

МИНОБРНАУКИ РОССИИ
ФГБОУ ВО «РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени Серго Орджоникидзе»
(МГРИ)

Геофизический факультет

Кафедра геофизики

А.А. Иванов, П.В. Новиков, К.В. Новиков

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

Учебное пособие для студентов дневного обучения

Москва, 2019

Авторы-составители:

А.А. Иванов — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе (МГРИ).

К.В. Новиков — кандидат технических наук, доцент кафедры геофизики Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе (МГРИ).

П.В. Новиков — кандидат технических наук, доцент кафедры геофизики Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе (МГРИ).

Рецензент

Каринский А.Д. - доктор физико-математических наук, профессор кафедры Геофизики Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе (МГРИ).

Электроразведка: учебное пособие /авт. - сост.: А.А. Иванов, К.В. Новиков, П.В. Новиков. - М.: МГРИ, 2019. - 80 с.

Учебное пособие дисциплины «Электроразведка» адресовано студентам, обучающимся по направлениям подготовки: 09.03.03, 21.05.03, 05.04.01 «Геофизические методы поисков и разведки полезных ископаемых», «Прикладная информатика» по программам подготовки «Специалитет» и «Академический бакалавриат».

В учебном пособии приведены основные понятия электроразведки и описание ряда применяемых в электроразведке методов.

Даны определения понятиям "геоэлектрический разрез", "прямая и обратная задачи электроразведки". Кратко описано, какие электромагнитные параметры или свойства горных пород могут оказывать влияние на результаты электроразведки. Приведена классификация электроразведочных методов.

Рассмотрены основы значительного числа электроразведочных методов.

Рекомендовано Ученым советом геофизического Факультета в качестве учебного пособия для обучающихся по направлениям 09.03.03, 21.05.03, 05.04.01. Протокол № 4 от 20.05.2019 г.

© Иванов А.А., Новиков К.В., Новиков П.В.

© ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ), 2019

Оглавление

Оглавление	- 3 -
Введение	- 5 -
Глава 1. Основные понятия электроразведки	- 6 -
1.1. Геоэлектрический разрез	- 7 -
1.2. Прямая и обратная задачи электроразведки	- 8 -
1.3. Электрические свойства среды	- 9 -
1.4. Классификация методов электроразведки	- 12 -
Глава 2. Методы сопротивлений	- 14 -
2.1. Физические основы методов сопротивлений	- 14 -
Питающая линия АВ	- 15 -
Приемная линия MN	- 19 -
Установки методов сопротивления	- 19 -
Применение переменного тока в методе сопротивлений	- 21 -
Утечки тока из питающей линии и борьба с ними	- 22 -
2.2. Электрическое профилирование	- 23 -
2.3. Электрические зондирования	- 25 -
Типы кривых ВЭЗ	- 25 -
Продольная проводимость и поперечное сопротивление	- 27 -
Влияние приповерхностных неоднородностей	- 28 -
Принцип эквивалентности для слоистых разрезов	- 30 -
Методика и техника полевых работ	- 30 -
Интерпретация данных ВЭЗ	- 32 -
2.4. Метод заряда	- 34 -
Физические основы	- 34 -
Методика и решаемые задачи	- 35 -
2.5. Электротомография	- 38 -
Методика	- 40 -
Глава 3. Методы электрохимической поляризации	- 41 -
3.1. Метод естественного электро поля	- 41 -
Методика съемок естественного электрического поля	- 43 -
Обработка и интерпретация в методе ЕЭП	- 44 -
Применение метода ЕЭП	- 45 -
3.2. Метод вызванной поляризации	- 46 -
Методика работ	- 48 -
Интерпретация в методе вызванной поляризации	- 49 -
Применение метода вызванной поляризации	- 50 -
Глава 4. Магнитотеллурические методы	- 51 -
Методика и техника работ МТЗ	- 52 -
Обработка и интерпретация данных МТЗ	- 54 -
Применение метода МТЗ	- 54 -
Глава 5. Электромагнитные зондирования	- 55 -
5.1. Частотное зондирование	- 55 -
5.2. Зондирование становлением электромагнитного поля	- 58 -

Глава 6. Индуктивные методы.....	- 60 -
6.1. Низкочастотные индуктивные методы в гармонических полях ..	- 60 -
Методика и техника полевых работ	- 62 -
Интерпретация в методе незаземленной петли.....	- 63 -
Геологические задачи метода	- 64 -
6.2. Метод переходных процессов.....	- 64 -
Методика полевых работ МПП	- 65 -
Применение МПП	- 66 -
Глава 7. Радиоволновые методы.....	- 66 -
7.1. Метод радиоволнового просвечивания.....	- 67 -
7.2. Метод радиоКиП	- 69 -
Методика измерений.....	- 69 -
7.3. Метод ГеоРадиолокации (георадар).....	- 71 -
Аппаратура и методика измерений	- 76 -
Справочные таблицы	- 77 -
Словарь сокращений принятых в электроразведке	- 78 -
Обозначения в электроразведке.....	- 79 -
Список литературы	- 80 -

Введение

В современном геологоразведочном процессе геофизика в целом и электроразведка в частности занимают важное место, так как способствуют решению различных геологических задач и позволяют сократить затраты на бурение, которое является самой дорогой составляющей всего геологоразведочного процесса. Электроразведка может решать задачи глубинных исследований, которые не доступны прямым геологическим методам. Ведь представление о глубинном строении Земли практически полностью получено по результатам геофизических данных.

Данное пособие предназначено для первичного ознакомления с дисциплиной «Электроразведка» - одним из важнейших направлений прикладной геофизики. Оно ориентировано на широкую аудиторию читателей, поэтому содержит минимальное число математических выкладок и формул, а внимание акцентировано на физической сути методов электроразведки, методиках проведения работ, основах обработки и интерпретации результатов исследований методами электроразведки.

Ваши отзывы, пожелания и предложения, сообщения о найденных опечатках и неточностях присылайте Новикову Константину Валерьевичу по электронному адресу novikovkv@magnetometry.ru.

Глава 1. Основные понятия электроразведки

Электроразведка (Электрометрия) – совокупность методов изучения строения земной коры и поисков месторождений полезных ископаемых, основанных на изучении естественных или искусственных электромагнитных полей. Физическая сущность электроразведки заключается в изучении зависимости электромагнитного поля, естественного или искусственного от электрических (а иногда и от магнитных) свойств среды, на которую это поле действует. По условиям проведения выделяют наземную, морскую, скважинную, шахтную и аэроэлектроразведку. По целевому объекту – рудную, структурную и инженерно-геологическую, экологическую электроразведку.

Место электроразведочных работ в общем комплексе геологических исследований и их конкретные задачи определяются в каждом случае исходя из реальной геолого-географической обстановки, возможностей методов при решении поставленных задач в данных условиях, экономической целесообразности их применения с учетом стадии работ.

Электроразведка в своем составе имеет большое количество методов и их модификаций, которые характеризуются: видом электромагнитного поля, типом возбуждения поля, его измеряемыми компонентами, методикой и техникой полевых работ, способами обработки и интерпретации полученных данных, решаемыми геологическими задачами. Результатом электроразведочных работ должна быть геологическая информация, с целью ее извлечения из геофизических данных проводят интерпретацию результатов полевых наблюдений.

В геофизике в целом и в электроразведке в частности одним из основных является понятие нормального и аномального поля. В первом приближении под нормальным полем подразумевается *первичное* поле – поле источника в воздухе, а под *аномальным* – вторичное поле искомого объекта.

Но на практике все не так однозначно, потому что помимо нормального поля источника и аномального от объекта в суммарном поле присутствуют еще аномальные поля от вмещающих, перекрывающих пород, а также от различных помех. Поэтому в общем виде формула для суммарного поля будет иметь следующий вид:

$$H_{\Sigma} = H_0^{\text{ист}} + H_{\text{вмещ.пор}}^a + H_{\text{перекр.пор}}^a + H_{\text{тело}}^a$$

Однако при решении конкретных задач поля вмещающих и перекрывающих пород могут и не представлять интереса для исследователя, тогда их включают в нормальное поле. То есть, какую составляющую поля считать аномальной, определяется только набором решаемых задач.

Электроразведка для исследований использует электромагнитные поля различной природы. По происхождению их можно разделить на:

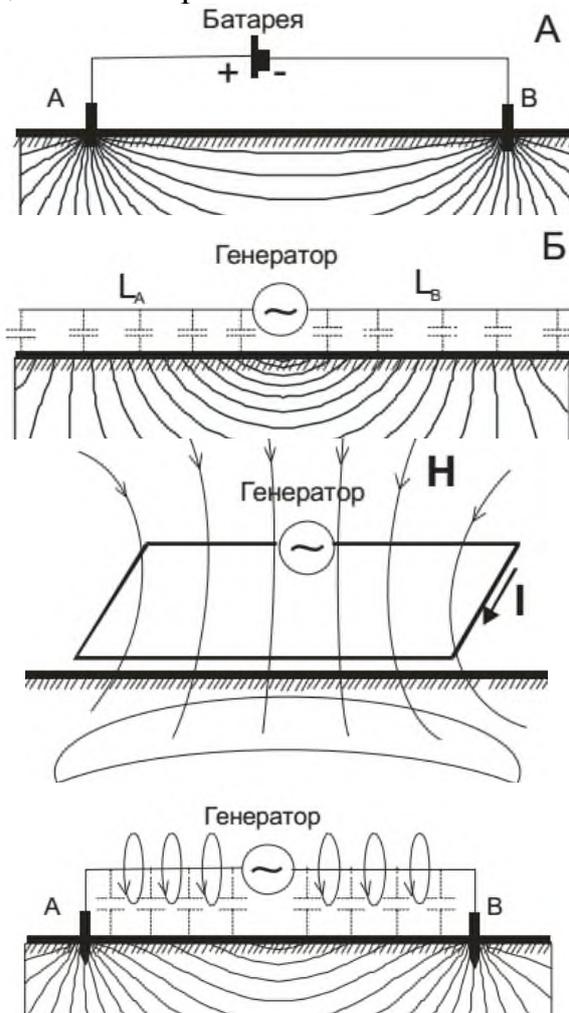
- естественные: магнитотеллурическое поле, возникающее в результате взаимодействия с Землей вихревых токов в ионосфере и грозových

разрядов; электрохимические поля, возникающие вследствие электрохимических, фильтрационных и диффузионно-адсорбционных процессов на границе раздела различных сред;

- искусственные – поля, которые создаются при помощи заземленных линий, подключенных к источнику переменного или постоянного тока, незаземленных контуров, питаемых переменным током, а также антенн.

Выделяют несколько способов возбуждения электромагнитного поля:

- гальванический – источником служит питающая линия заземлениями на ее концах;
- емкостной – источником служит длинная незаземленная линия, питаемая генератором переменного тока
- индукционный, где источник поля – незаземленный контур переменного тока, создающий переменное электромагнитное поле;
- смешанный, где источник поля – длинная заземленная линия, питаемая генератором переменного тока, таких размеров, что доля индуктивного возбуждения сопоставима здесь с гальваническим.



1.1. Геоэлектрический разрез

Каждому изучаемому геологическому разрезу соответствует его модель – геоэлектрический разрез (рис. 1.1.1.). Геоэлектрический разрез, представляет собой совокупность электрических и геометрических характеристик горных пород и руд, слагающих данный разрез. На геоэлектрическом разрезе обозначаются основные границы пород, отличающихся по электромагнитным свойствам.

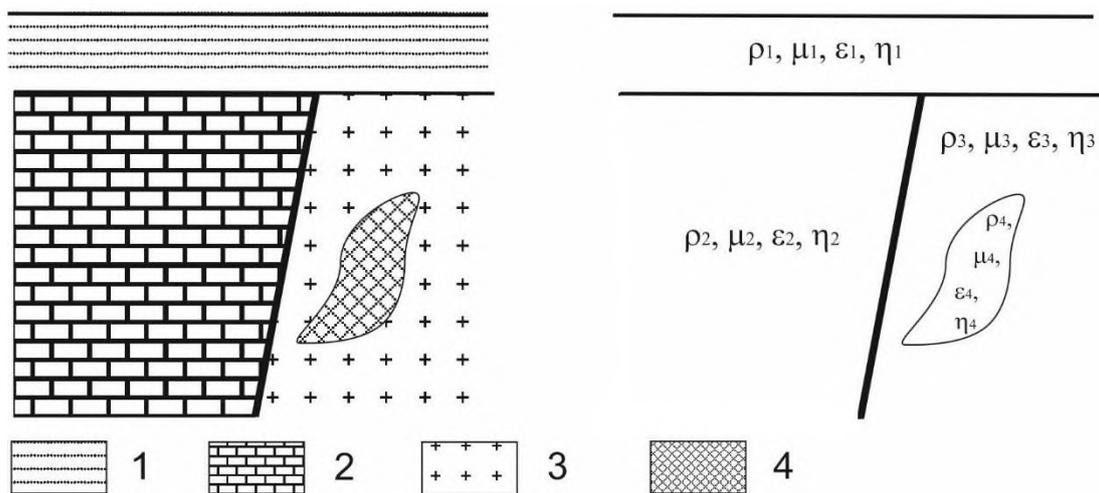


Рис.1.1.1. Геологический и геоэлектрический разрезы. 1 – глины, 2 – известняки, 3 – долериты, 4 – рудное тело.

Необходимо подчеркнуть, что заданному геологическому разрезу соответствует конкретный геоэлектрический разрез, но заданный геоэлектрический разрез определяет геологический неоднозначно. Это связано с тем, что некоторые породы и руды могут обладать схожими (или одинаковыми) физическими свойствами, но при этом иметь различный состав. Поэтому переход от геоэлектрического разреза к геологическому требует наличия априорной геологической и петрофизической информации, которую можно получить путем изучения геологических обнажений или бурения.

Исследования геоэлектрического разреза на глубину называются *зондированиями*, а в горизонтальном направлении на определенной глубине – *профилированиями*.

1.2. Прямая и обратная задачи электроразведки

Прямая задача геофизики состоит в том, чтобы по известному объекту с заданными физическими свойствами найти поле, которое создает данный объект; обратная – по заданному полю найти параметры объекта. Решение прямой задачи однозначно, а решение обратной задачи, как правило, множественно и неустойчиво.

Применительно к электроразведке прямую задачу можно сформулировать следующим образом: нахождение единственно возможного суммарного электромагнитного поля, складывающегося из первичного поля известного источника и вторичного поля от геоэлектрического разреза. Обратная задача – определение параметров геоэлектрического разреза (геоэлектрической модели) по измеренному электромагнитному полю. Решение задач электроразведки ведется в рамках выбранной модели.

Модель – это совокупность принятых при решении прямой или обратной задачи упрощений и допущений. В зависимости от типа модели, выделяются одномерные (1D, 1M), двумерные и трехмерные задачи (рис.

1.2.1), а иногда 2,5D и четырехмерные модели, которые кроме трех геометрических характеристик пространства учитывают время (4D или 3Dt). Для одномерной модели (1D) считается, что на поле влияют только породы в данной точке, причем их свойства изменяются только по вертикали. Типичный пример 1D модели – горизонтально слоистый разрез. Для двумерных моделей учитывается влияние не только по вертикали, но и по горизонтали (латерали) в одном направлении, а в трехмерных моделях учитывают влияние пород в пространстве.

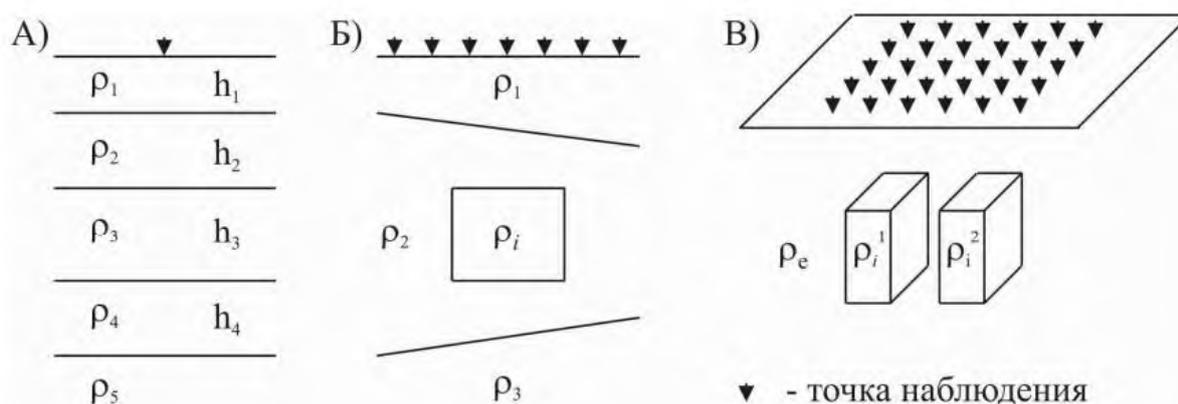


Рис.1.2.1. Примеры геоэлектрических моделей и соответствующих систем наблюдения: А) одномерная, Б) двумерная, В) трехмерная.

1.3. Электрические свойства среды

Применение геофизических методов в целом, и электроразведки в частности, возможно потому, что породы имеют разные физические свойства.

Основными электрическими характеристиками среды являются:

- удельное электрическое сопротивление (ρ) – главный информационный параметр для большинства методов электроразведки;
- поляризация естественная и вызванная (η);
- диэлектрическая проницаемость относительная и абсолютная ($\epsilon_a, \epsilon_{отн}$);
- магнитная проницаемость относительная и абсолютная ($\mu_a, \mu_{отн}$), которая формально является не электрической, а магнитной характеристикой, однако она оказывает влияние на электромагнитное поле;
- пьезоэлектрический модуль.

Электрические свойства геологической среды зависят от многих петрофизических факторов, таких как минеральный состав; пористость; влагонасыщенность, удельное электрическое сопротивление вещества, заполняющего поры; структура и текстура породы; температура; давление.

Рассмотрим некоторые наиболее важные электрические свойства.

Удельное электрическое сопротивление (УЭС). Способность вещества проводить электрический ток определяется наличием свободных

зарядов, которые могут двигаться направленно под действием внешнего электрического поля. Сопротивление электрическому току, вызывается хаотическим (тепловым) движением заряженных частиц, а также столкновениями и взаимодействиями с другими частицами и зависит от строения электронной оболочки атомов, кристаллохимических структур минералов и ионизационных свойств водных растворов солей.

$$\rho = R \frac{S}{l},$$

где R – сопротивление, S – поперечное сечение тела, l – длина тела (рис. 1.3.1.).

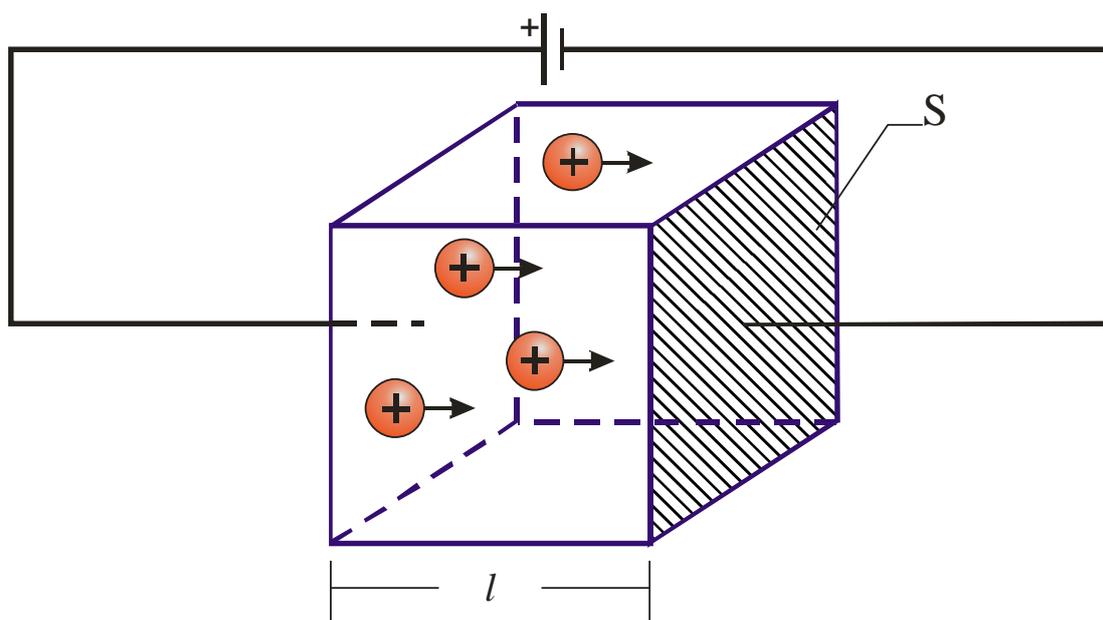


Рис. 1.3.1. К понятию об удельном электрическом сопротивлении.

Как видно из формулы *удельное электрическое сопротивление* ($UЭС$) – это сопротивление единичного объема горной породы (1 м^3) электрическому току, протекающему параллельно двум его граням. Измеряется в омах·метр ($\text{Ом}\cdot\text{м}$).

Если сопротивление такого единичного объема породы одинаково во всех трех направлениях, то такая среда называется изотропной, если нет – то анизотропной.

Величина обратная $UЭС$ называется удельной электрической проводимостью, она измеряется в сименсах/м ($\text{См}/\text{м}$):

$$\sigma = \frac{1}{\rho}$$

Анизотропия горных пород может быть обусловлена их трещиноватостью, микрослоистостью или рассланцованностью. В анизотропных средах параметры, характеризующие различные свойства среды, зависят от направления. Наиболее часто применяемой в теории моделью анизотропной среды является среда с осевой анизотропией (трансверсально-изотропная среда). Удельную электропроводность σ такой среды характе-

ризуют два значения: σ_n – по направлению оси анизотропии n (ортогональной направлению трещин или границ прослоев) и σ_t – по любому, нормальному оси n направлению t . Таковую среду можно характеризовать также двумя значениями удельного электрического сопротивления: поперечного $\rho_n=1/\sigma_n$ и продольного $\rho_t=1/\sigma_t$. [Каринский, 2004].

Величина анизотропии определяется коэффициентом анизотропии

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_t}} = \sqrt{\frac{\sigma_t}{\sigma_n}}$$

где ρ_n – УЭС в крест напластования или перпендикулярное направлению господствующей системы трещин, ρ_t – УЭС по напластованию или вдоль системы трещин, то есть перпендикулярно ρ_n .

Поляризация. Поляризация бывает двух видов – естественная и вызванная.

Естественная поляризация – это свойство горных пород и руд создавать электрическое поле, которое обусловлено, главным образом фильтрационными, диффузионно-адсорбционными и окислительно-восстановительными процессами (обозначается $\Delta U_{еп}$, мВ).

Вызванная поляризация – свойство горных пород и руд создавать вторичное электрическое поле под воздействием внешнего электрического поля (обозначается $\Delta U_{вп}$, мВ).

Так же часто используется параметр, который называется поляризуемость. *Поляризуемость* (η) – это параметр, равный отношению ЭДС поляризации $\Delta U_{вп}$ к разности потенциалов внешнего поля (ΔU тока пропускания, $\Delta U_{пр}$) (рис. 1.3.2.). Измеряется в долях или процентах (%). $\eta=(\Delta U_{вп}/\Delta U_{пр}) \cdot 100\%$ [6].

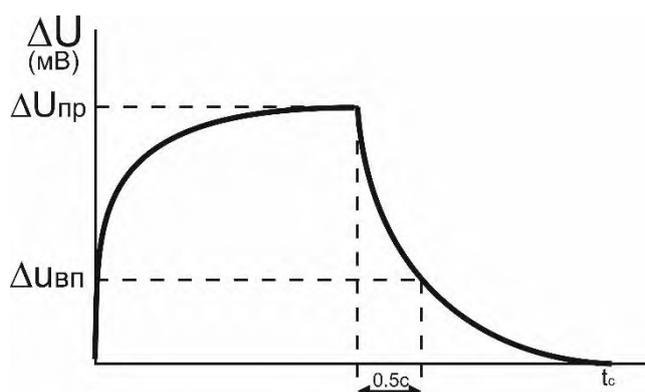


Рис. 1.3.2. К понятию поляризуемости.

Диэлектрическая проницаемость. Диэлектрическая проницаемость бывает относительная и абсолютная. Абсолютная диэлектрическая проницаемость (ϵ_a) определяется отношением электрической индукции поля \vec{D} к величине электрической напряженности поля \vec{E} . ϵ_a измеряется в фарадах/метр, Ф/м.

$$\epsilon_a = \frac{\vec{D}}{\vec{E}}$$

Относительная диэлектрическая проницаемость ($\epsilon_{\text{отн}}$) показывает, во сколько раз уменьшается сила взаимодействия между электрическими зарядами в данной среде, по сравнению с вакуумом. Изменение силы взаимодействия зарядов связано с явлением поляризации вещества под влиянием электрического поля. Иными словами, $\epsilon_{\text{отн}}$ показывает во сколько раз увеличится емкость конденсатора, если заменить воздух между его обкладками на данное вещество. $\epsilon_{\text{отн}}$ – безразмерная величина.

Абсолютная и относительная диэлектрическая проницаемость связаны соотношением

$$\epsilon_a = \epsilon_0 \epsilon_{\text{отн}},$$

где ϵ_0 – электрическая постоянная (абсолютная диэлектрическая проницаемость вакуума)

$$\epsilon_0 = \frac{10^{-9}}{36\pi} = 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ Ф/м.}$$

Магнитная проницаемость. Магнитная проницаемость, как и диэлектрическая бывает относительная и абсолютная. Абсолютная магнитная проницаемость (μ_a) определяется отношением магнитной индукции поля \vec{B} к величине напряженности магнитного поля \vec{H} . μ_a измеряется в генри/метр, Гн/м.

$$\mu_a = \frac{\vec{B}}{\vec{H}}$$

Относительная магнитная проницаемость ($\mu_{\text{отн}}$) показывает, во сколько раз увеличилось магнитное поле в результате намагничивания среды по сравнению с полем в вакууме. $\mu_{\text{отн}}$ – безразмерная величина.

Абсолютная и относительная магнитная проницаемость связаны соотношением

$$\mu_a = \mu_0 \mu_{\text{отн}},$$

где μ_0 – магнитная постоянная или абсолютная магнитная проницаемость вакуума

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м.}$$

1.4. Классификация методов электроразведки

Классификация методов электроразведки приведена на блок-схеме рис. 1.4.1., а физическая сущность, методики работ, обработка и интерпретации результатов будут рассмотрены в соответствующих главах.

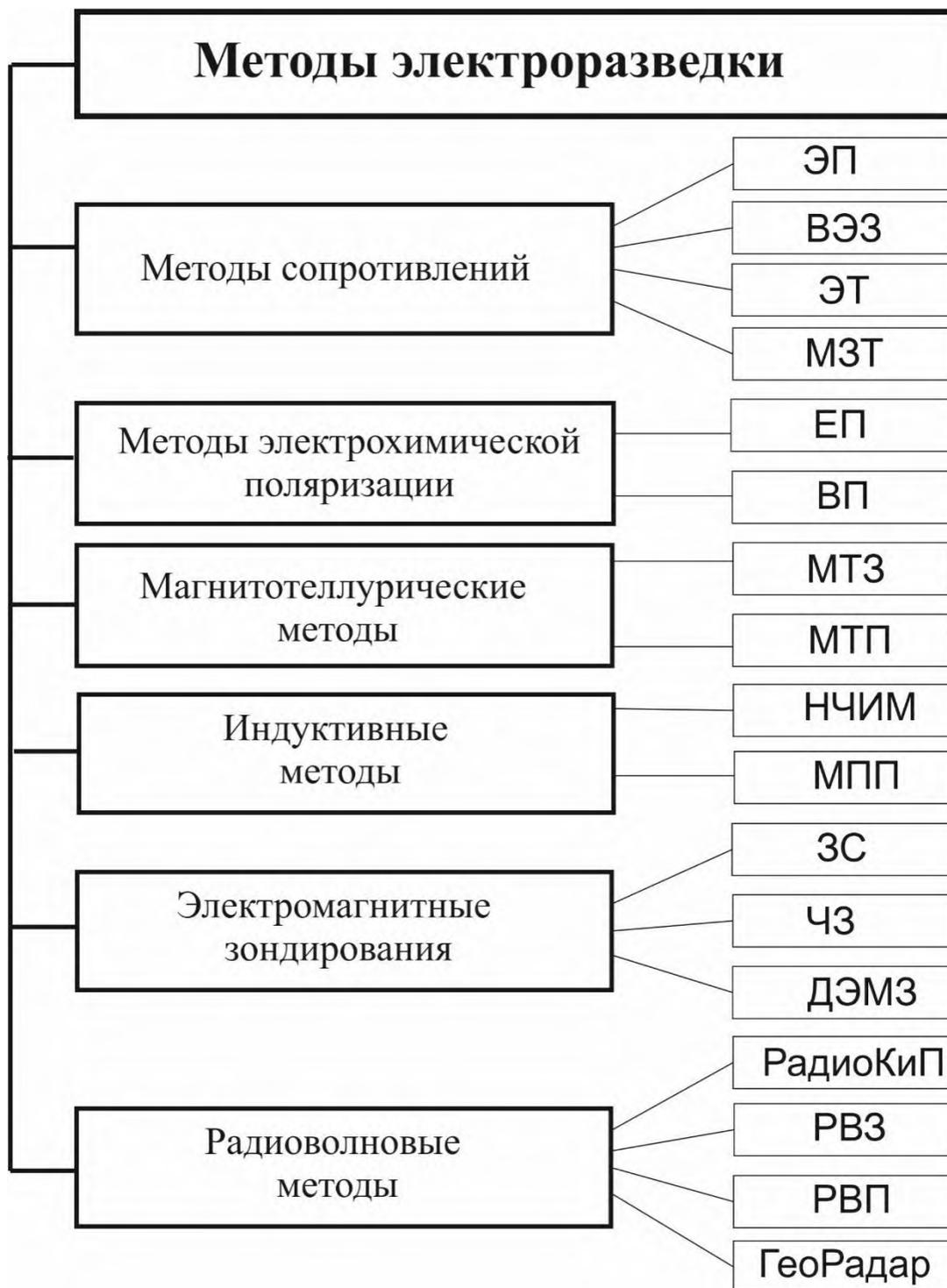


Рис.1.4.1. Классификация методов электроразведки.

