МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

Пособие
по электроразведочной практике
для студентов геофизических специальностей

Том II

МАЛОГЛУБИННАЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА
Под редакцией проф. В.А. Шевнина, доц. А.А. Бобачева

Учебное пособие

Рекомендовано УМО по классическому университетскому образованию в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по направлению подготовки 020700 Геология

Москва
2013

УДК 550.837
ББК

Рецензенты:
Проф. кафедры геофизики РГГРУ-МГРИ, д.ф.-м.н. А.Д. Каринский
Ведущий научный сотрудник ВСЕГИНГЕО, канд. геол.-мин. наук А.А. Рыжов

Авторы: А.А. Бобачев, Д.К. Большаков, И.Н. Модин, В.А. Шевнин.

Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей.
Т. II. Малоглубинная электроразведка/
Под ред. проф. В.А. Шевнина, доц. А.А. Бобачева. – М.: МГУ, 2013. – 123 с.
Изд. 2, перераб. и доп.

Учебное пособие содержит сведения, необходимые для практики по электроразведке.

В томе II «МАЛОГЛУБИННАЯ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА» рассмотрены аппаратура, методика работ, обработка и интерпретация данных тех методов, которые отнесены на практике к малоглубинной электроразведке.

Книга предназначена для студентов-геофизиков, а также может быть полезна специалистам-электроразведчикам.

ISBN 978-5-904807-21-4

© Бобачев А.А., Большаков Д.К.,
Модин И.Н., Шевнин В.А., 2013
© Издательство Полипресс, 2013

Оглавление

Предисловие ко II тому…… 4
Часть 3. Малоглубинная электроразведка 5
Глава 9. Метод сопротивлений (А.А. Бобачев, В.А. Шевнин) 5
Глава 10. Вертикальные электрические зондирования (А.А. Бобачев, И.Н. Модин, В.А. Шевнин) 12
Глава 11. Электротомография (А.А. Бобачев) 21
Глава 12. Непрерывные электрические зондирования на мелководных акваториях (А.А. Бобачев, И.Н. Модин) 41
Глава 13. Электропрофилирование (А.А. Бобачев, В.А. Шевнин) 49
Глава 14. Азимутальное (круговое) электропрофилирование (В.А. Шевнин) 56
Глава 15. Векторные измерения электрического поля (И.Н. Модин) 64
Глава 16. Резистивиметрия (В.А. Шевнин) 67
Глава 17. Бесконтактное измерение электрического поля (БИЭП) (А.А. Бобачев) 71
Глава 18. Дипольное индуктивное профилирование с ЕМ-34 (В.А. Шевнин) 80
Глава 19. Метод естественного электрического поля (ЕП) (В.А. Шевнин) 89
Глава 20. Георадиолокационные исследования (Д.К. Большаков, А.А. Бобачев, И.Н. Модин) 98
Глава 21. Электромагнитный метод поиска подземных коммуникаций (ЭММППК) и оценки технического состояния трубопроводов (В.А. Шевнин) 110

Предисловие

Настоящее учебное пособие является вторым изданием книги, впервые опубликованной в 2005 году. Оно обобщает опыт проведения ежегодных учебных практик по электроразведке на геофизической базе геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ). База находится на расстоянии 230 км от Москвы в д. Александровке Калужской области на территории Национального парка «Угра», в месте впадения реки Воря в реку Угра. По объему материала пособие разделили на 2 тома, и во второй том вошли методы малоглубинной электроразведки.

В ходе малоглубинной электроразведочной практики студенты проводят исследования с помощью целого комплекса методов. Все эти исследования стимулируют разработку теории, методики и техники малоглубинной электроразведки.

Учебное пособие состоит из трех частей. Первая часть посвящена основам теории электроразведки и описанию геологического строения района работ. Вторая часть содержит описание методов глубинной электроразведки, а третья – методов малоглубинной электроразведки (настоящий том). Главы пособия в пределах двух томов имеют единую нумерацию.

В.А. Шевнин,
профессор, научный редактор

Часть 3. Малоглубинная электроразведка

Глава 9. Метод сопротивлений

К методу сопротивлений относятся модификации электроразведки, теория которых основана на *изучении распределения поля постоянного электрического тока* в проводящих геологических средах от искусственных источников с и звестными параметрами [Хмелевской В.К., 1984; Якубовский Ю.В., 1980].

