

Федеральное агентство по образованию Российской Федерации
Дальневосточный государственный технический университет
(ДВПИ им. В.В. Куйбышева)

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
МАГНИТНЫХ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ
ДАННЫХ**

Методические указания к изучению курса
«Интерпретация гравитационных и магнитных
аномалий»

Владивосток
2004

Одобрено научно-методическим советом университета

УДК 550.83.05

Интерпретация магнитных и гравиметрических данных: Метод. указания.

В.А Кортунов., Е.Н Суховеев - Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2004. - 47 с.

Методические указания содержат основные сведения, тематику, форму и порядок выполнения лабораторных работ по интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Определены цели, задачи, содержание всех лабораторных работ. Приводятся рабочие формулы, таблицы, библиография и описывается методика применения различных способов качественной интерпретации аномалий.

Методические указания предназначены для подготовки инженеров по специальности 080400 «Геофизические методы поисков и разведки МПИ», студентов магистерской подготовки 553219 «Морские геофизические исследования», аспирантов и могут быть полезны инженерным и научным работникам геолого-геофизических подразделений.

Методические указания печатаются с оригинал-макета, подготовленного авторами.

© В.А.Кортунов,
Е.Н.Суховеев, 2004

© Изд-во ДВГТУ, 2004

Введение

Связь гравитационного и магнитного потенциалов, устанавливаемая уравнением Пуассона, позволяет с единой точки зрения без излишнего параллелизма излагать ряд вопросов теории гравитационного и магнитного полей Земли, трансформаций аномальных полей и интерпретации результатов наблюдений.

Развитие разведочной геофизики выражается не только в производственных показателях, повышении геологической эффективности геофизических методов, но и в постоянном усовершенствовании способов геологического истолкования геофизических данных. Геологическую интерпретацию результатов геофизических исследований проводят с целью дать обоснованное решение геологических задач, поставленных проектом работ, и извлечь из материалов съемки наиболее полную информацию об особенностях геологического строения изучаемого участка.

При интерпретации результатов гравиразведки и магниторазведки очень важно установить геологическую природу отдельных аномалий или аномальных зон и попытаться выяснить, какие геологические процессы привели к образованию объектов, обладающих аномальной намагниченностью или плотностью по отношению к вмещающим породам. Поэтому, приступая к интерпретации, необходимо, чтобы был собран весь возможный материал о геологическом строении участка, магнитных и плотностных свойствах различных пород, участвующих в его строении.

Вначале выполняют качественную интерпретацию: дают описание структуры поля, выделяют отдельные области с однотипным полем, например, нормальным, спокойным, повышенным или пониженным или резко возмущенным и т.п. Характеризуют отдельные аномалии – указывают их интенсивность, форму, размеры, простирание и на базе опыта проведения работ в подобных

районах делают предположительное заключение о природе аномалий, т.е. о происхождении и составе пород, слагающих возмущающие объекты.

Однозначное решение указанной задачи не всегда возможно. Поэтому желательно найти не один, а несколько возможных вариантов решения и попытаться выделить наиболее вероятностные из них. Такое выделение во многих случаях оказывается возможным, так как разные по природе источники аномалии могут различаться глубиной залегания, формой и размерами тел, намагниченностью, плотностью, а также другими физическими свойствами. В связи с этим необходимо выполнять количественную интерпретацию с целью определения перечисленных выше параметров.

При проведении количественной интерпретации принято выделять прямую задачу, когда по заданным параметрам аномального объекта вычисляется и находится картина структуры поля, и обратную, когда по заданному аномальному полю определяются параметры возмущающего объекта.

1. Общие положения

Геофизической интерпретацией полей называется процесс выявления источников этих полей, т.е. нахождения распределения объектов, определяющих данное поле. Геологическая интерпретация заключается в объяснении найденного распределения масс с точки зрения особенностей геологического строения изучаемого участка и представляет наиболее трудный, ответственный и важный этап любых геофизических исследований.

Интерпретация аномалий подразделяется на качественную и количественную. Под качественной интерпретацией подразумевается получение сведений об источниках аномального поля на основании визуального рассмотрения морфологии этого поля, а также исходя из некоторых общих положений теории потенциала и на основе накопленного опыта. При этом в понятие качественной интерпретации включаются и ориентировочные определения некоторых количественных характеристик возмущающих тел. При качественном анализе карт

геопотенциальных полей прежде всего определяют их общий характер: 1) наличие медленно изменяющихся компонент – так называемых региональных полей; 2) наличие переменной части поля – так называемых локальных аномалий; 3) наличие участков с примерно одинаковым характером строения локальных аномалий; 4) степень сложности локального поля на каждом участке.

Региональными называются аномалии, проявляющиеся на больших площадях (в десятки и сотни тысяч кв.км) и обусловленные крупными образованиями в земной коре и верхней мантии. Присутствие региональных аномалий обычно проявляется в тенденции изолиний поля к ориентировке (вытягиванию) в определенном направлении и в систематическом изменении величин, характеризующих поля в этом направлении. Перпендикулярно к этому направлению поля обычно плавно изменяются.

Локальные аномалии проявляются на картах в трех формах: 1) наличием систем замкнутых изолиний с одним или несколькими относительными максимумами или минимумами; 2) наличием локальных вариаций (изгибов) в ходе изолиний; 3) наличием сгущений изолиний (зон резко повышенного градиента поля). По своей морфологии локальные аномалии обычно подразделяются на изометричные и линейные. Изометричные аномалии характеризуются концентрическим характером изолиний, линейные – параллельным расположением с резким изменением формы в области замыкания.

Заключения об источниках аномалий основываются на следующих принципах:

1. Наличие аномалий с относительным максимумом свидетельствует о наличии избытка масс – присутствии возмущающего тела с положительной эффективной плотностью (интенсивностью намагничения) и, наоборот, наличие аномалий с относительным минимумом свидетельствует о наличии дефекта масс.

2. Наибольшие по абсолютной величине значения аномалий наблюдаются, как правило, вблизи проекций центров тел на дневную поверхность. Исклю-

чением в некоторых случаях являются магнитные аномалии, обусловленные объектами с наклонным намагничением и вертикально намагниченными горизонтальными пластами малой вертикальной мощности.

3. Линии наиболее быстрого изменения поля (наибольших по абсолютной величине градиентов поля) приближенно соответствуют боковым границам возмущающих тел.

4. Простираание аномалий соответствует простираанию возмущающих тел; изометричные аномалии соответствуют телам с изометричной проекцией на дневную поверхность.

5. Наличие симметрии на графиках поля вдоль направлений перпендикулярных простирааниям изолиний свидетельствует о симметричном расположении плотностных и магнитных (при вертикальном намагничении) масс относительно вертикальной плоскости, проходящей через точку максимума (или минимума) графика. Асимметрия графиков свидетельствует об асимметрии в распределении масс.

6. Сложная конфигурация изолиний в плане, особенно наличие нескольких экстремумов, свидетельствует о присутствии нескольких, достаточно близко расположенных возмущающих тел.

Под количественной интерпретацией понимается нахождение по наблюдаемому аномальному полю параметров распределения масс (элементов залегания возмущающих тел) на основе аналитических или графических соотношений. Количественная интерпретация может включать в себя определение всех или только некоторых параметров возмущающих тел. Методы количественной интерпретации аномалий опираются на теорию решения прямой и обратной задач гравитационно-магнитного потенциала. Прямой задачей называются методы вычисления и нахождения картины структуры поля (нахождение значений потенциала или его производных) в любых точках пространства, внешнего к образующим поля массам, по заданному распределению этих масс (плотности или интенсивности намагничения масс и их координат). Обратной задачей пре-

дусматривается нахождение распределения параметров масс, создающих наблюдаемое поле по его значениям. Для расчетов и интерпретации аномалий геопотенциальных полей могут применяться следующие методы:

1. Расчеты и интерпретация аномалий по аналитическим формулам.
2. Расчеты и интерпретация различными палетками.
3. Интерпретация по атласам и по палеткам теоретических кривых.
4. Интерпретация интегральными методами.
5. Интерпретация аномалий на основе изучения вероятностно – статистических закономерностей полей.

После того, как проведена качественная и количественная интерпретация и найдено распределение масс, производят геологическое осмысливание полученных результатов. Рекомендуется такое осмысливание (геологическую интерпретацию) совмещать с процессом качественной и количественной (геофизической) интерпретации, что поможет надежнее выбирать форму источников, их размеры, пространственное положение и отбраковывать те или иные варианты распределения объектов возмущения полей, исходя из геологических соображений.

2. Условности и допущения, принимаемые при интерпретации аномалий

Интерпретация результатов магнитной разведки довольно сложна и значительно менее доступна, чем интерпретация аномалий любых других геофизических полей. При интерпретации данных магнитной съемки требуется значительно больше всяких условностей, ограничений и допущений, так как магнитное поле зависит от большого числа исходных параметров. Ниже приводятся, преимущественно разработанные Миковым Д.С. [10], основные условности и допущения, которые принимаются для расчета и интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.

1. Допускается однородность намагничения возмущающих тел.
2. Допускается сплошность и монолитность тел, т.е. они считаются сплошными, без пустот и разрывов.
3. Допускается по форме аномалии ориентировочно предопределять или даже условно задаваться наиболее подходящей, геометрически правильной формой возмущающего тела.
4. Допускается принимать для расчетов ориентировочные значения плотности и интенсивности намагничения тел и условно задаваться направлением намагниченности тел.