Сокращения: ВЭЗ – вертикальное электрическое зондирование, ЭП - электропрофилирование, ЭТ – электротомография, МЗТ – метод заряженного тела, ЕП – метод естественного поля, МТЗ – магнитотеллурическое зондирование, МТП - магнитотеллурическое профилирование, НЧИМ – низкочастотные индуктивные методы, МПП – метод переходных процессов, ЗС – зондирование становлением, ЧЗ – частотное зондирование, ДЭМЗ – дистанционные электромагнитные зондирования, РадиоКиП – метод радиокомпарации и пеленгации, РВЗ – радиоволновое зондирование, РВП – радиоволновое профилирование.

Глава 2. Методы сопротивлений

2.1. Физические основы методов сопротивлений

Методы сопротивлений – группа методов электроразведки, изучающих геоэлектрический разрез с помощью постоянных электрических полей, они относятся к числу наиболее широко применяемых методов.

В качестве возбуждителя поля в методах сопротивлений используются точечные или дипольные электрические источники, которые представляют собой два заземления, (*называемые токовыми или питающими*) A и B^1 , к которым подключен источник тока. Через них в землю пропускают постоянный или низкочастотный переменный ток I от какого-либо источника, например генератора. Созданное постоянное поле исследуется с помощью измерительных заземлений M и N , (*которые называют приемными или измерительными*). Совокупность заземлений называют четырехэлектродной установкой $AMNB$.

Одним из важнейших понятий в электроразведке в целом и в методах сопротивлений в частности является кажущееся удельное электрическое сопротивление.

Кажущееся сопротивление – некоторая нормировка наблюдаемого электрического поля (т.е. разности потенциалов ΔU_{MN}), которая учитывает силу тока в источнике и геометрию установки. Эта нормировка переводит результат наблюдений в форму, более удобную для анализа и дальнейшей интерпретации. В однородном полупространстве кажущееся сопротивление совпадает с истинным удельным электрическим сопротивлением

Кажущееся сопротивление численно равно истинному удельному электрическому сопротивлению однородного полупространства, в котором при заданных расстояниях между электродами и силе питающего тока возникает такая же разность потенциалов, как и при измерениях над реальной неоднородной средой.

Кажущееся удельное электрическое сопротивление ρ_k – эффективный параметр, изучаемый при электроразведочных работах, а также электрическом каротаже, зависящий от способа измерений, типа и размера установки. Измеряется в Ом·м. Далее для краткости будем говорить просто кажущееся сопротивление. Для методов сопротивлений ρ_k определяется формулой.

$$\rho_k = k \frac{\Delta U_{MN}}{I_{AB}}, \quad 2.1.1.$$

где k – коэффициент установки, ΔU_{MN} – разность потенциалов на приемной линии MN , I_{AB} – ток в линии AB .

Коэффициент установки определяется исключительно геометрией установки. В общем случае формула для коэффициента установки имеет

¹ обозначение введено братьями Шлюмберже

вид:

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}}, \quad 2.1.2.$$

Питающая линия АВ

Питающая линия АВ состоит из трех элементов: *источника тока, проводов и заземлений.*

Источник. Источники электроэнергии в электроразведке используются для создания искусственных постоянных или переменных электромагнитных полей. В качестве источников тока в электроразведке используются аккумуляторы и генераторы.

В методах электроразведки постоянными полями, наиболее часто применяются точечные и дипольные источники возбуждения поля. Питающими установками в этих случаях являются установки с одним питающим электродом А (второй электрод В отнесен на «бесконечность»- расстояние, в 10–15 раз превышающее расстояние от точки наблюдения до электрода А), с двумя питающими электродами А и В и дипольные установки, когда расстояние между питающим и приемным диполями во много раз меньше расстояния до точки наблюдения.

Напряженность электрического поля **E** и потенциал *U* (рис. 2.1.1.) для этих источников на поверхности однородного полупространства, заполненного средой с удельным электрическим сопротивлением ρ описываются формулами:

$$U = \frac{I\rho}{2\pi x}; \quad \mathbf{E} = \frac{I\rho}{2\pi x^2} \text{ – точечный источник (рис. 2.1.1.а);} \quad 2.1.3.$$

$$U = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{|x|} - \frac{1}{|L-x|} \right); \quad \mathbf{E} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{x}{|x|^3} - \frac{L-x}{|L-x|^3} \right) \quad 2.1.4$$

– двухточечный источник (рис. 2.1.1.б);

$$U = \frac{I\rho l}{2\pi x^2}; \quad \mathbf{E} = \frac{I\rho l}{2\pi x^3} \text{ – дипольный источник (рис. 2.1.1.в),} \quad 2.1.5.$$

где ρ – удельное электрическое сопротивление однородного полупространства; **E** – напряженность электрического поля; *U* – потенциал электрического поля; *I* – сила тока в питающей установке; *x* – расстояние от источника А или центра диполя до точки наблюдения; *L* – расстояние между питающими электродами А и В (*l* – для диполя).

Оценку глубинности исследования при работе с точечными, двухточечными и дипольными установками можно произвести на основании анализа зависимости между плотностью тока на поверхности полупространства для какой-либо точки наблюдения *x* и плотностью тока в точке, расположенной на глубине *h* под точкой наблюдения *x* (на расстоянии А по вертикали, проходящей через точку наблюдения *x*).

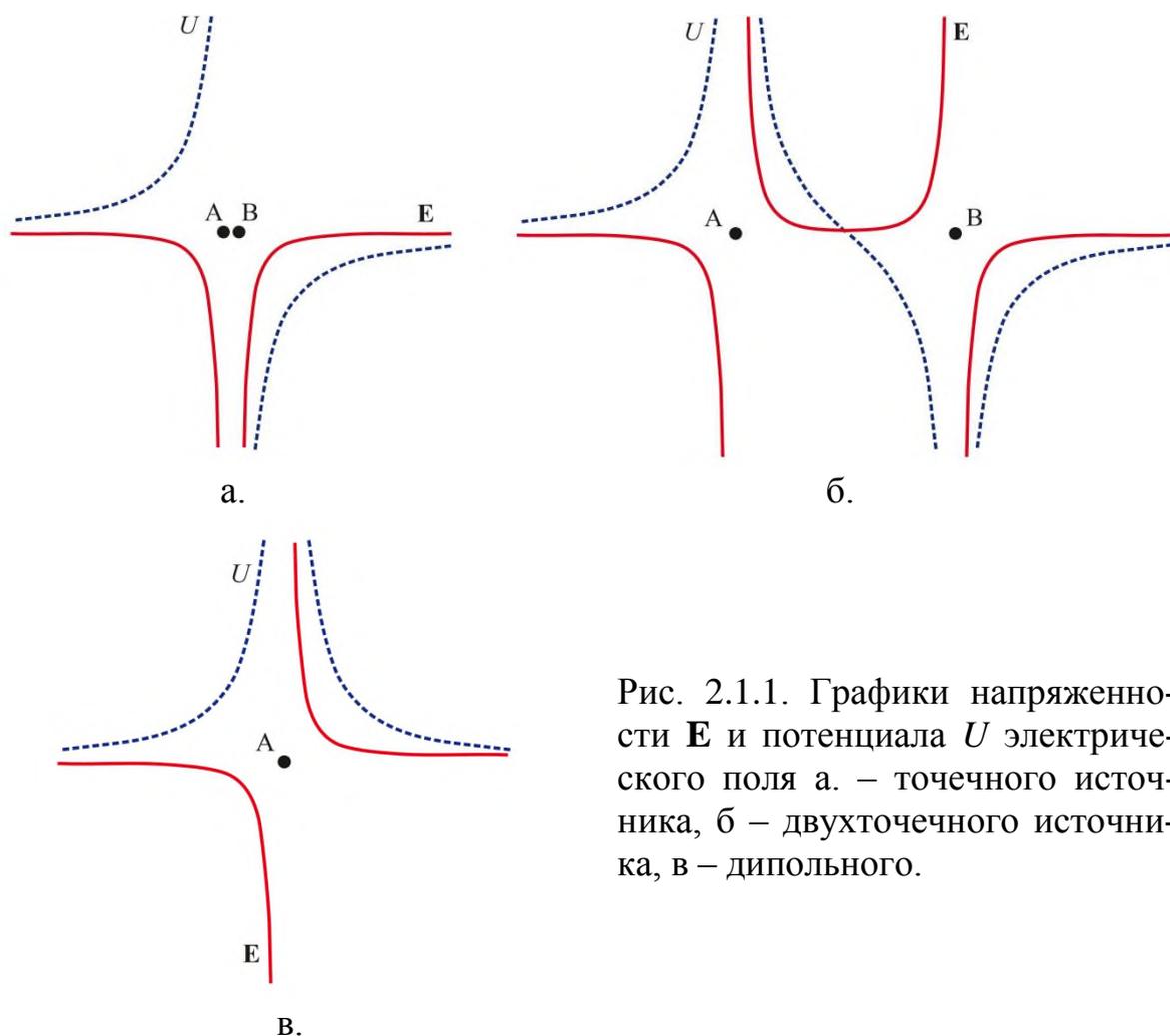


Рис. 2.1.1. Графики напряженности \mathbf{E} и потенциала U электрического поля а. – точечного источника, б – двухточечного источника, в – дипольного.

Выражения для плотности тока будут выглядеть следующим образом:

$$\mathbf{j} = \frac{I}{2\pi(h^2 + x^2)} \quad \text{— (точечный источник);} \quad 2.1.6.$$

$$\mathbf{j} = \frac{Il}{2\pi(x^2 + h^2)} \sqrt{1 + 3 \frac{x^2}{(x^2 + h^2)}} \quad \text{— (дипольный источник);} \quad 2.1.7.$$

$$\mathbf{j} = \frac{I \frac{L}{2}}{\pi \left(\left(\frac{L}{2} \right)^2 + h^2 \right)^{3/2}} \quad \text{— (двухточечный источник),} \quad 2.1.8.$$

где \mathbf{j} – плотность тока в среде; h – глубина.

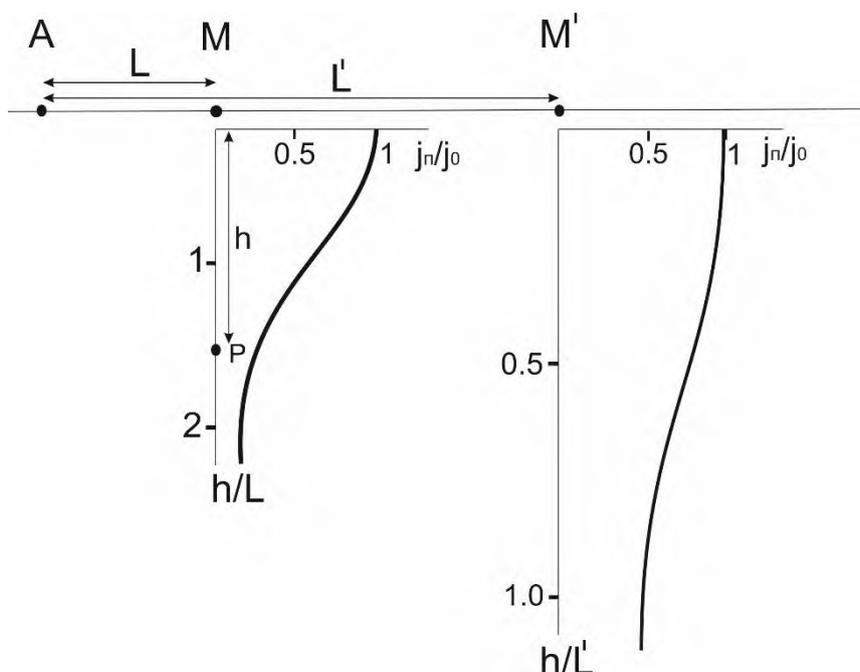


Рис. 2.1.2. Графики распределения относительной плотности тока с глубиной, в зависимости от расстояния между источником тока и точкой измерения поля.

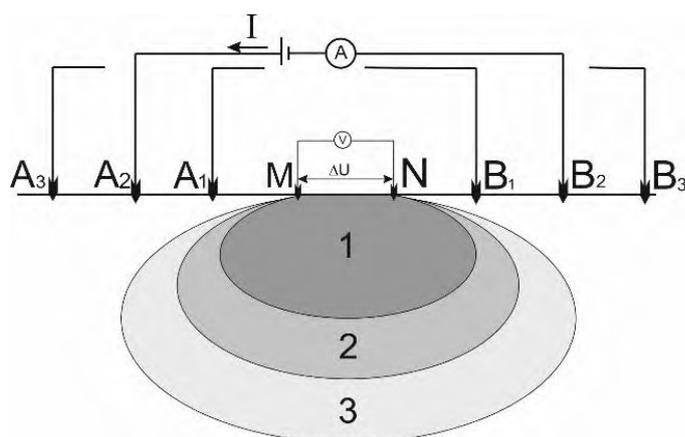


Рис. 2.1.3. Зависимость глубины исследования от размеров установки

Провода. Для геофизических работ применяются специальные провода. Они должны быть *прочными* на разрыв, должны иметь *надежную изоляцию*, чтобы избежать повреждений и утечек, а также должны иметь достаточно *низкое удельное электрическое сопротивление* на километр провода.

Как правило, используются медные провода со стальными жилами (для прочности на разрыв) в полиэтиленовой оболочке. Провода имеют специальную маркировку, в соответствии с их характеристиками (табл. 2.1.). Например, ГПМП – геофизический провод медный с полиэтиленовой оболочкой, ГПСМП – геофизический провод сталемедный с полиэтиленовой оболочкой, ГПСМПО – тоже, что и предыдущий, но облегченный и т.д.

В случае необходимости, между собой провода соединяют путем связывания их стальных жил прямым узлом с последующей обмоткой

медными жилами, а затем изолируют полихлорвиниловой изоляционной лентой. Необходимо учитывать, что чем больше соединений будет в проводе, тем больше вероятность утечки и обрыва.

Таблица 2.1.

Геофизические провода [Якубовский, Ренард, 1991]

Марка провода	Диаметр, мм	Масса, кг/км	Сопротивление 1 км, Ом	Сопротивление изоляции, кОм	Разрывное усилие, кН	Назначение
ГПМП	5,6	73	3	100	1.35	ЗС, МПП, ЧЗ ВП, ВЭЗ (AB=10 км)
ГПСМП	4,6	38	10	100	2	То же ВЭЗ (AB=3÷10 км)
ГПСМПО	3,2	14	50	100	1	ВЭЗ (AB=0,5÷1 км)
ПСРП-2	2,5	9,3	100	100	-	ВЭЗ (AB=0,5 км)
ПСРП-1	1,4	5,5	300	100	-	То же

Заземления. В качестве заземлений используются металлические стержни, выполненные из меди, латуни или стали. Сопротивление стержневого заземления рассчитывается по формуле:

$$R_3 = \frac{\rho}{2\pi a} \cdot \ln \frac{2a}{b} \quad 2.1.8.$$

где ρ – удельное электрическое сопротивление почвенного слоя, a – глубина заземления электрода, b – диаметр электрода (Рис.2.1.4).

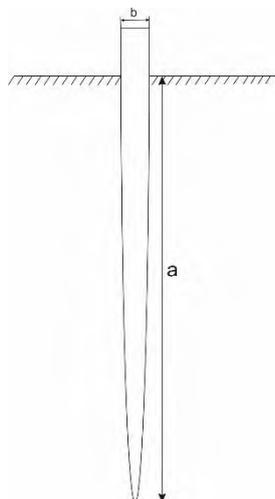


Рис. 2.1.4. К расчету зависимости сопротивления заземления от заглубления электрода.

На рис. 2.1.5. приведен график зависимости сопротивления заземления от глубины забивания электрода.

При необходимости уменьшить сопротивление заземления используют различные приемы, такие как сложное заземление $R_3^{сл} = R_3/n$, состоящие из нескольких электродов, соединенных параллельно, увеличение заглубления электрода, а также увлажнение места забивки электрода.

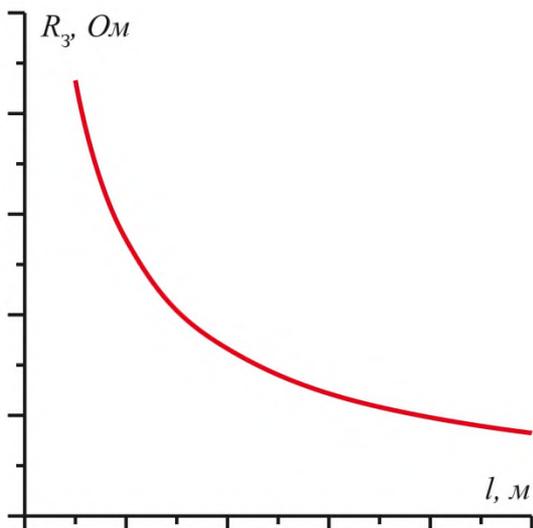


Рис. 2.1.5.График зависимости сопротивления заземления от заглубления электрода.

Приемная линия MN

Приемная линия MN представляет собой два точечных заземления, которые делаются из латунных или медных электродов.

Необходимо учитывать, что на контакте сред электрод – почва, возникает двойной электрический слой, вследствие чего электрод приобретает потенциал, а так как приемная линия состоит из двух электродов, то между ними образуется разность потенциалов, которая называется *ЭДС поляризации*. ЭДС поляризации имеет небольшие значения, порядка нескольких мкВ–мВ, но при измерениях слабого сигнала это может внести существенную ошибку, поэтому ЭДС поляризации либо компенсируют, либо устраняют другими способами. В некоторых методах используются неполяризующиеся электроды (см. гл. 3.1.).

Установки методов сопротивления

Для измерения кажущегося сопротивления используют ряд стандартных установок. Они отличаются друг от друга числом заземлений и их взаимным расположением. Выбор установки определяется поставленными геологическими задачами.

Четырехэлектродная симметричная установка $AMNB$ (установка Шлюмберже), является наиболее распространенной и состоит из приемных электродов MN , расположенных на одной линии с питающей линией AB , причем центры линий находятся в одной точке (рис.2.1.6.а).

Для такой установки после преобразований коэффициент примет более простой вид:

$$k = \pi \frac{r_{AM} \cdot r_{AN}}{r_{MN}}, \quad 2.1.10.$$

Часто для увеличения информативности используют симметричную установку с двумя питающими разносимами $AA'MNB'B$, что позволяет изучать геоэлектрический разрез на двух глубинах (рис.2.1.6.б.).

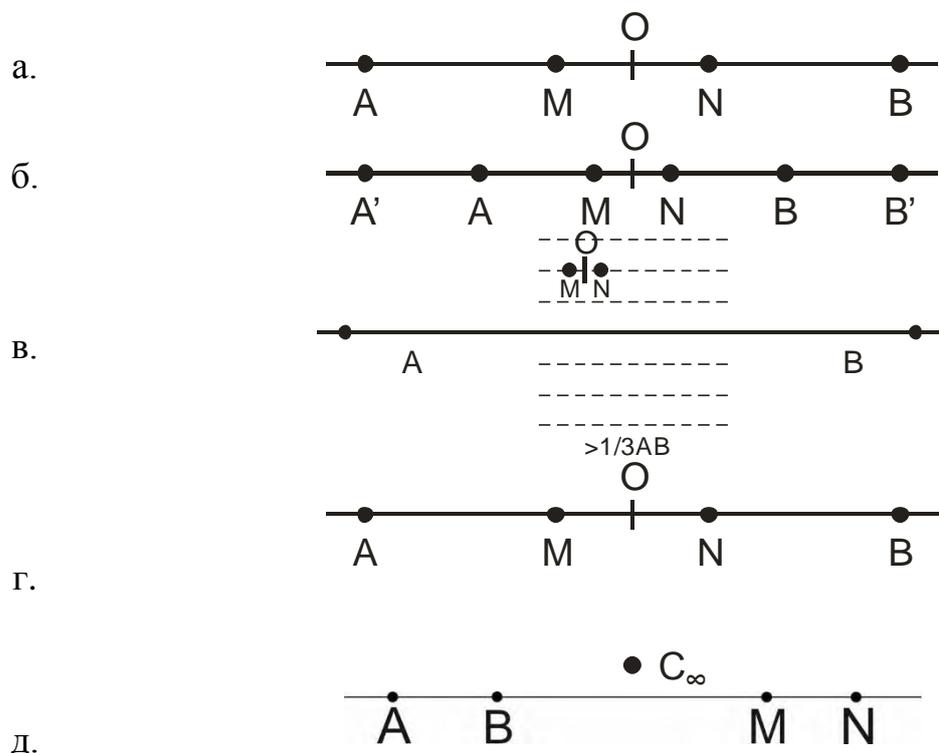


Рис.2.1.6. Схемы основных установок методов сопротивлений (в плане). а – симметричная четырехэлектродная установка, б – симметричная с двумя питающими разносимами, в – установка срединного градиента, г – трехэлектродная установка комбинированного электропрофилирования, дипольно-осевая

Частный случай четырехэлектродной установки – установка Венеры, в которой $r_{AM}=r_{MN}=r_{NB}=r$. Для установки Венера коэффициент будет рассчитываться еще проще:

$$k = 2\pi r, \quad 2.1.11.$$

Установка срединного градиента (СГ) представляет из себя четырехэлектродную установку, в которой два питающих электрода фиксированы, а измерительные располагаются вдоль профилей в пределах квадрата, сторона которого не превышает $AB/3$ (рис.2.1.6.в). Коэффициент установки рассчитывается для каждой стоянки MN по полной формуле (2.1.12.). Установка СГ применяется в условиях сложных заземлений.

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}}, \quad 2.1.12.$$

Трехэлектродная установка $AMNB_{\infty}$ получается при отнесении одного из питающих электродов на такое расстояние, при котором создаваемая

им между приемными электродами разность потенциалов была бы мала по сравнению с разностью потенциалов, создаваемой вторым питающим заземлением. Тогда полем удаленного заземления можно пренебречь.

Коэффициент установки для трехточечной установки имеет вид:

$$k = 2\pi \frac{r_{AM} \cdot r_{AN}}{r_{MN}}, \quad 2.1.13.$$

Трехэлектродная комбинированная установка (рис.2.1.6.д.) получается из двух трехэлектродных установок $AMNC_{\infty}$ и $BMNC_{\infty}$. Измерения производятся поочередно с линиями $AMNC_{\infty}$ и $BMNC_{\infty}$. Подобный способ измерения эффективен для картирования вертикальных контактов и крутопадающих тел.

Двухточечная установка $AM, N_{\infty}, B_{\infty}$, отличается от трехточечной тем, что и одно питающее и одно измерительное заземление отнесены на «бесконечность». То есть, измеряя напряжение на MN_{∞} , фактически проводят измерения потенциала электрического поля U в точке M .

Также часто применяются дипольные установки, они характеризуются тем, что их приемные и питающие заземления попарно сближены настолько, что величины r_{AM} и r_{MN} намного меньше расстояния между центрами AB и MN . Подобный способ измерения эффективен для картирования больших глубин при сравнительно малых размерах измерительной и питающей линий.

Во всех случаях измерения стремятся проводить в более однородной части поля, поэтому измерительная линия не должна выходить за среднюю треть питающей.

Для всех установок справедлив принцип взаимности. Принцип взаимности гласит о том, что при взаимном изменении роли питающих и измерительных электродов кажущееся сопротивление сохраняет свое значение ($\rho_k^{AMNB} = \rho_k^{MABN}$).

Таблица 2.2.

Сравнение параметров электроразведочных установок

Тип установки	глубинность	Уровень сигнала	Разрешающая способность	Многоканальность	популярность	Длина бесконечности
Потенциал	+++	+++	+	+	+	+++
Веннера	+	+++	+	нет	+++	нет
Шлюмберже	++	++	++	++	+++	нет
Дипольно-осевая	++	+	+++	++	+++	нет
Трехэлектродная	+++	++	+++	+++	+	+

Применение переменного тока в методе сопротивлений

В современных условиях на постоянном токе в методе сопротивлений уже почти не работают, а используют переменный ток низкой частоты, это позволяет при работе применять теорию для постоянного тока, и при

этом получить ряд преимуществ:

1. на переменном токе нет необходимости учитывать ЭДС поляризации электродов;
2. появляется возможность фильтрации сигнала, что делает работы более помехоустойчивыми;
3. усиливать сигнал переменного тока проще, чем на постоянном токе, что позволяет использовать малые токи для производства работ;
4. использование малых токов позволяет использовать стабилизированный ток (построение стабилизатора тока возможно и для больших токов, но в этом случае он будет тяжелым и иметь большие габаритные размеры);
5. использование стабилизированного тока повышает скорость производства работ;

Однако применение переменного тока имеет и некоторые недостатки, в первую очередь это ограничение по длине питающей линии, что связано с тем, что при низких регистрируемых значениях поля, сигнал в приемной линии становится соизмерим с индуктивными наводками от питающей линии в приемную цепь и в землю. Вторым существенным ограничением применения переменного тока является емкостная утечка, сильнее всего проявляющаяся при работе в сырую погоду и на влажной почве. Поэтому стремятся использовать переменный ток как можно меньшей частоты. В нашей стране обычно применяются частоты от 0.07 до 4.88 Гц.

Утечки тока из питающей линии и борьба с ними

Одной из существенных помех при электроразведочных работах являются утечки тока в питающей линии (Рис.2.1.7), они могут негативно влиять на результаты измерений и приводить к большим погрешностям и ошибкам. Утечки бывают *гальванические*, *емкостные* и *индуктивные*. Они могут быть связаны с нарушением целостности изоляции проводов, с плохими контактами, высокой влажностью.

В методах сопротивлений есть несколько приемов проверки наличия утечек в питающей линии. *Первый способ* заключается в том, что дополнительно к основному проводят второе измерение при измененном сопротивлении питающих заземлений А и В, что должно приводить к пропорциональному изменению ΔU и I . Кажущееся сопротивление при этом не изменяется. *Второй способ контроля* за утечками заключается в том, что попеременно отключают заземления питающей линии и проводят измерения, подняв один конец провода в воздух. При отсутствии утечек разность потенциалов на приемной линии равно нулю.