В основе метода сопротивлений лежит зависимость электрического поля, наблюдаемого на земной поверхности, от удельного электрического сопротивления разреза. Электрическое поле создается с помощью тока I_{AB}, стекающего с электродов A и B. Напряженность электрического поля измеряется с помощью приемных электродов M и N. При малых размерах MN разность потенциалов ΔU_{MN} пропорциональна составляющей напряженности электрического поля в направлении линии MN:

$$\Delta U_{MN} \approx (\vec{E} \cdot \overrightarrow{MN}) .$$

Совокупность расположенных определенным образом питающих и приемных электродов называется *электроразведочной установкой*. Существует много вариантов электроразведочных установок. Результат измерения с каждой конкретной установкой зависит от ее конфигурации и от распределения удельного электрического сопротивления в некоторой области геоэлектрического разреза вблизи установки.

Чтобы оценить размеры этой области, можно использовать разрез производных $Sens(x,z) = \dfrac{\partial \Delta U_{MN}}{\partial \rho(x,z)}$. Такая производная показывает, как изменение удельного сопротивления в точке (x,z) влияет на измеряемый сигнал на приемном диполе MN и называется чувствительностью. Примеры разрезов чувствительности для трехэлектродной установки MNB представлены на рис 9.1. Сравнение этих разрезов демонстрирует, что размер области влияния, в том числе и глубина, зависит от геометрии установки. Главным образом влияет расстояние между питающими и приемными электродами. Это расстояние называется *разносом установки*.

Увеличивая или уменьшая разнос установки, мы соответственно увеличиваем или уменьшаем глубину исследуемой области. Это дает возможность изучения геоэлектрического разреза на различных глубинах, основываясь только на измерениях с поверхности земли (см. ниже «Электрические зондирования»).

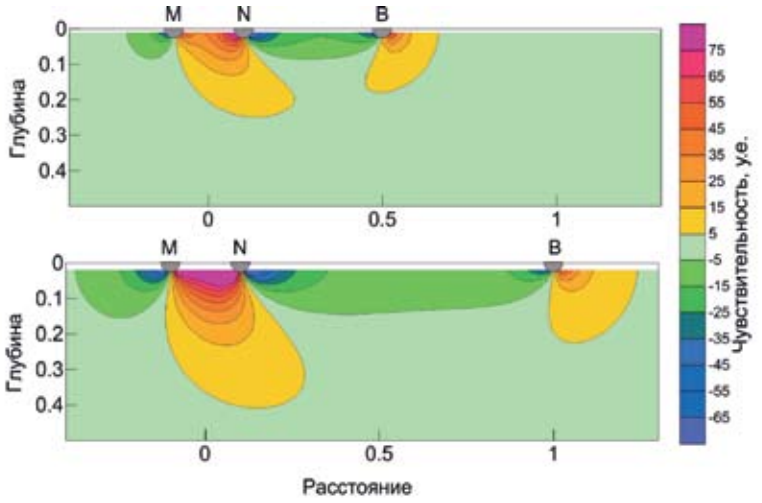

Рис. 9.1. Разрезы чувствительности для трехэлектродной установки MNB с двумя разными разносами (0.5 и 1 отн.ед.)

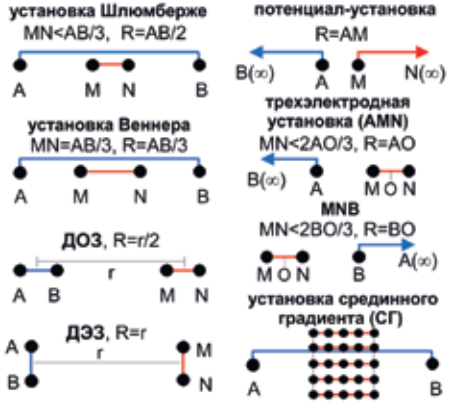

Рис. 9.2. Основные типы установок метода сопротивлений (R-разнос)

Типы установок

Измерения с использованием метода сопротивлений выполняются либо в поле одного-двух точечных источников, либо в поле дипольного источника.

Основные типы электроразведочных установок показаны на рис. 9.2.

Кажущееся сопротивление

Для удобства анализа и интерпретации наблюдаемого электрического поля было введено понятие кажущегося удельного электрического сопротивления.

Кажущееся удельное сопротивление ρ_K – это наблюденное электрическое поле, нормированное по параметрам установки таким образом, чтобы в однородном полупространстве кажущееся сопротивление совпадало с истинным удельным сопротивлени-

ем. Кажущееся сопротивление для поверхностных установок рассчитывается по формуле:

$$\rho = K\frac{\Delta U_{MN}}{I_{AB}}, \text{ где } \quad K = 2\pi/(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}), \qquad (9.1)$$

ΔU_{MN} – измеренная разность потенциалов между приемными электродами M и N, I_{AB} – ток в питающей линии AB, а K – геометрический коэффициент установки.

Кажущееся сопротивление в общем случае сложным образом зависит от распределения удельного сопротивления в изучаемой среде. Однако для горизонтально-слоистой среды ρ_K приблизительно равно осредненному по некоторому объему удельному сопротивлению пород. Размер области пространства, влияющей на результаты наблюдений, зависит от разноса. По мере увеличения разноса в эту область попадают все более глубокие слои (рис. 9.1).