При интерпретации аномалий следует учитывать следующие условности:

1. По форме аномалий при известном направлении намагничения можно определять форму возмущающих тел.
2. По линейным размерам аномалий можно определить глубину и линейные размеры тел. Исключением являются только аномалии от тел типа шара и горизонтального кругового цилиндра, для которых определяется только глубина центра, а радиусы их могут быть определены только при известной интенсивности намагничения (плотности). Для эллиптических тел определяется только положение точек фокусов, а величину осей можно определить только при известных значениях интенсивности (плотности).
3. По локальным магнитным аномалиям можно определить направление намагничения возмущающих тел.
4. Для интерпретации следует брать профили и планы детальной съемки.
5. Интерпретируемые напряжения аномалии должны представлять собою чистые аномальные значения с исключенным нормальным полем и с вычитанием местного градиента.
6. Для интерпретации следует выбирать типичные или осредненные значения напряжений как среднее арифметическое из нескольких профилей через двухмерную аномалию или из нескольких радиальных профилей через аномалию изометрической формы.

7. Неоднородность строения, неоднородность намагниченности и плотности возмущающих тел значительно влияют на вид аномалии при близких расстояниях точек наблюдения к телу. С удалением от тел влияние неоднородности быстро уменьшается.

8. Форма аномалии в значительной мере зависит от формы возмущающих тел только на близком расстоянии.

9. Аномалии трехмерных изометрических тел с удалением от них по форме приближаются к аномалиям шара.

10. Аномалии двумерных, изометрических в сечении, тел с удалением от них по форме приближаются к аномалиям кругового цилиндра.

11. Аномалии крутопадающих пластов (вертикально намагниченных) с удалением от них по форме приближаются к аномалиям однополюсной линии (тонкого пласта).

12. Аномалии вертикально намагниченных столбообразных тел с удалением от них по форме приближаются к аномалиям однополюсной точки.

13. Для тел с вертикальным намагничением отмечается подобие магнитных и гравиметрических аномалий.

14. Всякие подобные тела (намагниченные в одном направлении) создают подобные между собой аномалии и напряженности их в подобных точках пропорциональны интенсивности намагничения и плотности этих тел и не зависят от размеров тел.

15. Неглубоко залегающие тела имеют более четкие аномалии с относительно большими градиентами.

16. При малых наносах или при их отсутствии, т.е. при малых расстояниях до поверхности возмущающих тел аномалии почти всегда получаются закономерными, состоящими из отдельных пиков.

17. С увеличением глубины залегания локальных тел или высоты наблюдения ширина аномалий увеличивается пропорционально глубине до их центра, а интенсивность напряженности аномалий уменьшается.

18. Далеко распространяющиеся на глубину тела создают магнитные аномалии, медленно затухающие по сторонам. Вертикальная составляющая при вертикальном намагничении при этом не имеет по сторонам отрицательных значений. Наличие отрицательных вертикальных напряжений по сторонам локальных аномалий при вертикальном намагничении тел указывает на небольшую протяженность тела на глубину.

19. Симметричные тела относительно вертикальной плоскости (при вертикальном намагничении) создают симметричные аномалии.

20. В направлении падения возмущающих тел аномалии имеют более пологое затухание, а со стороны висячего бока пластов при вертикальном намагничении сверху вниз всегда появляются отрицательные значения вертикального напряжения. При пологом падении пластов эти отрицательные значения выражены очень сильно и в сторону от пластов быстро исчезают, а при крутом падении пластов эти отрицательные значения по интенсивности небольшие, но распространяются в сторону они далеко.

3. Качественная интерпретация

Под качественной интерпретацией понимают анализ аномалий с целью их описания и районирования, определения геологической природы аномалеобразующих объектов, выбора и подготовки аномалий для количественной интерпретации.

Главными методами качественной интерпретации являются визуальный анализ и сравнительно простые трансформации поля, которые представляют определенный интерес для интерпретатора.

Для проведения качественной интерпретации необходимо иметь:

1. Карты изолиний или карты графиков.
2. Геологическую карту участка и опорные геологические разрезы.
3. Сведения о магнитных и плотностных свойствах горных пород участка.

3. 1. Описание и районирование поля

Основной задачей этого этапа является создание представления об основных особенностях поля, которые, как правило, связаны с геологическим строением участка работ. При описании поля сначала выделяют наиболее крупные по площади его неоднородности (аномальные области), которые различают между собой по интенсивности и знаку поля, по его изрезанности и контрастности, по градиенту, по преобладающему направлению аномалий и их форме. В пределах этих областей, если возможно, выделяются и описываются по вышеуказанным признакам наиболее характерные аномальные зоны или отдельные аномалии. При описании всех выделяемых областей, зон и аномалий необходимо указывать:

1. Занимаемую ими площадь.
2. Форму, простирание, длину и ширину.
3. Преобладающий знак поля.
4. Экстремальные и средние значения поля.

При описании аномалий желательно применить их буквенную или цифровую индексацию.

В результате приведенного описания поля участка составляется схема районирования. На этой схеме все поле с помощью соответствующих условных обозначений разбивается на ряд областей и зон, характеризующихся определенным набором вышеописанных признаков. В процессе качественного изучения аномалий можно получить сведения о размерах, форме и положении в пространстве геологических тел, вызывающих эти аномалии. При этом руководствуются выше перечисленными условностями.

1. Форма геологических объектов оценивается по форме аномалии: изометричным аномалиям соответствуют объекты типа сферы или вертикального кругового цилиндра (штока), а вытянутые, линейные аномалии - объектам типа пласта или горизонтально кругового цилиндра.

2. Если поле резко изменчиво и представлено рядом узких пиков, то это говорит о небольшой глубине залегания тела. Отдельные пики могут быть связаны с отдельными частями тела: либо с более магнитным участком, либо с выступами на верхней кромке тела. Если аномалия имеет плавный характер и значительные площадные размеры, то она, вероятно, связана с глубоко расположенным объектом.

3. Оценка распространения вертикально намагниченного тела на глубину производится по наличию или отсутствию отрицательных значений вертикальной составляющей, окаймляющих положительную часть аномалии. Если аномалия не имеет окружающей ее отрицательной кромки, то это говорит о большой вертикальной мощности объекта и наоборот.

4. Вертикально намагниченный объект «падает» в ту сторону, где площадь отрицательной аномалии меньше.

Разрывные нарушения выделяются по резкому изменению среднего уровня поля, по нарушению корреляции аномальных осей по участкам «перезжимов» аномальных зон, по наличию линейных аномальных зон положительного или отрицательного знака. В результате анализа схема районирования наполняется геологическим смыслом и на основе ее составляется главный отчетный документ качественной интерпретации – схема интерпретации, на которой показывается вся геологическая информация, полученная по результатам съемки.

Задание

1. Провести визуальное описание и районирование карты поля. Составить на кальке схему районирования.

2. Сравнить выделенные аномальные области, зоны и отдельные аномалии с геологической картой участка.

3. Провести геологическое осмысливание карты поля.

3.2. Геологическое истолкование аномалий

Геологическое осмысливание начинается с сопоставления карты поля с геологической картой и с установления формальных связей между элементами поля и геологическими объектами. Однако поскольку поле обуславливается также и глубинными объектами, не выходящими на поверхность, то сопоставление карт должно дополняться сопоставлением графиков с геологическими разрезами по совпадающим направлениям. Геологический разрез должен сопровождаться данными о петрофизических свойствах пород.

При сопоставлении геологических данных и геопотенциальных полей основными являются следующие принципы: 1) корреляции, 2) возможности ложной корреляции, 3) суперпозиции, 4) обнаружения, 5) максимального соответствия.

1. Принцип корреляции – если между геологическими образованиями и аномалиями поля имеется строгая прямая (или обратная) корреляционная связь, то эти геологические образования могут отождествляться с источниками данных аномалий.

2. Принцип возможности ложной корреляции – между геологическими образованиями могут быть корреляционные связи, неизвестные интерпретатору; в силу этого реальным источником поля могут оказаться не те образования, между которыми и полем отмечается визуальная корреляционная связь (и которые ошибочно принимаются за источники поля), а другие, корреляционно с ними связанные. Так, например, между поднятиями пластов осадочных пород и гравитационным полем часто наблюдается четкая связь, фактически определяемая не рельефом структур, а уменьшением плотности в сводах структур.

3. Принцип суперпозиции – наблюдаемое поле является суммарным, отражающим действие сразу многих источников поля. Поэтому в результате сложения полей связь между аномалиями может либо ослабляться, либо, наоборот проявляться в усиленной форме. Например, многие аномалии в осадочном чех-

ле резко усиливаются, если структуры являются унаследованными (генетически связанными с дислокациями в кристаллическом фундаменте).

4. Принцип обнаружения – если аномалия присутствует в месте, где по имеющимся геологическим данным нет образований, способных создать подобную аномалию, то это означает, что геологические данные неполны и на самом деле имеются какие-то объекты, ранее не известные.

5. Принцип максимального соответствия – из всех возможных вариантов геологического строения того или иного участка наиболее соответствует тот, который в лучшей степени оправдывает наблюденное поле.

