<p>Наземные поисковые и картировочные Г, М, Э, T⁰, γ; С - рудного поля (профильная & площадная). Геологическое обследование, проверочные горно-буровые, скважинная геохимия и каротаж, подземная геофизика</p>

Поисковые стадии ориентированы на оценку качества руд и подсчет объема запасов, они отличаются значительным повышением роли поисковых и в том числе скважинных геофизических методов, лабораторных исследований. Широко используется моделирование рудных объектов. Это отдельное и очень специфическое направление работ и говорить о его специфике мне сложно – такими задачами заниматься не приходилось.

При разведке месторождений, а также доразведке – изучении флангов месторождений используются те же методы детальной геофизики. Важно то, что на этой стадии уже обычно накоплен огромный объем геологических, геохимических данных, собраны петрофизические параметры среды – всё это делает весьма важной и весьма интересной задачу геолого-геофизического моделирования изучаемого объекта.

Таблица 8.5 Типовой комплекс исследований при разведке

Стадии и подстадии	Геологические задачи	Технологические комплексы и методы
III. Предварительная разведка	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Выделение рудных тел, условий их залегания, морфологии, строения. ➤ Оценка рудоносности, изучение геологоструктурной позиции месторождений. ➤ Качественная и количественная оценки руд in situ и в лаборатории. ➤ Предварительная промышленная оценка (по категории С1 и С2) и выбор объекта для детальной разведки. 	<p>Наземные: Г, М, Э, С, радиометрия, ядерно-физические) и геохимич. 1:2 000 – 1:1000.</p> <p>Каротаж, скважинная, шахтно-рудничная геофизика.</p> <p>Терморазведка, ядерно-физический, спектральный, атомно-адсорбционный анализ проб.</p> <p>Геофизическое моделирование месторождений.</p>
IV. Детальная разведка	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Детальное изучение условий залегания, морфологии и строения рудных тел. ➤ Уточнение геологоструктурной позиции месторождения и его глубинного строения. ➤ Качественная и количественная оценка руд в скважинах, выработках, лаб. ➤ Промышленная оценка месторождений 	<p>Наземные детализационно-оценочные геофизические (Г, М, Э, С, радиометрия, ядерно-физические) и геохимические 1:1 000 – 1: 500.</p> <p>Каротаж параметрических скважин.</p> <p>Скважинная, шахтно-рудничная ГФ и ГХ.</p>

	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Оценка достоверности разведки. ➤ Выделение участков первоочередной разработки. 	Ядерно-физический спектральный, атомно-адс. анализ проб
У. Разведка эксплуатируемого месторождения	<ul style="list-style-type: none"> ➤ Изучение флангов и глубоких горизонтов месторождения. ➤ Уточнение строения, условий залегания, морфологии рудных тел. ➤ Качественная и количественная оценка руд. ➤ Картирование в карьерах и подземных выработках. ➤ Опробование руд. ➤ Подготовка блоков к отработке. 	Скважинная и шахтно-рудная геофизика и геохимия. Каротаж разведочных скважин. Ядерно-физическое и геофизическое опробование пород и руд in situ и лаборатории. Детальное геофизическое моделирование месторождений.

Следует упомянуть, что на стадии эксплуатации месторождений возникают задачи геологического мониторинга и мониторинга негативных воздействий отработки на окружающую среду. Пример – Соликамск, Березняки и многие другие месторождения. В нефтяной отрасли – мониторинг положения ГВК с одной стороны, и слежение за зоной оттайки – с другой (экологической).

8.4. Геофизические исследования в космосе

С 2022 года на кафедре геофизики геологического факультета МГУ читается курс лекций «Спутниковая геофизика».

В курсе рассматриваются следующие темы:

- ❖ Задачи и методы космических геофизических исследований Земли
- ❖ Задачи космических геофизических исследований Луны и планет солнечной системы
- ❖ Основы спутникового дистанционного зондирования и картографирования Земли, Луны и планет Солнечной Системы
- ❖ Космическая гравиметрия
- ❖ Спутниковые магнитометрические исследования
- ❖ Магнитовариационные исследования планет и естественных спутников
- ❖ Космическая электроразведка

Лекторы – профессора и преподаватели Геологического и Физического факультетов МГУ: доцент кафедры геофизики *Иван Владимирович Лыгин*, профессор *Павел Юрьевич Пушкарев*, профессор, декан Физического факультета *Владимир Евгеньевич Жаров*; приглашенные специалисты: профессор Швейцарской высшей школы Цюриха *Алексей Вадимович Кувшинов*, ученый секретарь Геофизического

центра РАН Роман Игоревич Красноперов, зав. кафедрой управления космическими полетами Факультета космических исследований МГУ, доктор технических наук Сергей Владимирович Соловьев.

Аспект I. Космическая геофизика и геология

Космическая геофизика и геология – те методы космического исследования, которые позволяют решать задачи по изучению геологического строения Земли.

С элементами космической геофизики мы с вами уже сталкивались, когда говорили о цифровых моделях гравитационного и магнитного полей Земли, созданных с опорой на данные спутниковых измерений и их применении при решении задач региональной геологии и геотектоники.

На рисунке 8.2 показана цифровая модель Земли (WGM2012):

- 1) Детальность гравитационного поля соответствует масштабу 1: 2 000 000.
- 2) СКО аномалий Буге <10 мГал.
- 3) Морфология аномалий в свободном воздухе обусловлена рельефом дна и суши, морфология аномалий Буге – подошвой земной коры (границей Мохо).
- 4) Амплитуды аномалий над ними достигают сотен мГал.

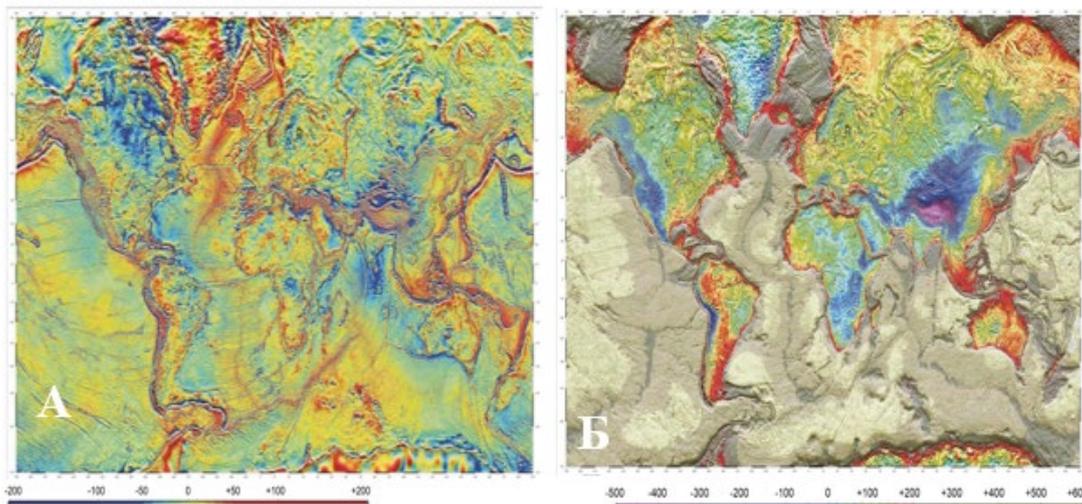


Рис. 8.2. А – аномалии поля силы тяжести в редукции свободный воздух, Б – аномалии поля силы тяжести в редукции Буге ($\sigma=2,67 \text{ г/см}^3$)

На рисунке 8.3 показано аномальное магнитное поле Земли (модели EMAG и WDMAM):

- 1) Детальность магнитного поля соответствует масштабу 1: 2 000 000. (детальность 2')
- 2) СКО аномалий не одинакова, она меняется от 10 нТл. До 50-80 нТл на территориях слабо обеспеченных исходными данными
- 3) Амплитуды аномалий над ними достигают тысяч нТл.

Модели аномального магнитного поля EMAG2, EMAG2v3 и WDMAM можно найти в открытом доступе на сайтах: <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag> и wdmam.org

Они составлены по данным спутниковых, морских аэро- и наземных измерений.

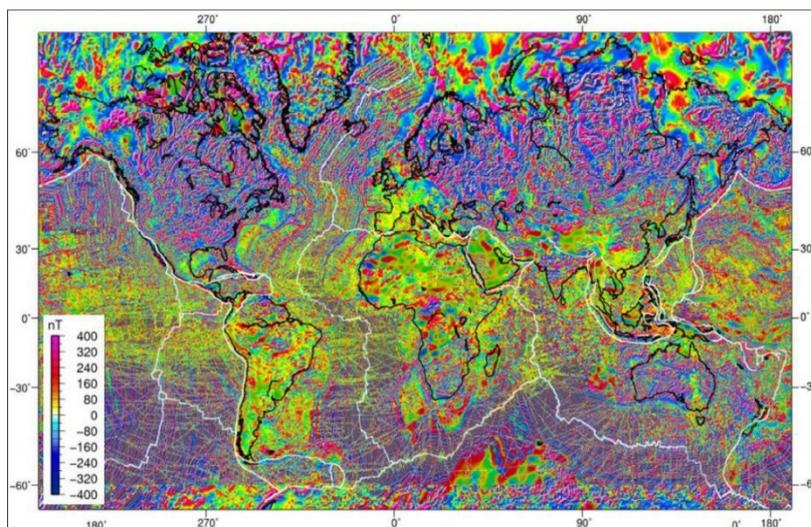


Рис. 8.3. А – аномалии поля силы тяжести в редукции свободный воздух, Б – аномалии поля силы тяжести в редукции Буге ($\sigma=2,67 \text{ г/см}^3$)

Космические электромагнитные исследования

Солнечный ветер взаимодействует с магнитосферой Земли. Возникают длиннопериодные вариации магнитного поля. В Земле индуцируются теллурические токи.

Спутниковые МВ зондирования Земли позволяют строить 3D модели электропроводности мантии.

Наблюдения с орбиты Земли в 2000-х годах (основные миссии):

1) *Magsat (NASA/USGS)*

- Время жизни 1979 – 1980.
- Высота 350-500 км.
- Период вращения ~ 90 минут.
- Скалярные/векторные данные.

2) *Ørsted (Denmark)*

- Время жизни 1999 – 2013.
- Высота 630-880 км.
- Период вращения ~ 100 минут.
- Векторные данные.

3) *CHAMP (Germany)*

- Время жизни 2000 – 2010.
- Высота ~ 350-450 км.
- Период вращения ~ 90 минут.
- Векторные данные.

4) *SAC-C (USA/Denmark/Argentina)*

- Время жизни 2000 – 2005.

- Высота ~ 700 км.
- Период вращения ~ 100 минут.
- Скалярные данные.

Изучение низкочастотных вариаций магнитного поля Земли может проводиться по данным двух типов:

- данные обсерваторий;
- данные спутников.

Преимущества и недостатки спутниковых исследований:

- + хорошее пространственное покрытие данными;
- + однородное (и отличное) качество данных;
- спутник находится в движении, таким образом измеряя одновременно пространственные и временные вариации поля.

