

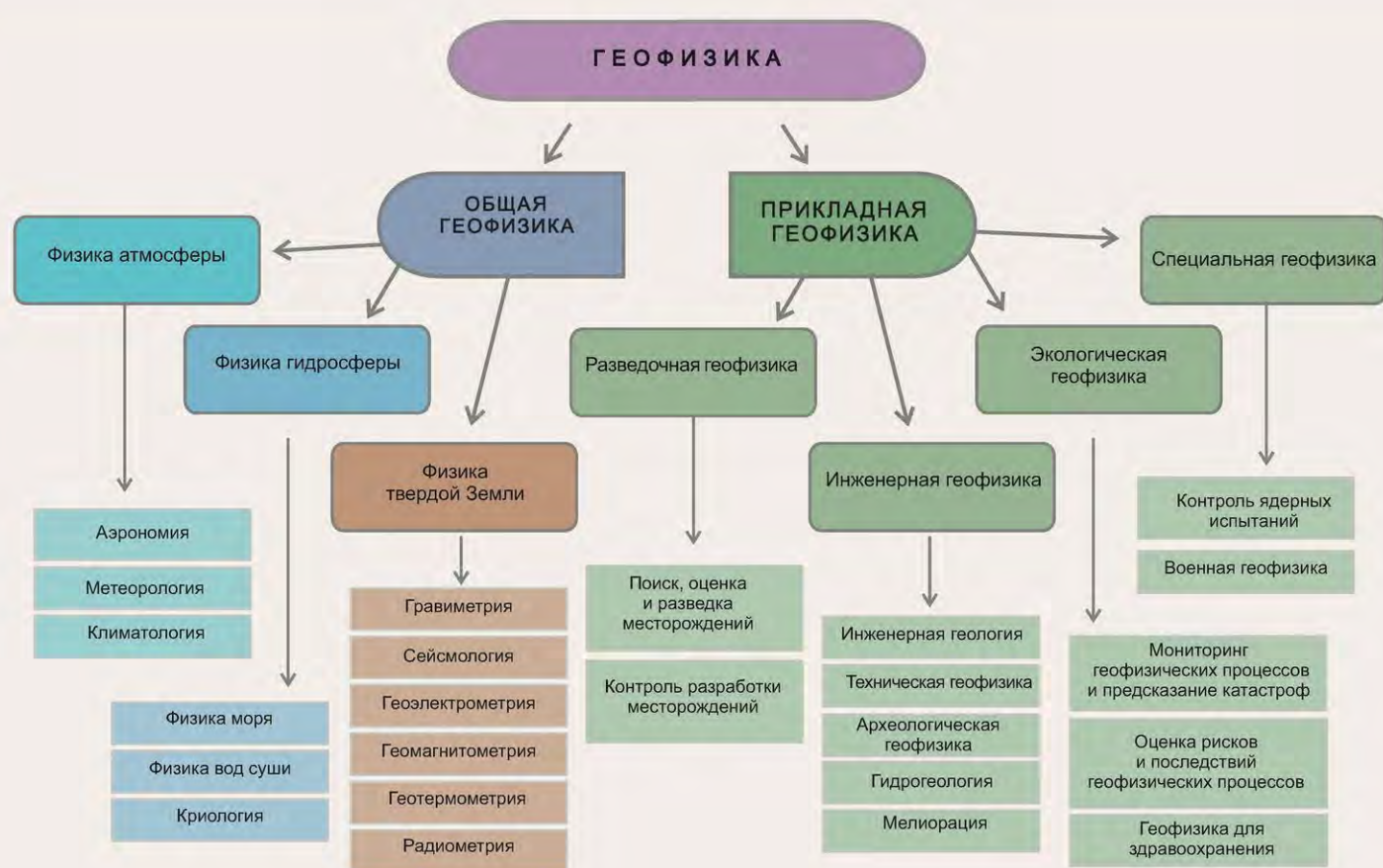
Геофизические методы исследования земной коры основаны на изучении естественных и искусственных физических полей Земли, а также физических свойств её пород

Естественные физические поля Земли

Магнитное, гравитационное, электромагнитное, электрическое, тепловое, естественной радиоактивности, упругих колебаний, возникающих при землетрясениях.

Искусственные физические поля Земли

Поля, возбуждаемые различными искусственными источниками электромагнитных излучений или искусственными сотрясениями поверхности Земли (например, взрывами).



По задачам и объектам выделяют виды геофизики:

глубинная, региональная и структурная, картировочно-поисковая, нефтегазовая, рудная, нерудная, инженерно-гидрогеологическая.

По типу исследуемых полей и объектов в геофизике выделяют:

гравиметрию (гравиразведку); магнитометрию (магниторазведку), электротметрию (электроразведку), сейсмометрию (сейсморазведку), сейсмологию, термометрию (терморазведку), ядерную геофизику, каратаж (геофизическое исследование скважин).

По масштабу проводимых работ исследования делятся на:

мелко (<1:500 000), средне (1:200 000-1:100 000), крупномасштабные (>1:50 000).

ГЕОФИЗИКА О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

Земная кора (5-70 км) — верхний слой твердой Земли. Её подошва — сейсмическая граница Мохо.

Мантия Земли — силикатная оболочка Земли, расположенная между подошвой земной коры и поверхностью ядра.

Внешнее ядро (2950-5000 км) — состоит в основном из железа и никеля в расплавленном состоянии.

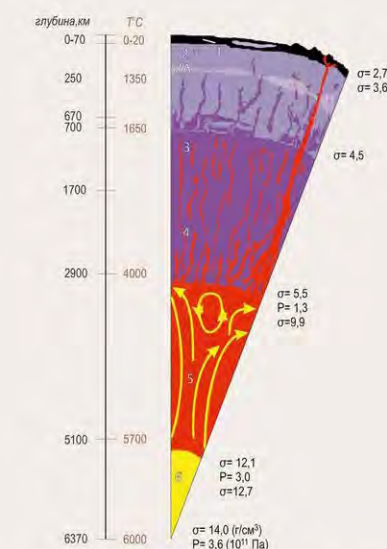
Конвекция в ядре ответственна за формирование магнитного поля Земли.

Внутреннее ядро (5120-6370 км) — состоит в основном из железа и никеля в твердом состоянии.

Анализ геофизических данных предполагает, что температура пород Земли меняется от 0-20 °С у поверхности до значения около 6000 °С в её центре.

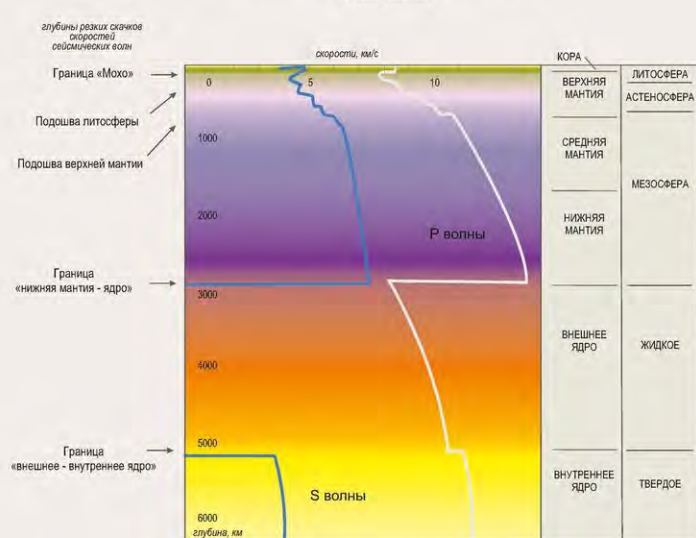
Плотность (σ) пород меняется от 1,8-2,7 г/см³ в коре до 13-14 г/см³ в центре Земли.