Разновидности метода сопротивлений

В рамках метода сопротивлений существуют различные методики исследований, нацеленные на решение отдельных типов задач (рис. 9.3). Традиционно выделяется три основных вида технологий.

Электропрофилирование (ЭП) – установка перемещается по профилю без изменения своей конфигурации. Так как геометрия установки не меняется, глубина исследования остается примерно постоянной. Эта методика предназначена для картирования горизонтальных неоднородностей геоэлектрического разреза.

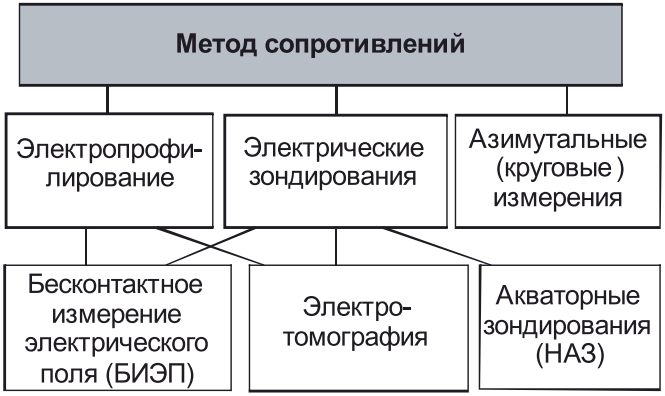

Рис. 9.3. Модификации метода сопротивлений

Электрические зондирования – на каждой точке наблюдений проводятся измерения при возрастающих размерах (разносах) установки. С помощью электрических зондирований исследуют распределение удельного электрического сопротивления пород с глубиной.

Круговые (азимутальные) измерения (профилирование и зондирование). В каждой точке проводятся измерения при различных направлениях оси установки (ее азимута). Эта специальная методика используется для исследования сред с азимутальной анизотропией сопротивления.

Реальная геологическая среда часто оказывается неоднородной как по горизонтали, так и по вертикали. Для изучения таких сред в последние годы используется двумерная **электротомография**, которая объединила методики зондирования и профилирования. Особенностью такой методики является применение автоматической двумерной инверсии при интерпретации. Существуют как поверхностные установки для электротомографии, так и скважинно-поверхностные. Кроме того, существуют электротомографические модификации, которые выполняются в движении: сухопутные (технология с аппаратурой *Ohmmapper*) и акваторные (непрерывные акваторные зондирования – НАЗ). В настоящее время развиваются и трехмерные модификации электротомографии.

В настоящем пособии к методу сопротивлений отнесена *резистивиметрия*, которая позволяет получать данные об удельных сопротивлениях подземных и поверхностных вод и рыхлых грунтов.

Методические особенности метода сопротивлений

Заземление электродов

Проблема заземлений является достаточно важной в методе сопротивлений. На постоянном токе используются гальванические заземления, через которые ток попадает в землю, и в разрезе возбуждается электрическое поле. Из-за этого применение метода сопротивлений сильно осложняется в условиях непроводящего поверхностного слоя (скальные и мерзлые грунты, ледники, курумы, сухие пески и галечники, осыпи и твердые искусственные покрытия).

Переходное сопротивление заземлений питающих электродов A и B ограничивает максимальную величину используемого тока. Сопротивление линии MN должно быть в 50-100 раз меньше входного сопротивления измерителя, которое обычно составляет 3-100 МОм. Для уменьшения сопротивления заземлений используют различные приемы, добиваясь максимальной площади контакта грунт–электрод и минимального удельного сопротивления грунта. Для этого выполняют следующие действия:

– увеличивают число электродов в местах заземлений (расстояние между электродами должно быть больше или равно длине электрода);

– выбирают по возможности места расположения заземлений с низким сопротивлением пород (глины, влажный грунт);

– поливают питающие электроды водой (желательно соленой);

– при работе с большими токами используют в качестве электродов шнеки, обсадные колонны, штанги, забуренные буровым станком.

Для контроля сопротивления приемной линии производят дополнительные измерения с шунтирующим сопротивлением на входе измерителя (у большинства измерителей существует режим «Rmn»).

Утечка тока в питающей линии AB

Результаты электроразведочных наблюдений можно считать надежными лишь тогда, когда есть уверенность в том, что ни в проводах питающей линии (AB), ни в измерительной линии (MN) нет иных гальванических контактов с землей, кроме электродов. Если в цепи AB образуется утечка тока вблизи приемного диполя, распределение поля в земле может существенно исказиться относительно той теоретической картины, которая лежит в основе интерпретации. Это приведет к существенным искажениям кривых ВЭЗ.