Преимущества и недостатки обсерваторий:

- + измеряются только временные вариации поля (местоположение фиксировано)
- неравномерное пространственное покрытие данными и часто низкое качество данных.

В настоящее время существует 3D модель электропроводности Земли.

Структура электропроводности позволяет и выделить проводящий слой, и проследить крупные тектонические границы. Модель начинается от глубин 410-520 км и до глубин 1500 км. Проводящие аномалии выделяются на северо-востоке Китая, на юго-востоке Австралии и т.д.

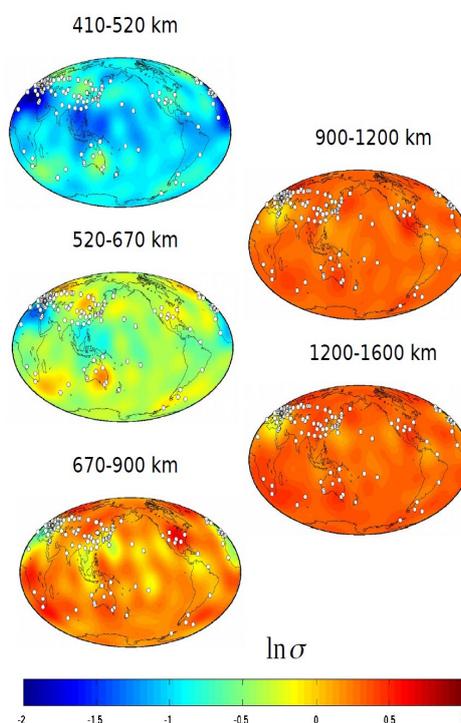


Рис. 8.4. 3D модель электропроводности Земли

По данным наблюдений обсерваторий:

- 1) Semenov A. and Kuvshinov A., 2012. Global 3-D imaging of mantle electrical conductivity based on inversion of observatory C-responses – II. Data analysis and results. *Geophysical Journal International*, 191, 965-992.
- 2) Модель построена в результате решения обратной задачи на основе данных сети геомагнитных обсерваторий INTERMAGNET
- 3) Выделяются проводящие аномалии на СВ Китая и на ЮВ Австралии

По данным наблюдений со спутников:

- 1) В.Н. Ораевский, Н.М. Ротанова, В.И. Дмитриев и др. Глобальное магнитовариационное зондирование Земли по данным спутника "МАГСАТ". *Геомагнетизм и аэрономия*, 1992, т. 32, N 3, с. 60-69.
- 2) Н.М. Ротанова, В.Н. Ораевский, В.Ю. Семенов, Д.Ю. Абрамова. Региональное магнитовариационное зондирование Земли с использованием данных спутника «МАГСАТ». *Геомагнетизм и аэрономия*, 1994, т. 34, N 4, с. 123-129.

Аспект II. Геофизические методы изучения строения планет

По результатам миссий GRACE, GOCE, GRAIL уточнены средний радиус, масса, ускорение свободного падения, средняя плотность (табл. 8.6).

Таблица 8.6. Поле силы тяжести Земли Луны и планет

Земля	Луна	Марс
Поверхностные и приповерхностные съемки Спутниковые миссии ((GRACE, GOCE) Средний радиус ~6371 км Масса $5,9726 \cdot 10^{24}$ кг Ускорение свободного падения на экваторе: $9,78 \text{ м/с}^2$ Средняя плотность: $5,51 \text{ г/см}^3$	Спутниковая миссия GRAIL (подобна миссии GRACE) Орбита переходная, с высокоэллиптической до круговой. Средний радиус ~1737 км Масса $7,3477 \cdot 10^{22}$ кг Ускорение свободного падения на экваторе: $1,62 \text{ м/с}^2$ Средняя плотность: $3,34 \text{ г/см}^3$	По данным НАСА, модель гравитационного поля Godard Mars Model 3 и топографическая карта MARS MOLA topography. Средний радиус ~3389 км Масса $6,4171 \cdot 10^{23}$ кг Ускорение свободного падения на экваторе: 3.71 м/с^2 Средняя плотность: 3.93 г/см^3

Рассмотрим гравитационное поле Луны по данным миссии GRAIL (рис. 8.5, 8.6):

- 1) Детальность гравитационного поля соответствует масштабу 1: 5 000 000.
- 2) СКО аномалий Буге ~20 мГал.
- 3) Наиболее яркие гравитационные аномалии – масконы. Амплитуды аномалий над ними достигают сотен мГал.
- 4) Размеры масконов от нескольких метров до 600 км.
- 5) Отмечено различие гравитационных аномалий на ближней и дальней сторонах Луны.

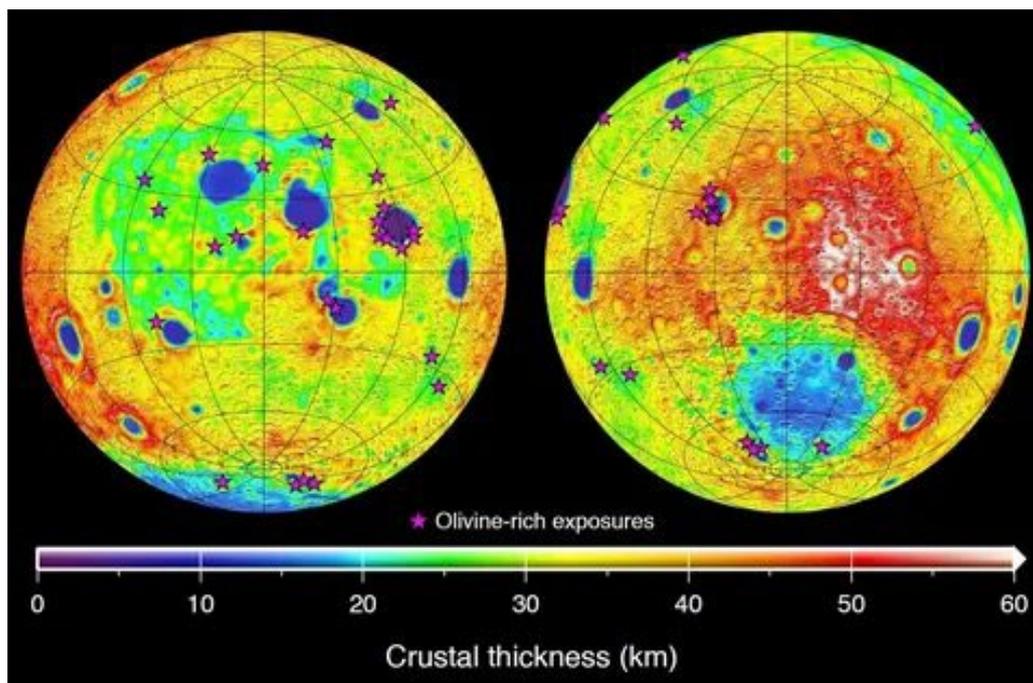


Рис. 8.5. Гравитационное поле Луны (по данным миссии GRAIL)

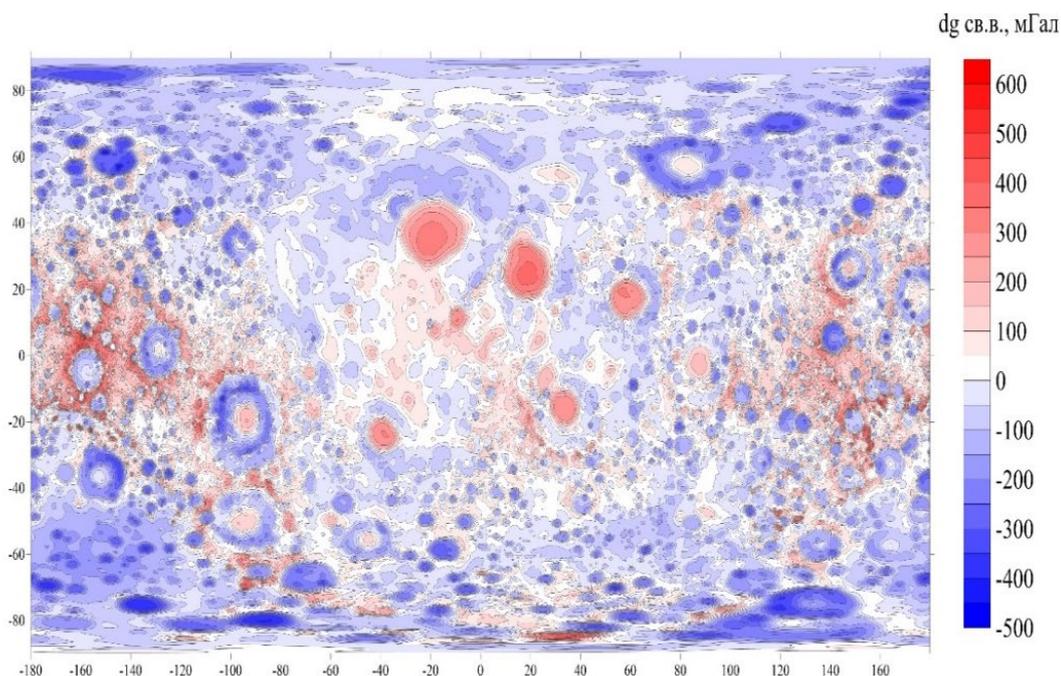


Рис. 8.6. Аномалии поля силы тяжести в редукции свободный воздух

В гравитационном поле Марса над кратером проявлена положительная аномалия, достигающая своего максимального значения 30 мГал над центром кратера и убывающая к периферии до -80 мГал (рис. 8.7).

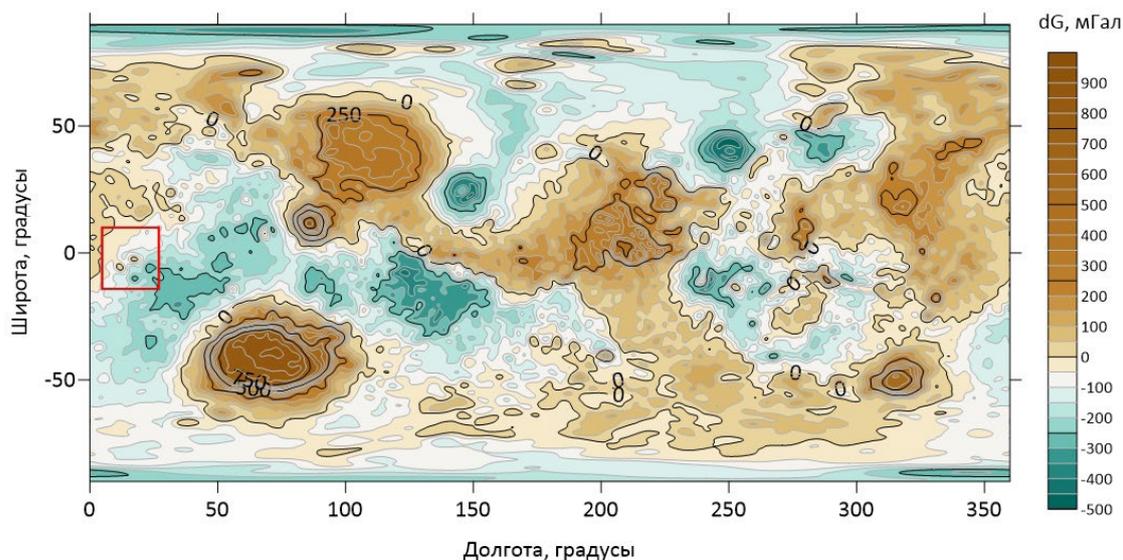


Рис. 8.7. Аномалии поля силы тяжести в редукции Буге GMM-3

Электромагнитные методы разведки в космосе

К 1973 году на Луне побывали «Аполлоны» и «Луноходы».