Давление (P) растёт от 10⁶ Па (1 атм) на поверхности Земли до 3,6·10¹¹ Па - в её центре.



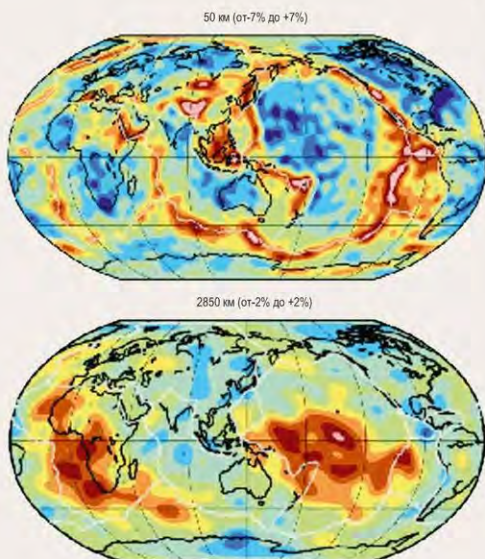
1 - кора; 2 - верхняя мантия; 2А - астеносфера; 3 - средняя мантия; 4 - нижняя мантия; 5 и 6 - внешнее и внутреннее ядро.

Изменение скоростей сейсмических волн с глубиной (по Kealey and Vine)

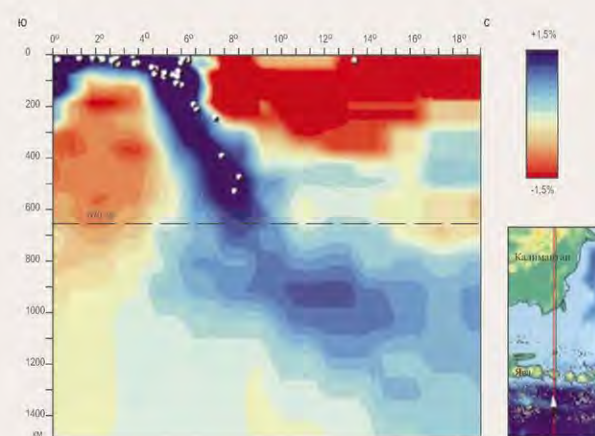


Геофизические аномалии позволяют выявить неоднородности в коре и мантии Земли

Сейсмическая томография



Аномалии скоростей сейсмических волн на разных глубинах (по Дзевонскому).



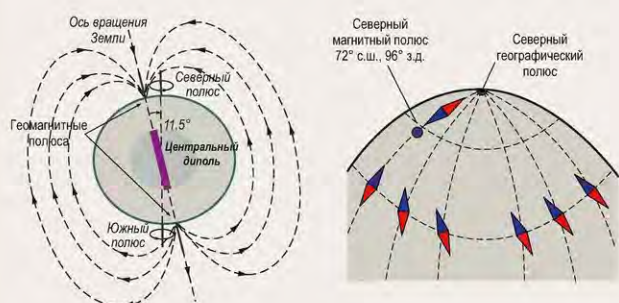
Аномалии скоростей сейсмических волн в зоне субдукции в районе Яванского желоба (по Хафеншайдю). Отчетливо видны участки плиты, погружающиеся в мантию.

МАГНИТОРАЗВЕДКА

геофизический метод для решения геологических задач, основанный на изучении магнитного поля Земли (МПЗ) и на различии магнитных свойств горных пород

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Магнитное поле Земли сравнимо с магнитным полем шара (намагниченного диполя), находящегося внутри планеты, ось которого отклонена от оси вращения Земли на $11,5^\circ$.

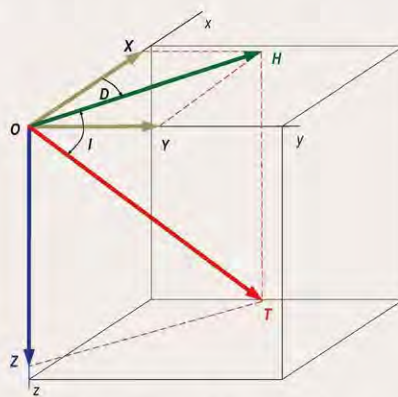


Магнитный полюс – это фактический полюс, на который показывает магнитная стрелка.

Геомагнитный полюс – расчетный полюс – точки пересечения оси диполя, помещенного в центре земного шара. Это поле эквивалентно полю шара (Земли) с эффективной однородной намагниченностью пород.

ЭЛЕМЕНТЫ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Напряженность магнитного поля Земли (МПЗ) (T) – сила, действующая на магнитную массу $m^2=1$. Тогда $T=F/m_2=m_1/r^2$



T - полный вектор напряженности, или индукции нормального МПЗ.

Z - вертикальная составляющая T (ось Oz).

H - горизонтальная составляющая T .

Ось Ox - на север. Ось Oy - на восток.

D - магнитное склонение. Принято: восточное склонение (+), западное (-).

I - магнитное наклонение (угол между плоскостью XY и T).

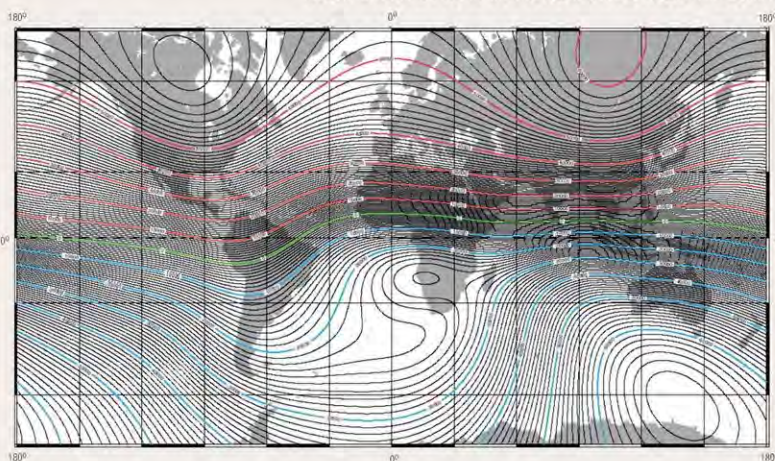
Магнитное наклонение I меняется от вертикального на магнитных полюсах до горизонтального на магнитном экваторе.

Угол I дает значение магнитной широты,

угол D дает направление на магнитный полюс.

Почти для всей территории России намагниченность пород близка к вертикальной, поэтому графики и карты Ta и Z практически совпадают.

НОРМАЛЬНОЕ И АНОМАЛЬНОЕ ГЕОМАГНИТНЫЕ ПОЛЯ



Карта нормального геомагнитного поля Z (эпоха 2005 г.).
Значение изолиний в нанотеслах

В любой точке на поверхности Земли магнитное поле является суммой нескольких составляющих:

$$T = TD + TM + Ta + Te + \Delta T$$

TD - дипольная составляющая (поле однородно намагниченного земного шара),

TM - поле, вызванное глубинными источниками (материковые аномалии),

Ta - аномальное поле, обусловленное намагниченностью частей земной коры (4%),

Te - поле, связанное с внешними источниками (электрическими токами в ионосфере),

ΔT - поле вариаций быстро меняющихся во времени (источник в атмосфере) (< 1%),

$TD + TM$ - главное (нормальное) магнитное поле.

МЕТОДИКА МАГНИТНОЙ РАЗВЕДКИ

Аэро- и гидромагнитная съемка

По назначению

Региональные съемки (1:1000000 - 1:2000000) для изучения глубинного строения.

Картинговые съемки (1:200000 и 1:50000) для геологического картирования.

Поисковые съемки (1:50000, 1:10000) поиски рудных месторождений.

