

7. Виды и масштабы геофизических съемок, густота сети наблюдений.
48. Понятие потенциала гравитационного поля. Связь потенциала с силой тяжести.
64. Струнные металлические гравиметры. Преимущества, недостатки.
Задача №7

Ответ:

7. Виды и масштабы геофизических съемок, густота сети наблюдений.

СЪЕМКА ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ — систематические измерения физических полей Земли, заканчивающиеся составлением геофизических карт. Выполняется по сети наблюдений, зависящей от заданного масштаба. Существует несколько видов геофизической съемки, отличающихся друг от друга:

1) объектом изучения — естественные магнитное, гравитационное, тепловое, электрическое и др. поля Земли; сейсмические и электромагнитные поля, возникающие при искусственном возбуждении и т.п.;

2) условиями измерения и способом передвижения при съемке (наземная, подземная, глубинная, воздушная, морская, донная; пешеходная, автомобильная, вертолетная съемки);

3) детальностью.

Применяется в геологии, геодезии, навигации, строительстве, археологии и т.п. Рациональное сочетание геофизической съемки, отличающихся по физическому объекту и масштабу, определяет комплекс геофизических методов.

Специальные исследования геофизическими методами при съемках не проводят, а используют данные структурно-картировочных геофизических методов.

Среднемасштабные съемки (1:200000 - 1:100000) предназначены для попланшетного (полистного) изучения территории. Они служат для решения следующих задач: гидрогеологической стратификации разрезов.

При среднемасштабных съемках используют данные дистанционных аэрокосмических (радиотепловых и радиотелеметрических) съемок, а также методов электромагнитных зондирований, профилирований и гравимагниторазведки. Выбор методов определяется природными условиями (аридные, гумидные области или территории распространения многолетнемерзлых пород), геолого-геофизическим строением, решаемыми задачами и глубиной залегания подземных вод.

Полевые работы ведут либо в виде сплошных площадных съемок с густотой сети зондирований около 1×1 км, либо путем изучения по более густой сети отдельных ключевых участков с интерполяцией результатов между ними. Профилирование с шагом до 100-200 м проводят по направлениям с наиболее контрастными изменениями геоморфологических и геолого-геофизических условий.

Интерпретация данных геофизических методов должна быть направлена не только на получение геометрических параметров разреза, но главным образом на геолого-геологическое истолкование результатов и, прежде всего, определение фильтрационных свойств пород (коэффициентов фильтрации, водопроницаемости и др.). Для этого устанавливаются вероятностно-статистические связи между геолого-геофизическими свойствами по данным параметрического бурения, опорных геофизических наблюдений у скважин и выполнения ГИС в скважинах.

Крупномасштабные (1:50000 и крупнее) гидрогеологические съемки предназначены для решения конкретных задач. Геологические цели детальных крупномасштабных геофизических съемок те же, что и среднемасштабных. Они предназначены для технического проектирования, и поэтому должны отличаться: высокой точностью количественных определений физико-механических и фильтрационных свойств, сравнимой с точностью, получаемой с помощью наблюдений в скважинах; ограниченными сроками проведения работ и меньшей стоимостью за счет сокращения в 2-5 раз бурения, но с обязательным проведением опытно-фильтрационных параметрических наблюдений в скважинах (или шурфах).

При крупномасштабных геофизических съемках применяют комплекс полевых и скважинных геофизических методов, а также геологических опытных наблюдений. Основными полевыми геофизическими методами в рамках этого комплекса являются зондирования: электрические (ВЭЗ), электромагнитные частотные (ЧЗ) или становлением поля (ЗС) (в условиях распространения пресных вод), вызванных потенциалов (ВЭЗ-ВП) или сейморазведки методом преломленных волн (МПВ) (в условиях распространения подземных вод повышенной минерализации). Вспомогательными методами служат электромагнитные профилирования.