В результате проведения геологической интерпретации каждая из наблюденных аномалий геологически осмысливается. Важным и ответственным моментом является объяснение тех аномалий, которые не укладываются в рамки имеющихся геологических данных в пределах исследуемого участка. Несоответствие результатов интерпретации геологическим представлениям может свидетельствовать о недостаточности геологических данных. Сведения, содержащиеся в геофизических полях всегда будут хотя и несколько менее определенные, чем геологические, однако более полно отображающие распределение масс в пространстве. При анализе аномалий могут быть сделаны важные геологические выводы, которые накапливаются постепенно при рассмотрении различных графических документов, при проведении различных расчетов, построений и т.д. В конечном результате обычно удается установить приуроченность почти всех аномалий к тому или иному геологическому объекту и схема районирования наполняется геологическим смыслом. На этой основе составляется главный отчетный документ интерпретации – схема интерпретации, на которой условными обозначениями показывается вся геологическая информация, полученная при истолковании наблюденных полей. Но всегда надо иметь в виду, что полученные выводы являются одним из возможных вариантов интерпретации, т.е. что они носят условно-вероятностный характер, поскольку сделаны при соблюдении некоторых условий, достоверность которых прилагается.

Задание

1. Провести визуальное описание и районирование карты поля. Составить на кальке схему районирования.
2. Сравнить выделенные аномальные области, зоны и отдельные аномалии с геологической картой участка. Используя сведения о свойствах горных пород, установить связь аномалий поля с геологическими образованиями как выходящими на дневную поверхность, так и скрытыми под перекрывающими отложениями. Оценить структурные особенности геологических тел.
3. Составить схему интерпретации.
4. Сделать вывод об эффективности проведения съемки.

4. Трансформация полей

При геологической интерпретации аномалий иногда удобнее использовать не сами наблюденные значения поля, а их некоторые преобразования (трансформированные) аналоги.

Наблюдаемые геопотенциальные поля являются результатом суммированного влияния аномалеобразующих масс различной природы, которые следует трансформировать или разделить на некоторые составляющие. Под трансформацией здесь понимается некоторое преобразование исходного наблюдаемого поля с целью выделения одних его особенностей и подавления других, менее существенных.

К наиболее важным трансформациям можно отнести следующие преобразования и пересчеты:

1. Осреднение наблюдаемого поля осуществляется чаще всего с целью выделения региональной составляющей наблюдаемого поля. Могут применять-

ся различные приемы осреднения: графические, палеточные, интегральные, аналитические.

2. Преобразования, связанные с получением новых составляющих напряженности поля или их градиентов, осуществляются с применением аналитических и палеточных методов.

3. Аналитические продолжения предусматривают нахождение значений какой-либо составляющей в некоторой совокупности других точек, т.е. пересчет поля в верхнюю или в нижнюю полуплоскости (полупространство), продолжение поля в боковую область. Аналитическое продолжение поля может быть осуществлено с применением палеточных и аналитических методов, на основе решений интегрального уравнения Пуассона и дифференциального уравнения Лапласа.

4.1. Выделение региональных аномалий способом простого осреднения

Измеряемое поле отражает влияние различных источников, расположенных в земной коре. Одним из важнейших этапов интерпретации аномалий является задача разделения влияния различных объектов. Для этого наблюдаемое поле с помощью различных графических приемов или вычислительных операций преобразовывают таким образом, чтобы усилить одни и резко ослабить другие компоненты поля. Такие преобразования называют трансформациями, а их результаты – трансформантами.

Следует иметь в виду, что никакая трансформация не может дать принципиально новых данных, поскольку любая трансформация в лучшем случае не ухудшает исходных данных. Поэтому выделенные аномалии не могут быть использованы для количественных расчетов.

Большинство методов трансформации основано на следующем соответствии порядка геологического объекта и отвечающей ему аномалии: чем крупнее объект и чем глубже он залегает, тем более обширные по площади и малые

по градиенту аномалии он создает и наоборот. Первые аномалии называют региональными, а вторые – локальными. Понятие региональных и локальных аномалий является относительным и определяется масштабами съемки.

Для выделения региональной составляющей поля применяются методы осреднения и пересчета в верхнее полупространство.

Простое среднеарифметическое осреднение выполняется с использованием радиально-кольцевой или квадратной палетки (площадной вариант), либо в пределах некоторого интервала (профильный вариант) по формуле:

$$U_{\text{оср}} = 1/n \sum_{i=1}^n U_i$$

где $U_{\text{оср}}$ – среднее значение поля в пределах площади палетки или интервала осреднения, отнесенное к центру палетки от интервала; U_i – значение поля в одном из узлов палетки или интервала; n – общее число узлов палетки или интервала.

При подобном осреднении подавляются мелкие аномалии и усиливается региональная составляющая поля, слабо зависящая от осреднения. Поэтому среднее значение поля рассматривается как региональный фон в центре палетки. Разница между наблюдаемым значением поля в центре палетки и региональным фоном называется остаточной или локальной аномалией.

$$U_{\text{локи}} = U_i - U_{\text{срi}}.$$

В общем случае размер палетки или интервала должен быть таким, чтобы он значительно превосходил размеры локальных аномалий, от которых нужно избавиться, и был много меньше размеров региональных аномалий.

4. 2. Выделение региональной составляющей

поля путем его пересчета в верхнее полупространство

Одним из наиболее эффективных методов разделения сложного поля является аналитическое продолжение в верхнее полупространство – пересчет на некоторую высоту h . При таком пересчете соответственно возрастают глубины

залегания источников, а амплитуды аномалий уменьшаются. Затухание амплитуд аномалий с высотой существенно определяется параметрами возмущающих тел: чем больше глубина залегания верхней кромки или центра тела и горизонтальные размеры тела, тем медленнее убывают аномалии с высотой. Поэтому в поле, пересчитанном в верхнее полупространство, преимущественно сохраняются аномалии, обусловленные телами, залегающими на больших глубинах, имеющими большие размеры по горизонтали и значительную протяженность на глубину. Эффект же неглубоко залегающих и небольших по размерам тел оказывается в значительной мере подавленным.

Исходя из приведенных соображений, с учетом геологической задачи, размеров и глубины залегания изучаемых структур выбирается необходимая высота пересчета. Ясно, что в реальных условиях, когда поле создается совокупностью структур разного порядка, однозначно подобрать высоту пересчета так, чтобы эффект от одних структур был полностью подавлен, а от других практически не искажен, невозможно. Удастся только подобрать некоторый интервал оптимальных высот пересчета. Поэтому обычно пересчет производится на несколько высот. Полученный материал дает также возможность представить пространственное распределение поля, которое может с успехом использоваться при количественных расчетах.

Существует несколько вычислительных схем и палеток, предназначенных для пересчета поля вверх вручную как в двухмерном, так и в трехмерном вариантах. Использование одной из таких палеток для пересчета магнитного поля ΔT описано ниже.

Палетка (рис.1) накладывается на график ΔT вдоль заданного профиля так, чтобы ее начало координат последовательно совмещалось с точками, в которых необходимо вычислить значение поля на высоте. Если в интервалах палетки магнитное поле очень резко изменяется, что затрудняет определение ΔT , интервал разбивается посредством деления угла на равные части, при этом пропорционально уменьшается коэффициент. Если кривая ΔT не выходит на своих

концах в нормальное поле, она предварительно графически экстраполируется до $\Delta T=0$.

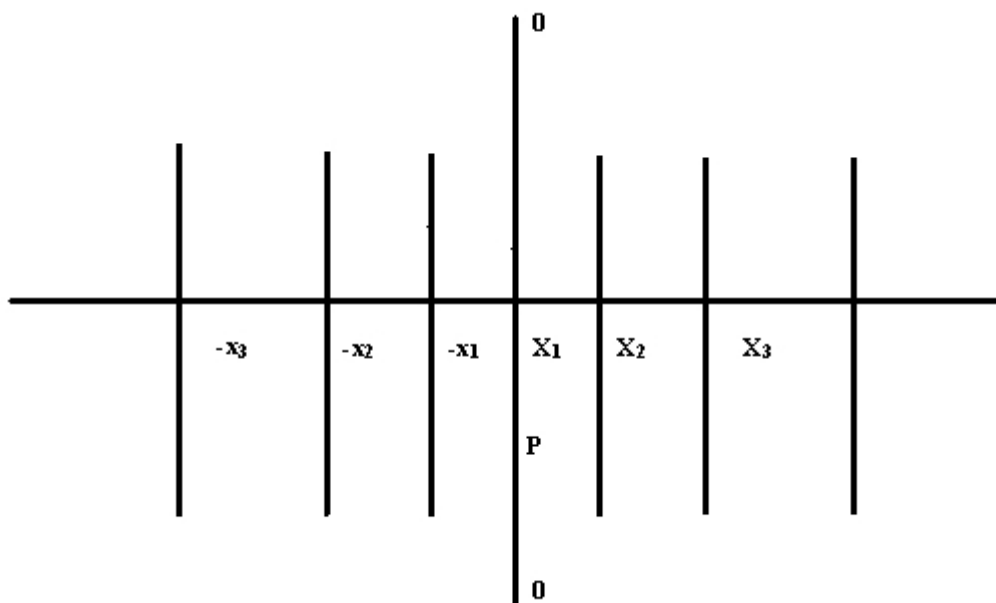


Рис. 1. Палетка для пересчёта поля в верхнее полупространство

Любой процесс трансформации гравитационных и магнитных аномалий базируется на преобразованиях Фурье и все интегральные преобразования, применяемые при разделении полей, могут быть представлены в виде интеграла свертки. Существует довольно много способов аналитического продолжения гармонических функций, различающиеся приемами вычисления частных интегралов и выбором пределов интегрирования. Поэтому в практике интерпретации отмечается качественное сходство региональных аномалий, выделенных методом осреднения или пересчета на высоту, и при практической обработке материалов можно ограничиться применением одного из этих методов.