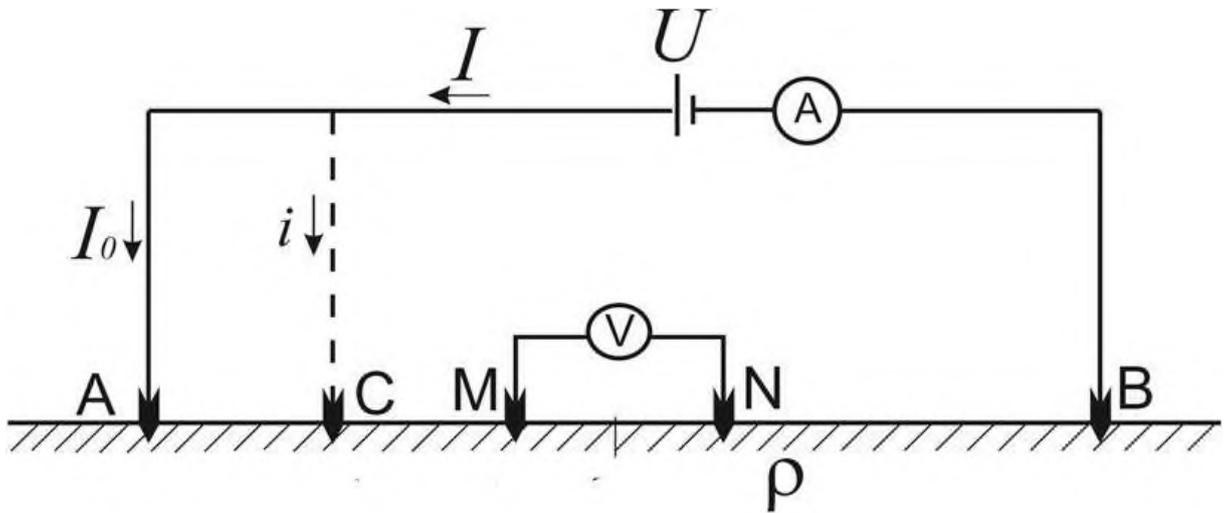


Рис. 2.1.7. Эквивалентная электрическая схема четырехэлектродной установки AMNB с гальванической утечкой

При работе во влажных местах необходимо принимать повышенные меры против утечек. Так аппаратуру, катушки с проводами ставят на резиновые коврики. Кроме того, необходимо не допускать соприкосновения проводов питающей и приемной линии. Места соединения проводов, и контакты тщательно изолируют.

2.2. Электрическое профилирование

Электрическое профилирование (Электропрофилирование, ЭП) занимается изучением кажущегося сопротивления ρ_k разреза в горизонтальном направлении, вдоль линии профиля. Размеры и параметры установки, т.е. взаимное расположение питающих и приемных электродов остается постоянным.

Характер связи между кажущимся сопротивлением и строением геологического разреза зависит от типа установки, так, например, над вертикальной границей разными типами установок будут получены разные графики ρ_k (рис. 2.2.1. и рис. 2.2.2.).

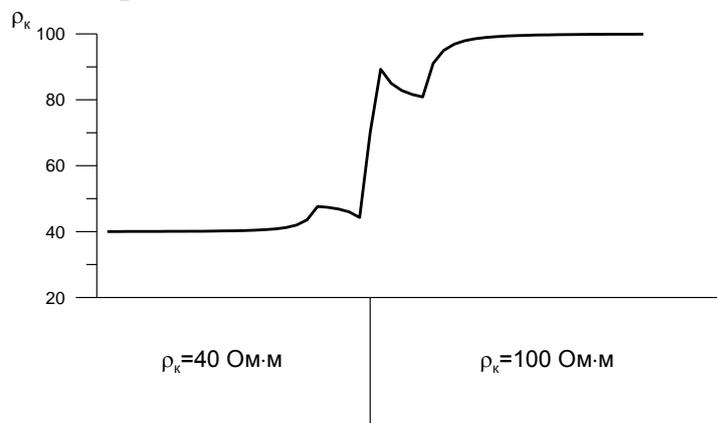


Рис. 2.2.1. График кажущегося сопротивления над вертикальной границей при профилировании 4х электродной установкой AMNB.

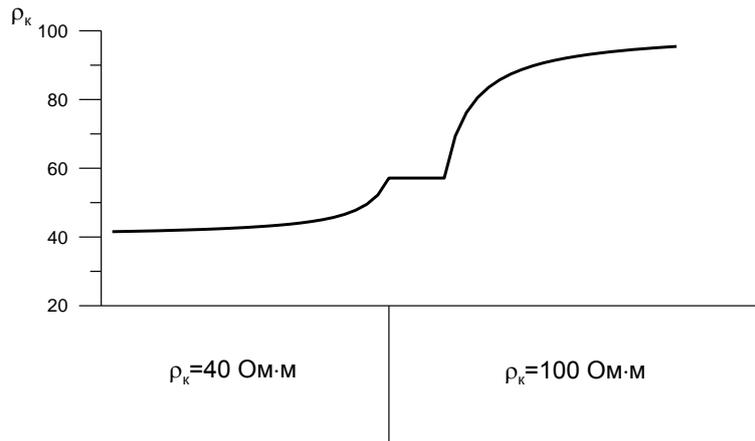


Рис. 2.2.2. График кажущегося сопротивления над вертикальной границей при профилировании 2-х электродной установкой AM (N и B в ∞).

Различные установки в электропрофилеировании позволяют более эффективно подчеркивать те или иные особенности геоэлектрического разреза, поэтому их применение обусловлено конкретными геологическими задачами. Выделяют симметричное электропрофилеирование (СЭП), комбинированное электропрофилеирование (КЭП), профилеирование методом срединного градиента (СГ). Наиболее часто применяют симметричное электропрофилеирование, как простой, быстрый и дешевый метод, ее применяют для изучения сравнительно простых геологических структур при условии постоянства сопротивлений перекрывающих отложений. Симметричную установку с двойными питающими разносами $AA'MNB'B$ используют для увеличения информативности СЭП. Установки СГ удобны на участках со сложным геоэлектрическим строением и большим количеством неоднородностей. КЭП применяют для отслеживания крутопадающих хорошо проводящих тел.

При инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях, для определения направления трещиноватости и рассланцеванности, применяют так же *круговое* профилеирование. Трещиноватые или рассланцеванные породы обычно обладают анизотропией, что является предпосылкой, для проведения кругового профилеирования.

Обработка и интерпретация результатов электрического профилеирования, в большинстве случаев является качественной и заключается в выделение областей повышенной или пониженной проводимости. Результатом работ являются, как правило, графики, карты графиков ρ_k или карты изоом.

Электропрофилеирование может носить характер маршрутной или площадной съемки. При маршрутной съемке точки наблюдения расположены вдоль отдельных профилей, пересекающих площадь в наиболее интересных с геологической точки зрения местах. При площадной съемке площадь покрывают сетью точек наблюдения. Густота сети определяется искомой геологической структурой или рудным телом. Если искомые объ-

екты изометричны, то работы проводят по квадратной сети, а если вытянуты, то по прямоугольной, с расстоянием между профилями большим, чем между точками наблюдения. В последнем случае профили располагаются в крест простирания.

Электропрофилирование решает задачи геологического картирования, обнаружения и картирования вертикальных границ, в том числе разрывных нарушений, инженерно-геологические и гидрогеологические задачи.

2.3. Электрические зондирования

Зондирование – это изучение геоэлектрического разреза по вертикали, то есть на глубину. В электроразведке существует два принципа зондирования: *геометрический* и *частотный*. Электрические зондирования в методе сопротивлений являются типичным представителем геометрических зондирований, то есть глубинность их исследований зависит от расстояния между приемными и питающими электродами, чем больше это расстояние – тем больше глубинность. Метод, при котором проводятся многократные измерения с четырехэлектродной симметричной установкой при возрастающем расстоянии между питающими заземлениями и постоянном положении ее центра называется методом *вертикального электрического зондирования (ВЭЗ)*

В зависимости от применяемых установок электрические зондирования бывают: четырехточечные ($AMNB$), трехточечные ($AMNB_{\infty}$), двухточечные ($AMN_{\infty}B_{\infty}$), дипольные. Далее будем рассматривать четырехточечные (симметричные) зондирования, в которых изучают зависимость ρ_k от расстояния $AB/2$. Они получили наибольшее распространение в электроразведке.

Типы кривых ВЭЗ

Графики зависимости ρ_k от полуразноса $AB/2$ называются *кривыми ВЭЗ*. Тип кривых электрических зондирований зависит от соотношения параметров слоев в геоэлектрическом разрезе (рис. 2.3.1). В зависимости от количества слоев в горизонтально слоистом разрезе его называют двухслойным, трехслойным, четырехслойным и т.д., также именуют и соответствующие кривые ВЭЗ. Кривые ВЭЗ строятся в билогарифмическом масштабе, с модулем² 6.25 см. По оси абсцисс откладывается $AB/2$ в метрах, а по оси ординат ρ_k в Ом·м.

² Модуль билогарифмического бланка – это расстояние между декадами, например, между 1 и 10, или 10 и 100, и т.д.

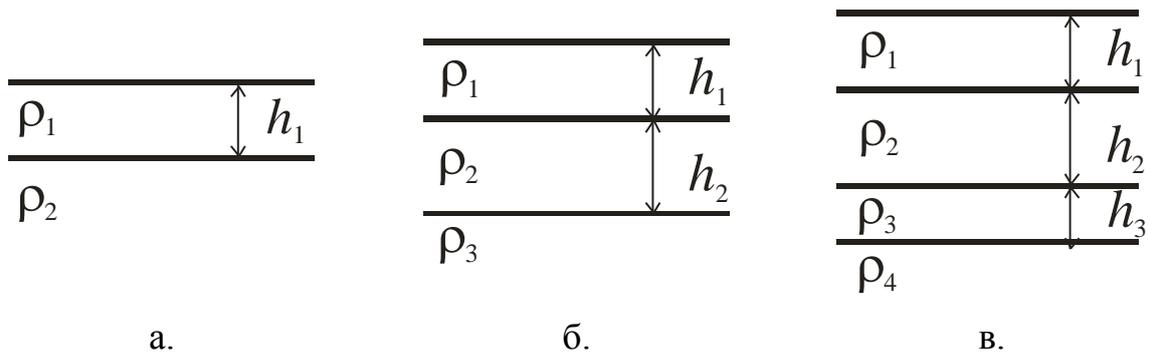


Рис. 2.3.1. Слоистые геоэлектрические разрезы: а – двухслойный, б - трехслойный, в – четырехслойный.

Рассмотрим некоторые типы кривых ВЭЗ и их особенности. Двухслойные кривые могут быть двух типов $\rho_1 > \rho_2$ (рис. 2.3.2.а), $\rho_1 < \rho_2$ (рис. 2.3.4.б). Отдельно можно выделить тип кривой, когда $\rho_2 \rightarrow \infty$, тогда правая ветвь кривой стремиться к асимптоте под углом 45° . Необходимо отметить, что угол восхождения кривой ВЭЗ не может быть больше 45° , в противном случае измерения выполнены неверно или же есть какая-то помеха.

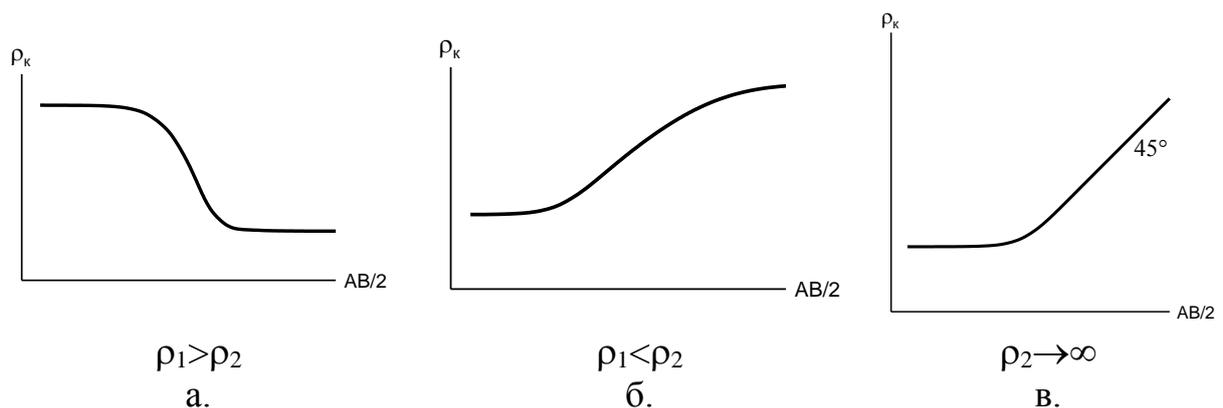
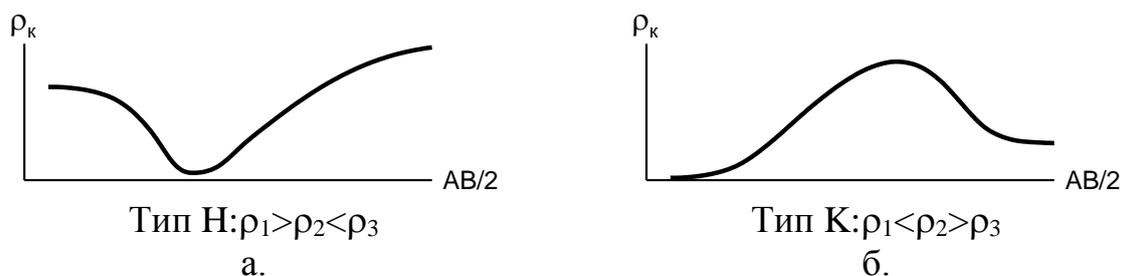


Рис. 2.3.2. Типы двухслойных кривых ВЭЗ

Для трехслойных геоэлектрических разрезов, в зависимости от соотношения параметров слоев, выделяют 4 типа трехслойных кривых, которые маркируются латинскими буквами Н, К, Q и А. (рис. 2.3.3.).



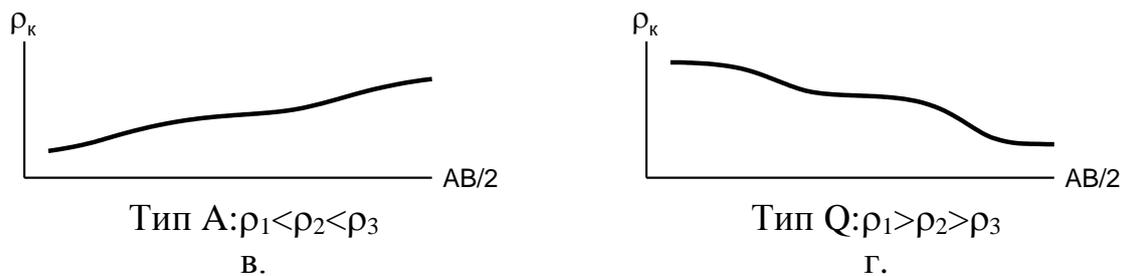


Рис. 2.3.3. Типы кривых вертикального электрического зондирования.

Многослойные кривые маркируются несколькими буквами на основании разделения их на трехслойные кривые. Например, четырехслойные кривые могут быть НК (рис. 2.3.4.а), или НА (рис. 2.3.4.б.), а пятислойные КQH (рис. 2.3.4.в.) и т.д.

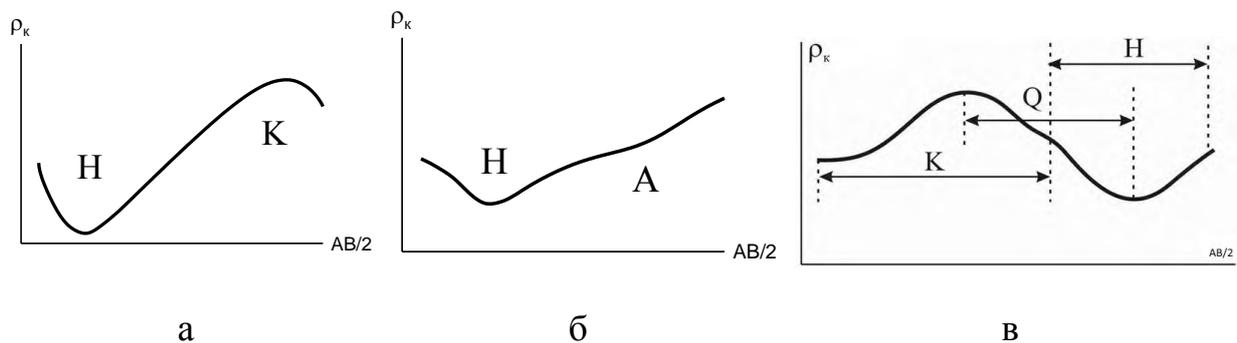


Рис. 2.3.4. Маркировка многослойных кривых ВЭЗ.
а.– НК, б.– НА, в. – КQH.

Продольная проводимость и поперечное сопротивление

В электроразведке в качестве характеристик геоэлектрического разреза часто применяются понятия продольной проводимости и поперечного сопротивления.

Продольная проводимость S однородного одиночного пласта – это проводимость этого пласта в направлении, параллельном напластованию.

$$S_i = \frac{h_i}{\rho_i}$$

Поперечное сопротивление T однородного одиночного пласта – это сопротивление данного пласта перпендикулярно напластованию.

$$T_i = \rho_i h_i$$

Если в многослойном разрезе ток течет параллельно напластованию, то электрическое поле на поверхности определяется суммарной продольной проводимостью разреза. Если же ток течет перпендикулярно напластованию, то электрическое поле на поверхности определяется в основном поперечным сопротивлением.

Влияние приповерхностных неоднородностей

Все неоднородности можно разделить на приповерхностные и глубинные. Приповерхностные неоднородности (ППН) обычно не представляют интереса и являются геологической помехой. Глубинные неоднородности, как правило, являются объектом поиска. Однако влияние ППН во много раз сильнее глубинных, так как они расположены ближе к точкам возбуждения и измерения поля, и поэтому аномалии от ППН необходимо удалить перед интерпретацией.

Искажающее влияние ППН может быть двух типов - искажение неоднородностями, расположенными вблизи измерительных электродов (Р-эффект) и вблизи питающих электродов (С-эффект).

Р-эффект проявляется как вертикальный сдвиг всей кривой или ее сегментов по оси сопротивлений без изменения формы (рис.2.3.5).

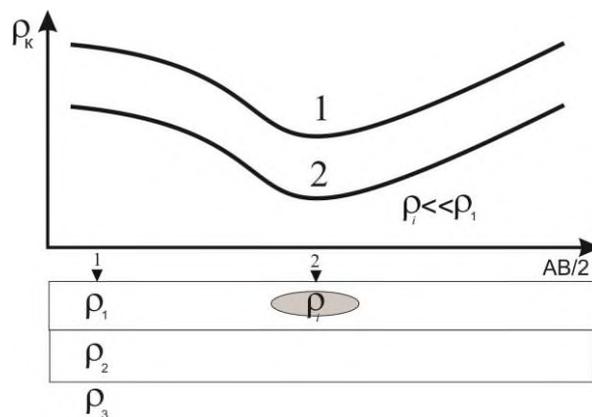


Рис.2.3.5. Р-эффект - вся кривая ВЭЗ над неоднородностью параллельно смещается без изменения формы.

Если кривая несегментирована (т.е. снята с помощью одной линии MN), то эффект обнаруживается при сравнении кривой с соседними, а если сегментирована - то по расхождению сегментов без изменения формы кривой. Р-эффект возникает за счет изменения плотности тока над неоднородностью (вблизи приемных электродов) по сравнению с плотностью тока в горизонтально-слоистом разрезе. Сопротивление ρ_k в разрезе выражается формулой:

$$\rho_k = K \frac{\Delta U}{I} = \frac{\rho_{MN} j_{MN}}{J_0} = \frac{E_{MN}}{j_0}$$

где K - коэффициент установки, ΔU - напряжение, I - сила тока, ρ_{MN} - удельное электрическое сопротивление пород вблизи измерительной линии, j_{MN} - плотность тока в реальном разрезе, J_0 - плотность тока в горизонтально-слоистом разрезе. В результате происходит изменение ρ_k на всей кривой ВЭЗ при положении линии MN над неоднородностью.

Особенности этого эффекта состоят в следующем:

Кривая сдвигается вверх или вниз, причем значения увеличиваются или

уменьшаются в k раз в зависимости от локального изменения плотности тока вблизи ППН. На разрезе ρ_k Р-эффект проявляется как вертикальная аномалия (рис. 2.3.7а).

Значения кажущегося сопротивления ρ_k теряют связь с $\rho_{ист}$.

С увеличением разноса кажущееся сопротивление не достигает сопротивления нижнего слоя $\rho_k(r \rightarrow \infty) \neq \rho_3$.

- С-эффект проявляется в виде заметного искажения кривой ВЭЗ на 1-2 разносах (когда питающий электрод попадает на неоднородность) за счет резкого перераспределения плотности тока в разрезе j_{MN} (рис.2.3.6). С-эффект обладает рядом особенностей, которые делают его еще более опасным, чем Р-эффект:

Изменяется форма кривой и кажущееся число слоев на ней.

На серии кривых ВЭЗ по профилю он проявляется на разрезе ρ_k как слой, наклоненный под углом 45° .

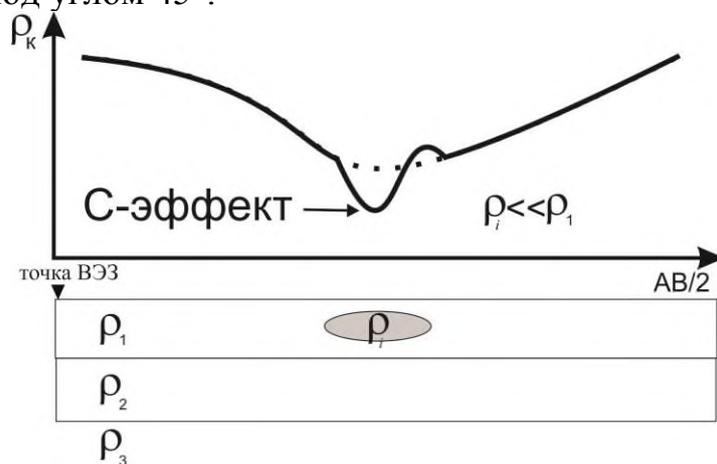


Рис. 2.3.6. С-эффект - локальная аномалия при пересечении неоднородности питающим электродом.

При стандартной методике зондирования с 4-х электродной установкой Шлюмберже и логарифмическим шагом увеличения разносов, С- эффект может возникать то от электрода А, то от В. При этом на соседних кривых по профилю этот эффект может проявляться нерегулярно, при попадании питающего электрода на неоднородность.

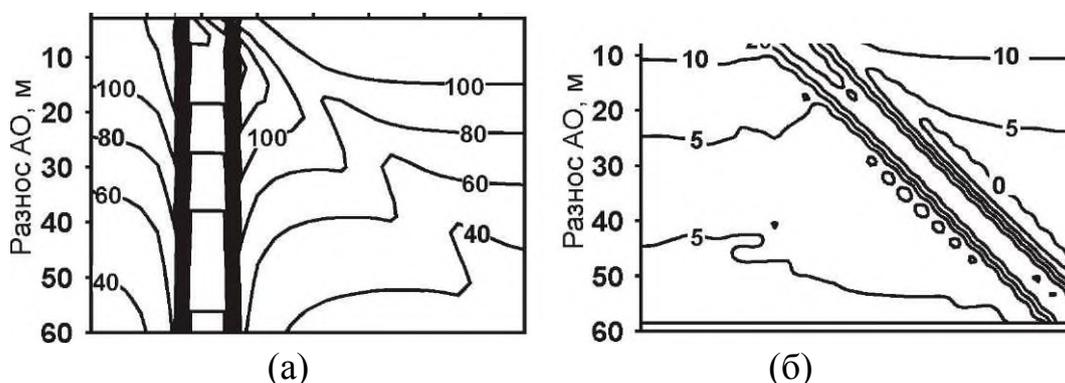


Рис. 2.3.7. Проявление Р-эффекта на разрезе кажущегося сопротивления (а) и С- эффекта на псевдоразрезе (б).

Так как амплитуда С- эффекта меньше амплитуды Р- эффекта, то на разрезах ρ_k он выглядит менее заметным и, наоборот, хорошо проявляется на псевдоразрезах как наклоненная под углом 45° аномалия (рис.2.3.7б).

Принцип эквивалентности для слоистых разрезов

Электрические поля могут совпадать над различными геоэлектрическими разрезами, другими словами, кривые ВЭЗ над такими разрезами будут одинаковы. Применительно к трехслойным геоэлектрическим разрезам принцип эквивалентности будет определяться параметрами второго (промежуточного) горизонта.

Для разрезов типа Н и А при равных параметрах первого и третьего горизонта эквивалентность определяется продольной проводимостью второго горизонта. Иными словами, кривые Н и А будут одинаковы, когда выполняется условие:

$$S_2 = \frac{h_2}{\rho_2} = const$$

Для разрезов типа К и Q при равных параметрах первого и третьего горизонта эквивалентность определяется поперечным сопротивлением второго горизонта. То есть, кривые будут одинаковы, когда выполняется условие:

$$T_2 = \rho_2 h_2 = const$$

Для многослойных геоэлектрических разрезов принцип эквивалентности будет гораздо сложнее, так как на форму кривой будут влиять все промежуточные слои.

Методика и техника полевых работ

Условия, благоприятные для применения метода электрического зондирования, следующие: пологие формы складчатости или подземного рельефа (углы наклона геоэлектрических границ до 20°), наличие опорного геоэлектрического горизонта, отсутствие экранирующих (высокого и низкого удельного сопротивления) горизонтов в надпорной толще. Метод вертикального электрического зондирования может применяться также для выявления структур с углами падения до $40 - 50^\circ$. В этом случае используется специальная методика с применением асимметричных установок.

Работы по методу ВЭЗ проводятся на стадиях, связанных с геологическим картированием, с поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых, при разведке структур, перспективных на нефть и газ, при съемках специального назначения: гидрогеологических и инженерно-геологических, а также при режимных наблюдениях за водными токами. Результаты зондирования используются для изучения электрических, водно-физических и теплофизических свойств горных пород, а также для введения поправок в гравитационные наблюдения, оценки перспективности

геохимических аномалий и т. д. [Инструкция..., 1984]

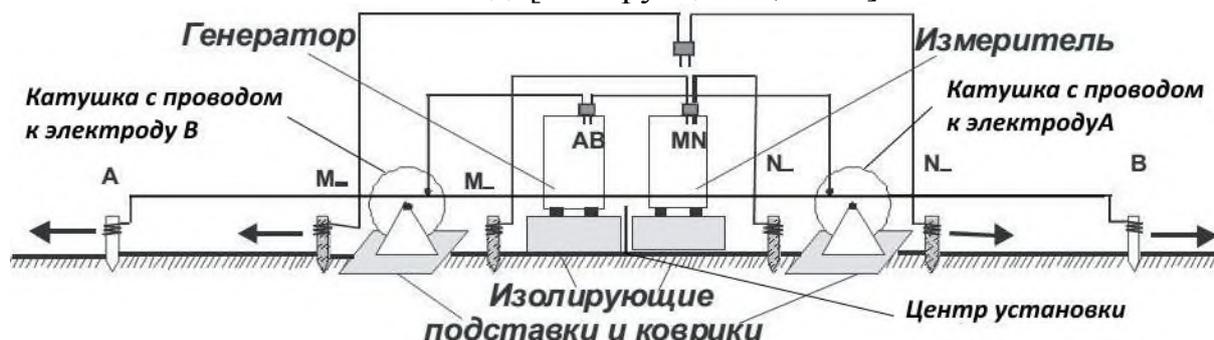


Рис. 2.3.8. Схема установки для метода ВЭЗ.

ВЭЗ выполняется следующим образом, у точки зондирования устанавливаются измерительный прибор, генератор, катушки с проводами для разноса питающих электродов и на небольшом расстоянии друг от друга заземляются два приемных электрода. Затем вдоль направления MN растягивается питающая линия (рис.2.3.8). Устанавливается первый разнос AB и измеряется разность потенциалов ΔU на MN , а также сила тока I в AB , после чего рассчитывается ρ_k согласно формуле (2.1.2). Далее питающие электроды переносятся на следующий разнос, вновь определяется ρ_k и т.д.

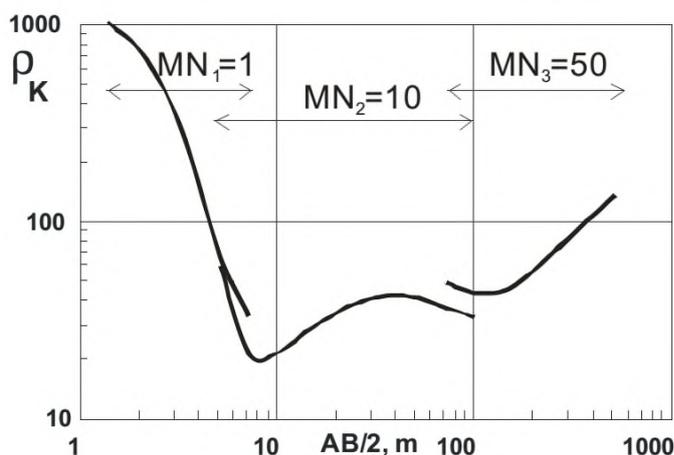


Рис. 2.3.9. Кривая ВЭЗ с «воротами».