Выполнены расчёты компонент ЭМ поля Луны (состоящей из непроводящей оболочки и проводящего ядра) под воздействием солнечного ветра

Предложены методы зондирования:

- 1) по магнитным компонентам на Луне и её орбите;
- 2) по горизонтальным компонентам электрического и магнитного полей на поверхности

Аналогично исследованиям Земли:

- 1) Электроразведка на поверхности Луны, Марса для изучения электрических свойств верхней части разреза, с целью поиска воды.
- 2) Магнитовариационные исследования с орбиты для изучения электропроводности мантии Луны, Марса.

Китайская миссия «Чжужун» на Марсе

14 мая 2021 года «Чжужун» совершил мягкую посадку на равнине Утопия (Марс) в составе станции «Тяньвэнь-1». Изначально он был рассчитан на работу в течение 90 суток. К 15 августа 2021 года «чжужун» успешно выполнил основную научную программу, рассчитанную на 90 суток, и с тех пор продолжает работать на марсе сверх запланированного срока.

Запущен с АМС 23 июля 2020 года. В её составе достиг Марса 10 февраля 2021 года.

К 7 мая 2022 года Чжужун проработал 349 суток, пройдя около 1921 метр и передав 940 Гб разнообразных научных данных. Первое марсианское лето его работы, продлившееся земной год, закончилось, и в преддверии наступающей зимы он стал готовиться к переходу в спящий режим. Температура в месте его работы в это время составляла -20°C , зимой же она опускается до -100°C .

Аппаратура: *Rover Penetrating Radar (RoPeR)* – георадар, который оснащен высокочастотным каналом (450-2150 МГц) и низкочастотным каналом (15-95 МГц), способными проникать на глубину 3-10 м и примерно до 100 м, соответственно, ниже поверхности Марса, в зависимости от диэлектрических свойств подповерхностных материалов.

Результаты (рис. 8.8, 8.9):

а) Профиль низкочастотного радиолокационного изображения (верхняя линия, обозначает топографию относительно места посадки). Пунктирная линия выше 10 м обозначает предполагаемое дно верхнего слоя, предположительно содержащего в основном реголит. Две сплошные линии на глубинах около 30 и 80 м представляют контакты между вторым и третьим слоями и основанием третьего слоя соответственно. Две пунктирные линии примерно на глубине 10 и 40 м - отдельные более мелкозернистые и крупнозернистые скальные блоки во втором и третьем слоях соответственно.

б) Интерпретированная литологическая стратиграфия, основанная на радиолокационных изображениях.

в) Изменение диэлектрической проницаемости с глубиной. Красная линия представляет собой усредненный 1D профиль диэлектрической проницаемости, а ограничивающая серая полоса обозначает изменения вокруг средней диэлектрической проницаемости на каждой глубине.

Диэлектрическая проницаемость ниже примерно 80 м плохо определяется.

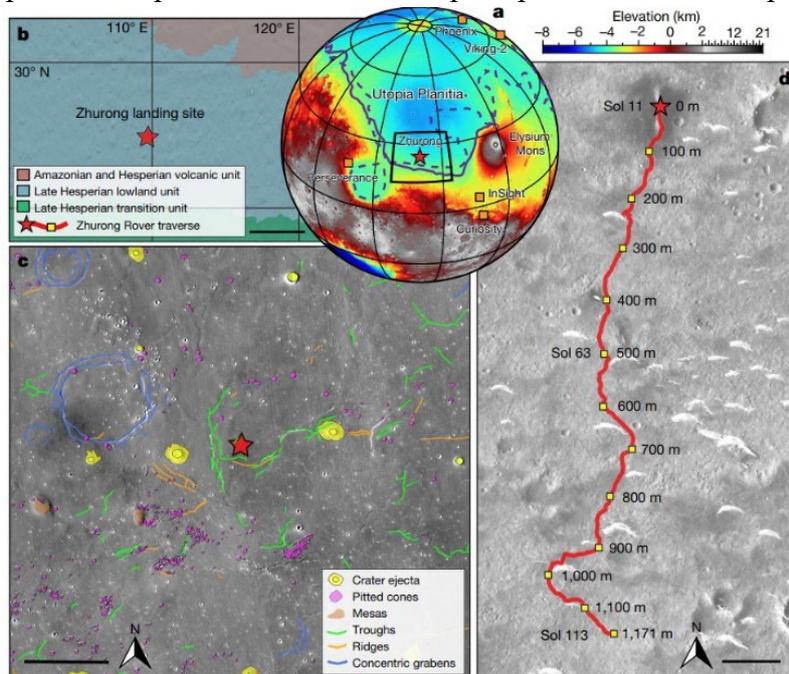


Рис. 8.8. Профиль низкочастотного радиолокационного изображения

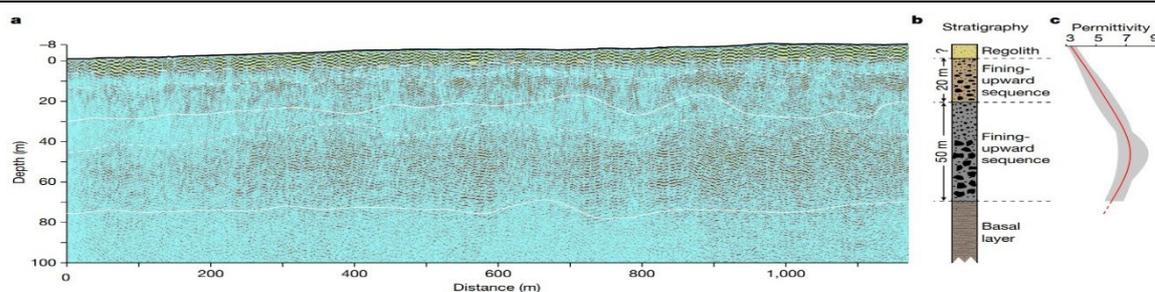


Рис. 8.9. b) Интерпретированная литологическая стратиграфия, основанная на радиолокационных изображениях, c) Изменение диэлектрической проницаемости с глубиной

8.5. Актуальные вопросы комплексной интерпретации

Комплексная интерпретация геофизических данных, а точнее на сегодняшний день – комплексная интерпретация геологических и геофизических данных, актуальный вопрос перспективного развития.

На сегодняшний день комплексирование обычно начинается на завершающей стадии. Оно, в лучшем случае, состоит в обобщении разнородных моделей, построенных в результате интерпретации отдельных геофизических методов в единую геолого-геофизическую модель. Приблизительно так, как мы с вами делали при выполнении учебного задания.

Исключение составляют хорошо развитые комплексы совместной интерпретации сейсморазведочных данных с данными гравиразведки и магниторазведки – методики сейсмогравитационного и сейсмоманнитного моделирования. Идет разработка аналогичного подхода к комплексу сейсморазведки и электроразведки.

В этих случаях сейсмический каркас используется, как дополнительная априорная информация для построения интегральных (сейсмоденситной, сейсмоманнитной) итоговых моделей.

Задача будущего – создание подхода, позволившего бы строить результативную модель геологического строения, учитывающую всю априорную информацию уже на стадии решения обратной задачи. Первые шаги в этом направлении сделаны в программном обеспечении *GravMagInv* (Ченуго Л.С.), предполагающем учет геологической информации непосредственно в процессе построения плотностных или магнитных моделей.

Наставления и пожелания по итогам курса

Интерпретация геофизических данных – многоэтапный творческий процесс, использующий широкий арсенал методов, методик и подходов.

В этом процессе, на фоне общих закономерностей, таких как неоднозначность интерпретации, переход от общего к частному, комплексный подход к решению задачи, применение метода аналогий, моделирования господствуют «индивидуальность и творчество».

Все территории индивидуальны – по геологическому строению, по степени изученности и задачам текущего этапа исследований. Большое влияние на процесс интерпретации оказывает уровень технической (аппаратурной) оснащенности, программное обеспечение. Надежность и достоверность интерпретации (при прочих равных условиях) полностью определяется слаженностью интерпретационной группы и квалификацией геологов и геофизиков, создающих результативные геолого-геофизические реконструкции: разрезы, схемы, объемные модели.

Контрольные вопросы

- 1) Что такое комплексная интерпретация геофизических данных?
- 2) Чем вызвана необходимость комплексирования?
- 3) Что такое физико-геологическая модель?
- 4) Что подразумевается под априорной ГФМ?
- 5) Чем отличается от нее апостериорная ГФМ?
- 6) Что такое структурно-вещественный комплекс?
- 7) Что такое типовой комплекс исследований?
- 8) Чем определяется состав работ типового комплекса?
- 9) В чем отличие рационального комплекса от типового?
- 10) Что подразумевает комплексная интерпретация геофизических данных?
- 11) Перечислите спутниковые методы изучения Земли?
- 12) Использование геофизических методов изучения планет.

Лекция 9. Интерпретация потенциальных полей при региональных геологических исследованиях

9.1. Комплекты Государственных геологических карт

При региональных геологических исследованиях за счет федерального бюджета в России создаются два вида Государственных геологических карт:

- 1) Госгеолкарта-1000 (масштаб 1 : 1 000 000);
- 2) Госгеолкарта-200 (масштаб 1 : 200 000).

Для составления карт существуют разнообразные инструкции. В обоих случаях согласно инструкции в комплект Госгеолкарты входят карты потенциальных полей:

- карта гравитационных аномалий;
- карта аномального магнитного поля.

Масштаб карт гравитационных аномалий и аномального магнитного поля более мелкий. Кроме того, геологические разрезы к геологическим картам в обязательном порядке сопровождаются графиками гравитационного и магнитного полей. Это позволяет производить качественную интерпретацию.

Поскольку первичные карты гравитационного поля являются секретными, а Госгеолкарта – издание открытое, в комплект включают либо карту аномалий в редукции Буге, выполненную в условном уровне и с условным шагом, либо карту локальных аномалий с наиболее приемлемым радиусом осреднения. Пример одной из геологических карт (рис. 9.1) – карта Южного Урала (карта дочетвертичных образований) в масштабе 1 : 200 000.