Задание

1. Построить график ΔT вдоль заданного преподавателем профиля.
2. Рассчитать и построить на кальке палетку для заданной высоты пересчета.

3. Вычислить значение ΔT на заданной высоте в точках, равномерно расположенных по профилю, используя построенную палетку.

4. Построить график вычисленных значений ΔT .

4.3. Трансформации, применяемые для выделения локальных аномалий

Многие методы выделения локальных аномалий являются естественным дополнением соответствующих методов определения региональных аномалий. Поскольку региональная составляющая поля определена, то, вычитая ее из наблюдаемой аномалии, получают приближенное представление о величине локальной аномалии (остаточной аномалии).

Локальные изменения (вариации) полей очень просто и весьма эффективно можно рассчитывать по формулам:

при поле, заданном по профилю,

$$U_{\text{лок}}(x) = U(x) - 1/2[U(x-p)], \quad (1)$$

где p – параметр преобразования;

при поле, заданном на площади,

$$U_{\text{лок}}(0,0,0) = U(0,0,0) - U_{\text{оср}}(0,0,0),$$

Аномалии, трансформированные по данным формулам, сохраняют высокую чувствительность к возмущающим объектам, которые залегают на глубине, меньшей $0,7p$. Региональный фон, изменяющийся по линейному закону на интервале протяженностью $2p$, исключается полностью. Поэтому плавные максимумы и минимумы поля, ширина которых в несколько раз больше удвоенного параметра преобразования, также исключается при трансформации.

Эффективное преобразование можно применять и по способу, который предложили Саксов и Ниигард:

$$F(U) = \frac{1}{(p_2 - p_1)[U_{(p_1)} - U_{(p)}]}. \quad (3)$$

Изменяя величины p_1 и p_2 , можно грубо регулировать положение той зоны, в которой заключаются источники трансформированных аномалий.

Вычисление напряженности поля или его составляющих ниже поверхности наблюдения с целью определения глубины залегания и горизонтальных размеров тел интересовало геофизиков уже много лет.

Аналитическое продолжение функций в нижнее полупространство, в область, где отсутствуют особые точки этих функций, представляет собой значительно более сложную задачу, чем аналитическое продолжение вверх.

Способ пересчета поля в нижнее полупространство перспективен тем, что распределение поля на уровнях, расположенных ближе к источникам, более рельефно подчеркивает тонкие особенности структуры последних.

В двухмерном варианте, т.е. для тел, имеющих очень большие размеры по простиранию, способ основывается на том, что значение потенциальной функции в центре окружности равно ее среднему значению на окружности, если внутри этого контура нет источников поля.

Поэтому для двухмерной задачи

$$U_{0,0} \approx \frac{1}{4[U_{(0,h)} + U_{(h,0)} + U_{(-h,0)} + U_{(0,-h)}]},$$

где $U_{(0,0)}$ – значение поля в центре окружности радиусом h ; $U_{(h,0)}$, $U_{(-h,0)}$ и $U_{(0,h)}$, U – значения поля на концах соответственно горизонтального и вертикального диаметра (рис.2).

На глубине $-h$ значение поля будет определяться

$$U_{(0,-h)} = 4U_{(0,0)} - U_{(0,h)} - U_{(h,0)} - U_{(-h,0)}, \quad (3)$$

где $U_{(0,h)}$ – значение поля в точке $(0,h)$, расположенной выше поверхности наблюдений, которое предварительно вычисляется.

Пересчет поля в нижнее полупространство в трехмерном варианте

$$U_{(0,0,-h)} \approx 6U_{(0,0,0)} - [U_{(0,0,h)} + U_{(0,h,0)} - U_{(0,h,0)} + U_{(0,-h,0)} + U_{(-h,0,0)} + U_{(h,0,0)}].$$

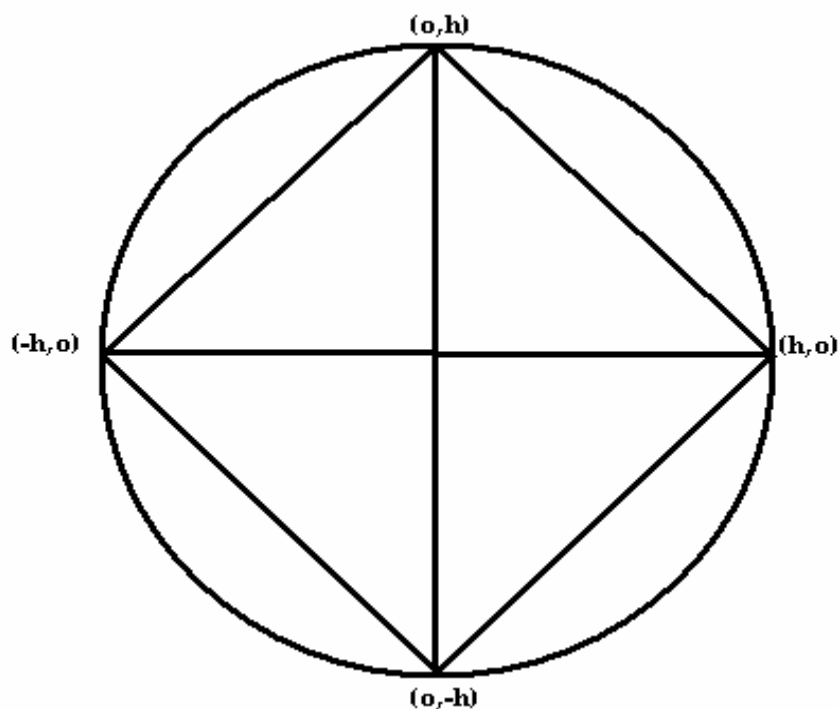


Рис. 2 . Схема вычисления поля в нижнем полупространстве

Пересчет не может выполняться сразу на большую глубину, так как этому препятствует нелинейное изменение аномального вертикального градиента, поэтому пересчет ведется по ступеням, через небольшие интервалы. Также необходимо сглаживание аномальных значений на каждом новом уровне, что должно предшествовать дальнейшему пересчету. При этом вполне вероятно как исчезновение отдельных особенностей поля, имеющих геологическую природу, так и возникновение ложных аномалий. Пересчет поля прекращают до выхода на уровень залегания верхних кромок тел.

Все это способствует последующему более надежному расчету глубины и элементов залегания возмущающих объектов.

Пересчет поля в нижнее полупространство является фильтром высоких частот и позволяет усиливать локальные аномалии, слабо проявляющиеся на исходной карте при наличии регионального фона. При продолжении аномалий в нижнее полупространство региональная аномалия возрастает медленнее, чем локальная, т.е. локальная аномалия выделяется в общем поле рельефнее.

Задание

1. Подставив известные значения напряженности поля в формулы 1,2 получить, значения локальных изменений по профилю.

2. Провести вычисление поля в нижнем полупространстве по формуле по профилю на: 1 см, 3 см, 5 см.

3. По полученным значениям построить графики напряженности поля.

Вычисления производных гравимагнитного потенциала в ряде случаев позволяет существенно упростить задачу определения параметров тела.

Все формулы, позволяющие получить соотношения между производными различных порядков, основываются на преобразованиях Пуассона. Упрощенно математический и физический смысл вычисления высших производных можно представить путем замены производных конечными приращениями:

$$\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{[U(x + \Delta x) - U(x)]}{\Delta x}$$
$$\frac{\partial U}{\partial h} = \frac{[U(h + \Delta h) - U(h)]}{\Delta h}$$

Производные гравимагнитного потенциала обычно вычисляются с помощью радиально кольцевых палеток, по которым определяются средние значения аномалий в отдельных секторах соответствующих кольцевых зон с возрастающими радиусами.

Вычисление высших производных является высокочастотным фильтром, причем избирательность его смещается в сторону все более и более высоких частот по мере увеличения порядка производной. Отсюда следует, что графики вертикальных производных будут более четко, чем сами функции, локализоваться непосредственно над верхними кромками возмущающих объектов, а графики горизонтальных производных будут иметь экстремумы над областями угловых точек возмущающих масс.

5. Вычисление и интерпретация аномалий по аналитическим формулам

Аналитическое решение прямой и обратной задач в виде элементарных формул возможно только для геологических объектов, форму которых можно уподобить форме простых геометрических тел (шар, круговой и эллиптический цилиндры, эллипсоиды вращения, пласт, зона контакта, шток и т.д.).

Поля более сложных по форме тел имеют очень сложную математическую зависимость и в большинстве случаев в конечном и элементарном виде не могут быть выражены и интерпретация таких аномалий по аналитическим формулам не возможна.