По виду

Площадная съемка (пункты наблюдений располагаются по определенной сети);

Профильная (пункты наблюдений располагаются по профилям, маршрутам).

Расстояние между профилями определяется масштабом. Высота полета 50-500 м.

Чем крупнее масштаб, тем меньше высота полета.

Проводятся опорные и рядовые маршруты. Осуществляются контрольные измерения и вводятся поправки за вариации поля, температуру, «сползание нуля».

Конечным результатом съемки является построение карт графиков аномального поля (ΔTa или ΔZa).

Наземная съемка (пешеходная)

По решаемым задачам три вида съемки:

Картингово-поисковые (1:50000-1:10000);

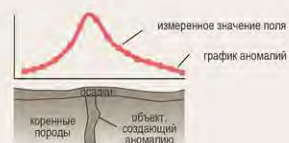
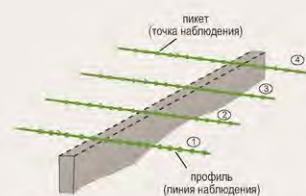
Поисково-разведочные (1:10000-1:2000); детализация аномалий, рудные тела и форма;

Разведочные (детальные, масштаб крупнее 1:2000), форма и параметры рудных тел. Как правило площадная съемка.

Расстояние между профилями должно быть в 2-3 раза меньше предполагаемой длины объектов (≈ 1 см в масштабе карты).

Расстояние между точками наблюдений должно быть в 2-3 раза меньше предполагаемой ширины объекта.

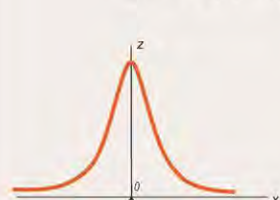
Создается контрольный пункт, или контрольная точка, на которой начинаются и заканчиваются наблюдения. Проводятся наблюдения вариаций магнитного поля.



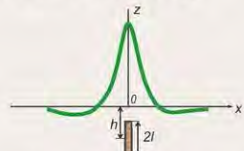
Профили и пикеты геофизических измерений

ПРЯМАЯ И ОБРАТНАЯ ЗАДАЧИ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

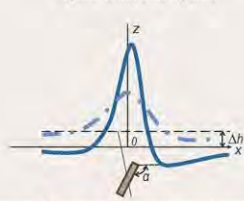
Прямая задача – определение напряженности магнитного поля для тел известной формы, размеров и намагниченности (I).



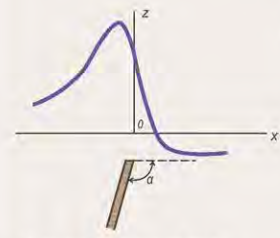
Аномалия ΔZ вертикального бесконечного стержня (дайки)



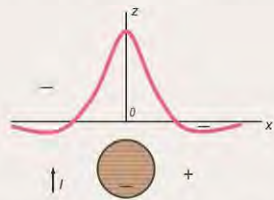
Аномалия ΔZ вертикального пласта ограниченного по глубине



Аномалия ΔZ наклонного пласта малой мощности ограниченного по падению на двух высотных уровнях

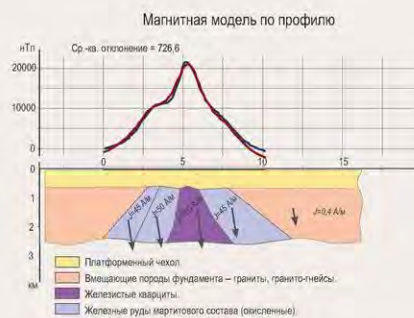


Аномалия ΔZ наклонного пласта малой мощности, неограниченного по падению с наклонной I



Аномалия ΔZ однородного намагниченного шара

Обратная задача – определение параметров тела (глубины залегания, размеров, формы, намагниченности) по наблюдаемому полю.



Принципы интерпретация результатов магниторазведки

Качественная интерпретация включает:

- визуальное описание;
- выделение региональных и локальных аномалий;
- анализ связи поля с геологическими структурами;
- разделение аномалий - частотная селекция (осреднение, сглаживание, трансформация, фильтрация).

Количественная интерпретация:

определение параметров тела по наблюдаемому полю.

ПРИМЕНЕНИЕ МАГНИТНОЙ РАЗВЕДКИ

Общая магнитная съемка Земли.

Решение задач региональной и структурной геологии и геологического картирования.

Поиск и разведка железорудных месторождений.

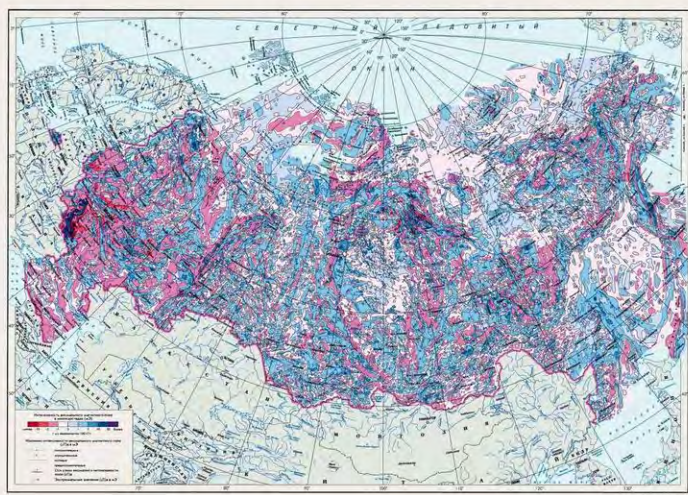
Поиск месторождений нефти, газа и нерудных полезных ископаемых.

Инженерно-геологические работы.

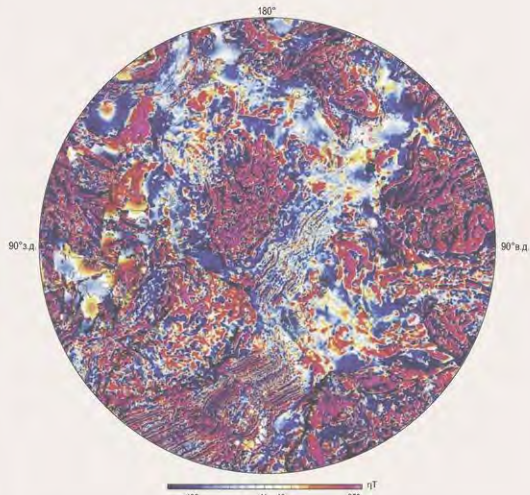
Палеомагнитные исследования.

МАГНИТОРАЗВЕДКА

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ КОНТИНЕНТОВ

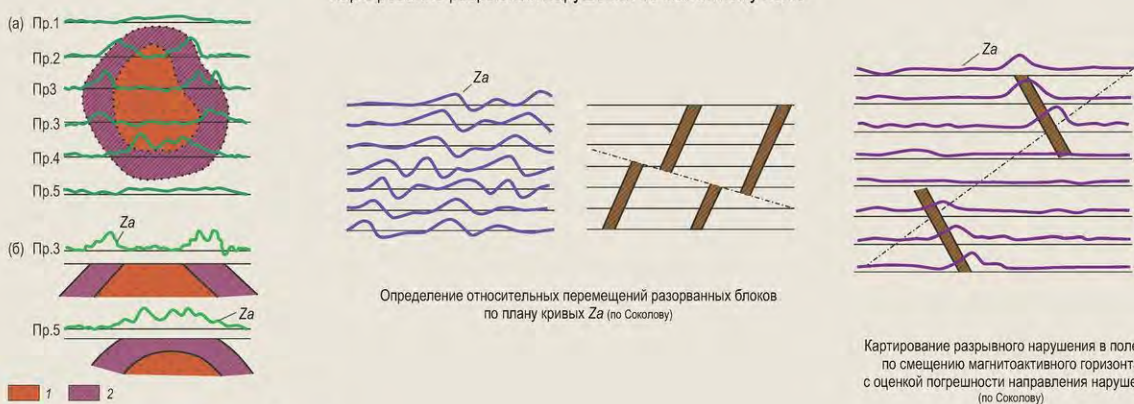


Карта аномального магнитного поля России



Карта аномального магнитного поля Арктического региона (по О.Петрову и др.)