Густота сети наблюдений при выполнении зондирований не должна превышать 200×500 м, а на ключевых участках 100×200 м. Шаг наблюдений при профилировании не должен превышать 50 м. Интерпретация данных крупномасштабных геофизических съемок, проводимых с целью решения геологических задач, сводится к построению разрезов и карт послойных или обобщенных фильтрационных параметров. Их получают в результате корреляции геофизических и геологических параметров по опытно-фильтрационным наблюдениям в скважинах и в ходе геофизических работ около них.

48. Понятие потенциала гравитационного поля. Связь потенциала с силой тяжести.

Потенциал силы тяжести. Геоид. Многие силовые поля, в том числе гравитационное, магнитное, электрическое и др., напряженность которых зависит только от координат точек пространства и характеристик источника поля, можно охарактеризовать через скалярную функцию, называемую потенциалом поля. Потенциал силового поля связан с его напряженностью следующим образом: скорость изменения величины потенциала вдоль любого направления равна проекции (составляющей) вектора напряженности поля на это направление. Математически составляющие напряженности поля выражаются через частные производные по x , y и z от функции, которой определен потенциал.

Напряженность поля представляет собой силу, действующую на единичную массу. Таким образом, по своему физическому смыслу ускорение силы тяжести можно рассматривать как напряженность гравитационного поля. Потенциал гравитационного поля принято обозначать буквой W . Составляющие силы тяжести g_x , g_y и g_z можно теперь выразить через соответствующие частные производные потенциала гравитационного поля:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial W}{\partial x} &= g \cos(\widehat{gx}) = g_x; \\ \frac{\partial W}{\partial y} &= g \cos(\widehat{gy}) = g_y; \\ \frac{\partial W}{\partial z} &= g \cos(\widehat{gz}) = g_z. \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

В поле силы тяжести можно провести поверхность, в любой точке которой потенциал W принимает одно и то же значение, т.е. $W(x, y, z) = \text{const}$. Такая поверхность называется уровнем поверхности. В ее названии отражено важное свойство поверхности равного потенциала: в любой ее точке сила тяжести всегда направлена нормально (перпендикулярно) к эквипотенциальной поверхности, как и в случае установившегося уровня налитой в сосуд жидкости. Следует иметь в виду, что сама величина силы тяжести от точки к точке уровня поверхности (в отличие от потенциала силы тяжести) может изменяться.

Очевидно, в пространстве можно провести бесчисленное множество уровней поверхности, различающихся значениями потенциала W . Одна из них совпадает с невозмущенной поверхностью океана и называется геоидом. В пределах суши геоид имеет сложную конфигурацию, которую мысленно можно представить как поверхность уровня воды, установившегося в бесчисленных узких каналах, прорытых под сушей и сообщающихся с открытым морем. Поверхность геоида не совпадает с поверхностью земного

сфероида. Однако эти отличия невелики: в среднем они составляют ± 50 м, а максимальное отклонение не превышает ± 100 м.

Потенциал силы тяжести можно выразить через сумму потенциалов силы притяжения V и центробежной силы U : $W = V + U$. В общем случае выражение для гравитационного потенциала W довольно сложное. Поэтому ограничимся формулой потенциала силы притяжения Земли V , считая ее в первом приближении шаром:

$$V = G \frac{M_3}{R} \quad (2)$$

где R — радиус Земли; G — гравитационная постоянная.

В том, что выражение (2) определяет потенциал силы притяжения, легко убедиться: если продифференцировать его по R , то получим формулу $g_{II} = G \frac{M_3}{R^2}$.

Потенциал V принимает максимальное значение в центре Земли; при удалении от центра Земли он непрерывно убывает.

64. Струнные металлические гравиметры. Преимущества, недостатки.

Струнные гравиметры применяются для относительных измерений ускорения свободного падения g (для измерения отклонений g от нормальной величины, принятой для некоторого пункта), чаще всего используют для определения силы тяжести на море с борта движущегося судна.

Принцип действия струнных гравиметров основан на изменении частоты собственных колебаний струны, натяжение которой определяется грузом (силой тяжести в данном месте).