При отношениях около $AB/MN > 20$ разность потенциалов на приемных электродах становится достаточно маленькой, поэтому увеличивают разнос MN . При увеличении разноса приемной линии измерения проводят на двух разносах MN при одних и тех же разносах AB . То есть сначала проводят измерения на меньшем разносе MN , потом на большем разносе MN , после чего увеличивают разнос AB и снова проводят измерения сначала на большем разносе MN потом на меньшем. При этом образуются так называемые «ворота» на кривых ВЭЗ (рис. 2.3.9) – перекрытия точек на полевой кривой, связанные с изменением разноса приемной линии.

Причин для появления «ворот» несколько:

- 1) Изменение геометрии установки (расстояние между источником поля и точкой измерения для MN большего размера отличается от

аналогичного для MN меньшего размера), как следствие меняется глубинность исследований.

- 2) Наличие приповерхностных неоднородностей вблизи приемных электродов (P -эффект), приводящих к изменению условий измерения.

При увеличении разноса приемной линии, необходимо помнить, что MN не должна быть больше $1/3$ питающей линии.

Размотку проводов при выполнении ВЭЗ следует вести по предварительно провешенному профилю или направлять по прямой с помощью естественных визиров или компаса. Следует избегать отклонения от прямолинейной прокладки проводов на угол, больший 10° .

При работе с большими разносами AB на переменном токе для уменьшения влияния индукции провода приемной линии MN следует отойти в сторону по перпендикуляру к направлению разносов питающей линии на расстояние, не превышающее $0,1$ длины разносов питающих электродов. [Инструкция, 1984]

Интерпретация данных ВЭЗ

Интерпретация кривых ВЭЗ подразделяется на качественную и количественную. Качественная интерпретация заключается в выделении пространственных закономерностей распределения тех или иных особенностей в виде карт типов кривых, карт продольной проводимости, карт изоом, разрезов ρ_k и т.д. Количественную интерпретацию проводят с целью определения параметров геоэлектрического разреза – мощностей, сопротивлений горизонтов и глубины их залегания.

Ранее вся интерпретация проводилась «вручную» с помощью специальных наборов теоретических кривых – *палеток* (рис. 2.3.10.). Она проводилась методом подбора, т.е. экспериментальная кривая совмещалась с теоретической, на основании известных параметров разреза. Сегодня вся интерпретация проводится с помощью компьютера, но в большинстве случаев это также метод подбора.

Компьютерная интерпретация имеет несколько обязательных действий. Рассмотрим случай, когда УЭС ($\rho_2, \rho_3, \dots, \rho_{n-1}$) промежуточных горизонтов известны:

1. Ввод кривой ρ_k ($AB/2, \rho_k$)- на экране, как правило, появляется кривая.
2. Составление стартовой модели геоэлектрического разреза, то есть задание $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n, h_1, h_2, \dots, h_{n-1}$, по виду полевой кривой, на основе опыта интерпретатора или предыдущих моделей, с учетом того, что $\rho_2, \rho_3, \dots, \rho_{n-1}$ – известны.
3. Расчет многослойной теоретической кривой ρ_k ВЭЗ, на основании созданной модели. Получение 2 кривых – теоретической и полевой (экспериментальной).

4. Сравнение ρ_k^T (теоретической) и $\rho_k^П$ (полевой) кривой. Исправление геоэлектрической модели на основании сравнения.
5. Продолжение цикла (3–4) до совпадения ρ_k^T и $\rho_k^П$ с заданной точностью.
6. Последняя модель является искомым геоэлектрическим разрезом.

При неизвестном удельном электрическом сопротивлении промежуточных горизонтов ($\rho_2, \rho_3, \dots, \rho_{n-1}$) возможно достоверно установить лишь продольную проводимость S или поперечное сопротивление T , а также пределы изменения ρ_i, h_i соответствующих горизонтов.

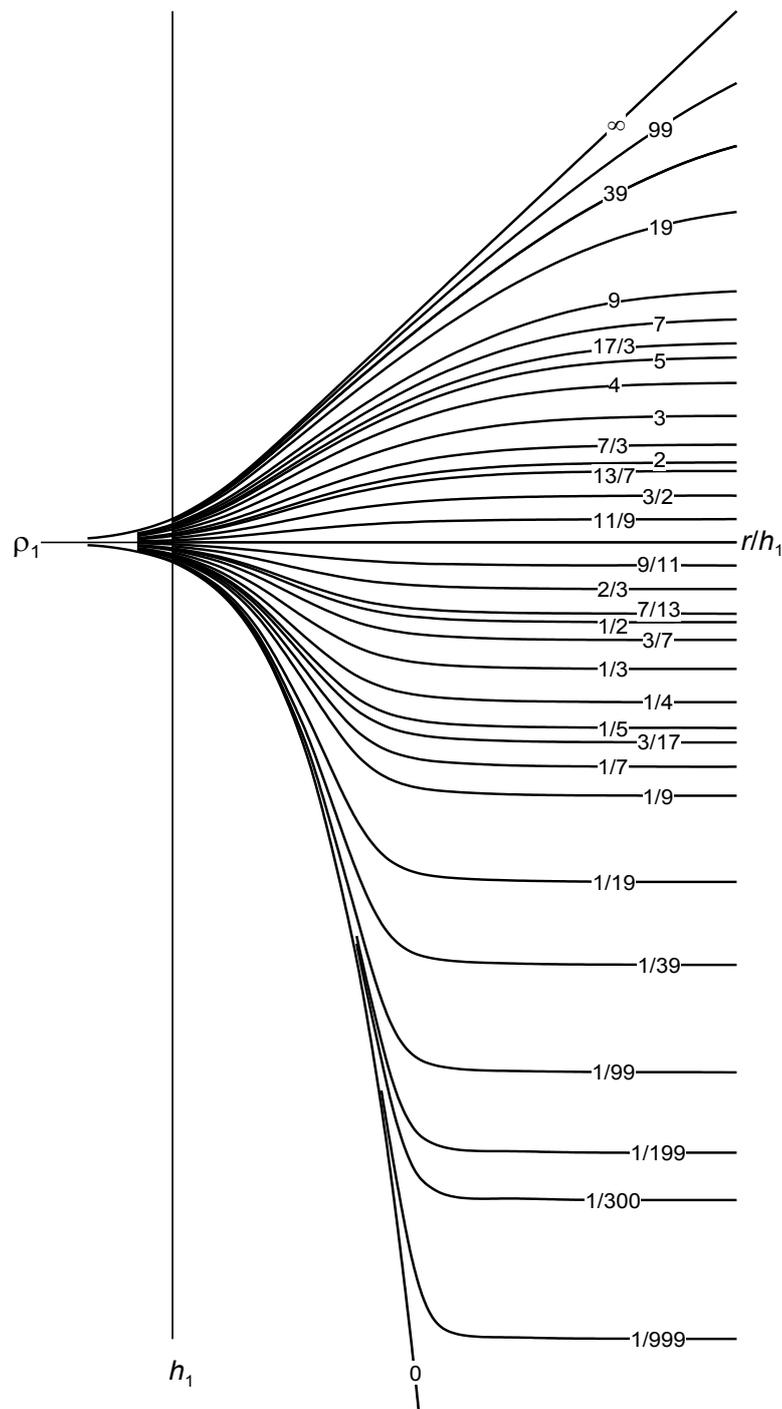


Рис. 2.3.10. Набор двухслойных теоретических кривых ВЭЗ.

2.4. Метод заряда

Метод заряда (МЗ) или, как его еще часто называют, метод заряженного тела (МЗТ) применяется в рудной электроразведке на этапе поисково-разведочных работ, и в инженерной электроразведке для обнаружения и трассирования различных техногенных объектов, в том числе потерянных коммуникаций.

Метод заряда решает поисковые, разведочные, а также геологические и инженерно-геологические задачи:

- оценивать размеры рудных тел, элементы залегания их залегания;
- определять наличие связи между отдельными рудопроявлениями, вскрытыми разными выработками;
- проводить поиски новых рудных тел в соседстве со вскрытыми;
- определять скорость и направление течения подземных вод;
- обнаруживать и трассировать потерянные подземные коммуникации (прежде всего, трубопроводы).

Работы по МЗТ проводятся как в крупных (обычно 1:10000 и крупнее), так и в мелких масштабах. Метод заряда различается по типу источника поля (переменный и постоянный ток) и по способу измерения параметров поля (градиента, потенциала, измерение различных характеристик электромагнитного поля ит.д.) [Инструкция, 1984].

Физические основы

Сущность метода заключается в исследовании электрического поля, создаваемого электродом, находящимся в контакте с исследуемым телом, обладающим большей проводимостью по сравнению с вмещающими породами. В этом случае исследуемое тело само становится источником, а поле, которое оно создает, несет информацию о его свойствах и геометрии.

Метод заряда может применяться в двух модификациях, в зависимости от измеряемой составляющей поля – электрической и магнитной (МЗМ). Применение той или иной модификации определяется геологическими задачами и условиями измерения. Измерение характеристик электрического поля проводится на участках резкой контрастности удельной электропроводности исследуемых объектов и вмещающих пород, если объекты имеют формы вытянутые или близкие к изометрическим (жилы или линзы) и при любом их залегании вплоть до горизонтального. Для успешного проведения работ необходимы хорошие условия заземлений приемной линии. Измерения характеристик магнитного поля заряда проводятся в тех случаях, когда объекты исследования имеют вытянутую (близкую к линейной) форму крутопадающих жил и линз. Измерение характеристик магнитного поля имеет преимущество перед измерением характеристик поля в следующих случаях: если объекты имеют сравнительно низкую удельную электропроводность (неэквипотенциальные проводни-

ки), поверхностные образования неоднородны по удельному сопротивлению и мощности; при работах в районах развития разного рода осыпей, курумов (т. е. с плохими условиями заземлений); на участках высокого стояния уровня грунтовых вод, а также в зимнее время.

Методика и решаемые задачи

Рудный вариант метода заряженного применяется для картирования рудных объектов, вскрытых скважиной. Питающий электрод опускается в скважину и фиксируется в рудном теле, второй питающий электрод относится в «бесконечность» на поверхности. При включении генератора тело само становится источником электромагнитного поля.

При работе измеряется электрическая или магнитная составляющая поля. Съемка электрической составляющей осуществляется по методике потенциала или градиента потенциала. При измерении магнитной составляющей возможно измерение вертикальной и горизонтальной компонент магнитного поля. В этом случае вместо приемных электродов MN применяется магнитоиндукционный датчик или незаземленная петля, которая в зависимости от ориентировки будет измерять вертикальную или горизонтальную составляющую магнитного поля.

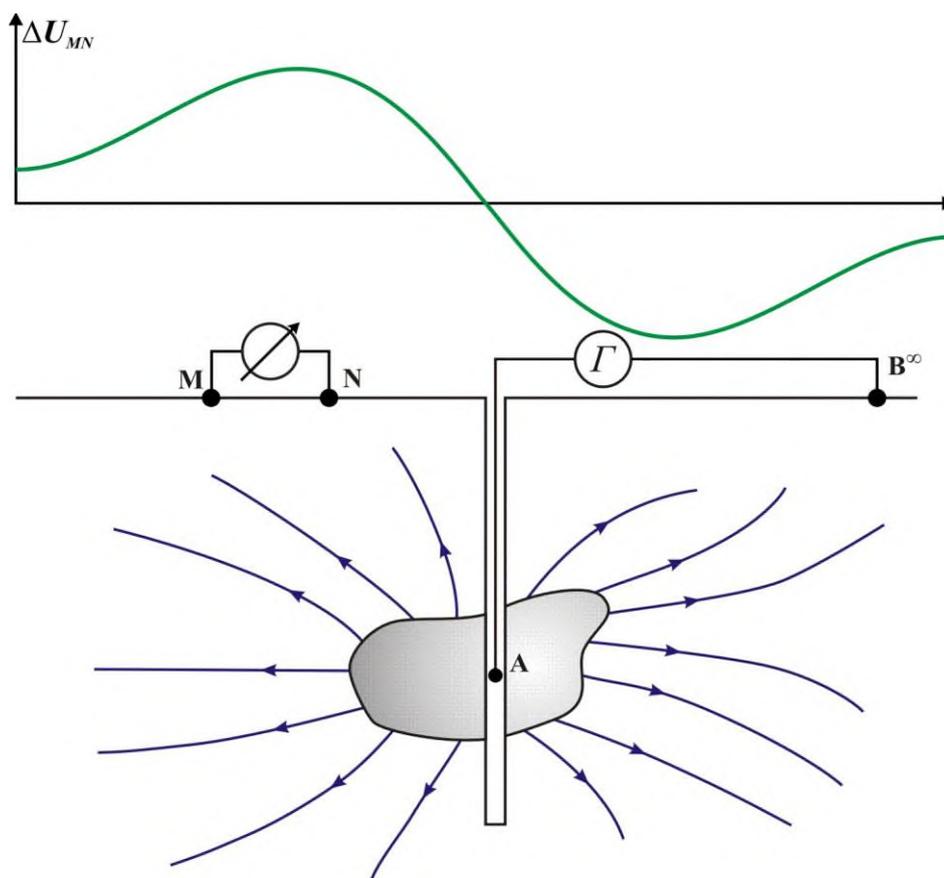


Рис 2.4.1. Рудный вариант метода заряда и график разности потенциалов над рудным телом.

Гидрогеологический вариант метода предназначен для определения направления и скорости движения подземных вод при наличии одной скважины.

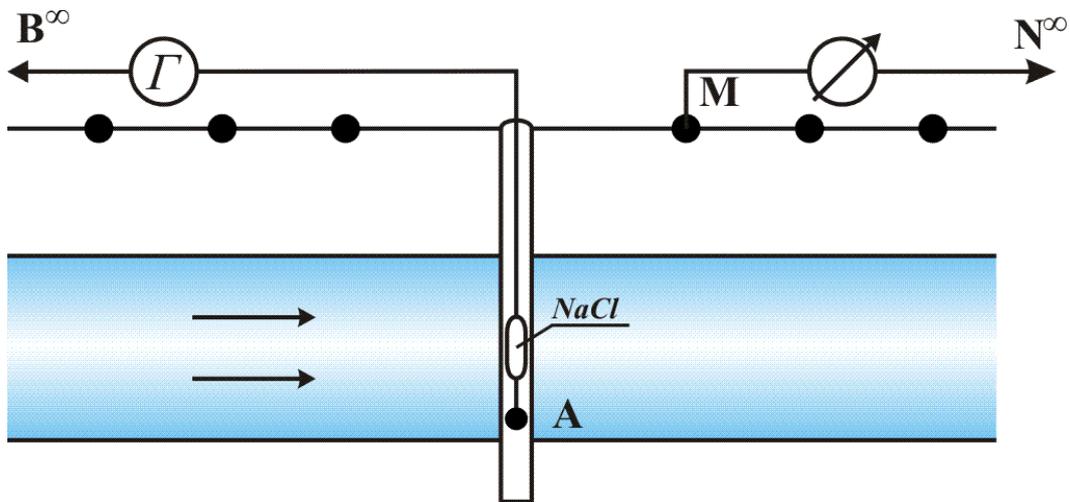


Рис. 2.4.2. Схема гидрогеологического варианта метода заряда.

Методика работ заключается в том, что в скважину, на уровень водоносного горизонта, загружается некоторое количество соли (как правило, NaCl), затем, также на уровень водоносного горизонта, опускается питающий электрод, второй питающий электрод относится в «бесконечность». Сразу после загрузки соли проводят измерения потенциала вдоль лучевых профилей над скважиной, и строятся одна или две эквипотенциальные линии. Эти линии обычно сначала близки к кругу. Соль, помещенная в скважину, будет постепенно растворяться, а раствор фильтроваться в пласт и перемещаться в направлении движения водного потока (рис. 2.4.2). То есть со временем эквипотенциальные линии будут искажаться, вытягиваясь в сторону движения потока, поэтому измерения повторяют через некоторое время.

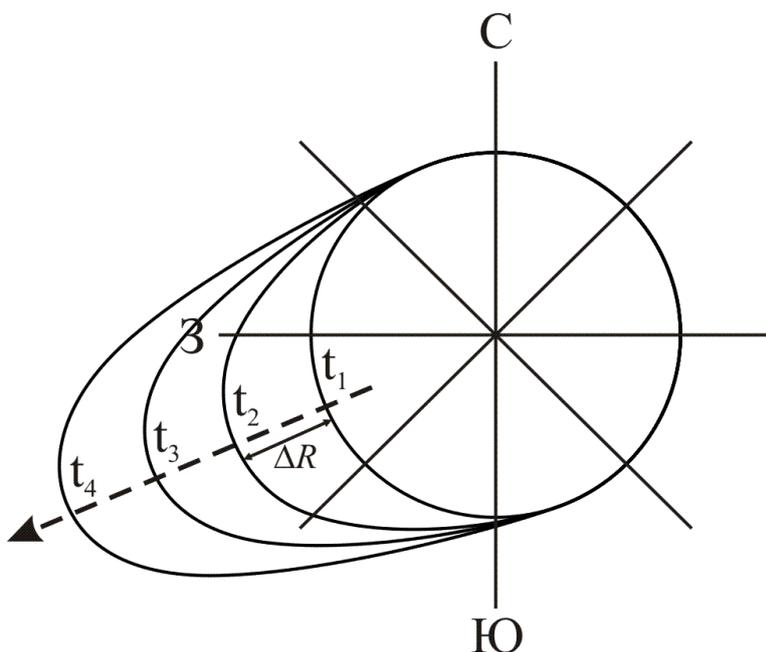


Рис. 2.4.3. План изолиний потенциала над засоленной скважиной.

Результаты полевых наблюдений отображаются в виде плана изолиний потенциала (рис. 2.4.3).

Определение направления движения подземного потока и его скорости производится следующим образом:

1. Определяется по плану изолиний направление (азимут) максимального смещения изолиний. Для этого можно построить график по оси абсцисс которого откладывается азимут в градусах, а по оси ординат – приращение радиусов изолиний в метрах. (ΔR) по отношению к исходной изолинии, наблюдаемой непосредственно после засоления скважины и представляющей собой, как правило, фигуру, близкую к окружности. Число кривых (ΔR) соответствует числу наблюдаемых изолиний. Примером таких графиков служит рисунок 2.4.4. Азимут направления движения подземного потока определяется как средняя абсцисса для максимумов кривых (ΔR).

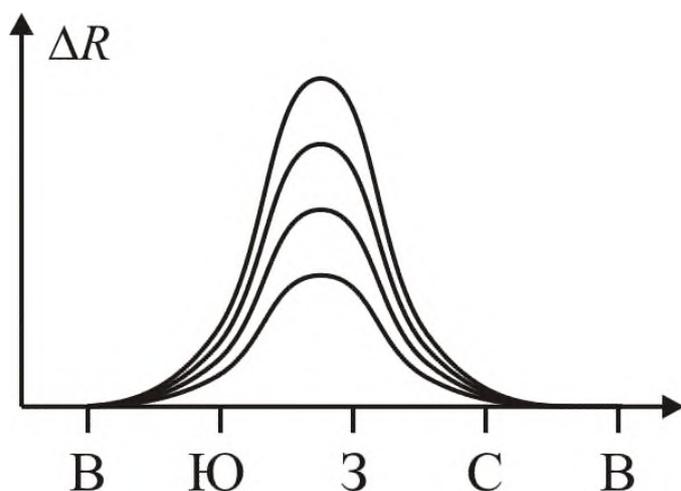


Рис. 2.4.4.
Графики смещения изолиний (ΔR) в зависимости от азимута профиля наблюдений.

2. Определяется скорость движения подземного потока. Для этого вычисляется отношение $V = \Delta R_{\max} / \Delta t$, где ΔR_{\max} – максимальное смещение изолинии по направлению потока, а Δt – время, за которое это смещение произошло. Среднее значение V можно получить, построив график зависимостей ΔR_{\max} от времени t . При малых временах ΔR_{\max} меняется в зависимости от времени не линейно, возрастая с увеличением t , что объясняется постепенностью растворения соли в воде. При больших временах график зависимости ΔR от времени выходит на линейную асимптоту, соответствующую скорости переноса засоленной области потоком подземных вод. Эту часть графика и используют для расчета скорости по формуле $V = \Delta R / \Delta t$ (см. рис. 2.4.5).

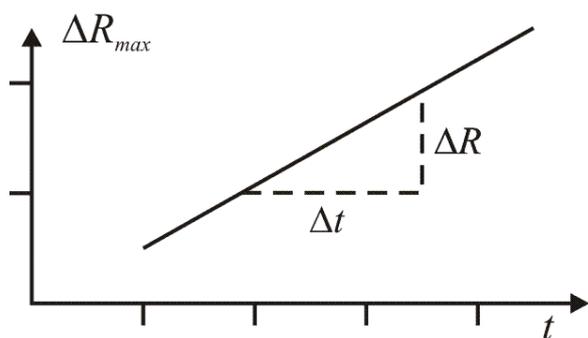


Рис. 2.4.5. Определение скорости движения подземного потока по смещению изолиний потенциала над засоленной скважиной

Поиск потерянных коммуникаций. При инженерных и строительных работах часто бывает необходимо трассировать подземные коммуникации, документация по которым утеряна или недоступна, главным образом, трубопроводы. Подобную задачу можно решить методом заряженного тела (рис. 2.4.6.). Для этого в объекте исследования возбуждают электромагнитное поле гальваническим способом, то есть один питающий электрод подключается на объект, а второй удаляется в «бесконечность».

Измерять можно как электрическую составляющую поля объекта измерительной линией MN, так и магнитную, при помощи магнитоиндукционных датчиков (МИД). Чтобы иметь возможность измерять магнитную составляющую для возбуждения используется низкочастотное (чаще всего – сотни герц) переменное поле. В магнитном поле, в зависимости от ориентировки датчика, измеряются вертикальная H_z и горизонтальная компоненты H_x .

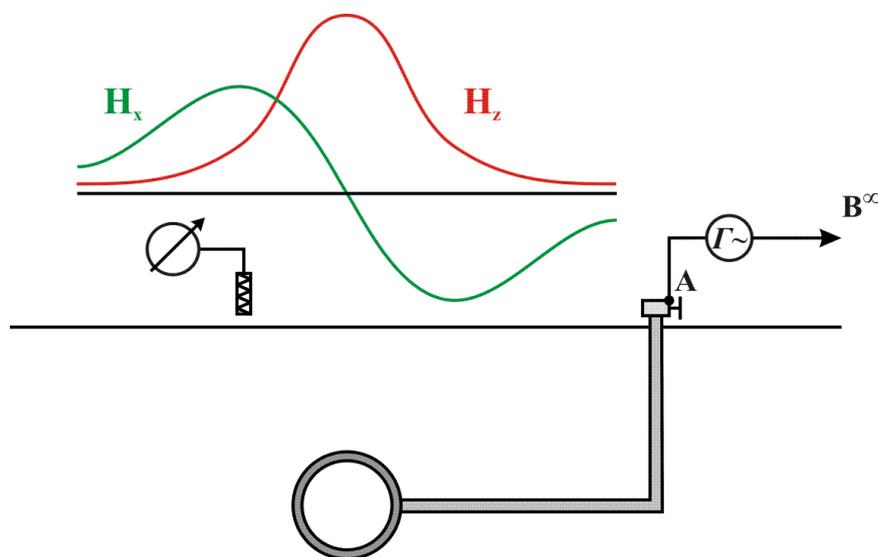


Рис.2.4.6. Поиск подземных коммуникаций путем измерения магнитных компонент H_z и H_x .

2.5. Электротомография

Электротомография (ЭТ) это современная методика геофизических исследований методом сопротивлений, нацеленная на интерпретацию в

рамках двумерных и трехмерных моделей. Такая интерпретация требует высокой плотности наблюдений и специализированной методики съемки. Для полевых наблюдений по этой методике обычно используется современная высокопроизводительная аппаратура, обеспечивающая необходимую скорость измерений.

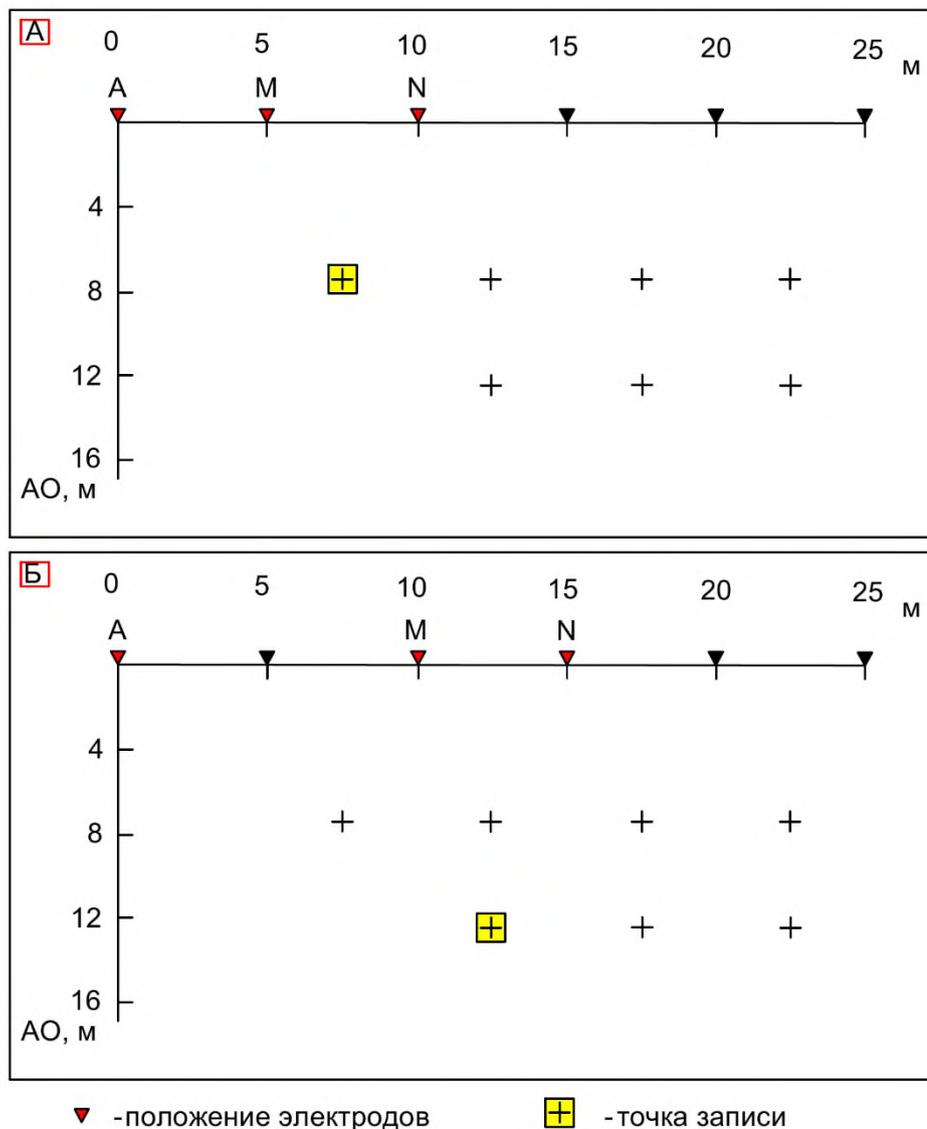


Рис. 2.5.1. Фрагмент схемы опроса электродов при меняющемся положении приемных электродов и неподвижном питающем электроде.

Основные отличия от ВЭЗ и ЭТ:

1. Вместо отдельных ВЭЗ по профилю – система равноотстоящих электродов для выполнения зондирований с минимумом рабочих положений электродов (рис. 2.5.1). Постоянный шаг электродов, многожильный кабель и переключение электродов по специальной программе, управляемой компьютером.

2. Чаше (гуще) зондирования – много выше горизонтальное разрешение, когда автоматический опрос электродов – то быстрее, нет перестановки электродов и перехода рабочих на электродах, и минимизация иска-

жений от попадания электродов в приповерхностные неоднородности (ППН).

3. Можно использовать большое количество различных установок (четырёхэлектродные, трёхэлектродные, дипольные и потенциал установки).

Метод ЭТ решает поисковые, разведочные, а также гидрогеологические и инженерно-геологические задачи:

- детальное изучение верхней части разреза;
- получение информации о геоэлектрических параметрах разреза в случае кусочнонеоднородных сред;

Работы по ЭТ проводятся в крупных (обычно 1:5000 и крупнее) масштабах. Могут использоваться как профильные, так и площадные расстановки электродов, возможно получение информации о сопротивлении и поляризуемости пород разреза.