Для тел подобной формы существуют аналитические выражения составляющих магнитного (T , Z , H) и гравитационного (Δg , V_{zx}) полей, применение которых позволяет легко рассчитать дискретные значения этих элементов, т.е. решить прямую задачу.

Использование особенностей графиков распределения составляющих магнитного поля, изучение связей между элементами залегания объекта, создающего аномалию, и формой этих графиков показывают, что существует ряд характерных точек, которые легко определяются на эмпирическом графике.

Эти точки для определенной формы тела, создающего аномалию, характеризуются абсциссой, которая определенным отношением связана с глубиной залегания тела.

Теория аналитического решения прямой и обратной задач для тел простых геометрических форм освещена в любом учебнике [4, 5, 6]. Там же приводятся зависимости между абсциссами характерных точек и глубиной залегания соответствующего объекта. Поэтому в данной работе нет необходимости повторять все эти сведения. Приведем для примера только некоторые из них, показывающие ход решения.

5.1. Гравитационное поле шара

Если принять начало координат в точке проекции центра сферы за поверхность Земли и обозначить глубину центра сферы через h , то для произвольной точки на оси x имеем следующие формулы для аномалии силы тяжести Δg и градиента силы тяжести U_{xz} :

$$\Delta g = kM \frac{h}{r^3}, \quad (4)$$

$$U_{xz} = -3kM \frac{xh}{r^5}, \quad (5)$$

где k - гравитационная постоянная, а $r = \sqrt{x^2 + h^2}$. Градиент U_{xz} в данном случае равен нулю, так что

$$U_{xz} = G = \Delta g = 1/2 \Delta g (0) \sqrt{U_{xz}^2 + U_{yz}^2}.$$

Кривые, соответствующие формулам (4) и (5) и изображающие Δg и U_{xz} в функции координаты x , приведены на рис.3. Изоаномалы в данном случае представляют собой концентричные окружности.

Решение обратной задачи, т. е. определение неизвестных h и M по аномалии Δg , может быть проведено следующим образом. Аномалия Δg достигает максимального значения над центром сферы, т. е. при $x = 0$. Подставляя это значение в формулу (4), находим значение максимума:

$$\Delta g_{\max} = \Delta g(0) = \frac{kM}{h^2}. \quad (6)$$

Это соотношение представляет собой одно из уравнений, определяющих h и M . Для получения второго уравнения найдем $x = x_{1/2}$, при котором аномалия Δg равна половине максимального значения, т.е. $\Delta g = \frac{1}{2} \Delta g(0)$.

Пользуясь формулами (4) и (6), найдем:

$$\Delta g(x_{1/2}) = kM \frac{h}{(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{kM}{2h^2},$$

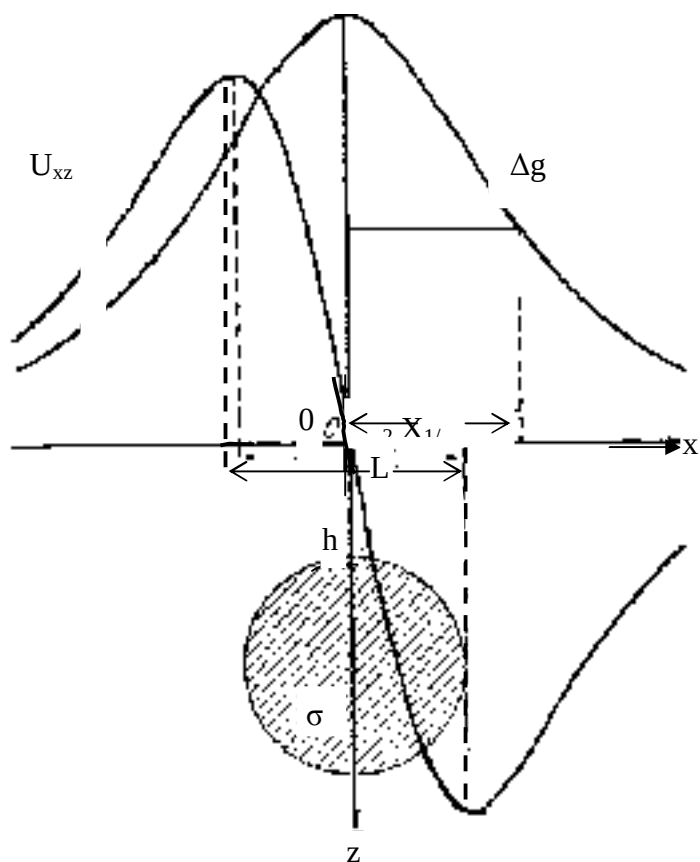


Рис.3. Кривые Δg и U_{xz} для сферического тела

откуда

$$h = \frac{x_{1/2}}{\sqrt[3]{\sqrt{4}-1}} = 1.334x_{1/2}.$$

Определив из этого соотношения глубину h , можно по формуле (6) найти избыточную массу M сферического тела:

$$M = \frac{\Delta g_{\max} h^2}{k}.$$

По градиенту силы тяжести U_{xz} обратная задача решается следующим образом. Исследование уравнения (5) показывает, что максимальное значение U_{xz} будет при $x = -h/2$, а минимальное значение при $x = +h/2$.

Следовательно,

$$h = x_{\min} - x_{\max} = L,$$

т. е. глубина центра сферы равна расстоянию между точкой максимума и минимума кривой U_{xz} .

Подставляя в формулу (5) значение $x = -h/2$, находим численное значение максимума:

$$U_{xz \max} = U_{xz}(-h/2) = 3kM \frac{h^2}{2(\frac{5h^2}{4})^{5/2}} = 0,858 \frac{kM}{h^3},$$

откуда

$$M = 0,0175h^3 U_{xz \max}.$$

Если известна избыточная плотность σ сферического тела то может быть определен и его радиус R из соотношения:

$$M = \sigma v = 4/3 \pi R^3 \sigma.$$

Если σ неизвестна, то радиус сферы, а следовательно, и глубина до ее поверхности определены быть не могут. Этот факт представляет собой наглядный пример математической неоднозначности решения обратной задачи интерпретации.

5.2. Магнитное поле вертикальных столбообразных тел

При вертикальном намагничении рудных тел в виде вертикальных штоков (столбообразных залежей) магнитные полюсы будут сосредоточены на верхней и нижней поверхностях среза штоков. Мощность этих полюсов M определяется произведением вертикальной интенсивности намагничения I на площадь поперечного сечения штока S , т. е.

$$M = IS.$$

В плане аномалия имеет круглое очертание, и все профили, проходящие через центр аномалии, имеют одинаковый вид, показанный на рис. 5. Изолинии вертикальной напряженности представляются концентрическими окружностями с максимумом в центре, а векторы горизонтальных напряжений со всех сторон направлены к центру аномалии.

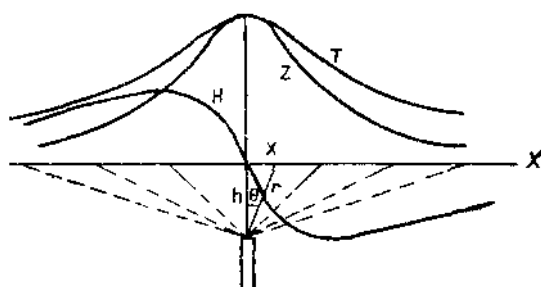


Рис. 2. Графики Z , H , и T над столбообразным телом

При небольших поперечных размерах штока в сравнении с глубиной полюсы можно считать расположенными в точках верхнего и нижнего конца штока. При большой протяженности штока в глубину аномалия будет создаваться только действием верхнего полюса (аномалия однополюсной точки). Полный вектор магнитной напряженности T , его угол наклона J , вертикальная Z и горизонтальная проекция H в любой точке профиля при глубине h для этого случая (рис.4) определяются формулами:

$$\left. \begin{aligned} T &= \frac{M}{h^2} \cos^2 q = \frac{M}{h^2 + x^2}; \\ Z &= \frac{M}{h^2} \cos^3 q = \frac{Mh}{(h^2 + x^2)^{3/2}}; \\ H &= \frac{-M}{h^2} \sin q \cos^2 q = \frac{-Mx}{(h^2 + x^2)^{3/2}}; \\ \operatorname{tg} J &= \frac{Z}{H} = \operatorname{ctg} q, \text{ или } J = 90^\circ - q. \end{aligned} \right\}$$

Анализ этих формул показывает, что:

1. При $\theta = 0$ ($x = 0$), т. е. в эпицентре, над полюсом залежи $H = 0$, а T и Z равны между собою и имеют максимальные значения, равные

$$T_m = Z_m = \frac{M}{h^2}.$$

2. При $\theta = \pm 45^\circ$ ($x_1 = \pm h$) кривая T имеет точку перегиба и наибольшую крутизну и величина ее

$$T = 0,5Z_m = 0,5T_m,$$

а абсолютные значения Z и H равны между собою (кривые - пересекаются) и равны

$$Z=H = 0,35Z_m=0,95H_m.$$

3. При $\theta = \pm 35^\circ 15'$, т. е. при $x_2 = \pm 0,708 h$, величина - $Z = 0,54Z_m$, а H имеет наибольшее значение $H_m = \pm 0,38Z_m$.