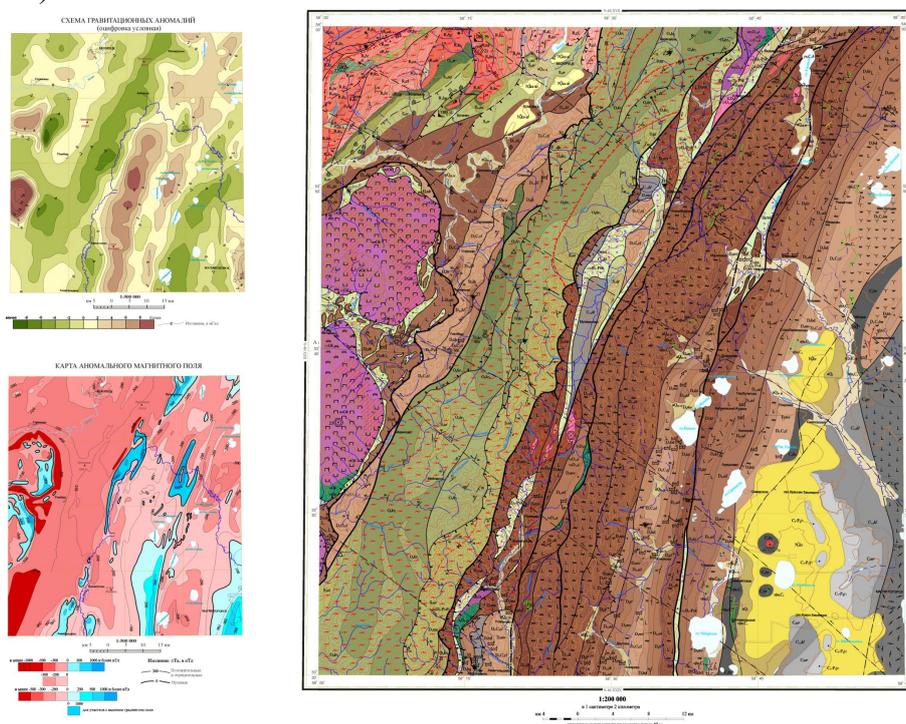


Рис. 9.1. Геологическая карта Южного Урала. Карт гравитационных аномалий и аномального магнитного поля

При производстве карт масштаба 1 : 200 000 происходит интерпретация на качественном уровне. По некоторым профилям проводится и количественная интерпретация.

Состояние геологической изученности Российской Федерации

В настоящее время создают государственные геологические карты второго издания. Первое издание государственной геологической карты было закончено к середине 1980-х годов (желтым цветом на рисунке 9.2 обозначены все площади). Регионы страны изучены неравномерно. Наиболее изученным оказался Урал, наименее изученными остаются Сибирь и Дальний Восток. Второе издание далеко от завершения.

По характеру геологического строения на территории РФ выделено 97 серий листов для которых составлены серийные легенды, которые постоянно обновляются. Это сделано для того, чтобы можно было создавать «бесшовные» карты для тех регионов, которые устроены одинаковым образом. Между сериями производить такие проекты произвести сложнее.

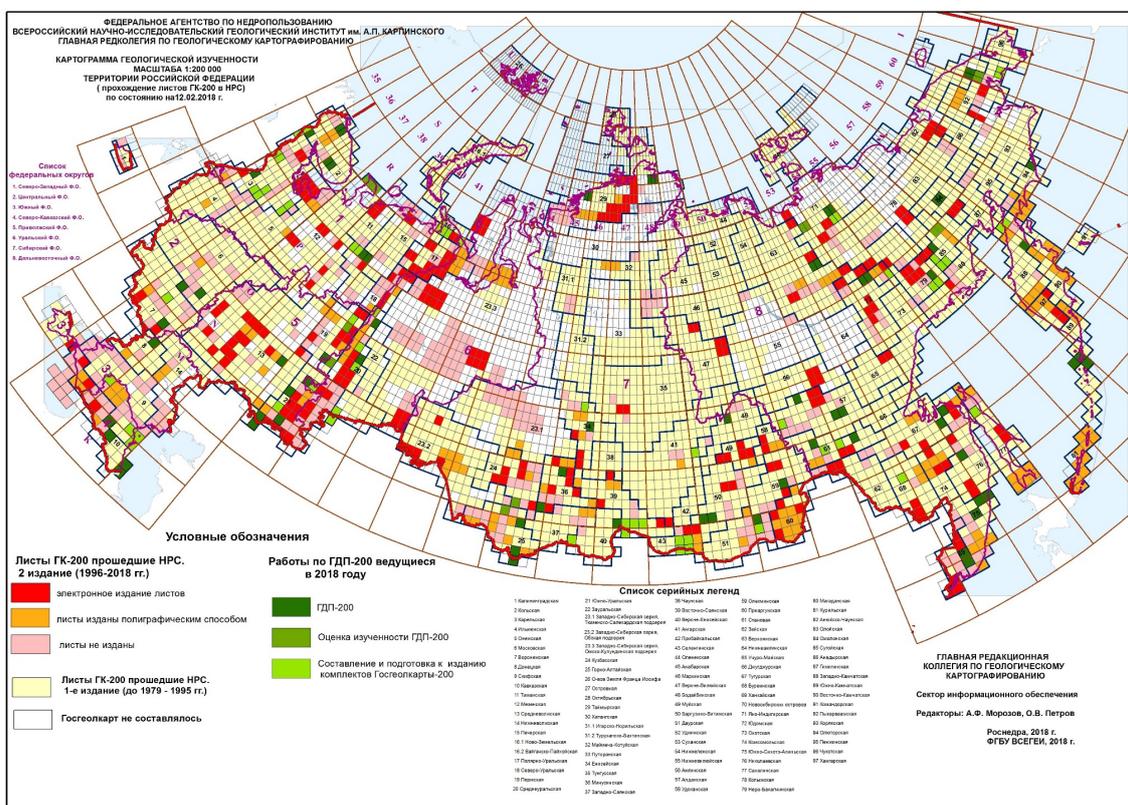


Рис. 9.2. Состояние геологической изученности РФ (масштаб 1:200 000)

9.2. Опережающая геофизика

Геофизические материалы, используемые для составления Государственной геологической карты, подготавливаются, как правило, до проведения съемки в виде «Опережающей геофизической основы». В стандартном варианте они включают в себя не только первичные карты, но их трансформанты, петрофизическую информацию, а

также первичную качественную интерпретацию. Поскольку интерпретация обычно делается практически без участия геологов-специалистов по конкретной территории (для увеличения стоимости работ), она бывает довольно грубой и практически всегда подлежит переинтерпретации.

Геофизические основы подготавливаются специализированными предприятиями тремя способами:

- 1) по ретроспективным материалам (по данным геофизических съемок прошлых лет, главным образом, 70-80 гг. прошлого века);
- 2) по вновь проведенным, главным образом, аэрогеофизическим съемкам;
- 3) комбинированным методом.

На рисунке 9.3 показана карта аномального магнитного поля, состоящая из 11 листов. Карта составлена по данным нескольких съемок: часть съемок проводилось раньше, часть – позже. Все съемки сопоставляются вместе и после приведения к одному уровню появляется обновленная итоговая карта.

Трансформанты:

- карта региональной составляющей (рис. 9.4): карта составляется камеральным путем (посредством сглаживания и выявления самых глубинных аномалий);
- карта локальной составляющей аномального магнитного поля (рис. 9.5): карта получена путем вычитания из первичной карты региональной составляющей;
- карта модуля горизонтальной составляющей аномального магнитного поля (рис. 9.6).

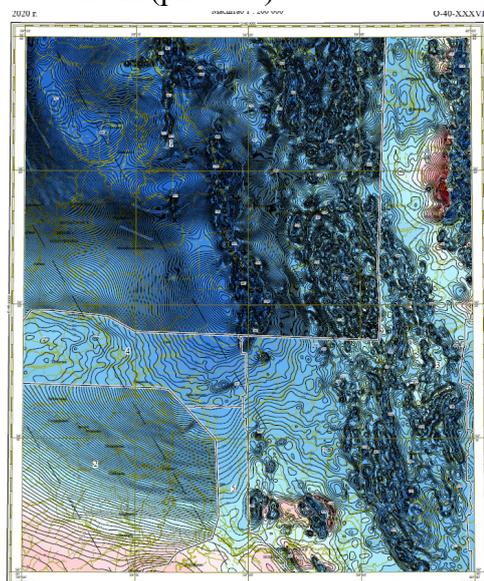


Рис. 9.3. Карта аномального магнитного поля

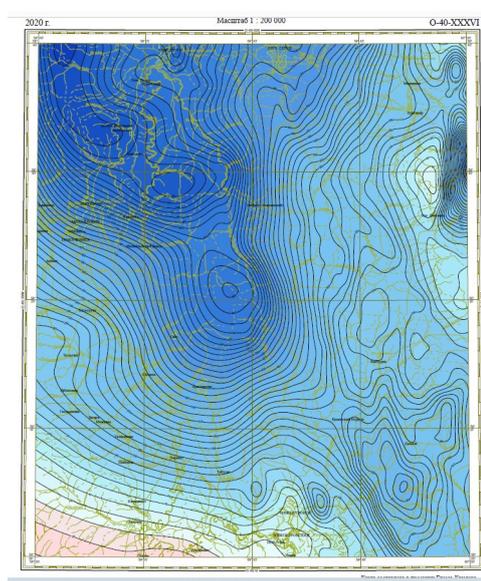


Рис. 9.4. Карта региональной составляющей аномального магнитного поля

Обычно геологи работают с картой локальной составляющей поскольку она отражает поверхностную геологию в наилучшем виде. Интерпретация таких данных позволяет составлять более точные карты.

Гравиметрическая карта в редукции Буге (рис. 9.7) рассчитанная на плотности промежуточного слоя 2.67 г/см^3 и выполненная в условном уровне. Вероятно, карта составлена по ретроспективным материалам.