Картирование разрывных нарушений по магнитному полю

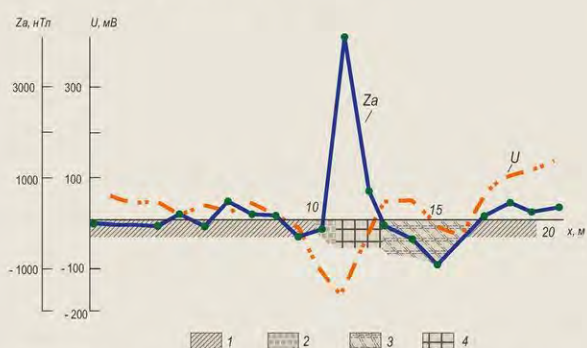


Определение относительных перемещений разорванных блоков по плану кривых Z_a (по Соколову)

Картирование разрывного нарушения в поле Z_a по смещению магнитоактивного горизонта с оценкой погрешности направления нарушения (по Соколову)

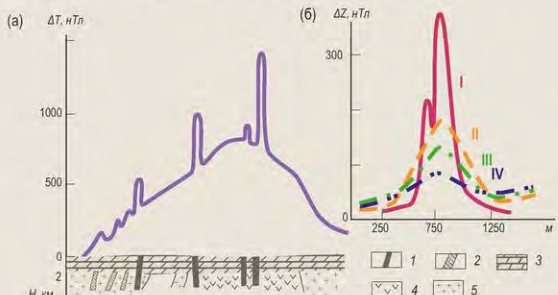
Картирование контакта интрузивных и осадочных образований в поле Z_a по наличию зоны контакто-измененных пород в плане (а) и в разрезе (б) по отдельным профилям (по Соколову); 1-интрузия; 2-контакто-измененные породы

Выявление рудных тел



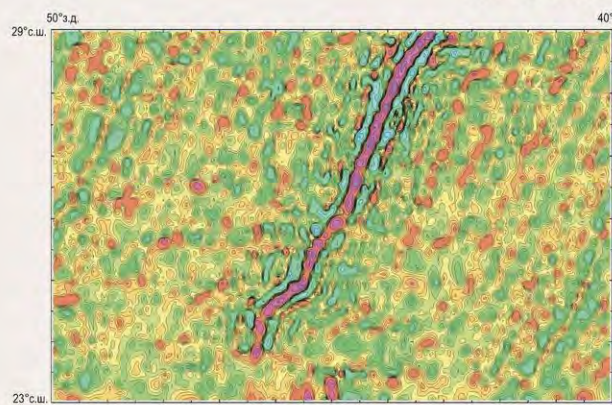
Кривые вертикальной составляющей магнитного поля Z_a и потенциала U естественного электрического поля над рудной залежью (по Волкову); 1-роговики; 2-микр кварциты; 3-диабазовые порфириты; 4-руда

Картирование кимберлитовых трубок

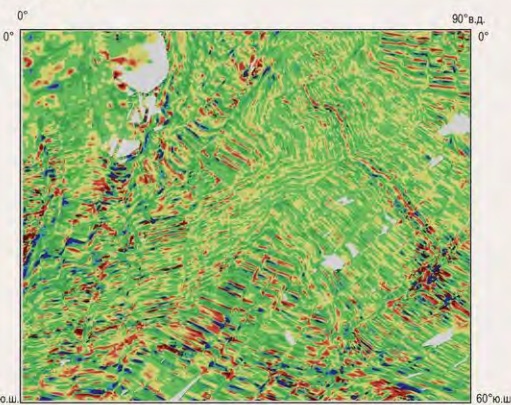


Схематический геолого-геофизический разрез через кимберлитовые трубки (а) с кривой ΔT над ними при высоте полета 200 м; (б) кривая ΔT над трубкой «Мир» в сопоставлении с графиком ΔZ (по Меньшикову); 1 - кривая ΔZ на высоте наблюдений 1 м; II-IV - кривые ΔT при высоте полета 100 м, 200 м и 300 м; 1 - кимберлитовые трубки; 2 - дайки основных пород; 3 - карбонатные породы; 4 - фундамент основного состава; 5 - фундамент кислого состава

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ОКЕАНОВ

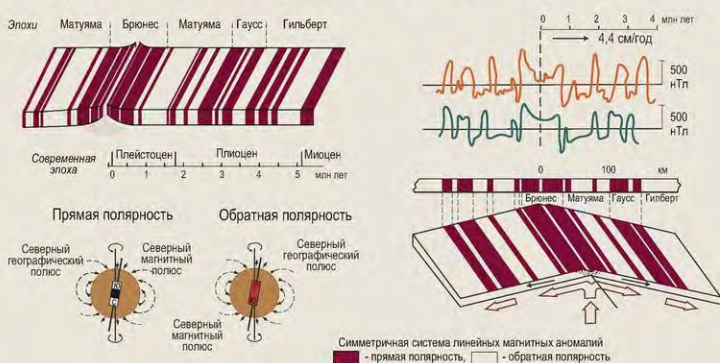


Линейные, закономерные магнитные аномалии Атлантического океана симметричные относительно оси Срединно-океанического хребта



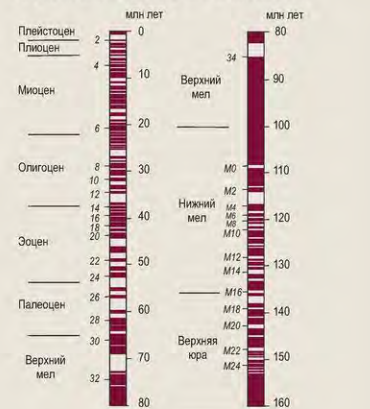
Аномальное магнитное поле центральной части Индийского океана

Инверсии магнитного поля и природа линейных магнитных аномалий

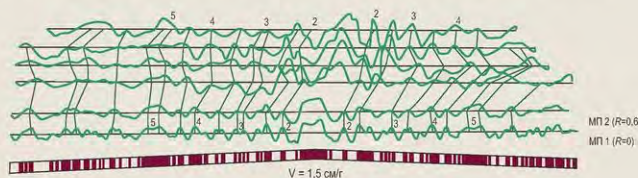


Симметричная система линейных магнитных аномалий: ■ - прямая полярность, □ - обратная полярность

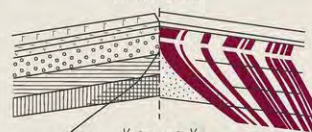
Магнитохронологическая шкала по линейным магнитным аномалиям



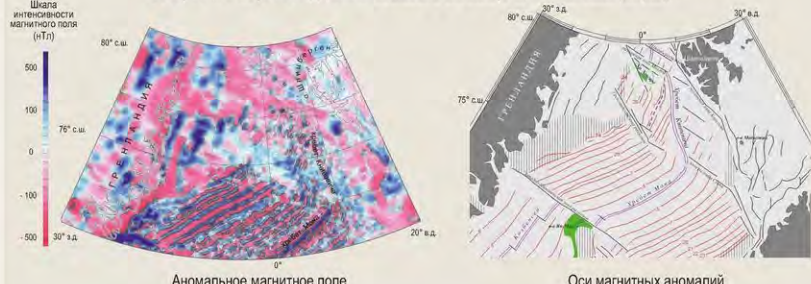
Идентификация линейных магнитных аномалий в Центральной Атлантике (по Машенкову)