Его чувствительным элементом является натянутая колеблющаяся струна, нагруженная некоторой инертной массой m . Частота поперечных колебаний струны f связана с силой тяжести g следующей формулой:

$$f = \frac{1}{2l} \sqrt{\frac{mg}{\sigma_l}}$$

где l — длина струны; σ_l — линейная плотность.

Измеряют приращение частоты Δf в пункте наблюдений относительно ее опорной частоты f_0 . Приращение силы тяжести вычисляют по формуле:

$$\Delta g \approx 2g \frac{\Delta f}{f_0}$$

Точность измерений находится в пределах $\pm(0,5 - 1,0)$ мГал.

Задача №7.

Задача 7.

Определите глубину залегания ультраосновной интрузии на одном из участков трассы БАМ по способу Пятницкого. Постройте график изменения вертикальной составляющей напряженности магнитного поля по профилю, в масштабе 1: 10000.

Номер профиля (варианта)	Номер пикета															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
14	-105	-94	-74	-62	-210	-415	-320	-470	-415	-340	-125	-175	-115	-124	-118	-130

1. Строим график $\Delta Z(ПК)$ на миллиметровке. Вертикальный масштаб ΔZ_a - выбран произвольно.

2. На графике выделяем отрицательные и положительные аномалии и определяем глубину залегания геологических объектов, создающих эти аномалии, в следующем порядке:

- определяем оси симметрии аномалий;
- устанавливаем положение экстремальных точек (max; min; 0,5 max);
- проводим касательные через экстремальные значения; касательные через точки max и min проводятся перпендикулярно к оси симметрии, а касательная к 0,5 max должна иметь наибольшее количество общих с аномалией точек.
- определяем глубину залегания аномалеобразующего объекта по формуле:

$$h_{co} = \frac{1}{4}[(x - x_0) + (x' - x'_0)]$$

где x_0 и x - минимальное и максимальное значения проекций точек пересечения касательных к левой ветви аномальной кривой, м;