Методика

При работе методом ЭТ возможно применение следующих методик:

1. профильная (2D);
2. профильная мобильная (акваторные установки, OhmMapper, Corim);
3. площадная (3D) (AGIUSA);
4. скважинно-поверхностная;
5. межскважинная.

Параметры, определяющие методику, делятся на геометрические и динамические. Геометрические параметры:

1. число используемых электродов;
2. расстояние между электродами;
3. типы используемых электроразведочных установок;
4. диапазон используемых разносов;
5. длины приемных диполей;
6. шаг смещения расстановки при работе с длинными профилями.

Динамические:

1. частота тока в питающем диполе;
2. форма импульса;
3. число накоплений.

Полевые измерения с многоэлектродной аппаратурой проходят в несколько этапов.

1) Развертывание электроразведочных кос, заземление электродов и подсоединение электродов к косе. Расстояние между электродами определяется либо непосредственно по косе, либо по мерной ленте.

2) При использовании трёхэлектродной установки организуется бесконечность. Ее положение выбирают из условий и методики проведения работ.

3) Процесс измерений начинается с проверки заземления каждого

электрода. Для этого во всех многоэлектродных станциях предусмотрен специальный режим работы, при котором определяется сопротивление заземления электродов попарно или относительно контрольного электрода.

4) Установка параметров генератора. Перед началом измерений необходимо задать в приборе параметры работы, описанные выше: протокол измерений, частота и форма импульса, амплитуда тока в питающей линии.

5) Установка параметров измерителя. Число накоплений.

6) Проведение измерений обычно проходит в автоматическом режиме и при высокой скорости измерений его почти невозможно контролировать. Обычно оператор следит за уровнем измеряемого сигнала, силой тока в линии АВ и за напряжением аккумулятора.

7) Проверка качества измерений осуществляется сразу после выполнения наблюдений путем выполнения первичной обработки данных и построением псевдоразрезов кажущегося сопротивления.

Интерпретация результатов электротомографии проводится в программах автоматической инверсии данных.

Результаты инверсии представляются в виде разрезов (рис. 2.5.2) или в виде трехмерных кубов удельных электрических сопротивлений и вызванной поляризации.

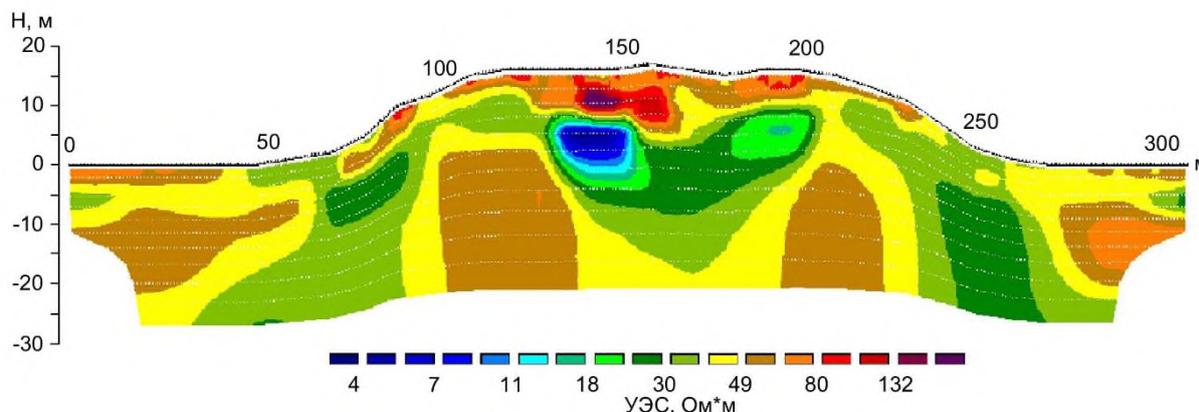


Рис.2.5.1. Результат инверсии данных по профилю через полигон ТБО.

Глава 3. Методы электрохимической поляризации

3.1. Метод естественного электрического поля

Сущность метода *естественного электрического поля* (ЕЭП, ЕП) заключается в изучении электрических полей, созданных естественными электродвижущими силами химического, фильтрационного и диффузионного происхождения с целью изучения геологических объектов, связанных с этими полями.

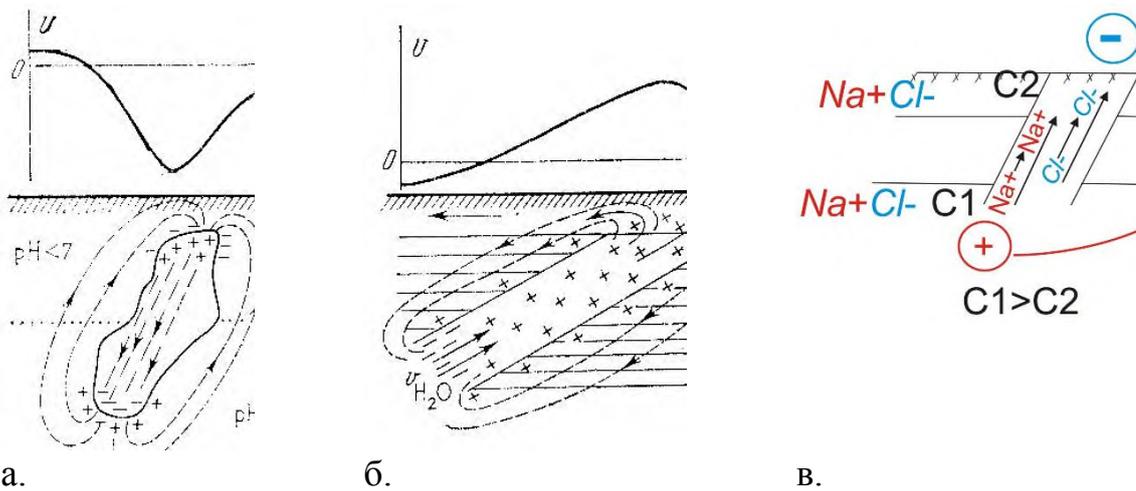


Рис. 3.1.1. Механизмы образования естественного электрического поля (а - окислительно-восстановительные потенциалы, б - фильтрационные процессы, в) - поля диффузионно-адсорбционной природы).

Изучение электрического поля производится посредством измерения разности потенциалов между различными точками дневной поверхности. (рис. 3.1.2.)



Рис. 3.1.2. Электроразведочная установка для измерения естественного электрического поля

Так как в методе ЕП проводятся измерения очень малых величин, то явление поляризации электродов будет существенной помехой, поэтому пользуются неполяризуемыми электродами.

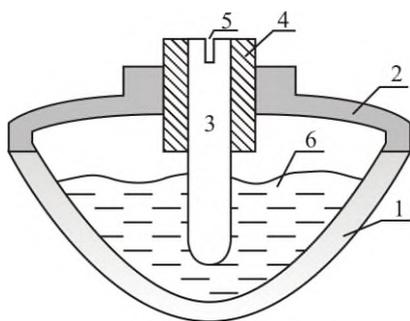


Рис. 3.1.3. Неполяризующийся электрод. 1 – пористая часть электрода, 2 – глазированная часть электрода, 3 – медный стержень, 4 – пробка, 5 – клемма, 6 – насыщенный раствор медного купороса (CuSO_4).

Неполяризующиеся электроды представляют собой пористые фаянсовые сосуды, в которые вставлены медные стержни, верхняя часть которых закрыта изолирующим материалом (Рис. 3.1.3). Сосуд заполняется насыщенным раствором медного купороса, который медленно фильтруется через стенки сосуда в землю. Таким образом, контакт медного штыря с землей производится через раствор медного купороса.

В настоящее время, помимо медносульфатных, применяются элект-

троды на основе графита в графитовом порошке или солей свинца (рис. 3.1.4).



Рис. 3.1.4. Неполяризующиеся электроды а. – меднокадмиевый электрод, б. – меднокадмиевый гелевый электрод, в. – свинцовохлоридный электрод.

В неполяризующихся электродах электродвижущая сила, называемая поляризацией электродов, оказывается небольшой по величине и постоянной по времени, что позволяет исключить ее в процессе измерений естественного поля.

Методика съемок естественного электрического поля

Работы по методу ЕЭП проводятся наиболее часто в масштабах 1: 50000 – 1: 25000 – 1: 10000, а на аномальных участках сеть сгущают до 1: 5000 – 1: 2000. В отдельных случаях, например, при маршрутных съемках, они могут выполняться в более мелких масштабах.

Профили разбиваются в крест известного или ожидаемого простира-ния изучаемых объектов.

Работы методом естественного поля могут выполняться двумя спо-собами: способом потенциалов (рис. 3.1.4) и способом градиентов потен-циала (рис. 3.1.5).

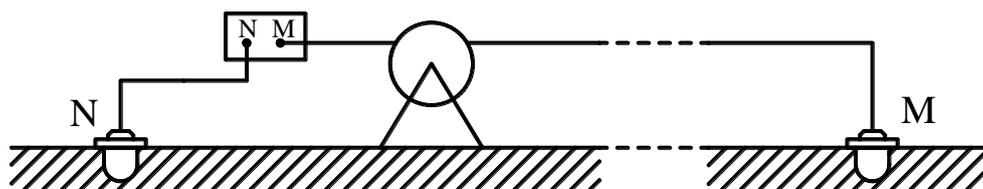


Рис. 3.1.4. Схема измерений естественного электрического поля способом потенциалов.

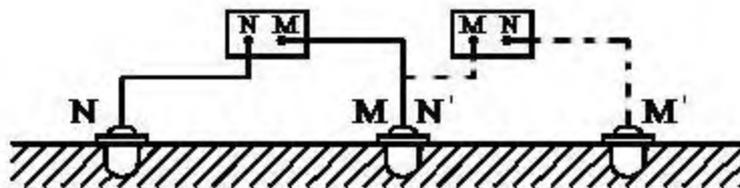


Рис. 3.1.5. Схема измерений естественного электрического поля способом градиентов потенциала.

При работе способом потенциала производят перемещение только одного переднего электрода M , второй электрод N остается неподвижен в одной точке (Рис. 3.1.4). Перемещая электрод M по всем точкам наблюдений, каждый раз измеряют разность потенциалов на MN . Если потенциал точки неподвижного электрода принять за нуль, то измеренные разности потенциалов будут соответствовать потенциалам точек наблюдений относительно точки электрода N (нулевой точки).

При работе способом градиентов потенциала перемещают оба электрода, таким образом, что электрод M перемещается на следующую точку, а электрод N устанавливается на точку, где находился прежде этим электрод M (Рис. 3.1.5).

Оба способа не лишены недостатков. Так, методически простой способ потенциала, требует линию MN большой длины, что приводит к замедлению процесса измерения и сильным электромагнитным наводкам на вход прибора. Метод градиентов потенциала лишен этих недостатков, но требует достаточно большой обработки результатов съемки для построения карты потенциала естественного поля.

Детализационные работы на выявленных аномалиях должны производиться сразу после съемки планшета или той его части, в пределах которой находится аномалия. При детализационных работах в пределах небольших планшетов наблюдения проводятся с одной точки стояния электрода N . В этом случае результаты наблюдений получаются увязанными.

При работе методом ЕП питающая цепь отсутствует.

Обработка и интерпретация в методе ЕЭП

Обработка данных в методе ЕЭП заключается в построении графиков, карт графиков и карт эквипотенциальных линий естественного поля. При работе способом потенциалов дополнительной обработки данных не требуется.

Интерпретация результатов полевых наблюдений в методе естественного поля сводится в основном к качественным оценкам местоположения и формы объекта и некоторым количественным расчетам, целью которых, как правило, является определение глубины залегания вызвавшего аномалию объекта.

Порядок работы при этом следующий:

1. На картах эквипотенциальных линий и картах графиков потенциала ЕП выделяются аномальные участки.
2. По расположению и форме изолиний потенциала ЕП и графиков потенциала устанавливается местоположение объекта, вызвавшего аномалию, и производится суждение о форме тела.
3. Определяются глубина залегания объекта одним из известных способов: для сферической залежи глубину залегания до центра можно определить следующими способами:

а) по длине хорды q , соединяющей те точки графика потенциала естественного поля ($U_{ЕП}$), где величина $U_{ЕП}$ достигает половины от максимального значения,

$$h = 0,65q;$$

б) по значению параметра m (рис. 4.1.1),

$$h = 0,86m$$

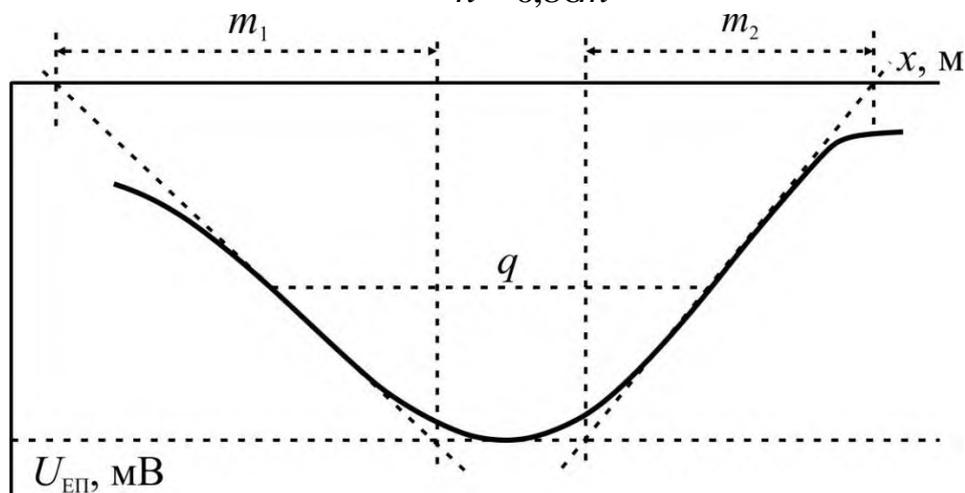


Рис 4.1.1. Нахождение параметров q и m по графикам $U_{ЕП}$

где m – отрезок в метрах, отсекаемый на линии профиля касательной, проведенной через точку перегиба на графике $U_{ЕП}$ и перпендикуляром, восстановленным на линию профиля из точки пересечения той же касательной и линии, параллельной профилю, проведенной через точку максимума $U_{ЕП}$;

в) по скорости убывания потенциала на графике $U_{ЕП}$. Для этого следует определить величины X_1, X_2, X_3, X_4 – расстояния от нулевой точки, соответствующей положению максимума $U_{ЕП}$ точек, где величина $U_{ЕП}$ достигает соответственно 0,715, 0,355, 0,172, 0,084 от максимального значения:

$$X_1 = 0,5h; X_2 = h; X_3 = 1,5h; X_4 = 2h;$$

Применение метода ЕЭП

Метод естественного постоянного электрического поля применяется для поисков и разведки сульфидных месторождений, графитовых залежей и пластов антрацита и при геологическом картировании, а также при ре-

шении некоторых гидрогеологических задач, например, определение направления подземных потоков, выявление мест фильтрации воды из водохранилищ (Рис 4.1.2) и др.. Необходимым условием для постановки работ методом ЕЭП является наличие геологической, гидрогеологической гидрохимической обстановки, благоприятствующей созданию достаточно интенсивных естественных электрических полей [Инструкция, 1984].

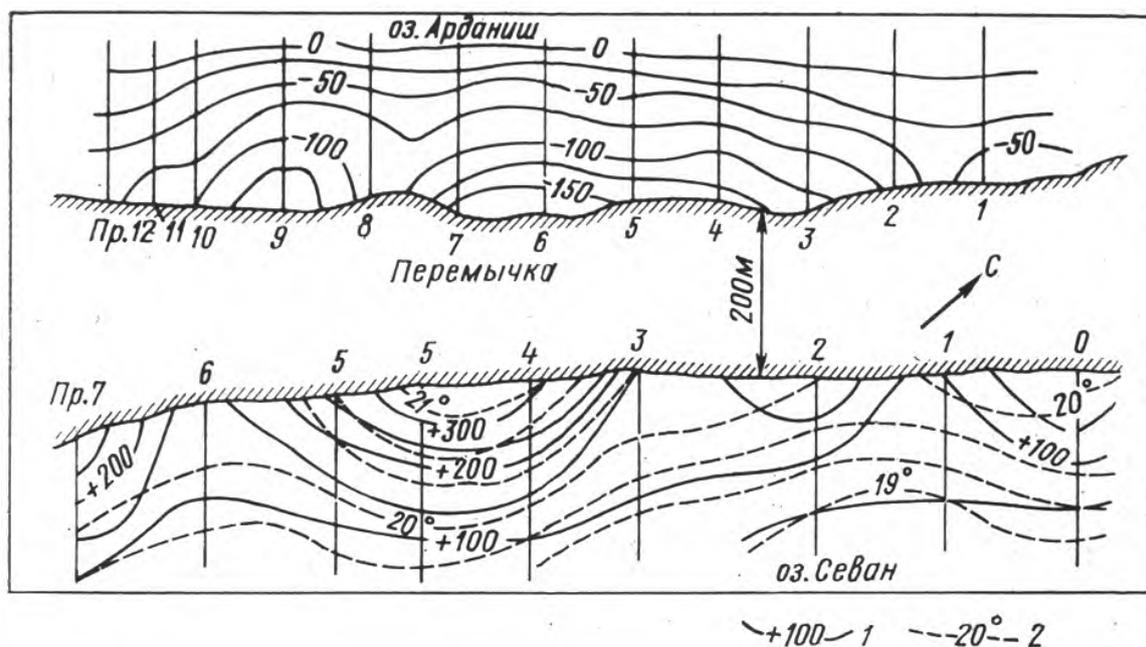


Рис 4.1.2 Наблюдения методом ЕП на плотине, разделяющей озера Ардаш и Севан (аномалия ЕП до 500 мВ. Разность уровней воды – 1.5 м. Из Арданиш вода течет в Севан.)

3.2. Метод вызванной поляризации

Метод вызванной поляризации (ВП) основан на изучении вторичных электрических полей, возникающих в горных породах под действием электрического тока и имеющих электрохимическое происхождение. Процессы ВП наиболее интенсивны на контакте внутривещного электролита с минералами, обладающими высокой электронной или дырочной проводимостью. К таким минералам относятся большинство сульфидов, некоторые окислы, графит. Процессы ВП на контакте электролита с минералами низкой удельной электропроводности имеют электрокинетический характер, их интенсивность в значительной степени зависит от состава и концентрации электролита и от структуры пор.

Для образования вторичных зарядов необходимо, чтобы первичное поле было постоянным или достаточно низкочастотным, а изучаемая среда – двухфазной.

Если в разрезе присутствует проводящее тело, то при пропускании электрического тока оно заряжается (поляризуется), т. е. на его поверхности образуется двойной электрический слой. Вследствие этого тело стано-

вится источником вторичных токов. После выключения питающего тока вторичные токи сохраняются в течение некоторого времени, измерение которых позволяет оценивать поляризуемость (рис. 3.2.1).

Поляризация бывает двух видов: поверхностная и объемная. Объемная поляризация характерна для горных пород, являющихся ионно-проводящими телами, и для вкрапленных руд. Поверхностная поляризация – для геологических образований, являющихся электронными проводниками, и для сплошных руд.

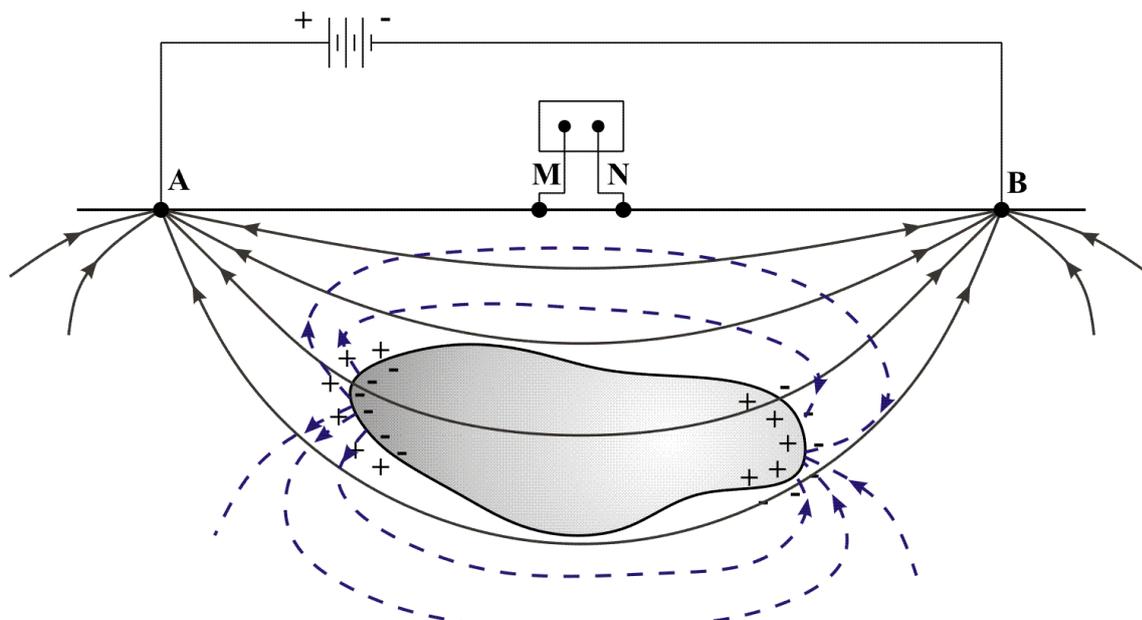


Рис.3.2.1. Схема возникновения поля вызванной поляризации и способ его наблюдения.

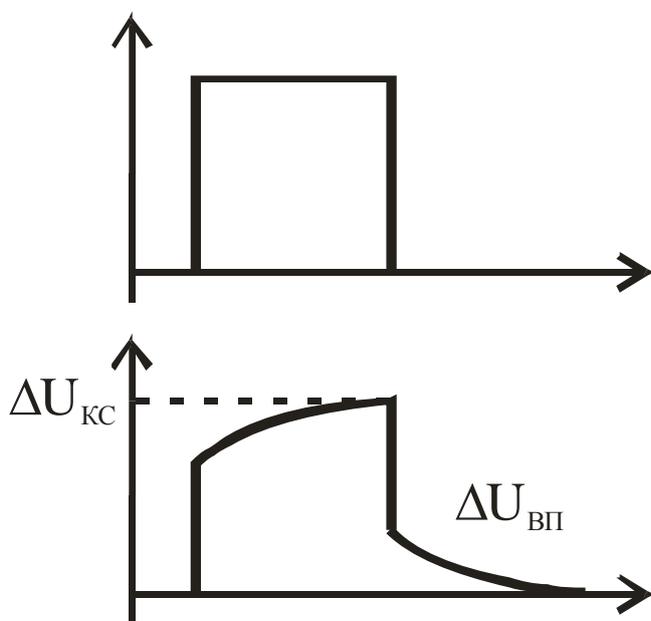


Рис.3.2.2. Импульсное измерение ВП. Наверху импульс без эффекта ВП, внизу – с эффектом ВП.

При работе с постоянными или импульсными полями для поляризации геологической среды через электроды А и В в землю пропускают импульсы постоянного тока. Во время пропускания тока, между приемными

электродами MN возникает разность потенциалов, определяемая геологическим разрезом, установкой, и током, т.е. та разность потенциалов, которую измеряют в методах сопротивлений, обозначим ее $\Delta U_{КС}$. По окончании процесса поляризации питающий ток выключается и на приемной линии MN измеряется разность потенциалов $\Delta U_{ВП}$. Процентное соотношение $\Delta U_{ВП}$ и $\Delta U_{КС}$ называется поляризуемостью η . $\Delta U_{ВП}$ является убывающей во времени величиной. Измерения принято проводить спустя 0,5 секунды после выключения тока

$$\eta = \frac{\Delta U_{ВП}}{\Delta U_{КС}} \cdot 100\% . \quad (3.2.1.)$$

Поскольку амплитуда сигнала в момент измерения вызванной поляризации составляет не более 10-15% от амплитуды сигнала в момент пропускания тока, то для уверенного измерения вызванной поляризации этим способом требуются токи большой амплитуды (10-20А). Для получения токов такой амплитуды приходится использовать генераторные устройства большой мощности (10-20КВт). В результате метод становится дорогим и маломобильным. Для решения данной проблемы были разработаны фазовый и многочастотный методы измерения ВП.

Фазовый способ измерения реализуют при работе переменными полями. В данном случае поляризуемость пропорциональна разности фаз между током и напряжением гармонического сигнала.

$$\eta = -2,5\Delta\varphi_{ВП} = -2,5(\varphi_{В} - \varphi_{Н}) \quad (3.2.2.)$$

Иногда изучают частотно-поляризационный эффект, пропорциональный величине η . Сущность методики заключается в том, что проводятся измерения разности потенциалов ΔU на двух частотах – на низкой ($10^{-2} \div 1$ Гц) и на высокой ($10 \div 100$ Гц). На высоких частотах эффект ВП гораздо меньше, поэтому и значения $\Delta U(\omega_{В})$ будут меньше.

$$PFE = \frac{\Delta U(\omega_{Н}) - \Delta U(\omega_{В})}{\Delta U(\omega_{Н})} \cdot 100\% \text{ или} \quad (3.2.3.)$$

$$PFE = \frac{\rho_{к}(\omega_{Н}) - \rho_{к}(\omega_{В})}{\rho_{к}(\omega_{Н})} \cdot 100\%$$

Однако эти методы не лишены недостатков. Основным недостатком является необходимость использовать переменный ток, что при определенных условиях (длинные линии, низкое сопротивление верхнего слоя, повышенная влажность) может привести к возникновению индукционных помех.

Методика работ

Работы методом ВП, как правило, проводят такими же установками, что и в методах сопротивлений или в дополнение к самим методам, поэтому методика работ ВП практически аналогична методике работ методами сопротивлений.

Особенностью методики работ методом ВП является то, что осу-

существляются измерения разности потенциалов, как в момент прохождения тока, так и после его выключения и силы тока в цепи АВ. Величина тока, как правило, в несколько раз больше, чем при работе методами сопротивлений.

Выделяют модификации ЭЗ–ВП, ЭП–ВП, СГ–ВП.

Интерпретация в методе вызванной поляризации

В процессе интерпретации результатов полевых работ методом ВП желательно оценить форму, размеры, положение в пространстве и вещественный состав геологических объектов, явившихся причиной существования аномалии кажущейся поляризуемости. Некоторые приемы подобной интерпретации рассматриваются в настоящем задании.

В процессе интерпретации результатов полевых работ методом ВП желательно оценить форму, размеры, положение в пространстве и вещественный состав геологических объектов, явившихся причиной существования аномалии кажущейся поляризуемости.

Рассмотрим некоторые способы определения формы тела и глубины залегания:

1. *Определение формы тела.* Предположение о форме поляризуемого тела можно высказать на основании анализа формы графиков распределения η_k и ρ_k и протяженности аномалии в плане. При анализе сравниваются теоретические графики η_k и ρ_k над телами правильной геометрической формы с полевыми графиками и определяется протяженность вызвавшего аномалию объекта по карте графиков. После сравнения высказывается предположение о форме тела (изометрической, эллипсовидной, пластовидной и т.д.).

2. *Определение глубины залегания локального объекта.* Для приближенной оценки глубины залегания верхней кромки локально объектов рекомендуется использовать графики ВЭЗ–ВП, выполненных в центральных частях аномальных зон. Глубина залегания верхней кромки поляризуемого объекта h приблизительно равна полуразносу АВ/2, при котором на графике зондирования располагается точка перегиба (рис. 3.2.3.а.).

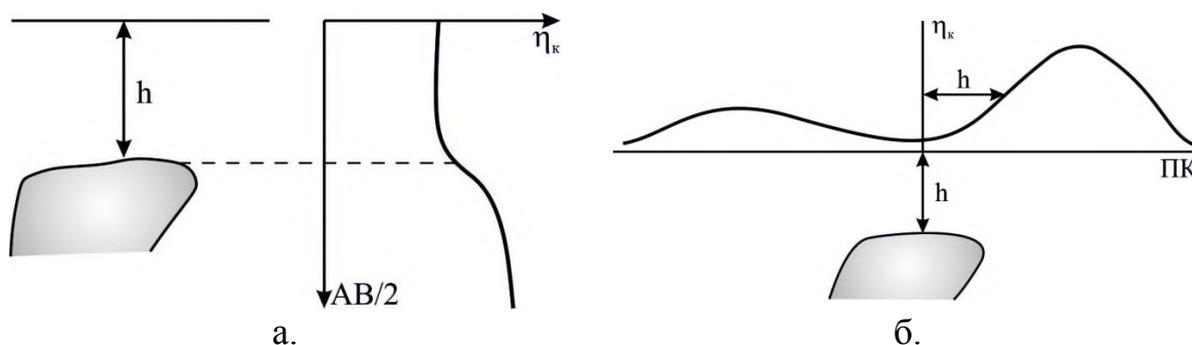


Рис. 3.2.3. Определение глубины залегания локального объекта.