Петромагнитная модель океанической коры (по Горюхиному)

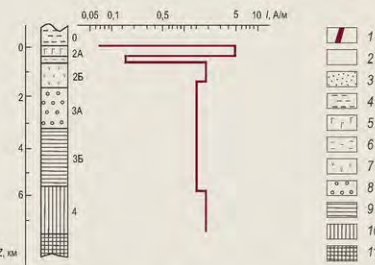


Распределение магнитных аномалий в Норвежско-Гренландском бассейне и в Полярной Атлантике (по Гусеву)



Аномальное магнитное поле

Оси магнитных аномалий



1 - прямо намагниченные блоки коры; 2 - обратно намагниченные блоки коры; 3 - слабо магнитные и немагнитные блоки коры; 4 - осадочные породы; 5 - базальты; 6 - переходная зона; 7 - дрильный комплекс; 8 - изотопное габбро; 9 - кумулятивное габбро; 10 - серпентиниты; 11 - перидотиты мантии

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

геофизический метод, основанный на изучении электромагнитных полей.

Электромагнитные поля бывают:
 естественными и искусственными;
 постоянными (электрические) и переменными (электромагнитные);
 установившимися (существующие длительное время)
 и неустановившимися (кратковременными).

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

- Удельное электрическое сопротивление (ρ , Ом·м).
- Диэлектрическая проницаемость (ϵ).
- Магнитная проницаемость (μ).
- Электрохимическая активность (α).
- Поляризуемость (η).

МЕТОДЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Методы *сопротивлений* (различные виды электропрофилеирования, электрозондирования).
 Методы *изучения полей физико-химического происхождения* (ЕП), вызванной поляризации (ВП).
 Методы *низкочастотного электромагнитного поля* (индуктивные методы, электромагнитные зондирования, магнитотеллурические методы).
 Радиоволновые методы.

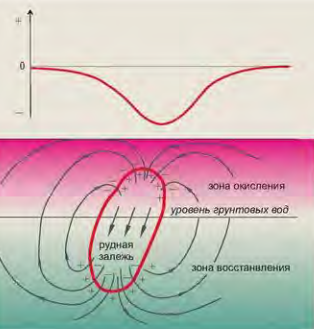
По решаемым геологическим задачам

Профилеирование – для изучения горизонтальных неоднородностей.
Зондирование – для расчленения горизонтально-слоистых разрезов.
Подземная электроразведка.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПОЛЯ

Локальные поля

Электрохимические – обусловлены окислительно-восстановительными реакциями на границах (рудного) тела.
Электрокинетические поля – диффузионно-абсорбционные, фильтрационные поля существующие вследствие фильтрации грунтовых вод в пористых средах.
 Основными измеряемыми параметрами естественного поля являются потенциал поля и разность потенциала (градиент) между двумя точками.



Региональные поля

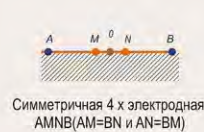
Естественные поля, возникающие в земной коре и обусловленные космическими причинами (воздействие на ионосферу потока заряженных частиц, посылаемых Солнцем - магнитоплутонические поля).

ИСКУССТВЕННЫЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПОЛЯ

Постоянные поля

Создаются с помощью питающих электродов (А и В), подключенных к источнику постоянного тока (батареи, генератору). Через электроды пропускается ток, известной (измеряемой) силы I, а на двух приемных электродах М и N измеряется разность потенциалов ΔU и вычисляется сопротивление ρ по закону Ома: $R = \Delta U / I$.

Методы сопротивлений – определяется электрическое сопротивление среды ρ .

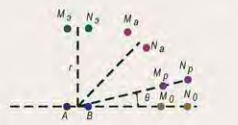


Симметричная 4-х электродная AMNB (AM=BN и AN=BM)



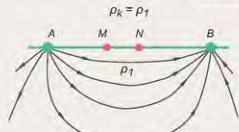
Установки для работы методом сопротивлений

При методах сопротивлений ρ можно определить $\rho = 2\pi \cdot [(AM \cdot AN) / MN] \cdot \Delta U / I = k \Delta U / I$, где k – коэффициент установки.

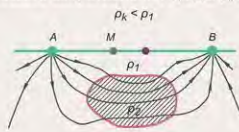


Для глубинных исследований применяют дипольные установки (азимутальные)

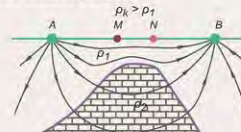
Зависимость электрического сопротивления среды ρ_k от характера геологического разреза



Однородная среда



Среда, включающая хорошо проводящее тело



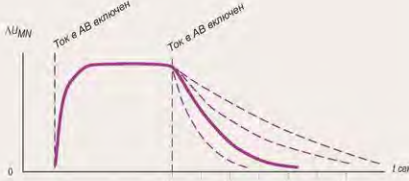
Среда, включающая плохо проводящее тело (известняки)

Переменные поля

Возбуждаются либо *гальваническим* (заземненная линия), либо *индуктивным* (бесконтактным – петля (10x10, 1000x1000м) на поверхности).
 Чем ниже частота, тем больше глубина исследований.

Нестационарные (неустановившиеся) поля возбуждаются путем быстрого включения в питающую линию прямоугольного импульса постоянного тока.

Вызванные потенциалы (ВП) – изучается спад во времени напряженности электрического потенциала после импульса.



МЕТОДЫ ПРОФИЛИРОВАНИЯ для изучения горизонтальных неоднородностей в коре.

Установка перемещается по профилю при неизменном взаимном положении питающих (АВ) и измерительных (MN) электродов

Электропрофилеирование симметричной четырехэлектродной установкой AMNB

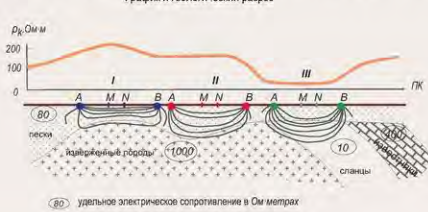
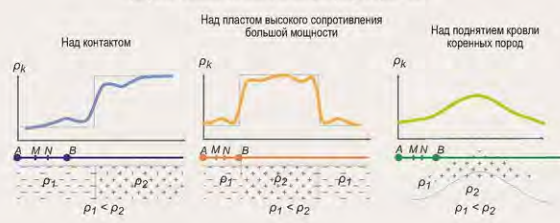


График и геологический разрез

Графики симметричного электропрофилеирования



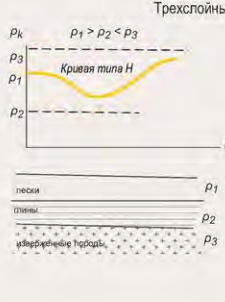
МЕТОДЫ ЗОНДИРОВАНИЯ для изучения горизонтально-слоистых сред

Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ)

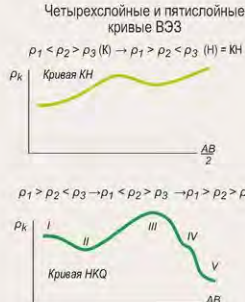
При зондировании разности установок постепенно увеличиваются. Чем больше разнос АВ, тем больше глубина исследований.



При малых разносах АВ $\rho_1 \approx \rho_2$. С увеличением разносов ток будет все больше и больше проникать в слой 2 и ρ начнет уменьшаться пока не достигнет ρ_2 . Получаем 2-х слойную кривую с $\rho_1 > \rho_2$.



Кривая типа Н при $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$. Кривая типа К при $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$.