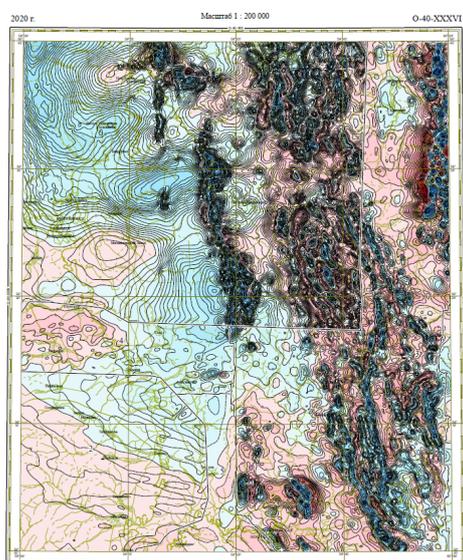


Рис. 9.5. Карта локальной составляющей аномального магнитного поля

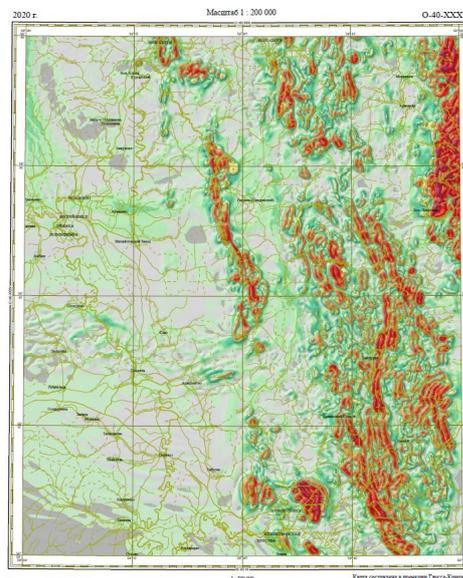


Рис. 9.6. Карта модуля горизонтальной составляющей градиента аномального магнитного поля

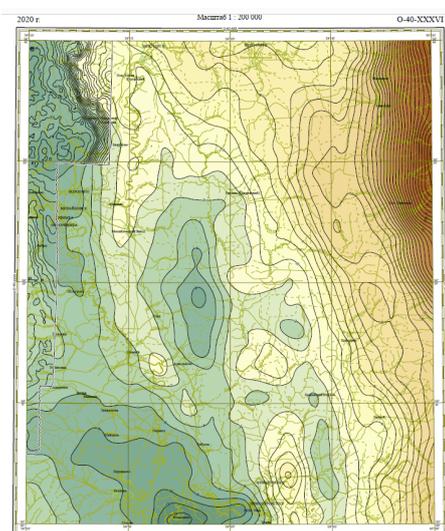


Рис. 9.7. Гравиметрическая карта. Редукция Буге, плотность промежуточного слоя 2.67 г/см^3 , уровень условный

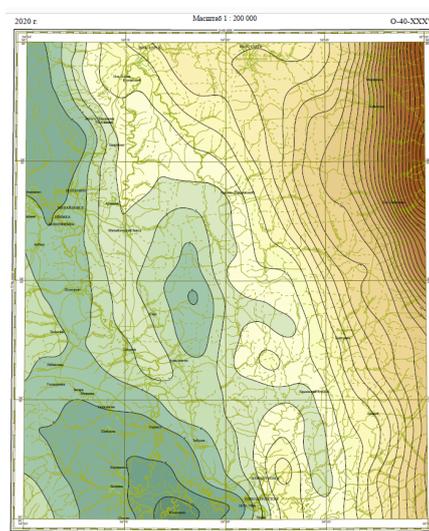


Рис. 9.8. Карта региональной составляющей поля силы тяжести

Трансформанты:

- карта региональной составляющей поля силы тяжести (рис. 9.8): мало отличается от первичной карты поля силы тяжести в редукции Буге;
- карта локальной составляющей поля силы тяжести (рис. 9.9).
- карта модуля горизонтальной составляющей градиента поля силы тяжести (рис. 9.10).

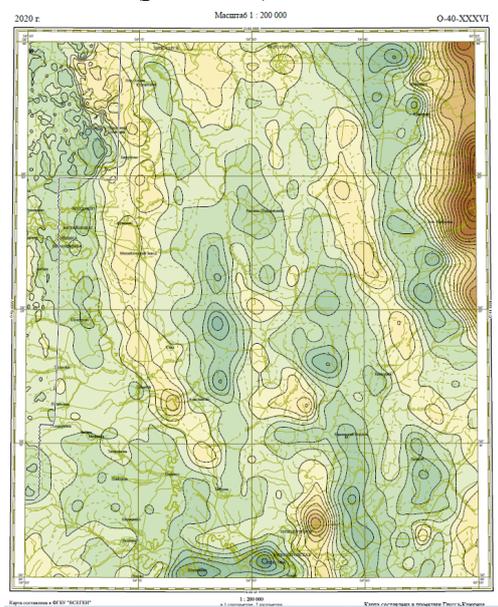


Рис. 9.9. Карта локальной составляющей поля силы тяжести

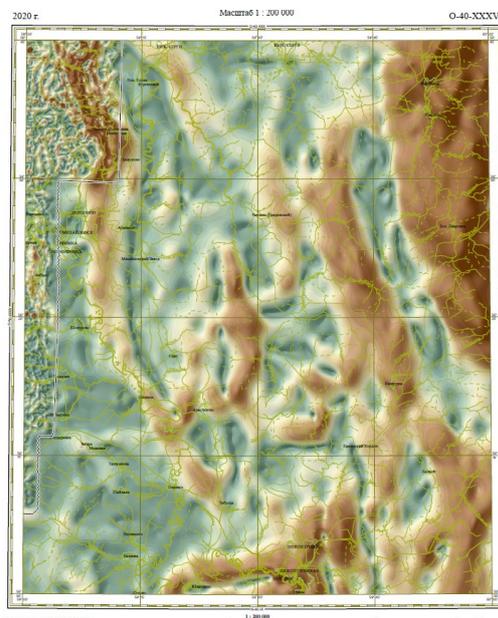


Рис. 9.10. Карта модуля горизонтальной составляющей градиента поля силы тяжести

Карта региональной составляющей поля силы тяжести хорошо отражает глубинное строение территории. Для более конкретной интерпретации используют карту локальной составляющей поля силы тяжести, которая в большей мере отражает поверхностные структуры. Карта локальной составляющей состоит из более мелких аномалий, чем исходная и региональная карты полей силы тяжести.

Карта модуля горизонтальной составляющей градиента поля силы тяжести используется, поскольку отражает границы крупных блоков земной коры и в полной мере может быть использована для составления геолого-геофизических разрезов и выяснения геологической структуры на глубине.

Наборы первичных карт и их трансформант позволяют хорошо интерпретировать геологическое строение в труднодоступных районах.

Рассмотрим карту состояния обеспеченности геофизическими материалами (рис. 9.11). В настоящее время материалов по геофизике не очень много.

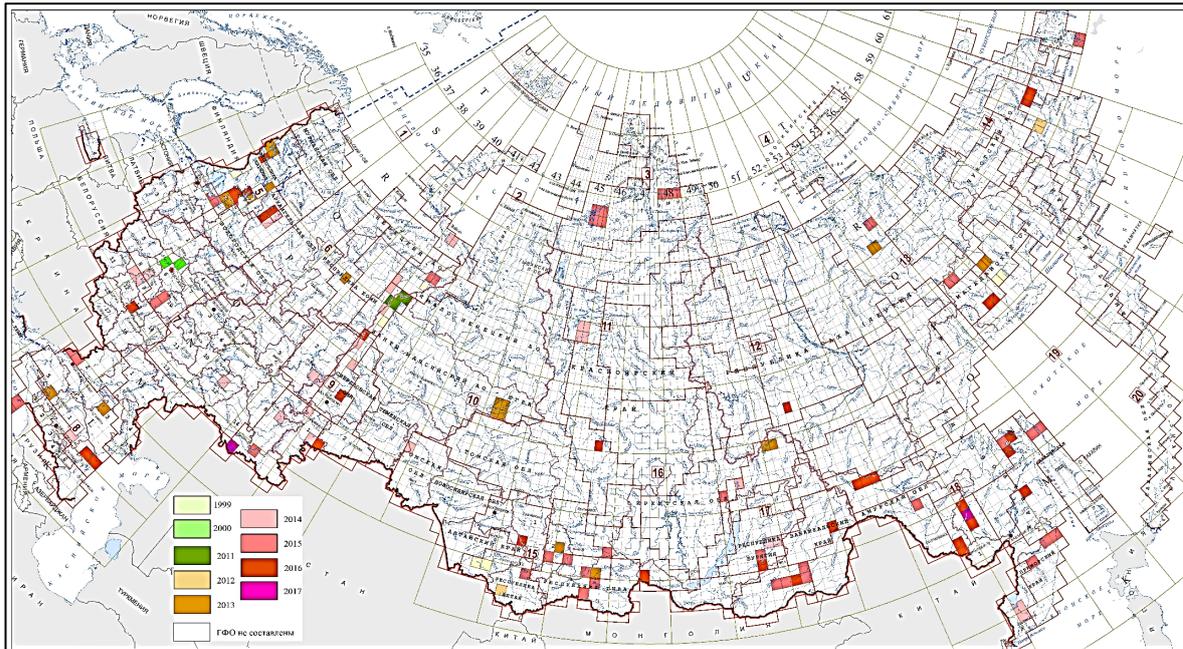


Рис. 9.11. Состояние обеспеченности ГК-200/2 РФ геофизическими основами (на 01.09.2017)

Рассмотрим вид опережающей основы, составленной по ретроспективным материалам (рис. 9.12). В схеме комплексной интерпретации проведены, вероятно, разломы и несколько аномальных зон.

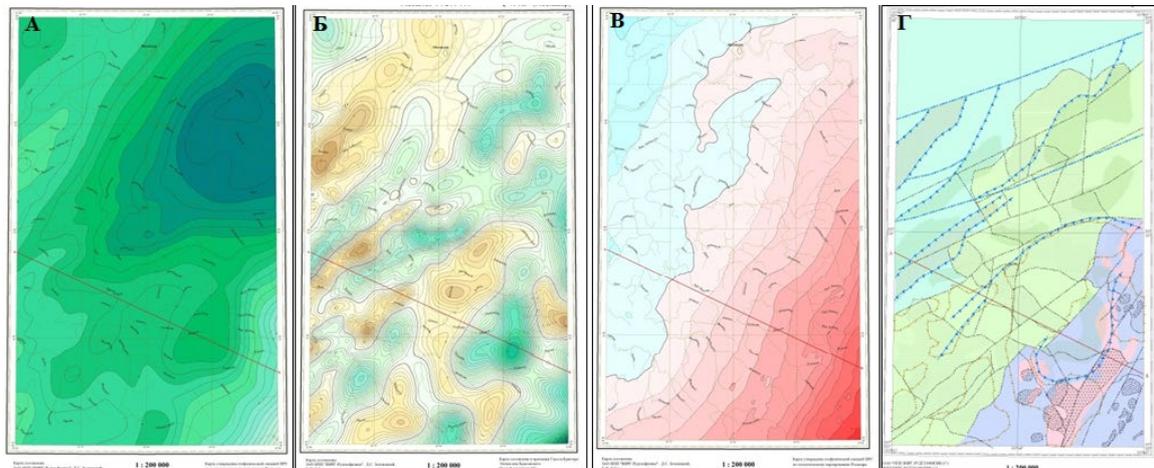


Рис. 9.12. А – гравиметрическая карта (редукция Буге – 2.67 г/см^3), уровень условный; Б – карта локальной составляющей аномального поля силы тяжести; В – карта аномального магнитного поля (ΔT); Г – схема комплексной интерпретации геофизических данных

Сопоставление результатов аэромагнитной съемки

Рассмотрим сопоставление результатов аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 (рис. 9.13). За 30 лет значительно изменилась приборная база: чувствительность, точность и т.д. В юго-западной части поле стало чуть более детализированным. В

центральной и восточной частях наблюдаются принципиальные изменения: выявляются структуры, которых прежде не было. В зоне слабо-аномального поля (юго-запад листа) разница оказывается несущественной, а в зоне знакопеременного интенсивного поля (центральная часть листа) – принципиальной: проявляются структуры, которые ранее не были выделены никак. У двух съемок соответствие геологическим данным и способы интерпретации – совершенно разные. Все современные данные лучше старых съемок.

Качество данных зависит не только от приборной базы, но и от точности привязки маршрутов. В 80-е годы пилоты производили визуальную привязку. Поэтому точность привязки была низкой. Все современные аэромагнитные съемки привязываются с помощью GPS: из-за этого карты могут иметь существенные изменения.