Для оценки глубины залегания локального объекта рекомендуется

выполнить профилирование в поле неподвижного питающего электрода, расположенного непосредственно над поляризующимся телом. На графиках η_k , которые в этом случае по смыслу близки к графикам ВЭЗ-ВП, глубина до верхней кромки тела приблизительно равна расстоянию от питающего электрода до точки перегиба (рис. 3.2.3.б).

Применение метода вызванной поляризации

Метод ВП может применяться на всех стадиях геологоразведочного процесса – от изучения геологического строения районов с целью оценки их рудоперспективности, выявления площадей и участков, перспективных на нахождение месторождений, поисков месторождений полезных ископаемых до получения данных о морфологии и элементах залегания рудных тел и оценки их промышленной значимости, изучение флангов и глубоких горизонтов эксплуатируемых месторождений, уточнения контуров рудных тел.

Метод вызванной поляризации применяется при поисках вкрапленных рудных тел (рис.3.2.4), выполняет задачи геологического картирования, решает мерзлотные задачи, может использоваться при поисках нефтегазовых месторождений, над которыми в результате разгрузки нефтепродуктов возникает сульфидизация, применяется также для решения гидрогеологических и инженерных задач, например для определения уровня грунтовых вод, литологического расчленения разреза песчано-глинистых отложений, количественной оценки засоленности пород зоны аэрации и степени минерализации подземных вод.

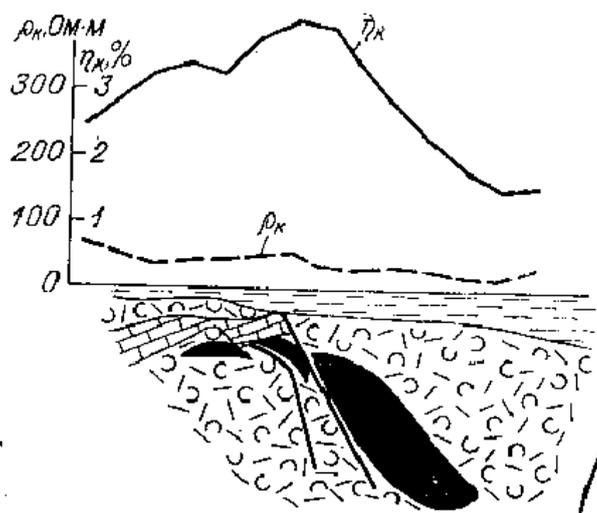


Рис.3.2.4. Результаты работ методом СЭП-ВП на сульфидным рудным телом.

Работы по методу ВП могут быть площадными и профильными. При площадных съемках сеть наблюдений зависит от масштаба геологосъемочных и поисковых работ (от 1: 200000 до 1:5000 и крупнее), в соответствии со стадийностью проводимых работ.

Профильные измерения по методу ВП проводятся обычно для целей рекогносцировки, а также при детализационных работах и проверке аномалий, выявленных другими методами.

Глава 4. Магнитотеллурические методы

Магнитотеллурические методы (МТ) основаны на изучении естественного электромагнитного поля Земли (ЕЭМП). Электромагнитные поля атмосферного и ионосферного происхождения позволяют получить природный источник мощных вариаций так называемого магнитотеллурического поля (МТ-поле) в широком диапазоне частот.

Солнце периодически испускает потоки заряженных частиц – солнечный ветер. После взаимодействия с магнитосферой и ионосферой получаем источник электромагнитных колебаний в диапазоне частот от 0,0001 Гц до первых сотен Гц

Интенсивность и частотный состав этих колебаний сильно зависит от географической широты точки наблюдений и от времени суток. Наиболее интенсивные вариации МТ-поля наблюдаются в высоких широтах.

Электромагнитное поле грозových разрядов – поле сложного взаимодействия метеорологических и электрических процессов, приводящих к грозovým разрядам (молниям). Поля дальних гроз формируют электромагнитные колебания в диапазоне частот от 1 Гц до 12 КГц

При выполнении МТЗ регистрируют вариации двух горизонтальных составляющих теллурического поля E и двух или трех составляющих магнитного поля H с периодом от долей миллисекунд до десятков минут. Глубинность зондирования определяется периодом регистрируемого сигнала.

По наблюдениям, выполненным в одной точке, определяют величины, характеризующие соотношения между спектрами электрического и магнитного полей. Зависимость этих величин от периода изображают в виде амплитудных и фазовых кривых МТЗ, являющихся частотными характеристиками исследуемого разреза. Благодаря скин-эффекту кривые МТЗ отображают изменения удельного электрического сопротивления горных пород с глубиной.

Так как источник поля находится достаточно далеко и выполняется условие дальней зоны, то поле источника можно представить в виде плоской электромагнитной волны. *Плоская волна* – гармоническое электромагнитное поле все элементы которого меняются только в одном направлении, совпадающем с направлением распространения волны. В качестве основной характеристики плоской электромагнитной волны и степени воздействия на нее проводящей среды пользуются импедансом. *Импеданс Z* – отношение двух взаимно перпендикулярных компонент поля, например, E_x к H_y :

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x}.$$

Через импеданс выражают некоторый эффективный параметр, имеющий смысл кажущегося удельного электрического сопротивления ρ_T :

$$\rho_T = \frac{|Z|^2 T}{2\pi\mu_0} = \frac{|Z|^2}{\omega\mu_0},$$

где T – период волны, Z – импеданс.

Принцип эквивалентности в МТЗ. Как и в методах сопротивлений в МТЗ существует принцип эквивалентности. Для разрезов типа Н и А справедливо выполнение принципа эквивалентности по S_2 , то есть при условии постоянства продольной проводимости второго горизонта S_2 .

Иначе обстоит дело с разрезами К и Q. Как известно для этих разрезов при выполнении условий $\rho_2 \gg \rho_3$ и $h_2 k_2$ – мало (где k_2 – волновое число), принцип эквивалентности для немагнитных сред гласит, что для разных геоэлектрических разрезов, характеризующимися различными величинами удельных электрических сопротивлений промежуточного горизонта, принцип эквивалентности выполняется если мощность этого горизонта h_2 остается постоянной. (В отличие от метода ВЭЗ, где для разрезов типа К и Q выполняется принцип эквивалентности по $T_2 = h_2 \rho_2$ – поперечному сопротивлению второго горизонта.)

Методика и техника работ МТЗ

При работах методом МТЗ приемные линии E_x и E_y выкладываются в виде буквы Г вдоль взаимно перпендикулярных осей x и y . Угол между осью x и широтным направлением не должен превышать 45° . В районах с устойчивой линейной поляризацией поля одну из осей ориентируют по направлению оси поляризации. Можно использовать Г-образную или крестообразную установки (рис. 4.4.1). Крестообразная установка имеет преимущества в сильно заселенной, заболоченной местности из-за меньшей вероятности ошибок в длине и азимуте приемных линий. Точность раскладки проводов по заданному направлению $\pm 3\%$, что достигается размоткой их по заранее намеченным ориентирам. В густом кустарнике предварительно прорубают визирную линию. Длину приемных линий определяют по меткам на проводах. В районах с интенсивными магнитотеллурическими вариациями, но со сравнительно однородными поверхностными геоэлектрическими условиями оптимальная длина линии установки не должна превышать 0,3 – 0,5 км. В районах с низким уровнем магнитотеллурического поля, с неоднородными поверхностными условиями, например с островной многолетней мерзлотой, длина приемной установки может достигать 0,8 – 1 км. Приемные линии заземляют чаще всего с помощью неполяризующихся электродов (летом) или металлических штыревых электродов (зимой) [Инструкция, 1984].

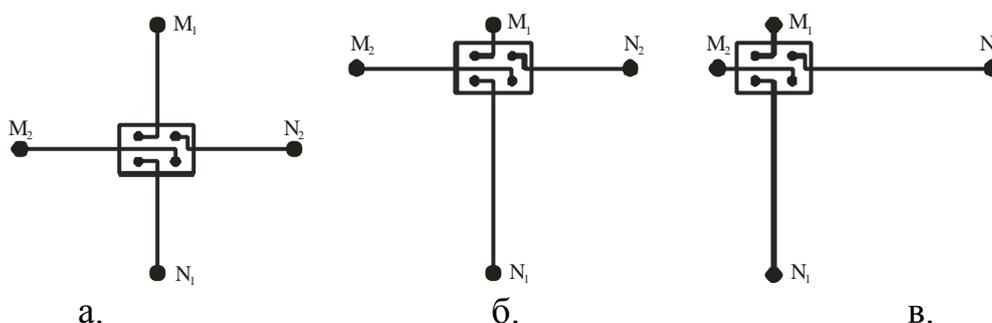


Рис. 4.1.1. Расположение измерительных электродов для работы методом МТЗ

Полная схема установки для работ методом МТЗ включает в себя, кроме двух приемных линий датчики для измерения магнитного поля (Рис. 4.1.2.)

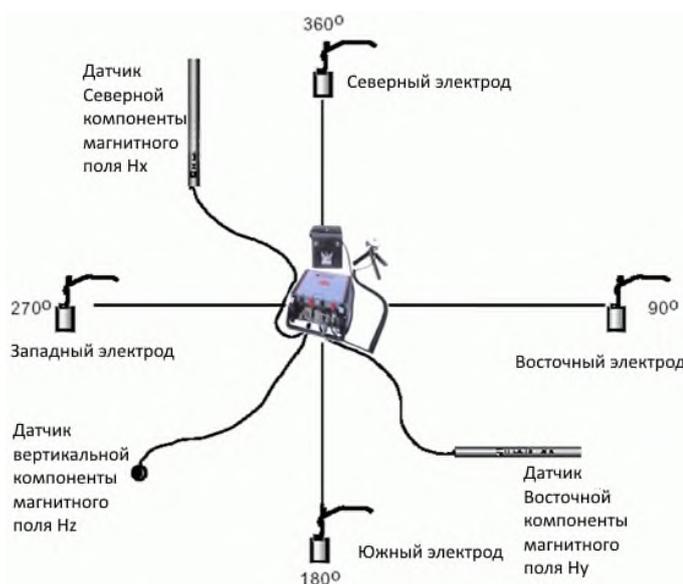


Рис. 4.1.2. Схема установки для работ методом МТЗ с измерением всех компонент электромагнитного поля

Датчики для регистрации вариаций H_x , H_y , H_z устанавливают в неглубоких ямах на устойчивых твердых основаниях, на расстоянии между ними не менее 3 м и ориентируют при помощи съемочной буссоли с погрешностью до $\pm 0,5^\circ$. Азимут датчика для измерения H_x должен совпадать с азимутом оси x , азимут для измерения H_y – с азимутом оси y . Яма делается такой глубины, чтобы в ней можно было установить датчик и закрыть яму щитами и клеенкой, которые не должны касаться корпуса магнитометра, После окончания работ ямы засыпают ранее вырытой землей и закладывают ранее снятым дерном.

В зависимости от диапазона регистрируемых частот выделяют следующие модификации МТЗ (таблица 4.1.1).

Таблица 4.1.1.

Современные модификации МТЗ

Название модификации:	ГМТЗ – глубинные магнитотеллурические зондирования	МТЗ – магнитотеллурические зондирования	АМТЗ – аудио магнитотеллурические зондирования	РМТЗ – радиодо магнитотеллурическое зондирование
Решаемые задачи:	Изучение строения Земли, верхней мантии, астеносферы, электропроводящих зон в земной коре	Изучение осадочного чехла и фундамента. Поиск нефтяных и крупных рудных месторождений. Поиск геотермальных источников	Поиск и детальное картирование месторождений рудных полезных ископаемых. Поиск воды. Исследования верхней части разреза	Инженерные исследования. Изучение приповерхностной части разреза.
Глубина зондирования (зависит от проводимости разреза):	Первые сотни метров – первые сотни км	Десятки метров – первые километры	Первые десятки метров – 1-2 км (в условиях высокоомного разреза)	До 100–200 м
Диапазон частот:	0.0001 – 1 Гц	0.0003 – 400 Гц	1 – 10000 Гц	10 – 1000 кГц
Диапазон периодов:	10000 – 1 с	3600 – 0.0025 с	1 – 0.0001 с	0.1 – 0.001 с
Время регистрации:	1 – 9 суток	16 – 20 часов	30 мин – 1 час	1 – 5 мин
Шаг по профилю:	3 – 15 км	0.5 – 3 км	50 – 500 м	10 – 50 м
Длина профиля:	100 – 2000 км	5 – 500 км	1 – 10 км	50 – 500 м

Обработка и интерпретация данных МТЗ

Количественная интерпретация результатов магнитотеллурических методов исследований сводится к построению обобщенной и послойной модели вертикального геоэлектрического разреза. При интерпретации кривых МТЗ определяют суммарную продольную проводимость S отложений, перекрывающих опорный горизонт высокого удельного сопротивления, мощность d отложений, перекрывающих опорный горизонт низкого удельного сопротивления, удельное сопротивление опорного горизонта, а также мощность и удельное электрическое сопротивление слагающих геологический разрез отложений.

Применение метода МТЗ

МТЗ применяются для изучения характера геоэлектрического разреза, выделения комплексов пород различного удельного сопротивления и картирования рельефа опорных геоэлектрических горизонтов (поверхности основания высокого удельного или непосредственно перекрывающей его толщи пород высокого сопротивления и кровли пород низкого удельного сопротивления в осадочном чехле), положения геоэлектрических слоев в земной коре и в верхней мантии Земли. Метод МТЗ является наиболее глубинным методом электроразведки, поэтому он часто решает задачи регионального картирования.

Глава 5. Электромагнитные зондирования

Электромагнитные зондирования представляют собой способы исследования геоэлектрических разрезов в вертикальном направлении посредством изучения электромагнитных полей³. Главными чертами электромагнитных зондирований являются: использование скин-эффекта (во временной или частотной областях); применение дипольных источников и приемников поля (как магнитных, так и электрических); представление результатов наблюдений в виде зависимости эффективных параметров среды (ρ_ω или ρ_τ) от достигаемой глубинности исследования; возможность изучения разрезов с высокоомными экранами.

Выполняемые в ближней зоне магнитного гармонического диполя дистанционные электромагнитные зондирования по своей сути близки к ВЭЗ и ДЭЗ, но в отличие от них появляются возможности: бесконтактных измерений; зондирования сквозь непроводящие экраны; определения ρ без измерения силы тока в генераторном магнитном диполе (по величине отношений компонент поля $|H_z/H_r|$, $|Z|=|E_\phi|/|H_r|$).

Поисковые возможности ЧЗ и ЗС (методов, работающих в дальней зоне источников соответственно гармонического и нестационарного поля) приблизительно одинаковы. Однако ЧЗ более помехоустойчив, а ЗС зачастую более глубинен (особенно при использовании мощных и сверхмощных генераторных устройств).

Очень удобным (благодаря своей технологичности, избирательности и наглядности получаемых результатов) для электроразведки на средних глубинах (1–3 км) оказался ЗСБ, работающий в ближней зоне источника поля – нестационарного магнитного диполя.

5.1. Частотное зондирование

Частотное электромагнитное зондирование (ЧЭЗ, ЧЗ) представляет

³К этим способам можно отнести, рассмотренные в предыдущих главах метод ВЭЗ и магнитотеллурические зондирования.

собой метод электроразведки переменным гармонически меняющимся полем, предназначенный для изучения геологических разрезов с пологими поверхностями раздела. Реже этот метод применяют для изучения разрезов с локальными (главным образом рудными) объектами.

Источником переменного электромагнитного поля служит гармонически меняющийся электрический или магнитный диполь.

Глубина проникновения электромагнитного поля в землю определяется его частотой и растет с уменьшением частоты. Вследствие этого поле диполя, момент которого меняется с большой частотой, зависит от строения только верхней части геоэлектрического разреза. По мере снижения частоты глубина проникновения растет, и на характер поля, наблюдаемого на поверхности земли, оказывают влияние более глубокие горизонты разреза. Таким образом, снижение частоты приводит к тому же эффекту, что и увеличение расстояния между источником и точкой наблюдения при зондированиях на постоянном токе.

Частотные зондирования могут применяться как для глубинных (первые километры) исследований, так и для изучения разрезов на сравнительно небольшую (до первых сотен метров) глубину. В первом случае зондирования выполняются в диапазоне частот 10^{-1} – 10^3 Гц (низкочастотные ЧЗ), во втором случае – в диапазоне 10^3 – 10^6 Гц (высокочастотные ЧЗ).

В сущности, частотные зондирования можно выполнять в поле любого электрического или магнитного диполей, измеряя при этом электрическую или магнитную компоненту поля, соотношение этих компонент, элементы эллипса поляризации и т. д.

Практически выбор типа источника поля и его информационных параметров определяется характером решаемых геологических задач. При глубинных структурных исследованиях обычно выполняются низкочастотные зондирования в поле переменного электрического диполя. Горизонтальная электрическая компонента E_x , параллельная оси диполя, и вертикальная компонента магнитного поля H_z измеряются в экваториальной плоскости питающего диполя AB (рис.5.1.1.а) или в точках, для которых $0 < \theta < 30^\circ$ (рис. 5.1.1.б).

Компонента E_x измеряется при помощи заземленной линии, параллельной AB . Датчиком компоненты B_z служит горизонтально расположенная на земле многовитковая рамка. Разнос установки (расстояние между центрами питающего и измерительных диполей) должен в 2–5 раз превышать глубину до опорного горизонта. При выборе размеров питающего и измерительных диполей необходимо учитывать два противоречивых требования: с одной стороны, размеры диполей и соответственно их моменты должны быть достаточно большими, чтобы обеспечить уверенно измеряемые сигналы на входе измерительной аппаратуры; с другой стороны, эти размеры должны быть существенно меньше расстояния между центрами питающей и измерительной линий, чтобы обеспечивать их дипольность.

По результатам измерений на каждой из частот определяются кажущееся сопротивление ρ_ω и фаза φ_ω :

$$|\rho_{\omega}| = K \frac{\Delta U}{I}, \quad (5.1.1.)$$

$$\Phi_{\omega} = \Phi_{\text{раб}} - \Phi_{\text{оп}}, \quad (5.1.2.)$$

Здесь K – коэффициент установки; ΔU — э.д.с. в датчиках электрического или магнитного поля, мкВ; I – ток в питающем диполе; $\Phi_{\text{раб}}$ и $\Phi_{\text{оп}}$ – фазы сигнала в датчике поля и опорного сигнала.

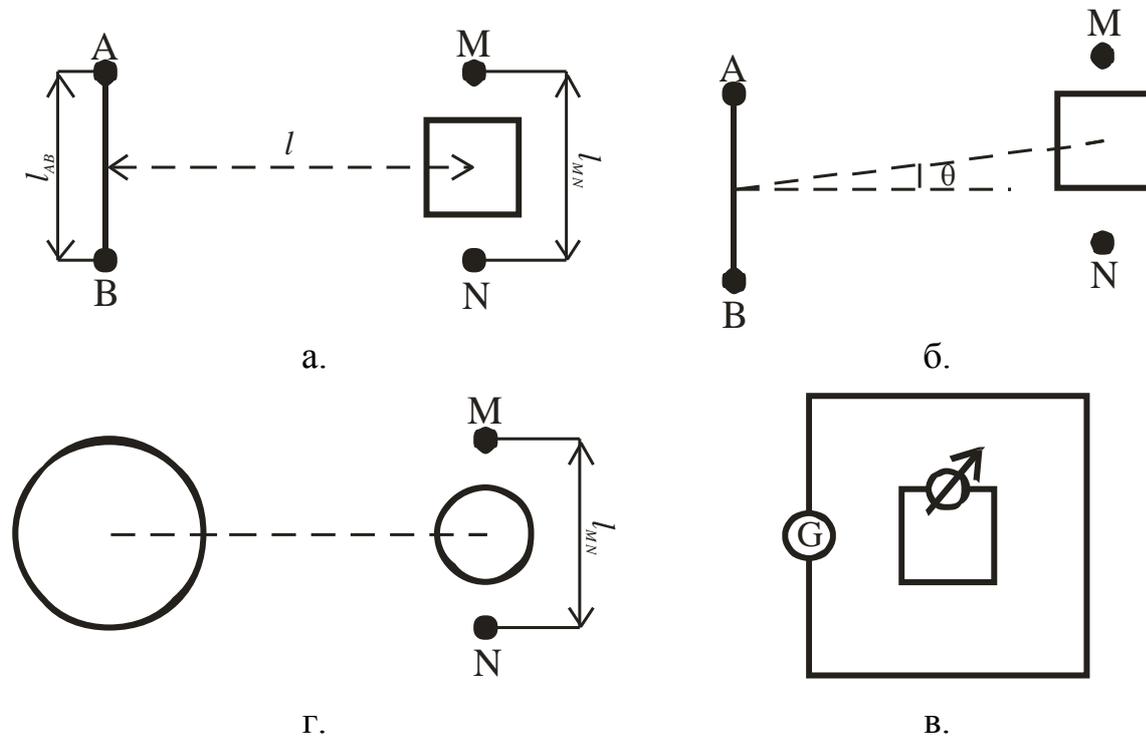


Рис. 5.1.1. установки для электромагнитных зондирований: а – дипольно-экваториальная, б – дипольно-экваториальная с $\theta \neq 0$, в – в поле вертикального магнитного диполя, г – петля в петле.

При измерении E_x

$$K_{E_x} = \frac{2\pi l^3 \cdot 10^{-6}}{l_{AB} l_{MN} (3\cos^2 \theta - 2)}. \quad (5.1.3.)$$

При измерении B_z

$$K_{E_x} = \frac{2\pi l^4 \cdot 10^{-6}}{3l_{AB} n S \sin \theta}. \quad (5.1.4.)$$

В этих выражениях помимо принятых выше обозначений S – площадь измерительной рамки, n – число витков в ней. Предполагается, что ΔU измеряется в мкВ, ток в диполе — в А.

Результаты зондирования изображаются в виде графиков ЧЗ. По оси ординат при этом откладывается ρ_{ω} , по оси абсцисс \sqrt{T} . Графики строятся на стандартных билогарифмических бланках с модулем 6,25 см

Интерпретация результатов зондирований в поле гармонически меняющихся диполей, также как и интерпретация обычных ВЭЗ, может

носить качественный и количественный характер. В первом случае по данным совокупности ЧЗ строятся разрезы ρ_{ω} , карты изолиний продольной проводимости надпорной толщи и т.д. При изучении горизонтально-слоистых или близких к ним геоэлектрических разрезов применяют качественные приемы интерпретации, основанные на сравнении полевых и теоретических кривых. Такая интерпретация осуществляется с помощью компьютера.

5.2. Зондирование становлением электромагнитного поля

Отличительная особенность зондирования становлением поля ЗС заключается в том, что в процессе зондирования изучают нестационарное электромагнитное поле электрического или магнитного диполей, возбуждаемое в земле при ступенчатом изменении первичного поля этих диполей.

Если на поверхности земли расположен диполь, питаемый постоянным током, то в его поле оказываются проводящие горные породы, составляющие геологический разрез. При ступенчатом выключении или включении тока в питающем диполе его первичные магнитное и электрическое поля также ступенчато изменяются от какого-то конечного значения до нуля либо наоборот. Изменение первичного поля приводит к индуктивному возбуждению вторичных токов в горных породах. В начальный момент времени эти токи распределяются по поверхности проводящих областей разреза таким образом, чтобы сохранилось постоянное поле внутри этих областей. В последующие моменты времени вторичные токи перераспределяются в пространстве, проникая вглубь, и затухают вследствие тепловых потерь. Соответственно характер зависимости электрического и магнитного вторичных полей от времени на ранних «стадиях переходного процесса» определяется строением верхних горизонтов геоэлектрического разреза, а на поздних стадиях – строением глубинной части разреза. Таким образом, изучение зависимости нестационарного поля от времени позволяет составить представление об изменении геологического разреза в вертикальном направлении, т. е. является электрическим зондированием [Якубовский, 1988].

При зондировании становлением поля нестационарное поле изучают после выключения тока в питающем диполе, т. е. при отсутствии первичного поля. Это весьма облегчает процесс зондирования, поскольку измеряется только информативная часть поля.

Зондирование становлением поля можно выполнять различными установками. При глубинных структурных исследованиях обычно применяют зондирование в поле электрического диполя с измерением нестационарного поля E_x и B_z (см. рис. 5.1.1.а). Реже применяется установка из двух соосных незаземленных петель, внешняя из которых служит для индуктивного возбуждения нестационарного поля, а внутренняя — для измерения вертикальной магнитной компоненты этого поля (см. рис. 5.1.1.г). В зависимости от расстояния между источником поля и точкой его измере-

ния различают две основные модификации зондирования становлением – зондирование в ближней (ЗСБЗ) и в дальней (ЗСДЗ) зонах.

При зондировании в ближней зоне разнос между питающим диполем и точкой измерения не превышает двух-, трехкратную глубину до опорного электрического горизонта. Иногда применяют установки, в которых питающие и измерительные диполи пространственно совмещены. При зондировании в дальней зоне разнос должен в 3–10 раз превышать глубину до опорного горизонта.

Несмотря на малый разнос установки, ЗСБЗ обеспечивает глубинность исследований, соизмеримую с глубиной ЗСДЗ. Физической основой этого на первый взгляд парадоксального обстоятельства является то, что скорость затухания токов в земле, индуктивно возбужденных в непосредственной близости от источника, значительно превышает скорость затухания токов; в удаленных от источника областях. Это позволяет соответствующим выбором времени регистрации нестационарного поля уменьшить влияние на измеренный нестационарный сигнал поверхностной части геологического разреза и, таким образом повысить глубинность зондирования.

По результатам регистрации определяют величину сигнала $\Delta U(t)$ на выходе датчиков поля для различных моментов времени по всем пригодным для обработки импульсам. По усредненной величине подсчитывают кажущееся сопротивление ρ_τ .

При зондировании в ближней зоне

$$\rho_\tau = K \left[\frac{I}{\Delta U(t)} \right]^{2/3} t^{-5/3}, \quad (5.2.1.)$$

где I – ток в питающем диполе; t – время, прошедшее с момента выключения тока в питающем диполе; K — коэффициент установки, зависящий от типа установки.

Если источником поля служит заземленная на концах линия AB и при этом измеряется вертикальная компонента магнитного поля B_z , то

$$K = \frac{\mu_0}{4\pi} \left(\frac{r_{AB} s n \mu_0 r}{5} \right)^{2/3}, \quad (5.2.2.)$$

где n – число витков; s – площадь каждого витка приемной рамки; r_{AB} – длина питающего диполя; r – разнос установки; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – магнитная проницаемость воздуха.

При зондировании в дальней зоне

$$\rho_\tau = K \frac{\Delta U(t)}{I}, \quad (5.2.3.)$$

Значения коэффициентов установки для этой модификации ЗС совпадают с таковыми для частотного зондирования.

При построении полевых ЗС по оси ординат откладывают ρ_τ , а по оси абсцисс $\sqrt{2\pi t}$. Кривую строят в двойном логарифмическом масштабе на стандартных бланках. Пример кривой ρ_τ приведен на рис. 5.2.1.

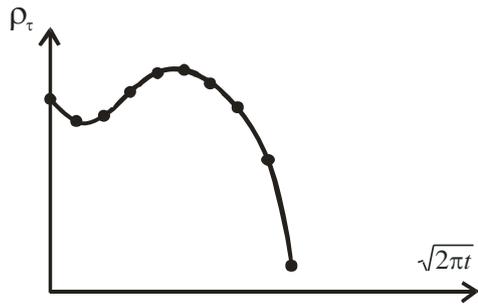


Рис. 5.2.1. Кривая ρ_{τ} .

Глава 6. Индуктивные методы

К индуктивным относятся такие методы электроразведки, в которых электромагнитное поле создают с помощью незаземленных контуров, обтекаемых переменным током. Контурами могут служить рамки малых размеров, большие прямоугольные петли, очень длинные кабели и др. Электромагнитное поле этих источников (обычно его магнитная компонента) исследуется на земной поверхности, в скважинах или над поверхностью земли (аэроэлектроразведка).

Другой особенностью индуктивных методов является то, что расстояние между источником поля и точками его наблюдения выбирают таким, чтобы оно было меньше длины волны, т. е. поле исследуется в ближней (индукционной) зоне источника поля.

6.1. Низкочастотные индуктивные методы в гармонических полях

Среди *низкочастотных индуктивных методов (НЧИМ)* наиболее часто применяют *метод незаземленной петли (НП, МНП)*, в котором источником возбуждения служит прямоугольная петля больших размеров, внутри которой осуществляются измерения магнитных компонент электромагнитного поля (обычно вертикальной компоненты магнитного поля H_z) (рис. 6.1.1).