Дипольное электрическое зондирование (ДЭЗ)

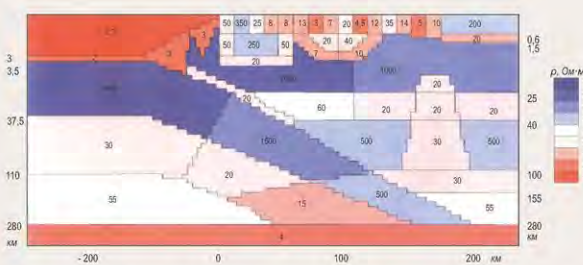
Питающие электроды АВ неподвижны, а приемные перемещаются в одну или (затем) в другую стороны на расстояние до 10 км.
 Измеряется, при расстояниях (или разносах R) между питающими (АВ) и приемными (MN) диполями.
 Глубина зондирования несколько сотен метров.

Область применения вертикальных и дипольных методов зондирования

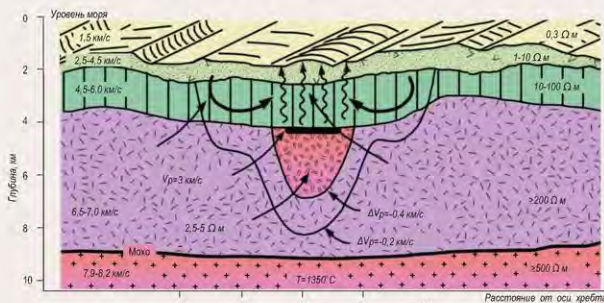
Структурная геология – картирование поверхности фундамента и расчленение осадочных толщ.
Поиск и разведка пластообразных полезных ископаемых.
Инженерно-геологические задачи (мощности наносов и т.д.).
Изучение мерзлоты.
Поиск, разведка и глубина залегания подземных вод.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Зондирование (МТЗ), профилирование (МТП), метод теллурических токов (МТТ).
 Основаны на изучении естественных электромагнитных полей космического происхождения с широким диапазоном частот.



Геозлектрическая модель вдоль профиля, пересекающего Каскадную зону субдукции (45° с. ш.) в северо-восточной части Тихого океана, построенная по результатам МТЗ (по П.Ю. Пушкареву)



Распределение удельного сопротивления в слоях земной коры в районе хр. Рейкьянес (по Constable et al.)

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА (ТЕРМОРАЗВЕДКА) объединяет методы исследования естественного теплового поля Земли для изучения земной коры и верхней мантии, поисково-разведочных и инженерно-строительных задач

Цель – получение распределения температур пород в плане и по глубине и их геологическое истолкование
Измеряются: температура (T) и её вертикальный градиент (dT/dz), которые определяются: источниками тепла, условиями переноса тепла и теплофизическими свойствами горных пород.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

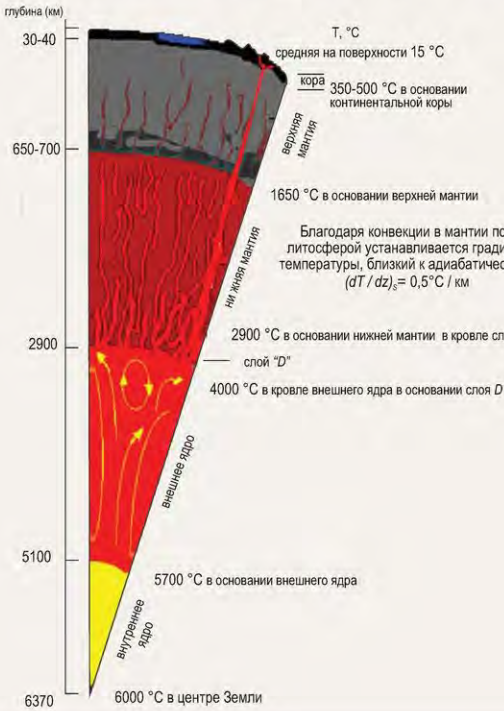
- Теплопроводность** (K , Вт/м·град) характеризует свойства среды передавать тепло, зависит от минерального состава, структуры, текстуры, плотности, пористости, давления, влажности.
- Теплоемкость** (C_p , Дж/кг·град) количество тепла, необходимое для нагревания 1 г вещества на 1°.
- Температуропроводность** (a , м²/сек) $a = K/(\rho \cdot C_p)$.
- Плотность пород** (ρ , кг/м³).
- Вязкость** (η , Па·сек).

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

формируется за счет:
внутренних (эндогенных) источников тепла (конвекция и дифференциация вещества ядра и мантии), выделения радиогенного тепла в гранитном слое коры, солнечной энергии, перераспределения и энергии тепла.
Остывает Земля за счет теплопотерь с поверхности.
Тепловое поле складывается из региональной (глубинной) составляющей и локальной (мерзлота, вулканы, циркуляция гидротерм).

Современное термическое состояние Земли

характеризуется постепенным ростом температуры (T) с глубиной



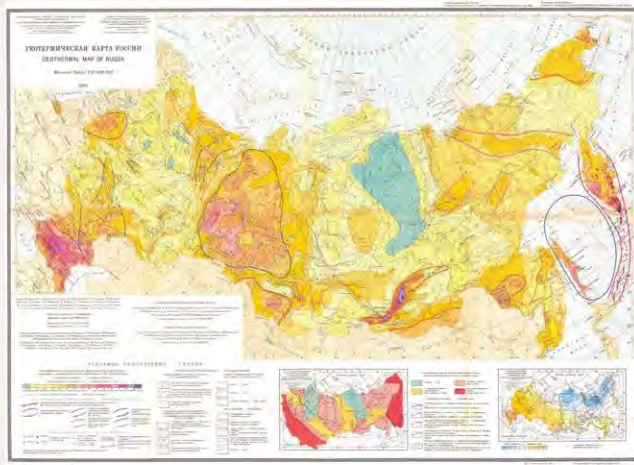
Тепловой поток (q , мВт/м²)

количество тепловой энергии, проходящее в направлении нормали к площадке через единицу площади в единицу времени

Виды переноса тепла в геологической среде



Отдача энергии за счёт потока тепла через поверхность Земли (около 10²¹ Дж/год), в десятки раз превышает энергию, выделяющуюся за год при землетрясениях и вулканической деятельности.



Геотермическая карта России (1995)

Тепловой поток континентов

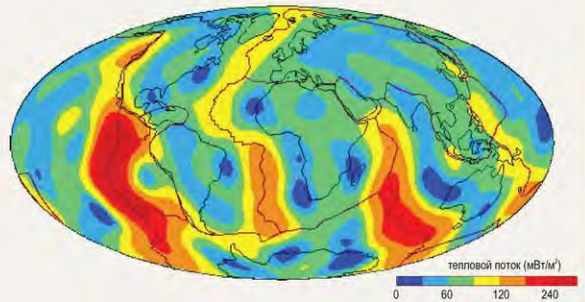
(по Смирнову)

Структуры	Континентальные щиты (Балтийский, Украинский)	Восточно-Европейская платформа	Осадочные бассейны (Западная Сибирь)	Молодые складчатые пояса (Кавказ, Карпаты, Копет-Дар)	Палеозойские складчатые пояса (Урал)	Области континентального рифтогенеза (Байкал, Восточно-Африканские рифты)	Бассейны
Тепловой поток (мВт/м ²)	30-50	37-51	48-70	55-87, до 120	43-55	50-100 (местами более 300)	80-100
Мощность коры (км)	37-47	38-48	35-42	27-41	40-46	35-30	25-30