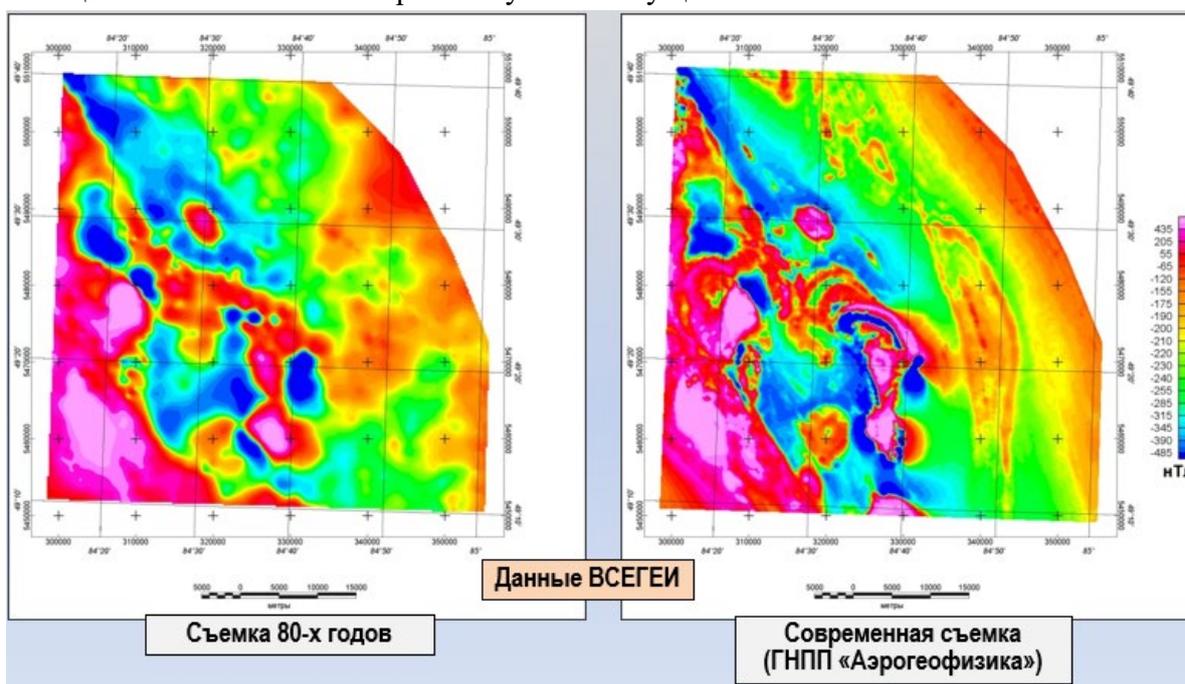


Рис. 9.13. Сопоставление результатов аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000

Изученность РФ современными аэрогеофизическими методами

В настоящее время современными геофизическими методами изучены следующие области и районы (рис. 9.14):

- область Предкавказья,
- центральные районы,
- часть Приполярья,
- Охотское море,
- отдельные блоки в пределах Сибири,
- Северный полярный Урал (в прошлом, работы проводились для того, чтобы проложить железную дорогу через Урал).

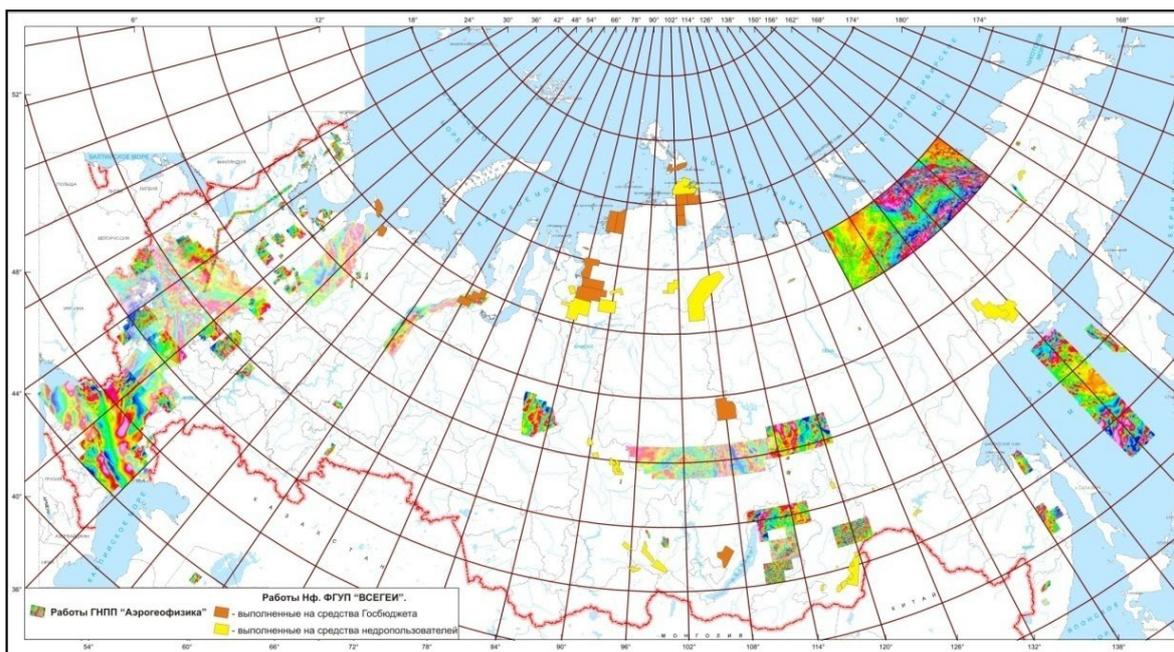


Рис. 9.14. Высокоточные крупномасштабные аэрогеофизические съемки ГНПП «Аэрогеофизика», НФ ФГУП «ВСЕГЕИ» (1995-2012 гг.)

9.3. Особенности геологической интерпретации грави-магнитных материалов в районах сложного геологического строения

В большинстве случаев в задачи составления Госгеолкарты входит *качественная* геологическая интерпретация потенциальных полей и, реже, *количественная* интерпретация по отдельным профилям.

Обязательным элементом схем интерпретации является выделение рудоконтролирующих структурных элементов.

1 этап – *геолого-геофизическое районирование*: выделение площадей со сходным геологическим строением и однородной структурой потенциальных полей – построение общей геолого-геофизической модели.

2 этап – *выявление признаков*, позволяющих оконтурить отдельные объекты внутри выделенных районов и проведение их границ, то есть построение детальной геолого-геофизической модели.

3 этап – *анализ распределения рудных объектов* и их связи с конкретными особенностями геолого-геофизической модели.

4 этап – *картографическая реализация* геолого-геофизической модели.

В качестве примера возьмем лист N-41-XIX (рис. 9.15). Желтыми секторами условно прикрыты необнаженные места. В реальности их гораздо больше.

Проведем последовательно интерпретацию данной территории:

Этап 1. Геолого-геофизическое районирование

Некоторые области имеют разный характер положения аномалий: на северо-западе – крупный гравитационный максимум; на востоке – максимум; в центральной части выделяется серия гравитационных минимумов. Все области разделены зонами

градиентов, которые соответствуют зонам контактов крупных блоков. Выделим участки с разным уровнем гравитационного поля по зонам максимальных градиентов A_2 , B_2 , B_2 (вариант – с учетом геологической информации) (рис. 9.16). Линия A_2 отделяет крупную положительную аномалию от зоны спокойного поля.

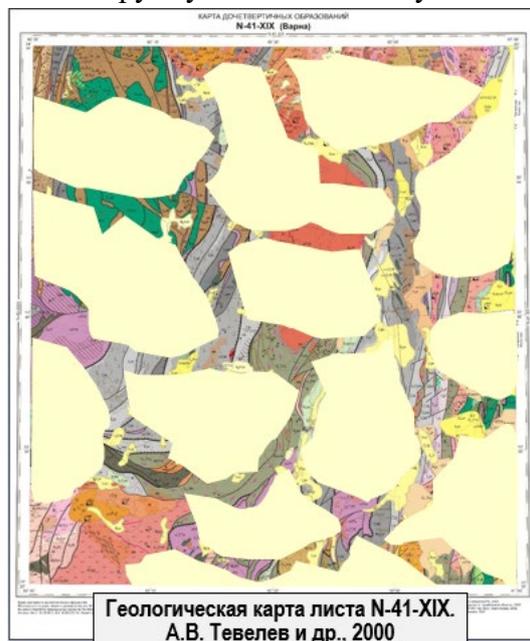


Рис. 9.15. Геологическая карта листа N-41-XIX. А.В. Тевелев и др., 2000

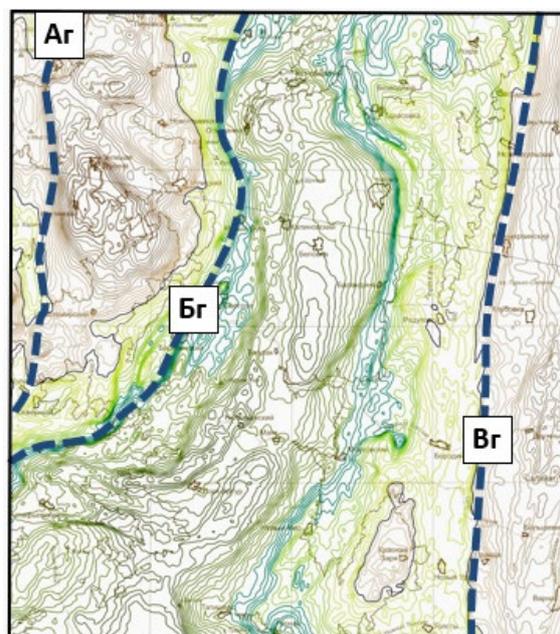


Рис. 9.16. Схема гравитационных аномалий

Перенесем линии, выделенные по карте гравитационных аномалий на карту магнитных аномалий (рис. 9.17). В северо-западной части изучаемой территории выделяется область спокойного магнитного поля, окруженного серией резких положительных аномалий; на востоке наблюдается спокойное магнитное поле; в середине в восточной части наблюдается довольно интенсивное поле с субмеридиональным расположением аномалий. Западная (А) и восточная (В) границы блоков совпадают по расположению в полях, а центральная (Бг) в магнитном поле смещена на запад (Бм): перенесем линию западнее. Подкорректируем модель в области минимума и добавим границы подзон по выраженным градиентам (рис. 9.18). Таким образом, выделено 4 блока с разным уровнем и с разным характером гравитационного и магнитного поля. Внутренняя центральная часть – разнообразна. В ней необходимо выделить несколько подзон, которые соответствуют восточно-магнитогорской мегазоне.

Обозначим нумерацию всех зон. Все зоны отвечают геологическим зонам различного строения. Оконтурив тела, можно условно снять слой четвертичных образований и построить карту дочетвертичных образований. Знаками $3а$, $3б$, $3в$ обозначены подзоны.

В общей геолого-геофизической модели выделились *крупные структурные элементы* восточной части Южного Урала, принципиально отличающиеся

геологическим строением. Разделы между ними маркируются резкой сменой характера потенциальных полей.