4. Отрицательных значений вертикальная проекция не имеет.

5. Вектор полной напряженности T всегда направлен в верхний полюс залежи.

6. С удалением от эпицентра аномалии напряжения поля убывают сравнительно медленно, стремясь к нулевым значениям только в бесконечности.

При интерпретации такой аномалии сначала определяется: глубина полюса (верхнего конца) штока из соотношений:

$$h = x_1 = \frac{x_2}{0,708} = x \operatorname{tg} J = x \frac{Z}{H} \operatorname{ctg} \theta$$

где

$$\theta = \arccos \sqrt[3]{\frac{Z}{Z_m}} = \arccos \sqrt{\frac{T}{T_m}},$$

а потом из соотношений

$$M = h^2 Z_m \text{ и } S = \frac{M}{I}$$

определяется мощность полюса M и площадь горизонтального сечения штока S , если интенсивность намагничения I будет известна.

При небольшой протяженности штока в глубину будет сказываться действие обоих полюсов и напряженности поля, будут определяться следующими формулами:

$$\left. \begin{aligned} Z &= M \left(\frac{\cos^3 q_1}{h_1^2} - \frac{\cos^3 q_2}{h_2^2} \right) = M \left[\frac{h_1}{(h_1^2 + x^2)^{3/2}} - \frac{h}{(h_2^2 + x^2)^{3/2}} \right]; \\ H &= -M \left(\frac{\sin q_1 \cos^2 q_2}{h_1^2} - \frac{\sin q_2 \cos^2 q_1}{h_2^2} \right) = -Mx \left[\frac{1}{(h_1^2 + x^2)^{3/2}} - \frac{1}{(h_2^2 + x^2)^{3/2}} \right], \end{aligned} \right\}$$

где h_1 и h_2 и θ_1 и θ_2 — глубина залегания и полярные углы для верхнего и нижнего полюсов штока.

По мере уменьшения вертикальных размеров штока профили Z и H будут изменять свою форму и постепенно приближаться к форме профилей Z и H для шарообразной формы тела, и в периферийных частях аномалий будут появляться весьма слабые отрицательные значения Z .

5.3. Магнитное поле вертикально намагниченного шара

Магнитные аномалии, создаваемые рудными телами изометрической формы, можно сравнивать с полем намагниченного шара. При вертикальном намагничении шара сверху вниз составляющие поля по всем профилям, проходящим через эпицентр шара, имеют одинаковый вид (рис.5).

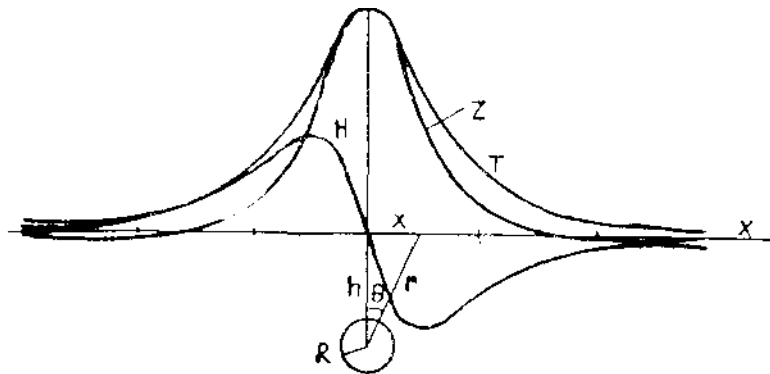


Рис. 3. Графики Z , H , и T над шарообразным телом

и в каждой точке профиля определяются формулами:

$$\left. \begin{aligned} Z &= \frac{M(2h^2 - x^2)}{(h^2 + x^2)^{5/2}} = \frac{M}{h^3} (3\cos^2 q - 1) \cos^3 q; \\ H &= \frac{-3Mhx}{(h^2 + x^2)^{5/2}} = \frac{-3M}{h^3} \sin q \cos^4 q; \\ T &= \frac{M}{h^3} \cos^3 q \sqrt{1 + 3\cos^2 q}. \end{aligned} \right\}$$

Здесь M – магнитный момент шара, равный произведению его объема на интенсивность намагничивания I , т. е.

$$M = Iv = 4/3\pi R^3 I.$$

Анализ формул показывает, что:

1. При $\theta = 0^\circ$ ($x = 0$), т. е. над центром шара, полное и вертикальное напряжение между собою равны, направлены вертикально вниз и имеют максимальные значения

$$T_m = Z_m = \frac{2M}{h^3} . \quad (18)$$

2. При $\theta = \pm 54^\circ 45'$ ($x_1 = \pm 1,41h$) $Z = 0$. Далее оно переходит в отрицательные значения, максимум которых получается при $\theta = \pm 63^\circ 26'$ ($x_2 = 2h$) и имеет значения

$$Z = -0,018 Z_m \approx 2\% Z_m.$$

После этого с увеличением расстояния x оно постепенно приближается к нулю.

3. Горизонтальная проекция H над центром шара равна нулю. Потом она в обе стороны от центра по абсолютной величине возрастает и при $\theta = \pm 26^\circ 34'$, где $x_3 = \pm 0,5h$, имеет максимальные значения, равные

$$H_m = \pm 0,43 Z_m,$$

а потом с увеличением x постепенно убывает до нуля.

4. При $\theta = \pm 27^\circ 15'$, где $x_4 = \pm 0,56h$, абсолютные значения Z и H равны между собою (кривые пересекаются) и угол наклонения полного вектора $J = 45^\circ$.

Таким образом, глубина центра шаровой залежи при интерпретации аномалии определится соотношениями:

$$h = \frac{x_1}{1.41} = \frac{x_2}{2} = \frac{x_3}{0.5} = \frac{x_4}{0.56} .$$

После чего определяется магнитный момент шара M , а потом, если интенсивность намагничивания будет известна, можно определить его объем, радиус R и глубину до поверхности шара

$$h' = h - R.$$

В плане при вертикальном намагничении шара изолинии Z и T имеют форму концентрических окружностей, а векторы H со всех сторон направлены к эпицентру шара. Векторы полных напряжений T , построенные по значениям Z и H , в вертикальной плоскости отображают спектр поля шара и не дают точку пересечения в центре шара. Только в самой центральной части аномалии векторы T своим пересечением могут давать ориентировочную, несколько уменьшенную глубину залегания центра шарового тела.

Задание

1. По аналитическим формулам рассчитать составляющие магнитного и гравитационного поля от объекта с заданными параметрами.
2. Используя характерные точки; определить глубину залегания, магнитный момент и массу объекта, создающего аномалию.

6. Вычисление и интерпретация аномалий палетками

Реальные геологические объекты, определяющие наблюдаемые аномалии, по своей форме отличаются от тел правильной геометрической формы. Поэтому для решения прямой и обратной задач часто применяются специальные палетки, некоторые из них впервые были построены Д.С. Миковым. В настоящее время применяются десятки различных палеток, отдельные из которых позволяют производить расчеты и интерпретацию аномалий от тел сложных и неправильных форм при сложном рельефе наблюдений и при наклонном намагничении, когда аналитические расчеты практически невозможны.

В основе расчета большинства палеток используется принцип разбивки действующих тел на элементарные тела равного действия, изображаемые на палетках площадками или точками.

Существующие палетки можно сгруппировать в пять групп: точечные, секторные, лучевые, относительного вида изображения графиков аномалий и пространственные палетки.

Первые три типа палеток позволяют решать как прямые так и обратные задачи, два последних вида палеток применяются, в основном, при решении обратной задачи.

Задание

1. По заданным параметрам аномалеобразующего объекта рассчитать значения Z , H , T , V_{zx} , V_{Δ} в 20 точках профиля с помощью точечной палетки Д.С. Микова [12].

2. Используя одну из палеток атласа, по данной аномалии определить основные параметры возмущающего объекта.

7. Интерпретация аномалий интегральными методами

К интегральным методам интерпретации относятся такие методы, в которых используется свойство некоторых интегралов, вычисляемых по напряженности аномалий, давать величину моментов (мощности полюсов) и координаты центров аномалеобразующих тел без точных предположений о форме и интенсивности намагничения этих тел.

Существуют интегральные формулы для различных форм тел. Так, например, для двумерных тел при вертикальном намагничении можно получить:

$$M = -0,159$$

$$X_c = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} Hx^2 dx}{2 \int_{-\infty}^{\infty} Hx dx},$$

где H - горизонтальная составляющая напряженности аномального магнитного поля, X_c - горизонтальная координата центра тела, X - координата по

профилю от произвольно выбранного начала координат, dx - элемент расстояния по профилю, который берется при интегрировании, M - магнитный момент единицы длины тела.

Для получения величины M в единицах СГС, а X_c - в см эти интегралы должны вычисляться в единицах СГС, т.е. H - в эрстедах, а X и dx - в см, с учетом масштаба профиля.

Теоретически доказано, что площадь P , ограничиваемая кривой Δg , на профилях вкрест простирания вытянутого тела произвольного поперечного сечения и при любой глубине его залегания определяется интегралом:

т.е. зависит только от избыточной массы единицы длины тела M .

$$P = \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g dx = 2\pi k M,$$

Аналогичным образом, для тел произвольной формы объем фигуры v , образованный на плане изодинамами Δg определяется интегралом:

$$v = \int_0^{\infty} g ds = 2\pi k M,$$

т.е. зависит только от величины избыточной массы M действующего тела и не зависит ни от формы и ни от глубины залегания его.