Тепловой поток океанов

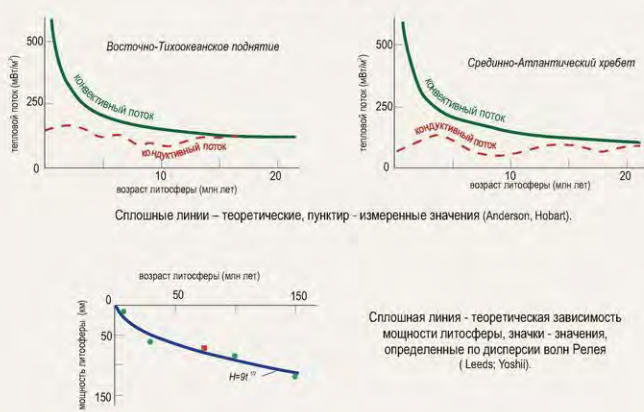
(по Смирнову)

Структуры	Осевые зоны СОХ	Океанические котловины	Трансформные разломы	Пассивные континентальные окраины	Островные дуги	Краевые моря (Охотское)	Шельфовые моря
Тепловой поток (мВт/м ²)	от 500 и выше	40-70 в зависимости от возраста	135-360	40-60	100-150, до 300	50-200	60-90
Мощность коры (км)	2-10	4-10	3-8	15-30	30-35	20-33	25-30



Карта теплового потока Земли (Anderson, Hobar)

Изменение теплового потока и толщины литосферы с возрастом дна океана



Теплопотери Земли за счет гидротермальной циркуляции

40% теплопотерь на СОХ и ~ 20% всех теплопотерь Земли приходится на процессы гидротермальной циркуляции

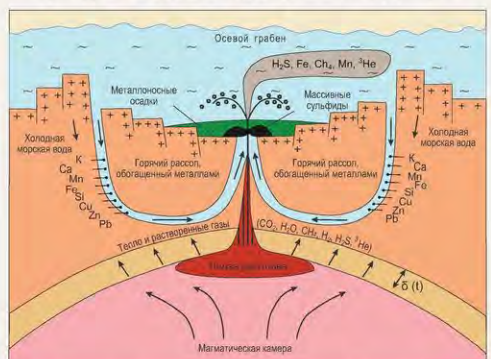
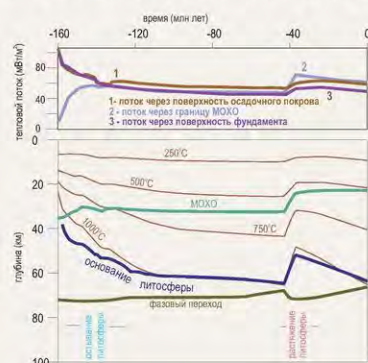


Схема гидротермальной конвекции и металлообразования в рифтовых зонах СОХ (по Дубинин, Ушаков)

Вариации температуры пород и теплового потока с глубиной

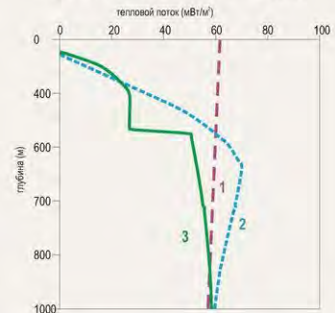
могут быть вызваны как событиями в тектонической истории бассейна, так и резкими колебаниями климата в плейцен-четвертичное время



Остывание литосферы осадочного бассейна Бремер (юго-западная окраина Австралии) от стадии континентального рифтогенеза в верхней коре до эоцена и ее последующее прогревание при интенсивном растяжении в верхнем эоцене (по Galushkin et al.)

Значительные изменения теплового потока с глубиной

могут быть связаны с резкими изменениями климата в четвертичное время, с наличием вечно-мерзлых пород



Уренгойское месторождение (схв.411), Западно-Сибирский бассейн

В период резких колебаний климата (в последние 3,5 млн лет) изменения теплового потока с глубиной может принимать разные формы: от монотонного уменьшения потока с глубиной 3,5 млн лет назад (профиль 1) к профилю 2 в период климатического оптимума (около 5 тысяч лет назад) и к современному профилю 3 с резким скачком теплового потока в основании зоны вечномерзлых пород (пермафроста) (по Galushkin et al.)

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ТЕРМОРАЗВЕДКИ

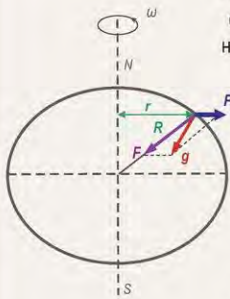
Региональные термические исследования на суше и море.
Поисково-разведочные исследования.

Инженерно-геологический анализ мерзлотных условий и движения подземных вод.
Термический каротаж – изучение разрезов по скважинам.

ГРАВИМЕТРИЯ

Гравиметрические методы основаны на изучении поля силы тяжести Земли, создаваемого притяжением масс самой Земли, ее вращением, а также притяжением других космических тел. Они дают информацию о фигуре Земли и распределении масс в ее недрах.

СИЛА ТЯЖЕСТИ

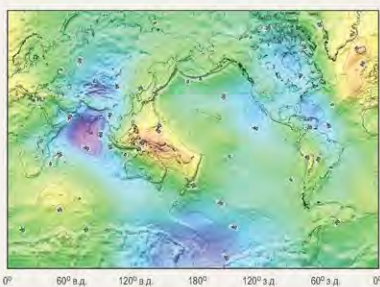


Сила тяжести (g), действующая на массу, лежащую на поверхности Земли, есть равнодействующая двух главных сил – гравитационного притяжения (F) со стороны Земли и центробежной силы (P) от вращения Земли вокруг своей оси.
 $g = F + P (F \gg P)$

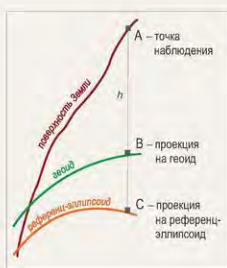
$F = GmM/R^2$, где R - средний радиус Земли 6371 км (расстояние между центрами масс m и M).
 G – гравитационная постоянная $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$.
 Центробежная сила $P = m\omega^2 r$ по радиусу (r).
 ω - угловая скорость вращения Земли.

В честь Галилео Галилея единицу ускорения, равную $0,01 \text{ м/с}^2$, назвали Галом ($1 \text{ мГал} = 10^{-2} \text{ м/с}^2$).
 Значение g на полюсе Земли составляет 983 Гал, в то время как на экваторе 978 Гал.

Геоид определяется как эквипотенциальная поверхность земного поля тяжести (уровенная поверхность), приблизительно совпадающая со средним уровнем вод Мирового океана в невозмущённом состоянии и условно продолженная под материками.



Аномалии геоида (по Vincent, Marsh)



НОРМАЛЬНОЕ ЗНАЧЕНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

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.

Принимая Землю за сфероид, Клеро получил формулу для расчета нормальных значений поля силы тяжести:

$\gamma = g(1 + \beta \sin^2 \varphi)$, где

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

Сжатие эллипсоида Земли $\alpha = (R_e - R_p)/R_e$, при $R_e = 6378,139 \text{ км}$ и $R_p = 6356,75 \text{ км}$ $\alpha = 1/298,256$.

Редукции (поправки) и аномалии силы тяжести

Распределение масс с различной плотностью в земной коре создает аномалии. Аномальное значение силы тяжести – объект геологических наук.