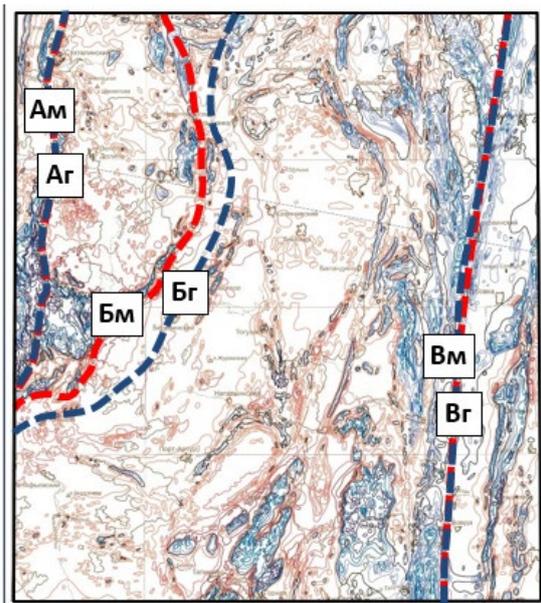


Рис. 9.17. Схема аномального магнитного поля

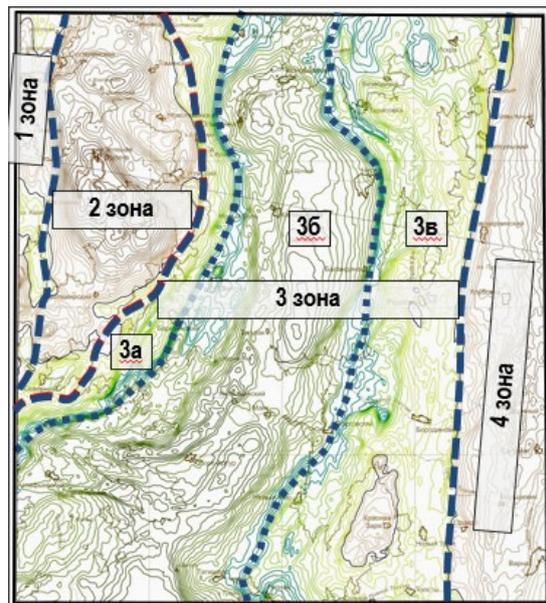


Рис. 9.18. Общая геолого-геофизическая модель

2 этап – выявление признаков, позволяющих оконтурить отдельные объекты внутри выделенных районов и проведение их границ

Рассмотрим карту гравитационных аномалий (рис. 9.19): в центре «каплевидная» аномалия. На геологической карте видно, что в этой зоне просвечивают отдельные фрагменты крупного гранитного массива. Структура гравитационного поля 3-й зоны определяется расположением гранитных массивов. Они отличаются по составу и петрофизическим свойствам, особенно по плотности, и хорошо читаются на карте гравитационных аномалий в виде локальных минимумов. Южнее крупных гранитных массивов не наблюдается, но присутствует небольшая овальная аномалия. На карте наблюдается еще несколько зон с похожими аномалиями. Все эти аномалии отвечают гранитным массивам разного возраста и состава.

По магнитной восприимчивости различные гранитоиды (на этой территории) практически не отличаются как друг от друга, так и от большей части вмещающих пород. Возникает вопрос: можно ли «читать» на карте магнитных аномалий немагнитные гранитные массивы. Ответ: можно, если немагнитные породы расположены среди пород с высокой намагниченностью. Таким образом, можно попробовать рассмотреть, как выражены гранитные массивы на карте магнитных аномалий: в восточной подзоне (Зв) (рис. 9.20) массивы гранитов располагаются среди девонских вулканитов с высокой магнитной восприимчивостью, поэтому они картируются по ровному, пониженному магнитному полю (там, где эти участки совпадают с локальными гравитационными минимумами).

При внедрении магнитной магмы вмещающие породы нагреваются, проходят точку Кюри. При остывании они проходят точку Кюри в обратную сторону и намагничиваются в том магнитном поле, которое существовало. Поскольку теплопроводность не очень высокая, зоны ороговикования довольно узкие. Массивам лейкогранитов в центральной подзоне (3б) тоже должно соответствовать спокойное пониженное магнитное поле. Вопрос: можно ли уверенно интерпретировать контур 1 как гранитный массив – можно исходя из геофизической картины аномальных полей. По всей видимости, зона контакта полого погружается на север.

Мелкие линейные аномалии магнитного поля, расположенные вокруг гранитных массивов, отвечают зонам роговиков. При внедрении магма прогревает вмещающие породы до температуры около 750°, они проходят точку Кюри и совсем размагничиваются. Потом они остывают и снова проходят точку Кюри, намагничиваясь в существующем магнитном поле.

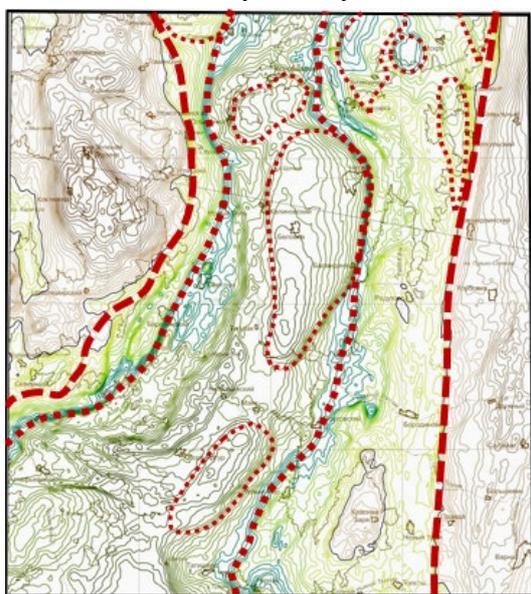


Рис. 9.19. Карта гравитационных аномалий с оконтуренными зонами аномалий

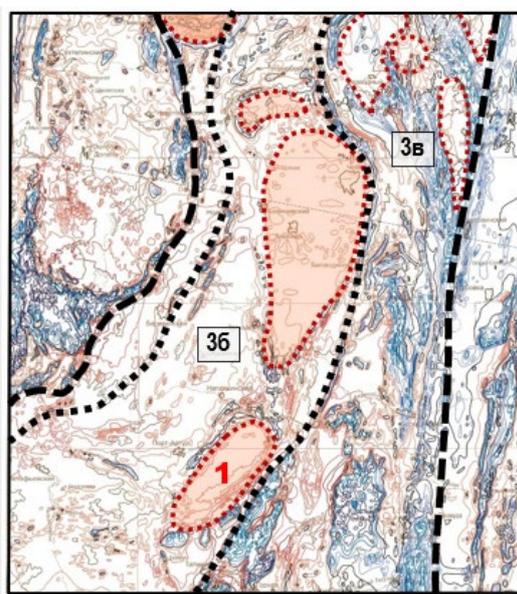


Рис. 9.20. Схема аномального магнитного поля

На следующем этапе становится видно, что отдельные зоны градиентов внутри большой зоны маркируют фронтальные части надвигов (рис. 9.21). В этой части соприкасаются породы существенно разной плотности. По этим зонам градиента можно откартировать надвиги и проверить это по карте магнитных аномалий (рис. 9.22): часть надвигов имеет серпентинитовую подложку, которая хорошо читается в магнитном поле. Это происходит из-за того, что при серпентинизации ультрамальфитов выпадает магнетит (фиолетовые области на карте).

Рассмотрим причину, по которой серпентиниты по-разному выражены в гравитационном поле (рис. 9.23):

- 1 массив хорошо выражен в магнитном поле, в гравитационном поле – максимум;
- 2 массив хорошо выражен в магнитном поле, в гравитационном поле – массив выделяется как фрагмент гравитационного минимума;
- 3 массив хорошо выражен в магнитном поле, в гравитационном поле – максимум;
- 4 массив хорошо выражен в магнитном поле, в гравитационном поле – не выражен.

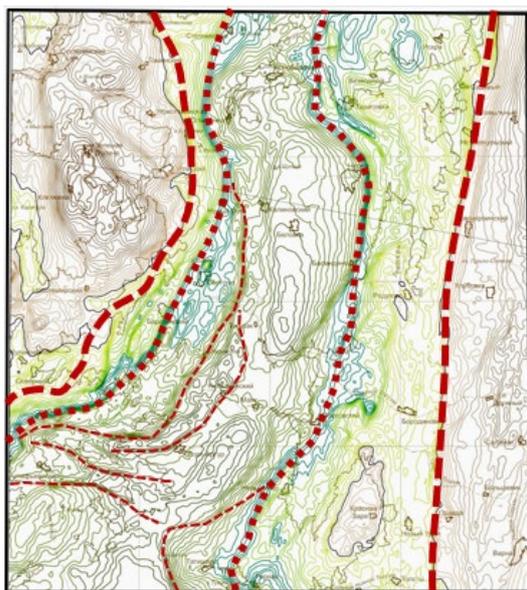


Рис. 9.21. Карта гравитационных аномалий с оконтуренными зонами аномалий

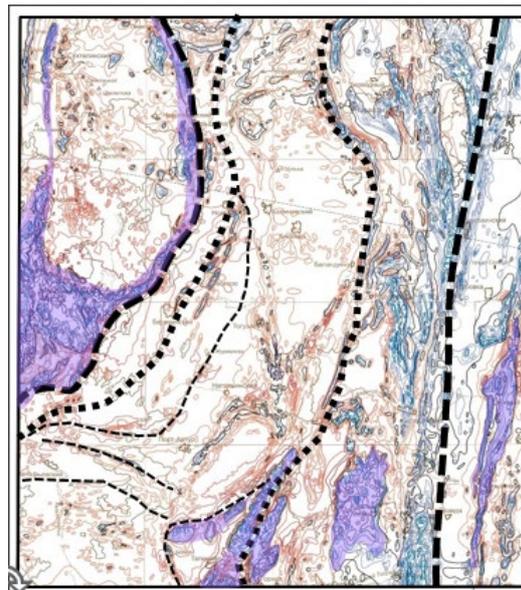


Рис. 9.22. Схема аномального магнитного поля

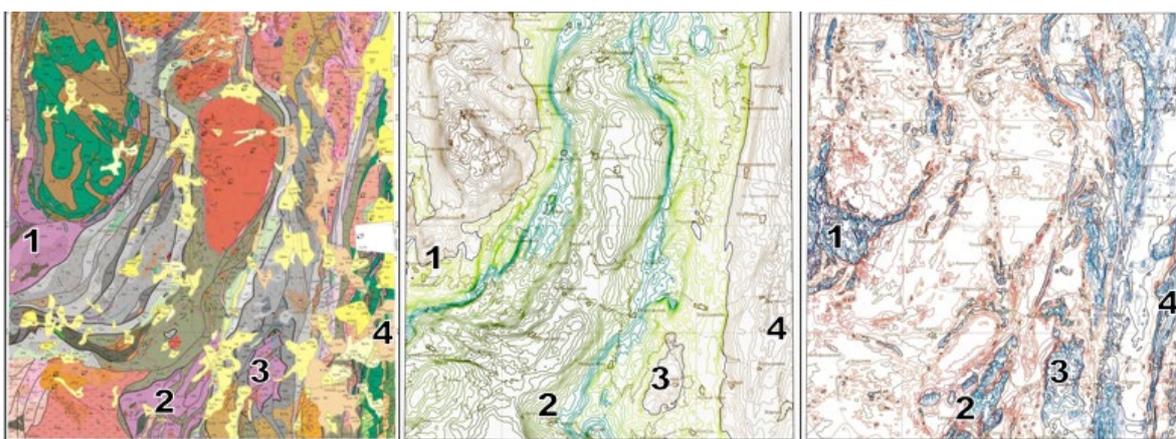


Рис. 9.23. Положение серпентинитов на геологической карте, карте гравитационных аномалий и карте аномального магнитного поля

Серпентиниты выражены в гравитационном поле по-разному, так как серпентинизация ультрамальфитов бывает неравномерной. Если породы полностью

серпентинизированы, то в гравитационном поле они будут выражаться в виде минимумов, если породы с не очень интенсивной серпентинизацией – ультрамафиты будут давать в гравитационном поле максимумы.