где x'_0 и x' - минимальное и максимальное значения проекций точек пересечения

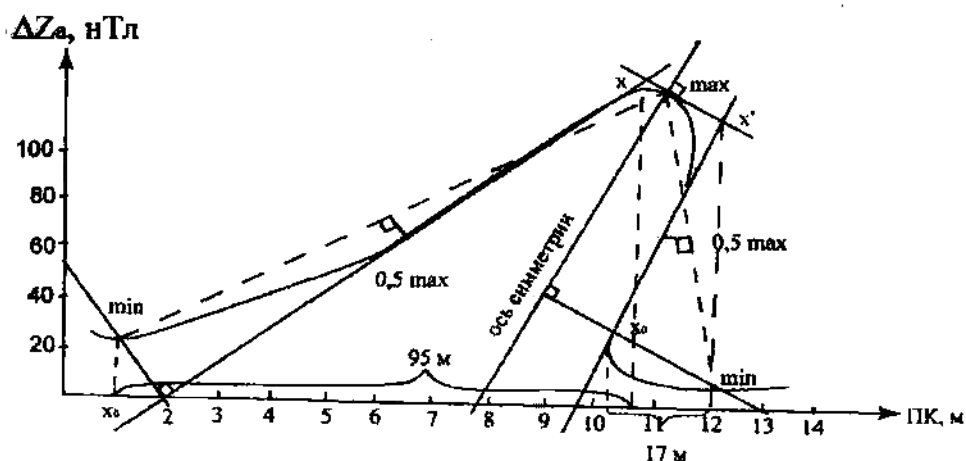
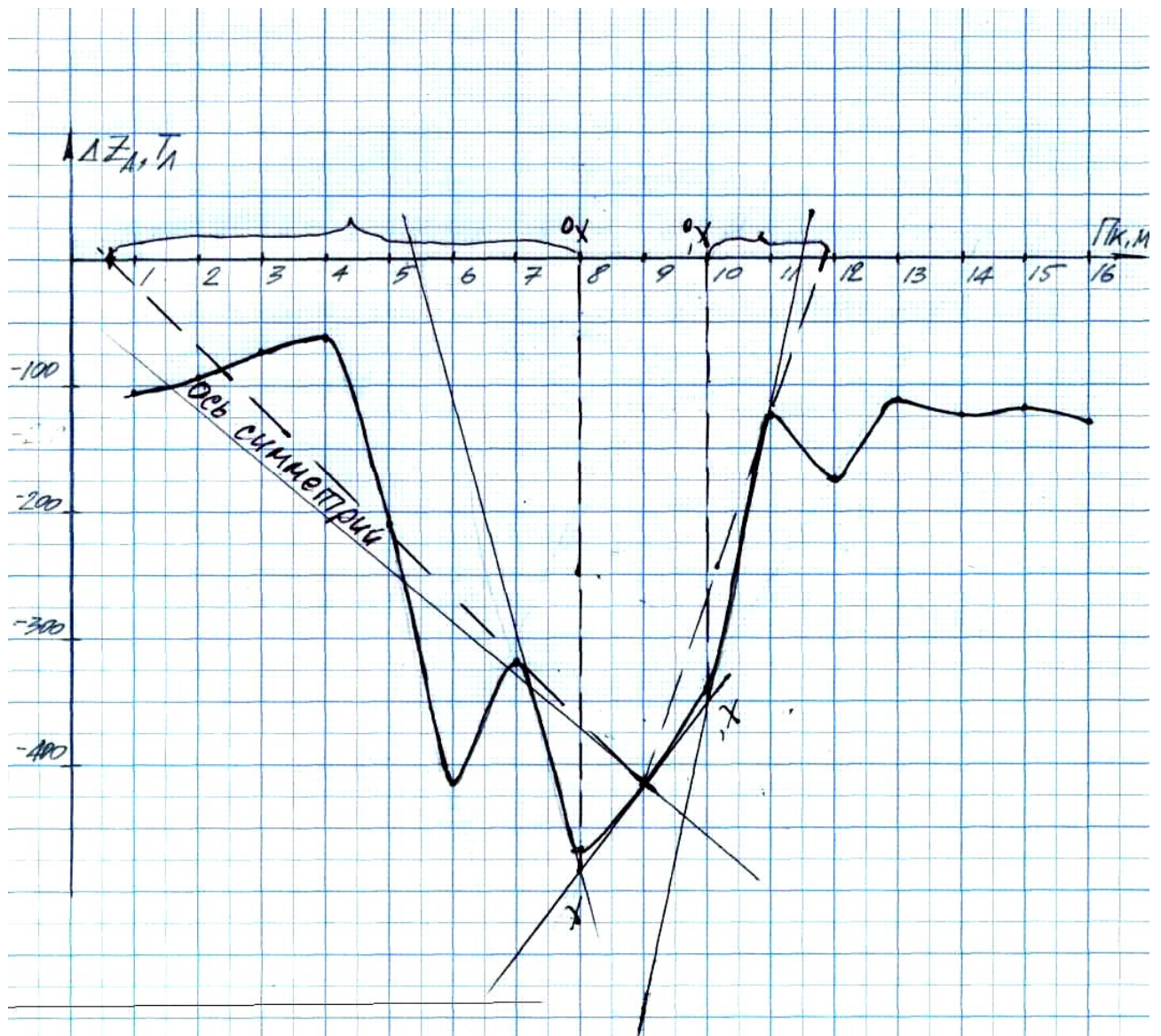


Рисунок - Пример определения глубины залегания центра аномального тела



$$\begin{aligned}
 h_{20} &= \frac{1}{4} \cdot [(800 - 60) + (1180 - 1000)] \approx \\
 &= \frac{1}{4} \cdot [740 + 180] \approx \frac{1}{4} \cdot 920 = 230 \text{ м.}
 \end{aligned}$$

Список литературы

1. Бондаренко В.М., Демура Г.В., Ларионов А.М. Общий курс геофизических методов разведки. – М.: Недра, 1986.
2. Знаменский В.В., Жданов М.С., Петров Л.П. Геофизические методы разведки и исследования скважин. – М.: Недра, 1981.