Аномалия в свободном воздухе (аномалия Фая) - разность между наблюдаемым значением (g_o) и нормальным (γ_0) с учетом поправки за высоту h над уровнем моря:
 $\Delta g_o = \Delta g - \gamma_0 + 0,3086h$

Аномалия Буге учитывает поправки за свободный воздух и притяжение промежуточного слоя толщиной h с

$\Delta g_B = \Delta g - \gamma_0 + 0,3086h - 0,0419\sigma h - \Delta g_{об}$, где

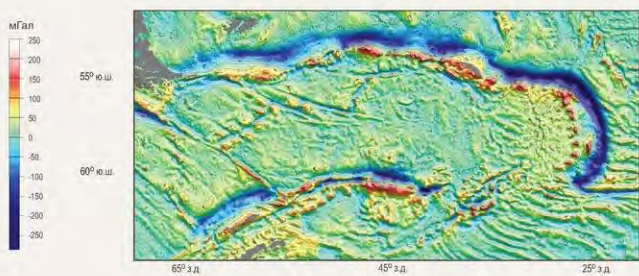
σ - средняя плотность пород в слое,
 $\Delta g_{об}$ - поправка за рельеф местности, окружающий пункт наблюдения.

Обычно выбирают $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$, и поправку берут отрицательной для измерений на суше и положительной – на дне моря. Тогда на каждый километр поднятия рельефа

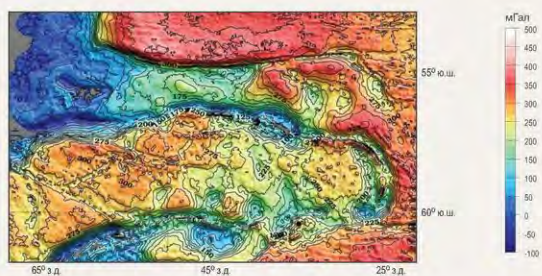
$\Delta g(\text{Bouger}) = 0,307 - 0,112 = 0,195 \text{ Гал (см/сек}^2)$

Аномалии поля силы тяжести

Море Скоша, Атлантический океан



Аномалии в свободном воздухе

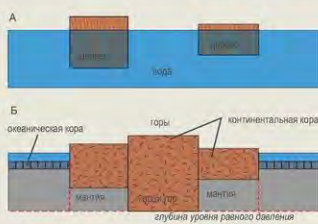


Аномалии Буге

ИЗОСТАЗИЯ

стремление земной коры к равновесию

Литосфера находится в состоянии изостазии, если веса всех её вертикальных сечений (столбцов) уравниваются на уровне компенсации (поверхности равных давлений).



Равенство давлений на уровне компенсации может достигаться как за счёт разной высоты столбцов литосферы (А - модель Эри), так и за счёт разной плотности пород в этих столбцах (Б - модель Пратта). В природе компенсация достигается при сочетании обоих механизмов.

Реакция коры на ледниковую нагрузку

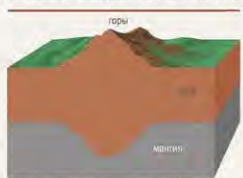


Ледниковая нагрузка добавляет избыточную массу. Это приводит к погружению коры.

Отступление ледника приводит к постепенному поднятию земной коры (гляциоизостазия).

Гравитационные аномалии

При изостатическом равновесии аномалия близка к нулю



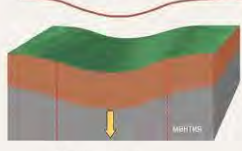
Наличие гор почти не сказывается на гравитационных аномалиях

Над изостатически не скомпенсированными массами



Избыток масс

отрицательная гравитационная аномалия



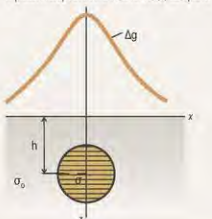
Недостаток масс

Аномалии вызваны флуктуациями плотности в коре и мантии

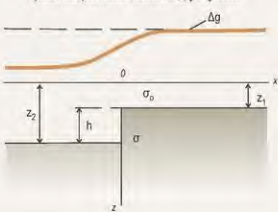
ПРЯМАЯ ЗАДАЧА ГРАВИРАЗВЕДКИ

Вычисление гравитационного эффекта тел, для которых заданы форма, размеры, глубина залегания и плотность. Прямая задача имеет устойчивое решение.

Гравитационное поле над шаром



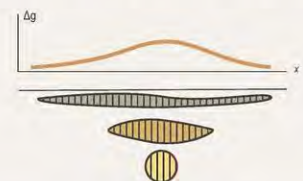
Гравитационное поле над уступом



ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА ГРАВИРАЗВЕДКИ

Определение параметров тел (формы, глубины залегания, плотности) по гравитационным аномалиям. Обратные задачи, как правило, не имеют единственного решения.

Тела разного сечения, формы и глубины залегания даже при постоянной избыточной плотности могут создать одинаковую аномалию Δg .



Интерпретация результатов гравirazведки

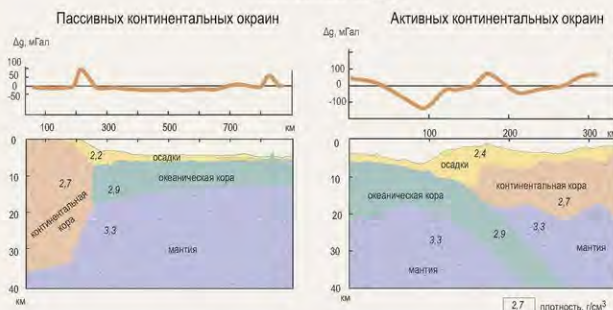
Определение источников аномалий, формы и глубины залегания плотностных границ и в установлении связи этих границ с геологическими границами.

Качественная интерпретация заключается в анализе особенностей аномального поля, который основывается на методе аналогий.

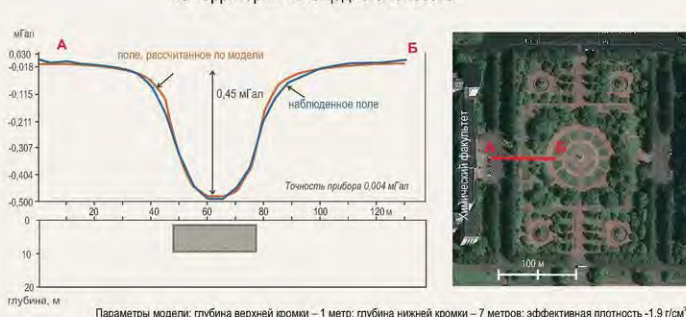
Количественная интерпретация заключается в решении прямой и обратной задачи и построении плотностных моделей.

Данные гравirazведки сравнивают с данными других геофизических методов, сравниваем, а также с данными гравirazведки на уже изученных территориях.

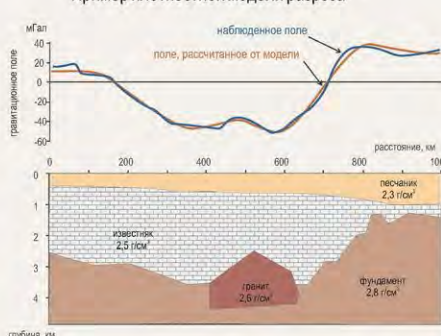
Плотностные модели



Плотностная модель над подземным сооружением на территории «площадь Ломоносова»



Пример плотностной модели разреза



ПРИМЕНЕНИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Общие гравитационные съемки

Решение задач геодезической гравиметрии.
 Изучение глубинного строения Земли, положения границы Мохора.
 Тектоническое районирование.

Региональные и поисково-разведочные съемки

Геологическое картирование.
 Поиск и разведка нефтяных структур (солончковые купола, антиклинальные складки, рифовые массивы).
 Разведка рудных и нерудных ископаемых.

Высокоточные съемки

Изучение причин возникновения и развития неблагоприятных техногенных процессов, изменяющих состав, состояние и свойства массивов грунтов.
 Мониторинг и поиск инженерных коммуникаций, подземных остатков зданий и сооружений.
 Мониторинг расхода запасов углеводородов на месторождениях.
 Подготовка площадок гражданского и промышленного строительства.
 Отслеживание развития карстово-суффозионных процессов и оползней, пещер и пустот.