В средней части петли, где возбуждающее (первичное) магнитное поле в достаточной степени однородно (рис. 6.1.2), разбивается сеть профилей в крест предполагаемого простирания объектов исследования, вдоль которых производятся измерения магнитной компоненты суммарного (H_C) магнитного поля (рис. 6.1.3), являющегося векторной суммой первичного магнитного поля (поля петли) вторичного магнитного поля (поля локального объекта H_{em}) или отношение амплитуд и разность H_z / H_{z_2} и разность вертикальной компоненты магнитного поля $\Delta\varphi$.

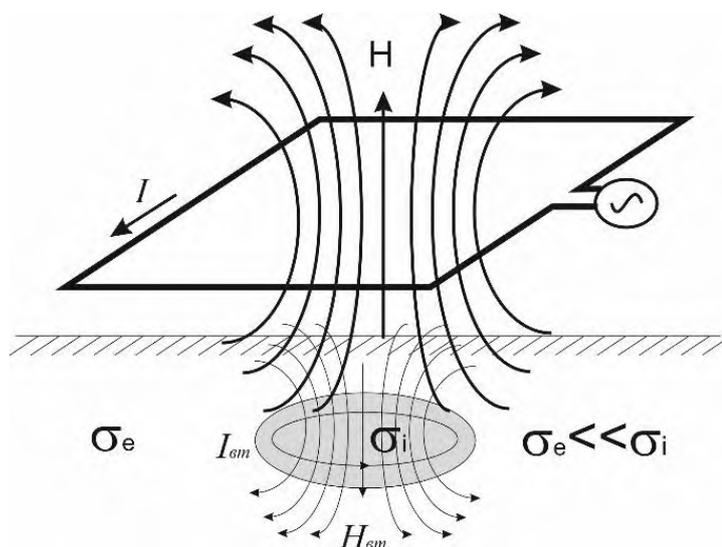


Рис. 6.1.1. Магнитные поля, возникающие в методе незаземленной петли

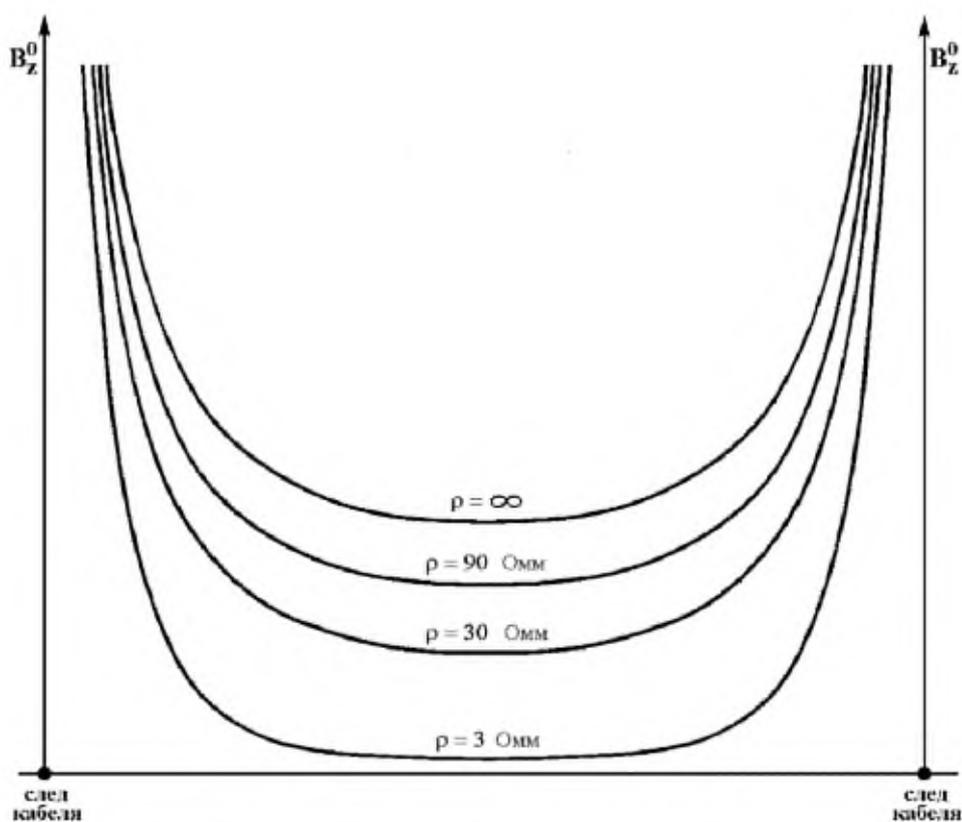


Рис. 6.1.2. График напряженности нормального магнитного поля петли с током

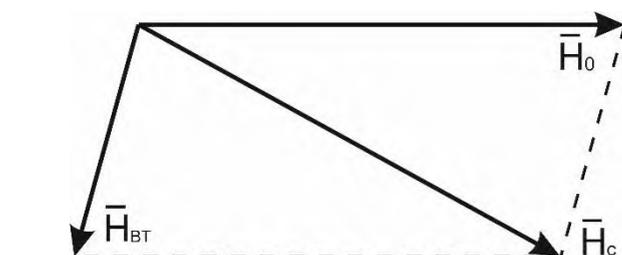


Рис. 6.1.3. Суммарное магнитное поле H_c

В результатах метода незаземленной петли выделяют два типа аномалий: от проводящих тел и от проводящих магнитных тел.

Когда первичное поле петли воздействует на проводящее немагнитное тело, то в нем возникает электрический ток, который в свою очередь создает магнитное поле, направленное в противоположную сторону, относительно первичного (рис. 6.1.1). В результате суммарное поле получается меньше по сравнению с первичным, так возникают аномалии проводимости (рис. 6.1.4.а).

Если тело обладает достаточно большой магнитной восприимчивостью по сравнению с вмещающими породами, то под действием первичного поля петли оно намагничивается. В результате возникает вторичное поле, направленное в ту же сторону, что и первичное поле, поэтому суммарное поле будет больше, чем первичное (рис. 6.1.4.б). При дальнейшем увеличении частоты поле от токов проводимости превысит поле намагниченности, то есть аномалия получит форму, приведенную на рис. 6.1.4.а.

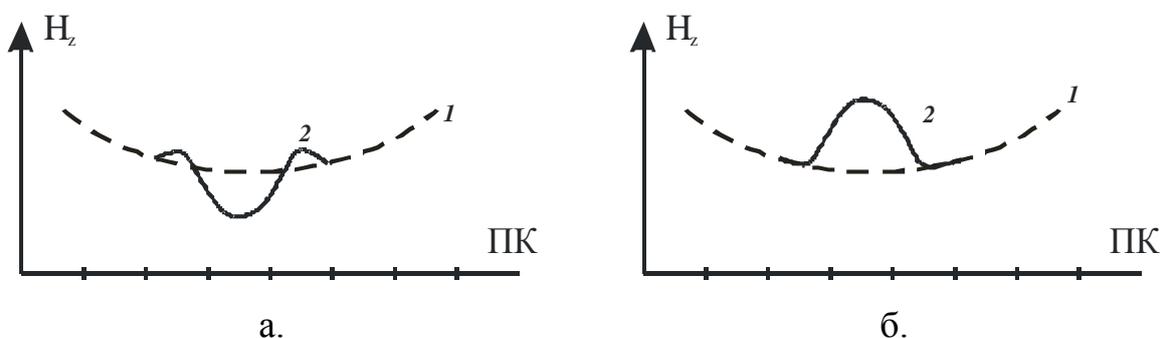


Рис. 6.1.4. Нормальное (1) и аномальное (2) поле петли для: а – проводящего немагнитного объекта, б – проводящего магнитного объекта.

Методика и техника полевых работ

Площадная съемка в методе НП при поисках проводящих объектов проводится на достаточно высокой частоте (порядка 1000 Гц), а при поисках магнитных тел – на наиболее низкой частоте (первые десятки герц). Детализационные работы проводятся на нескольких частотах в диапазоне 20–3000 Гц целью получения частотной и амплитудно-фазовой характеристик по сгущенной сети наблюдений исследуемого объекта.

Съемочный планшет располагается внутри петли в пределах достаточно однородного нормального поля (рис. 6.1.2). Расстояние от крайней на профиле точки наблюдения до ближайшей стороны петли должно быть не меньше 200 м. Максимальные расстояния от источника поля до точки наблюдения при измерениях вне петли определяются мощностью генераторной группы и чувствительностью измерительной аппаратуры (достигают 1–3 км). Профили располагаются в крест преимущественного простирания горных пород (рис. 6.1.5). При поисках крутопадающих маломощных рудных тел допускается съемка вне петли по профилям, ориентированным перпендикулярно либо параллельно стороне петли. В последнем

случае длинную сторону петли располагают в крест предполагаемого простираения изучаемых объектов.

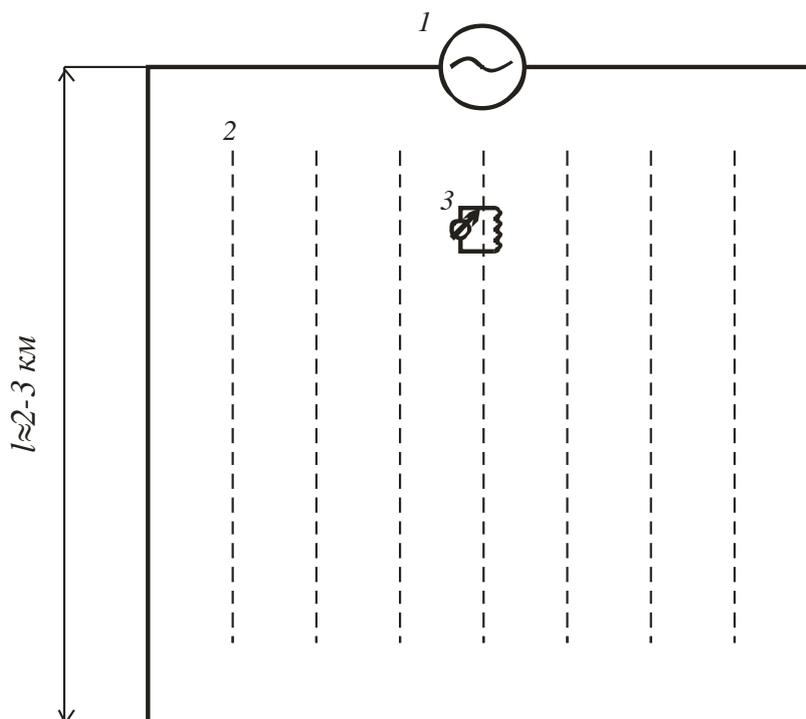


Рис. 6.1.5. Схема проведения работ методом незаземленной петли
1 – генератор, 2 – линии профилей, 3 – магнитоиндукционный датчик (МИД).

Интерпретация в методе незаземленной петли

Интерпретация результатов полевых наблюдений в низкочастотной индуктивной электроразведке гармоническими полями заключается в определении параметра объекта $p = \sigma \mu \omega a^2$, (где σ – проводимость объекта; μ – его магнитная проницаемость; ω – круговая частота; a^2 – квадрат характерного размера (допустим, радиуса r), а также в оценке его размеров, глубины залегания, проводимости и для магнитных объектов его магнитной проницаемости и соотношения между остаточной и индуктивной намагниченностью объекта $Q = J_n / J_i$

В зависимости от того обладает или нет объект исследования повышенной магнитной проницаемостью по отношению к вмещающим породам, способы интерпретаций несколько различаются. Оценить, является ли тело магнитным по отношению к вмещающим породам, можно на основании сопоставления аномалий по амплитуде и фазе на нескольких частотах. Аномалии амплитуды над проводящими объектами характеризуются увеличением их интенсивности с ростом частоты. Аномалии над высокомагнитными проводящими объектами характеризуются уменьшением величины аномалии амплитуды H_z с ростом частоты, изменением знака аномалии на определенной частоте и последующим достижением асимптотических значений на достаточно высоких частотах.

При интерпретации строят частотные характеристики для искомым объектов. Набор теоретических амплитудно-частотных характеристик представлен на рис. 6.1.6.

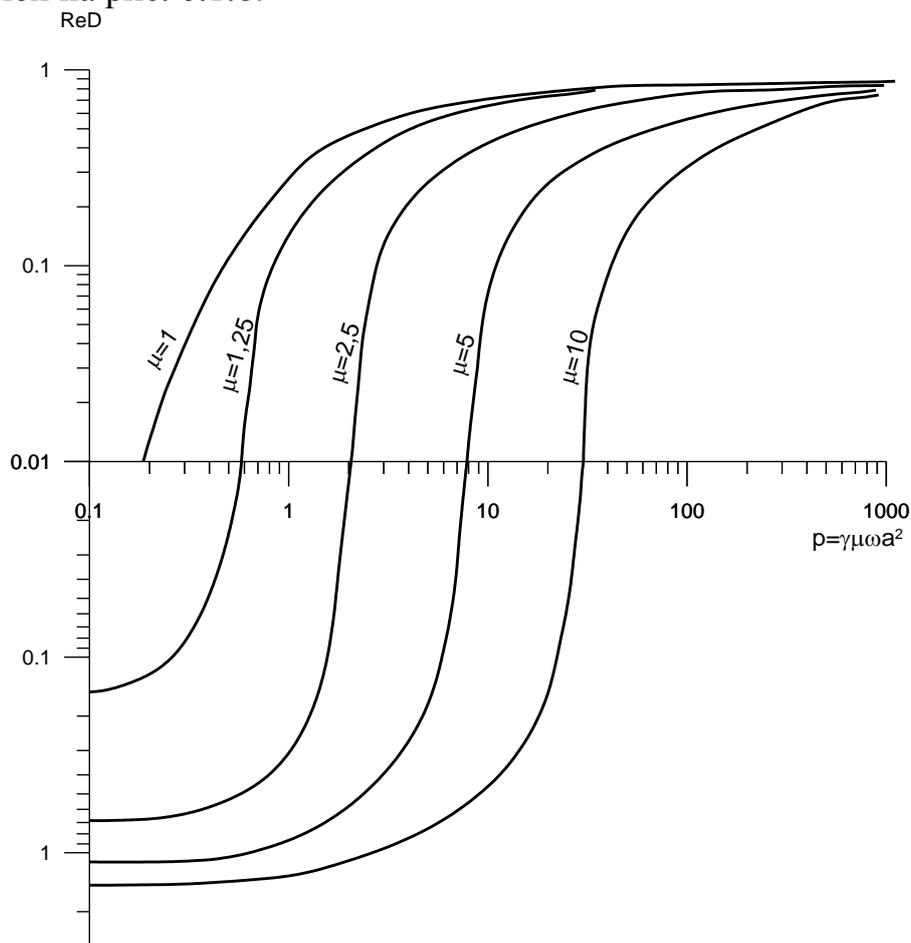


Рис. 6.1.6. Палетка для шара в однородном полупространстве.

Геологические задачи метода

Метод НП применяют главным образом для поисков руд низкого удельного сопротивления либо высокой магнитной проницаемости, а также для изучения геологической природы аномалий, обнаруженных другими геофизическими методами.

Физические основы метода позволяют его применять в сложных условиях, таких как поиски проводящих магнитных руд под траппами, например, для поисков железных руд или кимберлитовых магнитных тела.

Отличительной особенностью метода является достаточно большой объем информации об объекте исследования (электропроводность, магнитная проницаемость, размеры, глубина залегания, а при сопоставлении с данными магниторазведки – сведения об остаточной намагниченности).

6.2. Метод переходных процессов

Сущность метода переходных процессов заключается в изучении неустановившегося магнитного поля вихревых токов, которые возникают во

всех проводящих электрический ток геологических образованиях при ступенчатом изменении тока в контуре, расположенном на поверхности земли либо в воздухе. Скорость затухания вихревых токов определяется тепловыми потерями в проводнике и его размерами. Чем крупнее проводящее тело и больше его электропроводность, тем дольше длится переходный процесс. Поэтому по крутизне переходной характеристики можно судить о качестве проводника (его размерах и электропроводности). С другой стороны, можно подобрать такой промежуток времени для регистрации переходного процесса, когда существует вторичное поле, вызванное в основном крупными, хорошо проводящими рудными телами, а поле относительно слабых проводников (поверхностные образования, тектонические зоны и т. п.) уже исчезло.

Выделяют несколько модификаций метода переходных процессов: аэро МПП (АМПП), профилирование (ПМПП), зондирование (ЗМПП), скважинный вариант (СМПП). Наземный вариант включает две модификации — с совмещенными петлями, или однопетлевую (МППО), и рамочно-петлевую (МППР). В модификации с совмещенными петлями для возбуждения и приема используются самостоятельные пространственно совмещенные петли, обычно квадратные. В случае, когда для приема и возбуждения поля используется одна и та же петля, модификация называется однопетлевой.

Методика полевых работ МПП

Поиски месторождений хорошо проводящих руд методом переходных процессов включают в себя два основных этапа: опознание площадей и детализация аномалий. Кроме того, на стадии разведочных работ используются скважинные исследования. Последние могут применяться в сочетании с бурением, и для поисковых целей на глубинах недоступных наземным методам.

Поисковые работы проводятся однопетлевой (или с совмещенными петлями) модификацией МПП по сети профилей, расположенных в крест предполагаемого простирания искомым объектов. Шаг наблюдений по профилю и расстояние между профилями выбираются равными стороне петли (т. е. петли располагаются вплотную одна к другой без пропусков и перекрытий). Петли раскладываются по заранее подготовленной, закрепленной на местности сети наблюдений.

Провода, применяемые для приемных и генераторных петель, должны иметь хорошую изоляцию, а для генераторных петель — и низкое сопротивление. При работах с одной генераторно-приемной петлей необходимо применять только медные провода (без стальных жил).

На выделенных аномальных участках проводятся детализационные работы с использованием модификаций МППР (или МППО).

Детализация с помощью модификации МППР производится по профилям, расположенным вкрест простирания аномалии (аномальной зоны).

Генераторная петля располагается так, чтобы детализируемая аномальная зона находилась внутри петли в ее центральной части. Наблюдения обычно ведутся по сети 50×20 либо 100×50 м с необходимым сгущением в наиболее интересных участках профиля.

Результаты поисковой съемки представляются в виде графиков отношения ЭДС к силе тока (U/I) в генераторном контуре вдоль профиля наблюдений на всех временах задержки и в виде планов изолиний тех же значений для наиболее характерных моментов времени. Для отдельных точек профиля строятся переходные характеристики, которые являются источником информации о физических характеристиках объекта.

Применение МПП

Работа методом МПП осуществляется, в основном, для поиска крупных рудных тел. При помощи МПП решают задачи геологического картирования и поиск нефтегазовых месторождений. МПП применяют для поиска сульфидных руд с массивной и прожилково-вкрапленной текстурой. Метод может применяться также для поисков каменных углей, графита, шунгита.

Глава 7. Радиоволновые методы

Для радиоволновых методов электроразведки, характеризующихся малой длиной волны и относительной удаленностью источников поля, существует свой круг геологических задач, где они практически незаменимы. Шахтное и скважинное радиопросвечивание позволяет выявлять и оконтуривать проводящие рудные тела (или объекты) между горными выработками на удалении до первых сотен метров и широко применяется при разведке месторождений. Наземные съемки РадиоКИП и СДВР (сверхдлинноволновой РадиоКИП) достаточно информативны при неглубинном геокартировании. Другие радиоволновые методы (радиоволновое зондирование, радиолокационный метод, более известный как георадар и др.) зачастую весьма эффективны в гидрогеологии, гляциологии, археологии и т.п., то есть там, где не требуется большая глубинность исследований или имеются высокоомные разрезы.

Радиоволновые методы разведки основываются на изучении процессов распространения в горных породах электромагнитных волн, частоты которых изменяются от десятых долей до десятков МГц.

Электромагнитное поле, в значительной мере определяется электрическими свойствами среды. За счет влияния диэлектрической постоянной среды и токов смещения электромагнитные поля радиоволновых частот характеризуются некоторыми особенностями, отличающими их от электромагнитных полей низких и звуковых частот.

Поглощаемая средой энергия расходуется на индицирование вторичных токов, плотность которых прямо зависит от проводимости пород. Та-

ким образом, распространение электромагнитной энергии в пластах горных пород сопровождается явлениями поглощения и индукции, интенсивность которых возрастает как с увеличением частоты, так и с ростом проводимости среды. Кроме того, при распространении радиоволн в неоднородной среде возникают такие явления, как отражение, преломление, дифракция волн, подчиняющиеся законам геометрической оптики. Все это вместе взятое и определяет возможность применения радиоволн для геологического картирования, поисков и разведки полезных ископаемых.

7.1. Метод радиоволнового просвечивания

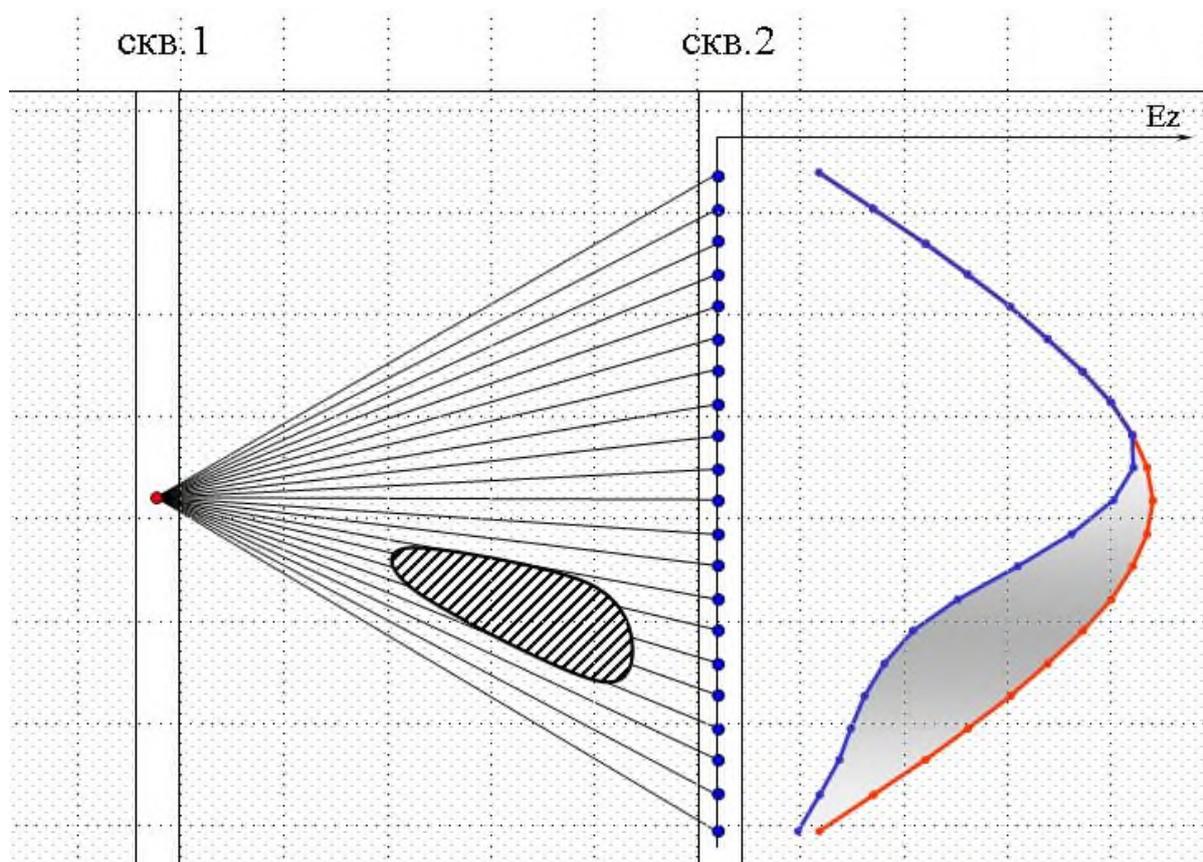


Рис. 7.1.1. Принцип радиотени.

На наблюдении поглощения и связанного с ним ослабления поля (рис.7.1.1) основывается метод радиоволнового просвечивания. В методе радиоволнового просвечивания исследуется электромагнитное поле автономного передатчика, и наблюдения проводятся на расстояниях r , соизмеримых с длиной волны (в породе), т. е. в промежуточной зоне.

При проходке разведочных и эксплуатационных горных выработок, и скважин часть рудных тел и иных объектов поисков или разведки оказывается в пространстве между горными выработками и скважинами и таким образом остается необнаруженной. Используя различие коэффициентов поглощения вмещающих пород и искомых объектов, можно «просветить» электромагнитными волнами исследуемое пространство и по поглощению

энергии передатчика установить наличие или отсутствие рудных тел и других геологических образований в толще окружающих отложений.

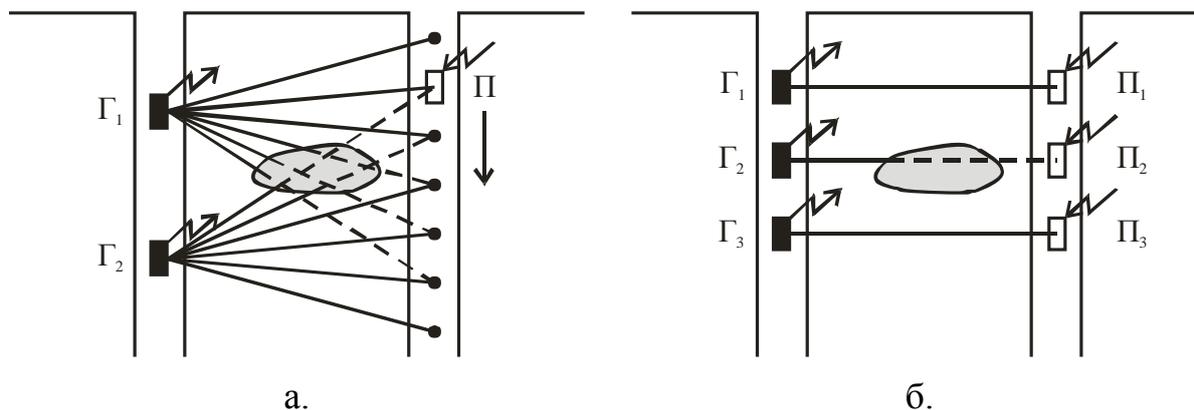


Рис. 7.1.2. Системы наблюдений при работах методом РВП: а – веерная, б – синхронная.

Возможность проведения измерений на различных дискретных частотах из диапазона 30 кГц – 31 МГц позволяет использовать метод РВП для решения различных задач в разных геоэлектрических условиях.

Адаптация системы РВП к конкретной обстановке состоит в обеспечении максимальной эффективной дальности метода при необходимой разрешающей способности съемки.(табл. 7.1.1)

Таблица 7.1.1.

Параметры разрешения РВП в различных условиях

Рабочая частота, (кГц)	1000	312	40
Сопротивление пород, (Ом·м)	1000	100	10
Эффективная дальность, (м)	700	250	70
Минимальный размер обнаруживаемой неоднородности, (м)	90	30	12
Точность локализации кромки объекта, (м)	30	10	4

Обработка данных межскважинных измерений начинается с приведения измеренной напряженности поля E_z к единым условиям излучения.

По измеренным значениям напряженности поля для каждого луча рассчитывается кажущийся коэффициент поглощения $k''_к$.

Интерпретация данных РВП проводится способами томографического (2D) и волнового (3D) восстановления. Построение геоэлектрических разрезов в отдельном сечении (2D) проводится с применением известного итерационного томографического алгоритма. В этом алгоритме пространство между скважинами разбивается на равные ячейки. Каждый луч (линия, соединяющая местоположения излучателя и приемника) просвечивания пересекает несколько ячеек. Определенный вдоль луча кажущийся коэффициент поглощения $k''_к$ считается равным сумме коэффициентов поглощений в пересекаемых ячейках k''_i . Вес вклада коэффициента поглощения отдельной ячейки в эту сумму пропорционален длине луча в пределах

данной ячейки. Далее осуществляется поиск такого распределения k'' по ячейкам, при котором рассчитанные по этой формуле коэффициенты поглощения по целым лучам просвечивания имеют минимальное расхождение с вычисленными по измеренному полю $k''_к$.

С помощью РВМ решаются следующие задачи: обнаружение и локализация тел-экранов между скважинами и выработками; прослеживание, оконтуривание, увязка рудных подсечений, а также выявление пережимов (окон) в телах экранов; оценка размеров тел-экранов и расстояний до их кромок; установление безрудности блоков пород между скважинами и горными выработками. В модификации высокочастотной электромагнитной корреляции (ВЭМК) РВМ применяются при изучении рудных тел, удельная электропроводность которых меньше удельной электропроводности вмещающих пород.