Рассмотрим отдельно каждый массив. Вокруг серпентинитовых массивов, которые хорошо выражены положительными аномалиями магнитного поля, наблюдаются серии магнитных минимумов. При этом падение контактов в таких случаях имеет направление от отрицательной аномалии под положительную. Все массивы имеют довольно пологие контакты. По этой причине магнитные максимумы сопровождаются минимумами со стороны восстания границ. Т.е. ориентироваться следует на то, как расположены минимумы, сопряжённые с максимумами, которые отвечают телам серпентинитов; падение контакта по направлению от минимума к максимуму:

- первый массив – все контакты падают на северо-запад;
- в центральной части контакты падают преимущественно на восток;
- на востоке контакты массива падают на встречу друг другу.

Магнитное поле и положение контактов серпентинитовых массивов подтверждают идею о том, что все они образовались при встречном шарьировании отдельных пластин на восточно-уральскую зону. В Зауральской зоне наблюдается синформа, сложенная серпентинитами.

Далее рассмотрим гравитационные максимумы (рис. 9.24). Ордовикские базальты есть в Сухтелинском аллохтоне (2 зона) и в Зауральской мегазоне (4 зона). Они немагнитны, но обладают высокой плотностью, поэтому им соответствуют интенсивные гравитационные максимумы.

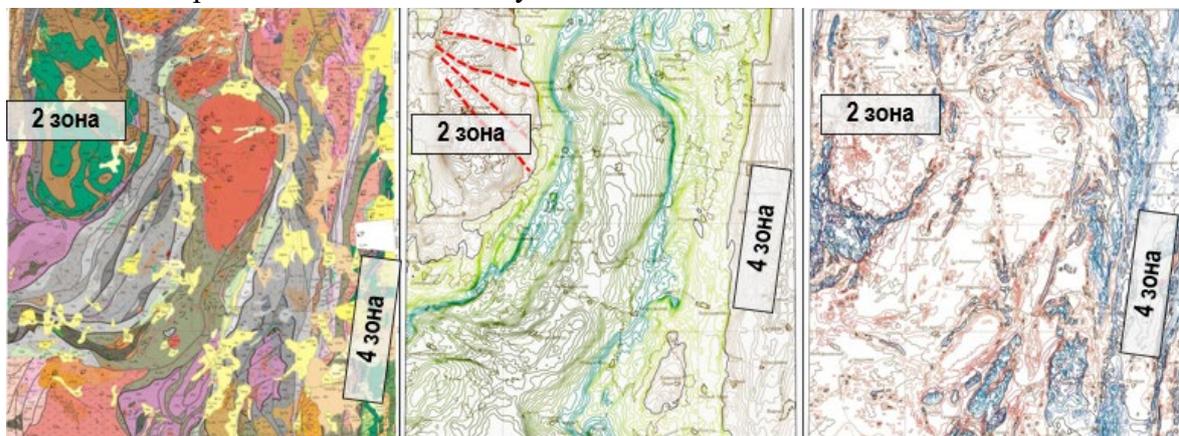


Рис. 9.24. Положение максимумов аномалий магнитного и гравитационного полей на геологической карте, карте гравитационных аномалий и карте аномального магнитного поля

Сухтелинский аллохтон представляет собой пакет тектонических пластин, среди которых преобладают пластины базальтов. Структура гравитационного поля аллохтона определяется распределением именно тектонических пластин базальтов, которые смещены сбросами.

3 этап – анализ распределения рудных объектов и их связи с конкретными особенностями геолого-геофизической модели

Одна из задач, имеющих рудную нагрузку – картирование массивов ультрамафитов (серпентинитов). Два из четырех массивов содержат месторождения. С ультрамафитами связаны такие полезные ископаемые, как хромитовые руды (хромшпинелиды) и никелевые руды (коры выветривания).

4 этап – картографическая реализация геолого-геофизической модели

В таблице 9.1 представлены горные породы и их выражение в гравитационном и магнитном поле (рис. 9.25).

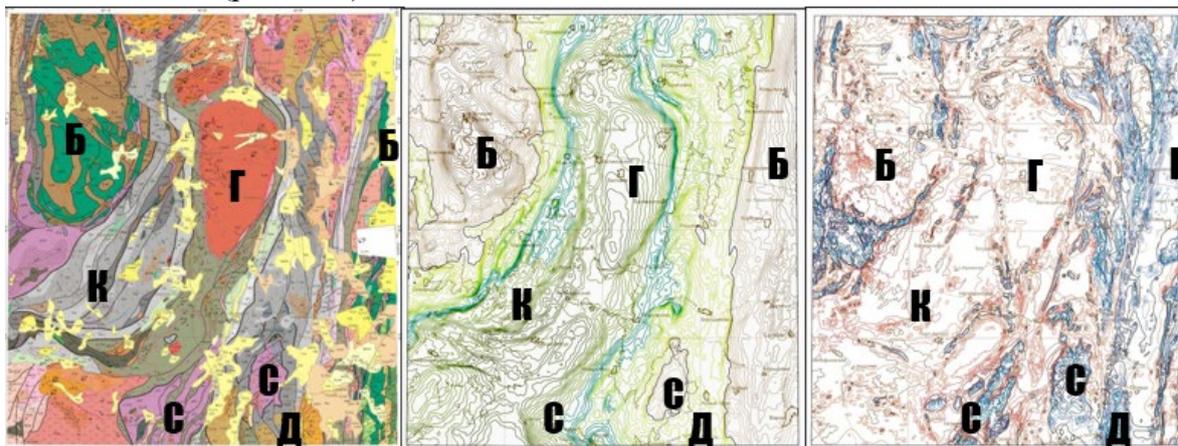


Рис. 9.25. Картографическая реализация геолого-геофизической модели

Таблица 9.1. Распределение объектов в гравитационное и магнитном поле

Тип	Порода	Гравитационное поле	Магнитное поле
Г	Граниты	Минимум	Нуль (+)
С	Серпентиниты	Максимум или нуль	Максимум
Б	Базальты ордовика	Максимум	Нуль
К	Вулканыты карбона	Нуль	Нуль
Д	Вулканыты девона	Нуль	Максимум

В тех районах, где не ясно, какова степень выраженности, можно поставить знаки вопроса (рис. 9.25). На последнем этапе происходит процесс интерпретации и строится схема (рис. 9.26). Схема в общем отвечает основным элементам. Если четкая интерпретация невозможна, необходимо оставлять пространство незаполненным или добавлять знаки вопроса.

Любая геологическая карта – это не столько отражение реально ситуации (так как 100% строение территории знать невозможно), сколько это модель, которая отражает данную ситуацию.

Главная идея при интерпретации геофизических потенциальных полей: геологическая информация всегда не полна (геолог получает отдельные точки, отдельные маршруты), потенциальные поля не дискретны и занимают всю поверхность. Любая интерпретация без анализа потенциальных полей может привести

к заблуждениям. Интерпретацию необходимо проводить совместно, т.е. должна проводиться совместная работа геолога и геофизика.

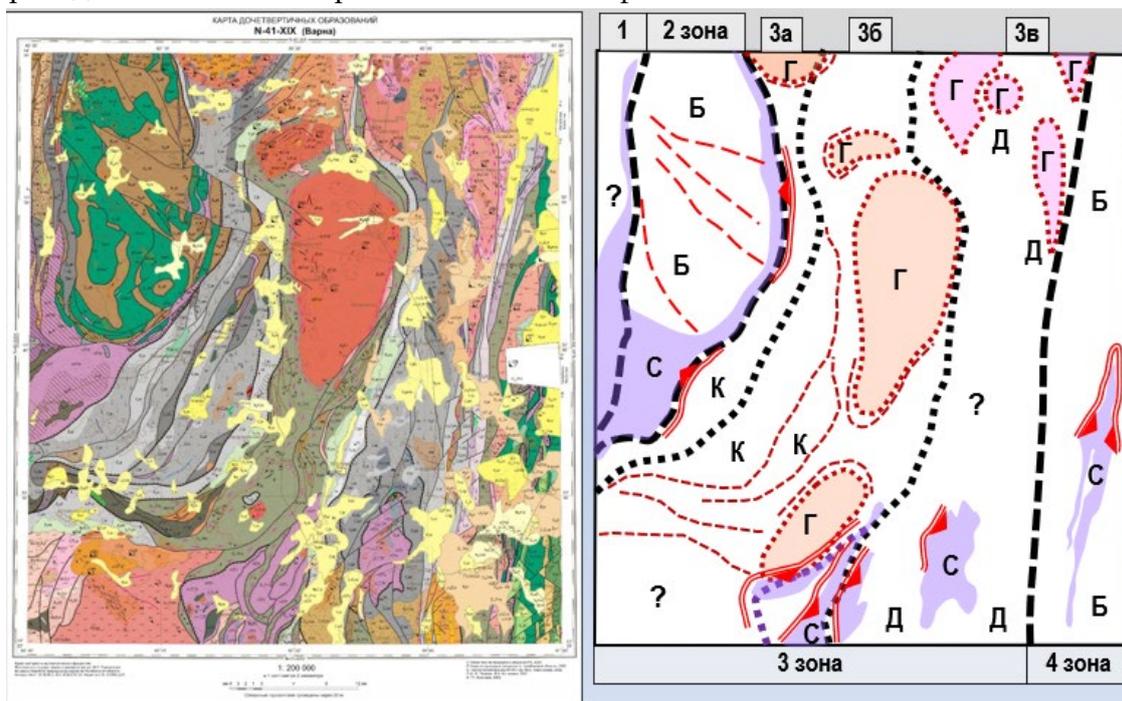


Рис. 9.26. Упрощённая геолого-геофизическая модель территории листа N-41-XIX Южного Урала 1 зона – Уйско-Новоуральская шовная; 2 зона – Сухтелинская (аллохтон); 3 зона – Восточно-Уральская, подзоны: 3а – западная, 3б – центральная, 3в – восточная; 4 зона – Зауральская



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