Таким образом, определив по аномалии величину площади кривой P для вытянутого тела или объем по изодинамам для тел произвольной формы, можно легко определить избыточную массу, а потом и полную массу (запас) действующих тел, если плотность тела σ_1 и окружающих пород σ_0 будет известна.

Например, если площадь, ограничиваемая кривой над вытянутым телом, будет равна P кв. см, то полная масса на 1 м длины действующего тела M' в тоннах будет равна

$$M' = 0,24PN_n \frac{s_1}{s_1 - s_0},$$

где N - знаменатель масштаба профиля, а n - масштаб напряжений Δg (число мгл в 1 см).

Аналогично, для тел произвольной формы полная масса всего тела в тоннах определится формулой

$$M' = 0,0024 \nu N^2 \frac{s_1}{s_1 - s_0},$$

где N - знаменатель масштаба плана Δg , а ν - объем фигуры, изображаемой изолиниями Δg на плане, равный произведению Δg в мгл на площадки, ограничиваемые изолиниями, выраженные в кв. см плана.

Указанные выше площади и объемы теоретически должны вычисляться в бесконечных пределах. А так как практически они вычисляются только в каких-то конечных пределах, т.е. не полностью, то за оставшуюся неподсчитанную часть их, при применении этих методов, вносятся соответствующие поправки, называемые поправками за остаточные интегралы.

Задание

По заданным аномальным графикам Z , H и Δg вычислить магнитный момент, горизонтальную координату тела и его массу.

8. Простые методы определения глубины залегания возмущающих тел

8. 1. Специальные методы

Определение глубины залегания возмущающих тел является одной из самых важных задач интерпретации геофизических данных. Поэтому разработан ряд простых специальных способов методов для определения только глубины залегания аномалеобразующих объектов.

Для определения глубины залегания возмущающих тел широко используется метод «полумаксима», заключающийся в следующем: снимая с графиков магнитных аномалий абсциссы полумаксима X в метрах (рис.6) и пользуясь значениями $h:c$, можно легко определить глубину залегания тела h .

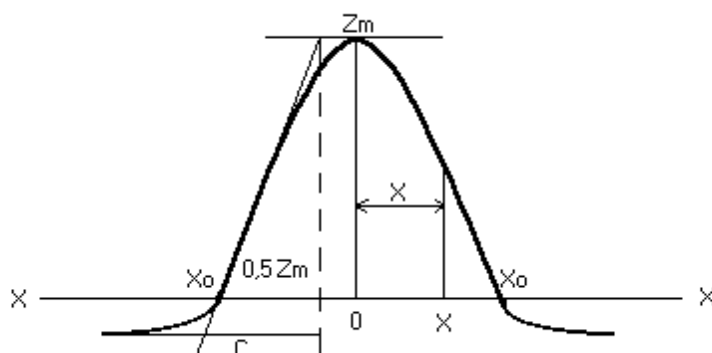


Рис. 6. График для Z над телом правильной геометрической формы

Сущность способа «касательных» сводится к тому, что проводят касательные в точке положительного и отрицательного максимума и в точке максимального градиента (рис.6). Полученная длина отрезка C в масштабе профиля является функцией глубины и формы тела (табл.1)

Таблица 1

Значения C , X , K для определения глубины действующих тел по магнитным аномалиям

№	Форма тел	h:x		h:c			k
		по Z	по T	по Z	по H	по T	по Z
Для вертикального намагничивания:							
1.	Вертикальный пласт, бесконечный на глубину и по простиранию, при мощности его $2d \leq h$ (однополюсная линия)	1,00	0,58	0,65	1,00	0,38	0,32
2.	Горизонтальный круговой цилиндр	2,00	1,00	1,30	1,54	0,65	1,00
3.	Вертикальный шток при горизонтальных размерах его (однополюсная точка)	1,30	1,00	0,86	1,32	0,65	0,50
4.	Шар	2,00	1,47	1,33	1,75	1,00	0,92

№	Форма тел	h:x		h:c			k
		по Z	по Т	по Z	по Н	по Т	по Z
Для горизонтального намагничивания:							
5.	Горизонтальный круговой цилиндр	---	---	1,54	1,33	0,65	---
6.	Шар	---	---	1,75	1,66	0,74	---

Глубину возмущающих тел можно также вычислить по отношению площади аномалии графиков к максимальным напряжениям из соотношения

$$h = k \frac{P}{Z_m},$$

где P - положительная площадь, ограничиваемая графиком и осью абсцисс, Z_m - максимальное значение аномалии, K - коэффициент, зависящий от формы возмущающих тел. Если площадь P вычислить в кв. см, а Z_m - в см, то величина h получится в см в масштабе того же графика.

Способ касательных может применяться и для определения глубины залегания центра шара, горизонтального кругового цилиндра и верхней кромки горизонтального пласта (уступа) по гравитационным аномалиям. Проводятся точно так же касательные (рис.6) к аномалии Δg и определяются значения отрезков X и C , которые будут являться функциями глубины тела:

1. Для шара $h = \pm 2X = \frac{3}{4}C$;

2. Для цилиндра $h = \pm \sqrt{3}X = \frac{C}{\sqrt{3}}$;

3. Для пласта $h = \frac{C}{4,5}$.

Задание

По заданным аномальным графикам Z , T и Δg определить глубину залегания возмущающего объекта.

8. 2. Предельные методы

Исходя из частных экстремальных выражений интеграла Пуассона, можно получать ряд простых соотношений между глубиной залегания магнитовозмущающих объектов и экстремальными значениями полей, примеры которых приводятся ниже.

В случае двухмерной задачи

$$h \leq \min \left| \frac{U_{(x,0)}}{\frac{\partial U_{(x,0)}}{\partial h}} \right| ;$$

$$h \leq \min \left| \frac{U_{(x,0)}}{\frac{\partial U_{(x,0)}}{\partial x}} \right| ;$$

$$h^2 \leq \min \left| \frac{1,76 U_{(x,0)}}{\frac{\frac{\partial^2 U_{(x,0)}}{\partial^2 U_{(x,0)}}}{\frac{\partial^2 U_{(x,0)}}{\partial x \partial h}}} \right| ,$$

в случае трехмерной задачи

$$h \leq \min \left| \frac{2U_{(x,y,0)}}{\frac{\partial U_{(x,y,0)}}{\partial h}} \right| ;$$

$$h \leq \min \left| \frac{3U_{(x,y,0)}}{2 \frac{\partial U_{(x,y,0)}}{\partial h}} \right| ;$$

$$h^2 \leq \min \left| \frac{6U_{(x,y,0)}}{\frac{\partial^2 U_{(x,y,0)}}{\partial h^2}} \right| .$$

В случае, когда имеется не одна наблюденная или вычисленная производная гравитационного потенциала, существуют тоже подобные соотношения для определения глубины залегания элементарных тел.

Для сферы получаем

$$h = 0,86 \frac{\Delta g_{\max}}{U_{xz \max}},$$

$$h = 2 \frac{\Delta g_{\max}}{U_{zz \max}}.$$

Для горизонтального кругового цилиндра имеем

$$h = 0,65 \frac{\Delta g_{\max}}{U_{xz \max}},$$

$$h = \frac{\Delta g_{\max}}{U_{zz \max}}.$$

Можно получить аналогичные формулы и для других тел правильной геометрической формы.

8. 3. Определение глубины залегания нижней кромки магнитовозмущающих тел

Глубина расположения нижней кромки магнитных тел h_n некоторых правильных геометрических форм (тонкая вертикальная пластина, ограниченный по глубине пласт, призма и т. п.) может быть определена по эмпирической формуле [9]:

$$h_n = 2x_{\min} - 1,8(h+b),$$

где $X_{\min}$ - абсцисса минимума кривой Z ; b - горизонтальная мощность пласта; h - глубина залегания верхней кромки объекта.

Для тел более сложной формы положение нижней поверхности может вычисляться через определение значений глубины верхней кромки известными методами и центра масс интегральными методами.

Дополнительными формулами для получения $h_{\text{ц}}$ являются:

$$h_{\text{ц}} = 1/2 \lim_{x \rightarrow \infty} \left[x \frac{H(x)}{Z(x)} \right];$$

$$h_{\text{ц}} = x_i \sqrt{\frac{T_i}{T_{\text{max}} - T_i}}.$$

Интерпретация аномалий двухмерных тел палетками - методом подбора, например, точечной палеткой Д.С.Микова, позволяет определить конфигурацию объекта сложной формы и его пространственное положение, включая и глубину залегания его нижней кромки.

9. Некоторые дополнительные вопросы интерпретации магнитных аномалий

9. 1. Особенности интерпретации магнитных аномалий в условиях сложного рельефа дневной поверхности

Специфика интерпретации материалов детальных высокоточных магнитных съемок в некоторых случаях связана с необходимостью учета влияния рельефа и пересчета поля на один уровень. Анализ влияния рельефа на наблюдаемое магнитное поле показывает, что искажение измеряемых аномалий в условиях сложного рельефа земной поверхности происходит по двум причинам:

1. За счет изменения высоты пунктов наблюдения относительно геологических тел, создающих аномалию.
2. За счет действия горных пород, слагающих сложный рельеф местности, если они обладают повышенными магнитными свойствами.