Поисково-разведочные задачи решаются с помощью РВМ на рудных месторождениях различных типов – сульфидных магнетитовых, кварцевожильных и др., а также на месторождениях пьезокварца, алмазов, урана и ряда других полезных ископаемых. Кроме того, РВМ применяются при решении таких геологических задач, как поиски обводненных зон, тектонических нарушений, карстовых полостей и т.п.

7.2.Метод радиоКиП

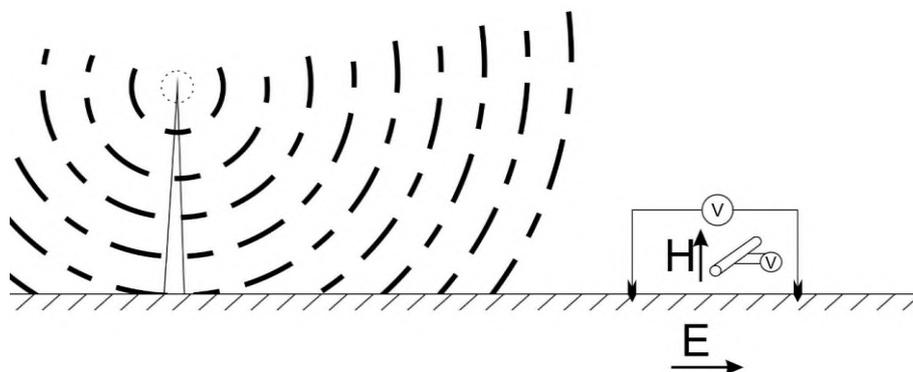


Рис.7.2.1. Метод РадиоКиП

Метод радиокомпарации и пеленгации (радиоКиП) основан на изучении полей удаленных радиостанций (рис. 7.2.1). В качестве источника сигнала используют широковещательные станции ДВ (150-450 кГц), СВ (525-1200 кГц) и специальные (навигационные) СДВ (15-30 кГц) диапазона. Измерения проводят в дальней зоне излучения, где на фоне первичного поля облегчается выделение аномалий.

Методика измерений

При работах методом РадиоКиП, в зависимости от решаемой задачи и используемой аппаратуры возможно:

а) измерение двух компонент электромагнитного поля:

- электрической составляющей E_r вдоль профиля (с помощью заземленной электрической линии MN) и поперечной компоненты переменного магнитного поля H_φ (с использованием малогабаритной ферритовой антенны).
- компонента переменного магнитного поля H_r вдоль профиля и поперечная компонента переменного магнитного поля H_φ (с использованием малогабаритных ферритовых антенн).
- вертикальная компонента переменного магнитного поля H_{zi} компонента переменного магнитного поля вдоль профиля H_r (с использованием малогабаритных ферритовых антенн).

б) измерение полного вектора электромагнитного поля. В этом варианте измеряются: вертикальная компонента переменного магнитного поля H_z , компонента переменного магнитного поля вдоль профиля H_r и поперечная компонента переменного магнитного поля H_φ . Все измерения проводятся с использованием малогабаритных ферритовых антенн.

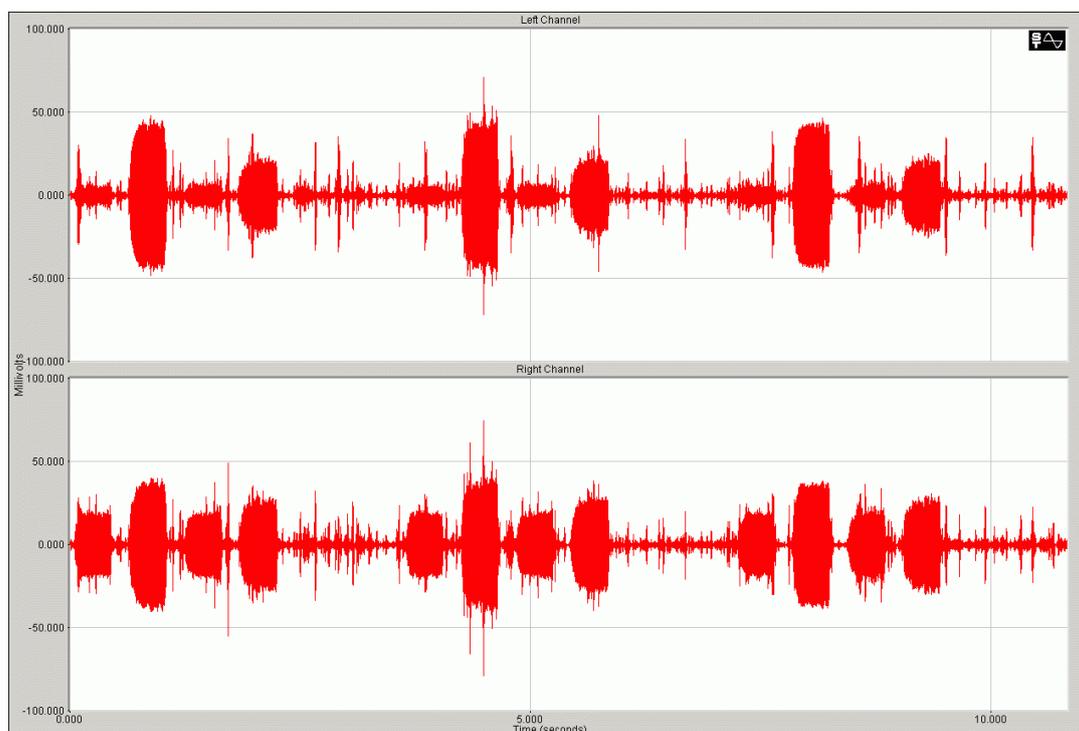


Рис.7.2.2. Сигнал на входе измерителя в методе радиоКиП

Измерения могут проводиться как в точечном, так и в непрерывном вариантах в зависимости от проходимости местности. Усиленные сигналы электрического (U_E) и магнитного каналов (U_H) записываются в цифровой регистратор (рис. 7.2.2). Уровень сигнала контролируется по индикаторам на пульте аппаратуры.

Данные обрабатываются в редакторе волновых форм с целью улучшения соотношения «сигнал/шум», а затем подвергаются быстрому преобразованию Фурье (БПФ) в скользящем окне с накоплением для снижения погрешности отсчетов.

Амплитуды компонент электромагнитного поля служат основой для определения импеданса (волнового сопротивления) среды $Z = Er / H\phi$.

Полученная величина импеданса пропорциональна электрическому сопротивлению подстилающих пород. Результаты измерений представляются в виде эффективного удельного электрического сопротивления ($\rho_{эф}$, Ом·м), вычисленного через модуль импеданса (7.2.1)

$$\rho_{эф} = (1/2\pi) \cdot f \cdot \mu \cdot |Z|^2 \quad (7.2.1)$$

Предоставляемые материалы (графики и карты) в РадиоКиП носят качественный характер, поэтому точного расчета параметров установки не требуется. Ошибки метода обусловлены изменчивостью поля, нестабильностью аппаратуры, влиянием рельефа и методическими просчетами (ориентация антенн, не идентичность наблюдений и т.п.). Для уменьшения погрешностей необходимо проводят учет вариации поля станции и контрольные измерения. Глубинность исследований методом РадиоКиП зависит от частоты радиосигнала: чем она больше, тем меньше проникающая глубина электромагнитного поля. Ориентировочную глубину определяют по величине скин-слоя, в котором амплитуда волн данной частоты ослабляется в 2,7 раза.

Проводя съемку на двух и более частотах, можно судить об изменении эффективного удельного электрического сопротивления с глубиной, вплоть до построения качественных геоэлектрических разрезов.

РадиоКИП является самым экспрессным методом электроразведки, аппаратура легко носимая, работа ведется одним оператором; при этом метод решает практически все задачи профилирования. Им прекрасно выделяются обводненные зоны, выходы коренных пород к поверхности, вечная мерзлота и валунистость. Методу не требуется хорошее заземление, поэтому он может использоваться в любой сезон и на любой местности. К недостаткам относятся: нестабильность приема радиостанций (особенно в удаленных местностях), зависимость разбивки профилей от направления на станцию, влияние рельефа профиля и окружающей местности (в горных районах).

Метод радиокип применяется для геокартирования и поисковых работ масштаба 1:50 000 — 1:10000 в районах с малой (первые метры) мощностью поверхностных отложений при выявлении прямых поисков хорошо проводящих медноколчеданных и медно-никелевых руд на малых глубинах, а также косвенных поисков медно-порфировых, золоторудных в терригенных толщах, золото-серебряных в вулканических поясах месторождений.

7.3. Метод ГеоРадиолокации (георадар)

Метод георадиолокации (в англоязычных странах этот метод называется «Ground Penetrating Radar» или GPR) основывается на изучении ха-

рактера распространения сверхширокополосных импульсов электромагнитных волн в среде. Излучаемые георадаром импульсы отражаются от границ разделов сред, объектов, обладающих разной диэлектрической проницаемостью, и принимаются антенной.

В георадиолокации используются импульсы различной частоты с длительностью около двух “видимых” периодов.

Глубинность метода зависит от частоты сигнала, излучаемого антенной. Основной диапазон частот составляет 25-3000 МГц, что обуславливает глубину проникновения электромагнитного поля от первых сантиметров до 15-30 м. Небольшая глубина исследований при достаточно высокой разрешающей способности определяет круг задач метода: инженерная геология, археология, обследование конструкций зданий и сооружений.

Разрешающая способность метода как по вертикали, так и по горизонтали, т.е. минимальный размер объекта, который может быть выделен съемкой, определяется длиной волны. Разрешающая способность по глубине определяется как расстояние большее $\frac{1}{4}$ длины волны λ (см. табл.7.3.1).

*Таблица. 7.3.1.
Зависимость глубины и разрешающей способности
метода от частоты сигнала*

Рабочая частота, МГц	Максимальная глубина, м	Разрешающая способность по глубине, см
1	2	3
50	20	0.5-2
90	16	0.5
150	12	0.35
250	8	0.25
400	5	0.15
700	3	0.1
1000	1.5	0.05
1200	1.5	0.05
1700	1	0.03

Разрешение по горизонтали определяется первой зоной Френеля – эффективной зоне отражения. Для соседних объектов, залегающих на глубине h , их разделение возможно на расстояниях больших диаметра d зоны Френеля:

$$d = \sqrt{2\lambda h}$$

Основной вклад в скорость распространения электромагнитных волн вносит относительная диэлектрическая проницаемость и магнитная проницаемость. Для большинства сред значение магнитной проницаемости близко к единице. Скорость распространения электромагнитной волны в

среде равна

$$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}},$$

где c – скорость распространения электромагнитной волны в вакууме. В георадиолокации принято измерять скорость в см/нс.

Важной характеристикой сред является коэффициент отражения k от границ раздела, который является отношением амплитуды отраженной волны к амплитуде падающей волны:

$$k_{12} = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}},$$

где ϵ_1 и ϵ_2 – действительная часть диэлектрической проницаемости 1-го и 2-го слоя соответственно.

Диэлектрическая проницаемость лежит в диапазоне от 1 (воздух) до 81 (вода). Их соотношение в породе в основном и определяет ее диэлектрическую проницаемость. Увеличение влажности породы приводит к более высоким значениям диэлектрической проницаемости. В таблице 7.3.2 приведены значения диэлектрической проницаемости для некоторых сред.

Таблица. 7.3.2.
Диэлектрическая проницаемость некоторых сред

Тип	Влажность %	ϵ (диэлектрическая проницаемость)
Пески разнотернистые	0	3.2
	8	7
	16	15
Суглинок серый	0	3.2
	5	4.8
	20	14.7
Глина	0	2.4
	8	8
	16	18.6
Известняк	0	8
Торф мокрый		62-69
Бетон (500Мгц)	0	3.7
	5	5.5
	10	7
Вода		81
Снег сухой		1.2-2.8
Снег мокрый		2.6
Лёд пресный (- 10°C)		3.3

Удельное электрическое сопротивление среды определяет затухание электромагнитной волны. Чем ниже сопротивление, тем быстрее затухает

волна с глубиной. На практике георадиолокационные исследования на грунтах с УЭС менее 70 Ом·м неэффективны.

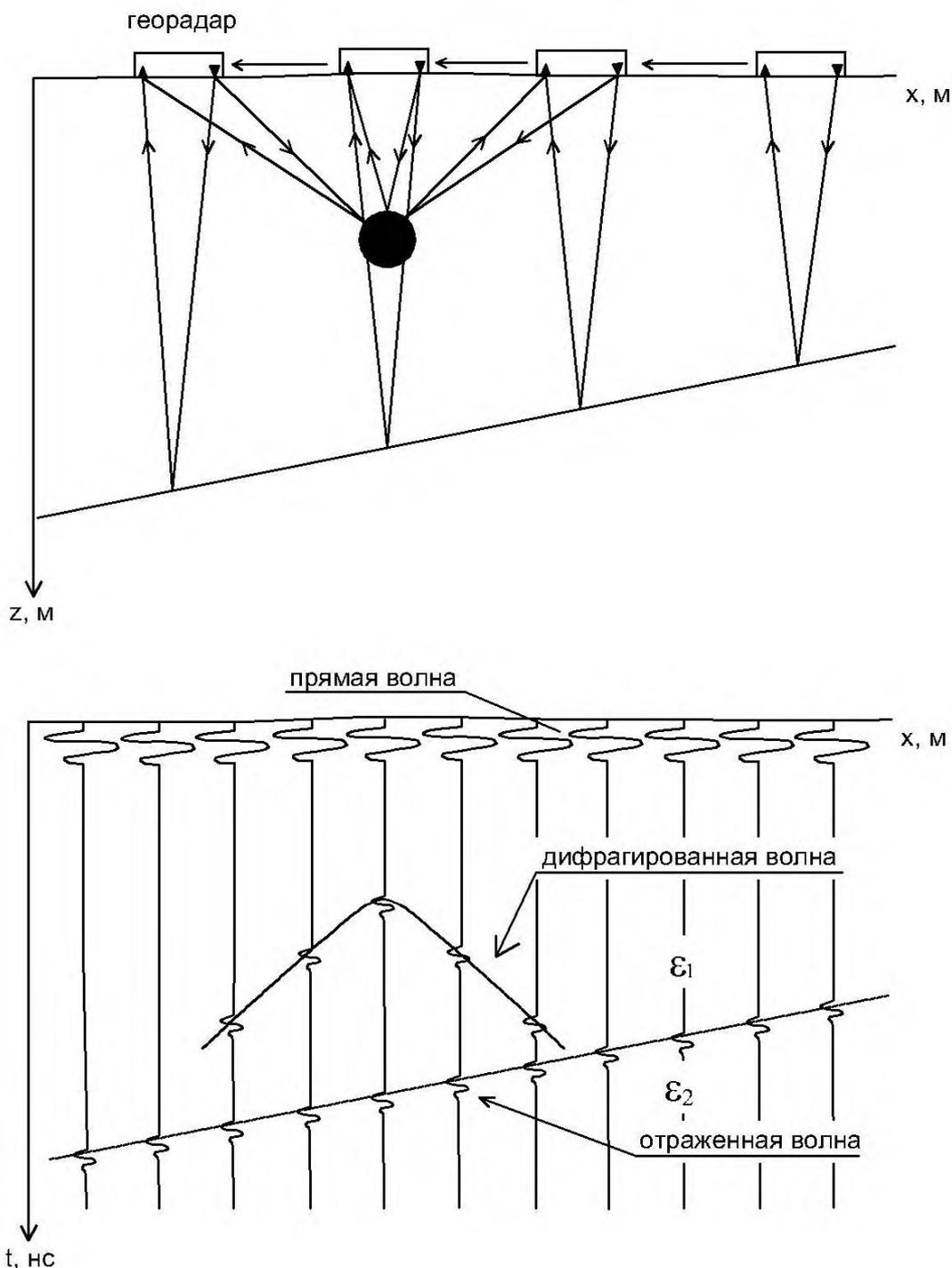


Рис.7.3.1. Волновая картина

В георадиолокации распространение электромагнитных волн рассматривается в рамках закона геометрической оптики. В изотропной среде луч, перпендикулярный фронту волны, описывает направление движения волны и можно применять геометрические построения путей волн, рассчитывать кинематические характеристики. Наблюдаются прямые, отраженные и дифрагированные волны (рис. 7.3.1).

Прямая волна (сигнал прямого прохождения) – волна, распространяющаяся от передатчика к приемной антенне по самому короткому пути.

Отраженная волна – волна, отразившаяся от границы раздела сред или от локальных объектов с различной диэлектрической проницаемостью.

Дифрагированная волна образуется в результате дифракции, когда размер объекта сравним или меньше длины волны.

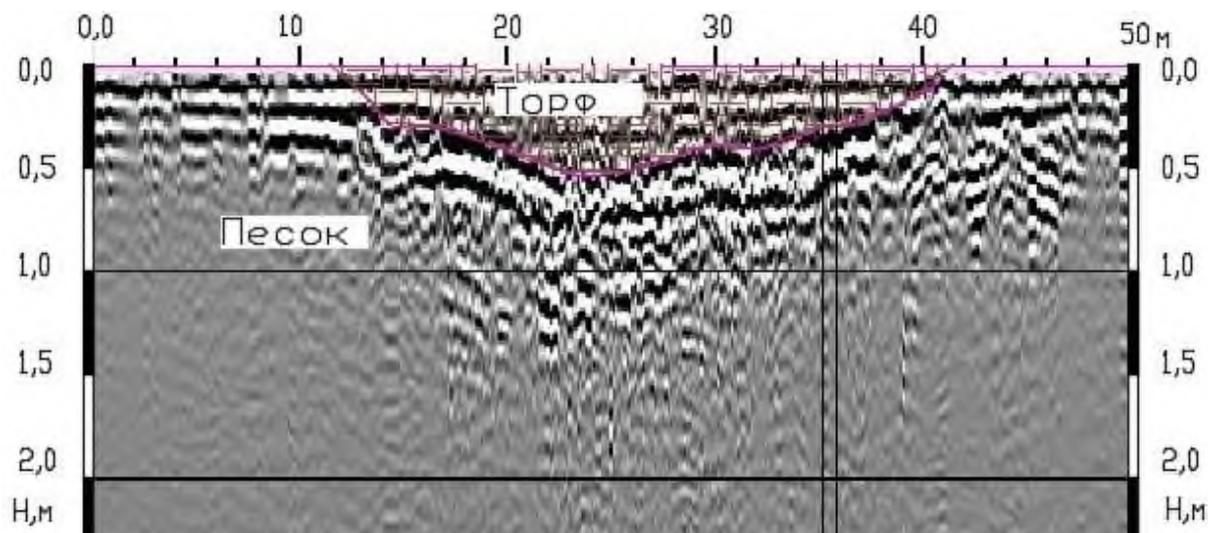


Рис.7.3.2. Радарограмма

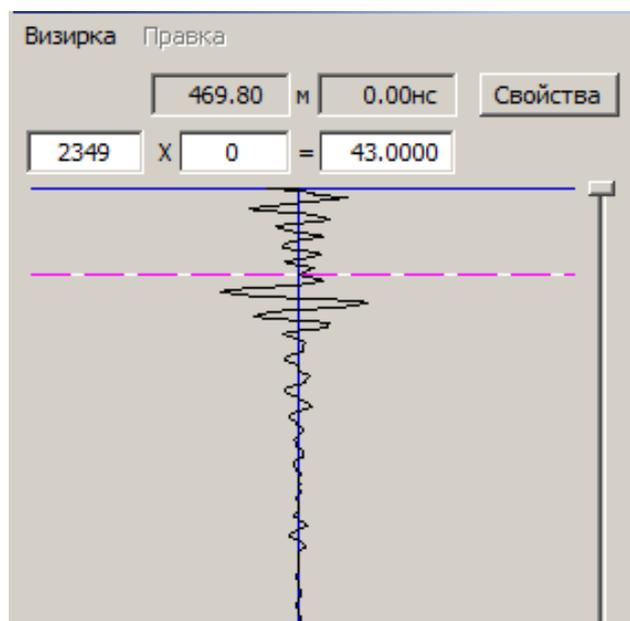


Рис.7.3.3. Трасса

Результаты съемки представляются в виде радарограммы, представляющую собой совокупность трасс. Количество трасс и расстояние между ними определяется параметрами съемки. На рис. 7.3.2 представлен пример радарограммы с выделенными границами.

На рис. 7.3.3 представлена трасса, полученная на 25 метре профиля (рис. 7.3.2).

Аппаратура и методика измерений

Для проведения георадиолокационных работ применяются специальные приборы – георадары.

Георадар состоит из антенной части, включающей передающую и приемную антенны, блока управления и блока регистрации.

Применяются как экранированные, так и неэкранированные антенны. Экранирование выполняется с целью уменьшения излучения электромагнитной волны в верхнее полупространство, где она также как в нижнем полупространстве будет отражаться от объектов и формировать “ложные” аномалии. Низкочастотные антенны обычно не экранированы из-за больших размеров.

Для измерения пройденного пути и привязки положения трасс на профиле применяются различные датчики перемещения. Например, при пешеходном перемещении используется датчик перемещения, прикрепляемый к георадару, на основе колеса. В автомобильной съемке датчик перемещения крепится на колесо автомобиля. Для высокочастотных антенных блоков, применяемых для обследования конструкций, возможно использование специальных разметочных ковриков, с помощью которых осуществляется автоматическая привязка трасс к их местоположению. Широко применяется определение местоположения при помощи GPS.

Перед началом работ проводится оценка электрических свойств среды, в первую очередь электропроводность, определяются возможные размеры объектов, глубина их залегания и простираение. На основе этих данных оценивается возможность применения георадиолокационной съемки, производится выбор антенного блока и проектируется сеть наблюдений.

Георадиолокационные наблюдения выполняются по системе параллельных профилей. При поисках и картировании линейных объектов, например, трубопроводов, профили ориентируются перпендикулярно простираению объектов. При поисках изометричных в плане объектов, расстояние между профилями выбирается с условием попадания объекта на три соседних профиля.

Справочные таблицы

Удельные электрические сопротивления пород
[Вахромеев, Зинченко, 2006], [Дортман, 1976]

Порода	ρ, Ом·м	Порода	ρ, Ом·м	
1. Сиенит	10 ³ –10 ⁴	11. Известняк	10 ² –10 ³	
2. Граносиенит	10 ³	12. Песчаник	10–10 ³	
3. Гранит	10 ³ –10 ⁴	13. Глины	1–50	
4. Диорит	10 ³	14. Ископаемые угли:		
5. Габбро	10 ² –10 ³		бурые	10–10 ³
6. Амфиболит	10 ² –10 ⁴		каменные	10 ² –10 ⁴
7. Базальт	10 ³ –10 ⁵		антрацит	10 ² –10 ²
8. Гнейс	10 ³ –10 ⁵	15. Жидкости:		
9. Глинистый сланец	10 ² –10 ³		нефть	10 ¹² –10 ¹⁴
10. Мрамор	10 ³ –10 ⁸		речные воды	10–10 ³
		морские воды	0,15–1,5	

Последовательность разносов MN и коэффициенты установок ВЭЗ

$$k = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN}$$

№ замера	AB/2, м	MN, м	k, м	№ замера	AB/2, м	MN, м	k, м
1	3	2	12,6	18	325	150	2093,3
2	4,5	2	30,2	19	500	150	5115,6
3	6	2	55,0	20	750	150	11657,3
4	9	2	125,6	21	750	500	3140,0
5	15	2	351,7	22	1000	150	20815,6
6	15	10	62,8	23	1000	500	5887,5
7	25	2	979,7	24	1500	500	13737,5
8	25	10	188,4	25	2000	500	24727,5
9	40	10	494,6	26	2000	1000	11775,0
10	65	10	1318,8	27	3000	500	56127,5
11	65	40	300,3	28	3000	1000	27475,0
12	100	10	3132,2	29	4500	1000	62800,0
13	100	40	753,6	30	4500	2000	30222,5
14	150	40	1734,9	31	6000	1000	112255,0
15	225	40	3942,7	32	6000	2000	54950,0
16	225	150	942,0	33	8000	2000	98910,0
17	325	40	8260,2	34	10000	2000	155430,0

Словарь сокращений принятых в электроразведке

БЗ	Ближняя зона
ВП	Метод вызванной поляризации
ВЭЗ	Вертикальное электрическое зондирование
ДЗ	Дальняя зона
ЕП	Метод естественного поля
ЗС	Зондирование становлением поля
ЗСБ, ЗСБЗ	Зондирование становлением поля в ближней зоне
ЗСДЗ	Зондирование становлением поля в дальней зоне
МЗТ	Метод заряженного тела
МИД	Магнитоиндукционный датчик
МПП	Метод переходных процессов
МТЗ	Магнитотеллурическое зондирование
МТП	Магнитотеллурическое профилирование
НП	Незаземленная петля
НЧИМ	Низкочастотные индуктивные методы электроразведки
РадиоКИП	Метод радиокомпарации и пеленгации
СДВР	Сверхдлинноволновой РадиоКиП
РВЗ	Радиоволновое зондирование
РВМ	Радиоволновые методы
РВП	Радиоволновое просвечивание
СЭП	Симметричное электропрофилирование
УЭС	Удельное электрическое сопротивление
ЧЗ	См. ЧЭЗ
ЧЭЗ	Частотное электромагнитное зондирование
ЭДС	Электродвижущая сила (разность потенциалов, электрическое напряжение)
ЭЗ	Электрическое зондирование
ЭП	Электрическое профилирование (Электропрофилирование)
ЭТ	Электро томография

Обозначения в электроразведке

Обозначение	Пояснение	Размерность	С/В*
E	Напряженность электрического поля	В/м	В
H	Напряженность магнитного поля	А/м	В
B	Магнитная индукция	Тл	В
E_x, E_y, E_z	Компоненты электрического поля	В/м	С
H_x, H_y, H_z	Компоненты магнитного поля	А/м	
ρ	Удельное электрическое сопротивление	Ом·м	С
ρ_k	Кажущееся удельное электрическое сопротивление (кажущееся сопротивление)	Ом·м	С
ρ_ω	Параметр аналогичный кажущемуся удельному электрическому сопротивлению при частотных зондированиях.	Ом·м	С
ρ_T	Параметр аналогичный кажущемуся удельному электрическому сопротивлению в магнитотеллурических методах	Ом·м	С
ρ_τ	Параметр аналогичный кажущемуся удельному электрическому сопротивлению в методе зондирования становлением.	Ом·м	С
Z	импеданс	Ом	С
γ	Удельная проводимость	См/м	С
η	Поляризуемость	%	С
ϵ_0	Электрическая постоянная (абсолютная диэлектрическая проницаемость вакуума) $\epsilon_0=10^{-9}/36\pi$ Ф/м	Ф/м	С
ϵ_a	Абсолютная диэлектрическая проницаемость	Ф/м	С
$\epsilon_{отн}$	Относительная диэлектрическая проницаемость	-	С
μ_0	Магнитная постоянная (абсолютная магнитная проницаемость вакуума) $\mu_0=4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м	Гн/м	С
μ_a	Абсолютная магнитная проницаемость	Гн/м	С
$\mu_{отн}$	Относительная магнитная проницаемость	-	
T	Период	с	С
f	Частота	Гц	С
λ	Длина волны	м	С
ω	Круговая частота	рад/с	С
S	Продольная проводимость	См	С
T	Поперечное сопротивление	Ом·м ²	С

*Скалярная или векторная величина.

Список литературы

1. Бобровников Л.З. Электроника. - СПб.: Питер, 2004.
2. Доброхотова И.А. Практикум по интерпретации результатов полевых наблюдений в методах электроразведки. - М., 1985.
3. Доброхотова И.А., Ренард И.В.. Электроразведка. Программа, методические указания и контрольное задание для студентов-заочников специальности 08.02. - М., 1994.
4. Ерофеев Л.Я., Вахромеев Г.С., Зинченко В.С., Номоконова Г.Г. Физика горных пород. – Томск: ТПУ, 2006.
5. Инструкция по электроразведке. - Л.: Недра, 1984.
6. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика /под ред. Н.Д. Дортман. - М.: Недра, 1976 .
7. Хмелевской В.К.. Основной курс электроразведки. Часть 1. Электроразведка постоянным током. - М.: МГУ, 1970.
8. Якубовский Ю.В., Ляхов Л.Л.. Электроразведка. - 5-е изд., перераб. и доп. - М.: Недра, 1988.
9. Якубовский Ю.В., Ренард И.В. Электроразведка. - М.: Недра, 1991.