Если искажение аномалий в условиях горной местности получается только за счет изменения высоты пунктов наблюдения относительно действующих тел, то для количественной интерпретации применяют:

1. Метод пересечения полных векторов T аномального магнитного поля.

2. Методы подбора с использованием, например, точечной палетки Д.С. Микова или лепестковыми, лучевыми и пространственными палетками.

При этом поверхность профиля съемки должна быть вычерчена с учетом рельефа местности.

В некоторых случаях искажающего влияния рельефа на измеряемые значения напряженности магнитного поля (например, на крутых склонах) эпицентр аномалий смещается и возникает необходимость пересчета (редуцирования) поля на горизонтальную плоскость, который позволяет получить нормальный вид аномалии.

Для определения целесообразности редуцирования на плоскость следует оценить величину изменения магнитной аномалии по формуле

$$\Delta U = \frac{\partial U}{\partial Z} \Delta h,$$

где U - составляющая магнитного поля, Δh - относительное превышение рельефа или высоты полета над исследуемым участком.

При наземных, морских и аэросъемках в районах, сложенных магнитными породами необходимо введение поправок за влияние рельефа местности, смысл введения которых аналогичен учету этих поправок в гравитационных наблюдениях.

9.2. Интерпретация аномалий наклонно намагниченных тел

Геологические объекты довольно часто могут быть намагничены в произвольном наклонном направлении. Между тем почти все методы интерпретации разрабатывались применительно к вертикальному намагничению тел. В то же время известно, что изменение направления намагниченности тел сильно влияет на форму и интенсивность аномалий. Например, для двумерных тел при изменении направления намагничения поперечного сечения тела с вертикального на горизонтальное кривая Z приобретает форму H , а H – форму Z . Применение

при наклонном намагничении методов, разработанных для вертикального намагничения, вносит большие ошибки.

Из все известных методов при наклонном намагничении, если направление намагничения известно, можно применять:

1. Вычисление и интерпретацию аномалий точечной палеткой Д.С. Микова.
2. Интерпретацию аномалий лепестковой палеткой.
3. Интерпретацию аномалий с помощью атласа теоретических кривых.

Направление вектора суммарной интенсивности намагничения геологических тел можно определять двумя путями.

Первый путь предусматривает исследование образцов и требует большой затраты труда и времени. Кроме того, магнитовозмущающие объекты площади исследований могут не иметь естественных и искусственных обнажений, да и отдельные образцы при их наличии не могут полностью характеризовать всего возмущающего тела.

Второй путь определения направления вектора суммарной интенсивности намагничения возмущающих геологических тел основан на методах изучения исследования создаваемых этими телами аномалий. По выполнению и по достоверности получаемых результатов методы эти являются более доступными и надежными, так как дают общую характеристику для всего возмущающего те-

ла, а не для отдельных образцов его. Определить направление намагничивания тел по создаваемым ими аномалиям можно по отношению положительных и отрицательных площадей, ограничиваемых кривыми Z и H:

$$\sin \gamma = -2 \frac{(-Z)}{(+Z)} - 1 ,$$

$$\cos \gamma = -2 \frac{(-H)}{(+H)} - 1 ,$$

где γ - угол суммарного вектора намагничивания тел с вертикалью, (+Z) и (+H) величина положительных, (-Z) и (-H) наибольших отрицательных площадей, ограничиваемых кривыми Z и H.

Для двумерных тел произвольного, но конечного поперечного сечения, угол намагничивания тела определяется из соотношения:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} Z_x dx}{-\int_{-\infty}^{\infty} H_x dx} .$$

Задание

Определить угол намагничивания объекта по заданным графикам напряженности магнитного поля.

9.3. Особенности интерпретации аномалий по величине полного вектора магнитного поля

В настоящее время в большинстве случаев измеряется параметр ΔT . Так как $\Delta T = Z_a \sin I_o$, где I_o - угол нормального наклона, то можно пользоваться способами и методами интерпретации Z – составляющей при наклонном намагничивании, угол которого равен углу нормального наклона в районе работ. В частном случае при $I_o = 90^\circ$, $\Delta T = Z_a$.

Форма графиков ΔT для всяких двумерных тел, будет зависеть только от формы тел и глубины их залегания. Влияние же направления намагничивания тел не будет создавать никаких искажений и его в этих случаях можно совсем не учитывать.

В зарубежной практике интерпретации аномалии ΔT довольно широко используется метод моделей Вокье, сущность которого заключается в определении по специальным таблицам и номограммам глубин залегания верхних поверхностей призматических тел по положению характерных точек ΔT и $\delta^2 T / \delta h^2$, вычисленных аналитически.

Заключение

Несомненно, что методы гравиразведки и магниторазведки в будущем значительно увеличат свой вклад при тектоническом районировании земной коры, и при поисках некоторых видов месторождений полезных ископаемых. Это окажется возможным только на основе тщательного анализа и учета всех геолого-геофизических факторов.

Практика показывает, что во многих случаях гравиразведка и магниторазведка применяются «вне конкуренции» с другими методами геофизики. Это особенно очевидно при производстве морских геофизических исследований. В любом случае магнитометрические данные часто рассматриваются и интерпретируются совместно с гравиметрическими, что весьма эффективно ввиду общности теории магнитного и гравитационного полей. Зачастую по результатам измерения этих геопотенциальных полей вычисляются различные вероятностно-статистические характеристики (псевдовекторное поле, энтропия, коэффициент корреляции, энергетические спектры, автокорреляционные функции и т.д.), позволяющие количественно оценить степень подобия полей, получать их синтезированные аналоги, более достоверно решать вопросы моделирования и аппроксимации.

Библиографический список

1. Алексеев В.В., Хесин Б.Э. Особенности интерпретации магнитных наблюдений в горноскладчатых областях юга СССР: Обзор. – М.: ОНТИ ВИЭМС, (Сер. «Рег., разв. и пром. геофиз»), 1971. – 65 с.
2. Андреев В.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. – Л.: Недра, 1965.
3. Вахромеев Г.С. Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений. – М.: Недра, 1978.
4. Вольвовский Б.С., Кунин Н.Я., Терехин Н.И. Краткий справочник по полевой геофизике. – М.: Недра, 1977.
5. Гладкий К.В. Гравиразведка и магниторазведка. – М.: Недра, 1967.
6. Гравиразведка: Справочник геофизика. – М.: Недра, 1968.
7. Картунов В.А., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Теории случайных функций и информации: общие понятия. Анализ геопотенциальных полей: Учеб. пособие. – Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 1999.
8. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. – Л.: Недра, 1979.
9. Магниторазведка: Справочник геофизика. – М.: Недра, 1990.
10. Миков Д.С. Методы интерпретации магнитных аномалий. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1975.

11. Миков Д.С. Интегральные методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1975.

12. Миков Д.С., Мышко З.А., Автеньев Г.К. Альбом крупномасштабных палеток для вычисления и интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1964.

13. Миронов В.С. Курс гравиразведки. – Л.: Недра, 1972.

Содержание

Введение.....	3
1. Общие положения	4
2. Условности и допущения, принимаемые при интерпретации аномалий.....	7
3. Качественная интерпретация.....	10
3.1. Описание и районирование поля.....	11
3.2. Геологическое истолкование аномалий.....	13
4. Трансформация полей.....	15
4.1. Выделение региональных аномалий способом простого осреднения.....	16
4.2. Выделение региональной составляющей поля путем его пересчета в верхнее полупространство.....	17
4.3. Трансформации, применяемые для выделения локальных аномалий.....	20
5. Вычисление и интерпретация аномалий по аналитическим формулам.....	24
5.1. Гравитационное поле шара.....	25
5.2. Магнитное поле вертикальных столбообразных тел.....	27
5.3. Магнитное поле вертикально намагниченного шара.....	30
6. Вычисление и интерпретация аномалий палетками.....	32
7. Интерпретация аномалий интегральными методами.....	33
8. Простые методы определения глубины залегания возмущающих тел.....	35
8.1. Специальные методы.....	35
8.2. Предельные методы.....	38
8.3. Определение глубины залегания нижней кромки магнитовозмущающих тел	39
9. Некоторые дополнительные вопросы интерпретации магнитных аномалий.....	40
9.1 Особенности интерпретации магнитных аномалий	

в условиях сложного рельефа дневной поверхности.....	40
9.2 Интерпретация аномалий наклонно намагниченных тел.....	41
9.3. Особенности интерпретации аномалий по величине полного вектора магнитного поля	43
Заключение.....	44
Библиографический список.....	45

**Интерпретация магнитных и
гравитационных данных**
 Методические указания к изучению курса
 «Интерпретация гравитационных и
магнитных аномалий»

Составили: В.А. КОРТУНОВ, Е.Н. СУХОВЕЕВ

Корректор Л.В. Яриш
Техн.редактор Н.М. Белохонова

Подписано в печать Формат 60х84/16
Усл.печ. 3,02 Уч.изд. 2,14
Тираж 100 экз. Заказ

Издательство ДВГТУ, 690950, Владивосток, Пушкинская, 10
Типография издательства ДВГТУ, 690950, Владивосток, Пушкинская, 10