Для борьбы с утечками необходима тщательная проверка качества изоляции проводов. При появлении признаков утечки (например неизменность сигнала ΔU_{MN} при увеличении разноса) нужно последовательно при включенном токе приподнять с земли генератор, катушки и провода. Если сигнал ΔU_{MN} изменился, то это означает, что вблизи MN есть утечка. Рекомендуется все возможные места утечек дополнительно изолировать от контакта с землей и, по возможности, отнести их от приемной линии, ставить генератор на резиновый коврик, а катушку располагать рядом с питающим электродом.

Полевые работы нельзя проводить во время дождя с установками, у которых приемная и питающая линия совмещены (установки Шлюмберже, Веннера). При использовании дипольных установок утечки практически не сказываются, так как питающая линия находится далеко от приемного диполя.

Использование переменного тока

Метод сопротивлений основан на теории постоянного электрического поля, однако технологически часто удобнее применять низкочастотный переменный электрический ток. Это возможно, потому что в ближней зоне распределение переменного электромагнитного поля не зависит от частоты и совпадает с распределением поля постоянного тока.

Наиболее часто в методе сопротивлений применяется частота 4.88 Гц. Современная аппаратура может работать на нескольких частотах в диапазоне от 0 до 10 Гц.

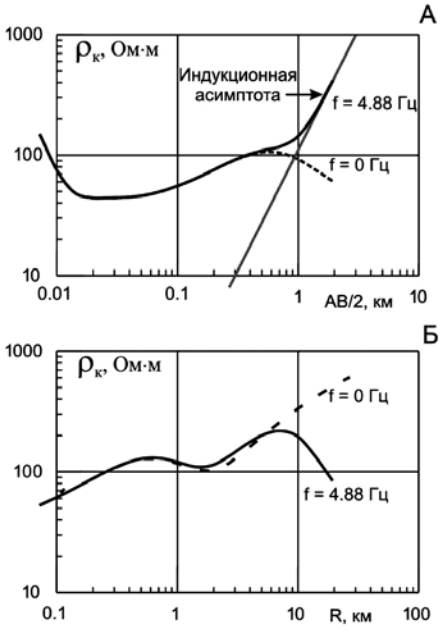

Рис. 9.4. Частотные эффекты на кривых ВЭЗ для установки Шлюмберже (А) и ДЭЗ (Б)

Выбор частоты зависит от интервала разносов АВ, методики наблюдений и изучаемого геоэлектрического разреза. Использование очень низких частот приводит к увеличению времени измерений, а высоких частот может приводить к искажению измеряемого сигнала индукционными и емкостными эффектами.

В первую очередь это наводки в приемной линии благодаря электромагнитной индукции между проводами (рис 9.4 А). Величина ЭДС индукции прямо пропорциональна частоте тока и мало затухает при увеличении расстояния между проводами приемной и питающей линий, а полезный сигнал убывает как $1/R^2$. Поэтому при формальном перемножении на геометрический коэффициент K величина кажущегося сопротивления начинает возрастать как R^2. В результате на кривой ВЭЗ справа появляется асимптота под углом 63° к оси разносов. Индукционные искажения максимальны для установок с совмещенными линиями АВ и MN (Шлюмберже, Веннера).

Для дипольных установок индукционная наводка минимальна, но на больших разносах может проявляться скин-эффект (рис. 9.4 Б). При этом влияние переменного тока проявляется на разносах на порядок больших, чем для установки Шлюбмерже. Поэтому с дипольными установками возможно проведение работ на частотах до 1-10 КГц, что позволяет применять бесконтактные методики измерения электрического поля (см. главу 17).

Для оценки ЭМ-эффектов нужно проводить измерения на различных частотах: если результат зависит от частоты, то нужно переходить на более низкие частоты. Другим способом такой оценки является сравнение результатов для первой и третьей гармоник, т.е. одновременное измерение двух или трех частот. Такой режим реализован в измерителе МЭРИ-24.

Контроль качества наблюдений

В общем случае контроль качества измерений $\rho_к$ в методе сопротивлений производится с помощью контрольных (повторных) наблюдений на 5% всех точек. Оценка точности измерений рассчитывается по формуле:

$$\delta = \frac{1}{2\sqrt{N}} \sqrt{\sum_{i=1}^{N} \frac{\left(\rho_к^{ряд} - \rho_к^{конт}\right)^2}{\rho_к^{ряд} \cdot \rho_к^{конт}}} \cdot 100\% \quad ,$$

где $\rho_к^{ряд}$ – рядовое измерение, $\rho_к^{конт}$ – контрольное измерение, N – число контрольных точек.

В соответствии с требованиями инструкции по электроразведке точность измерений должна быть не ниже 5%.

Аппаратура

В настоящее время в нашей стране, используется в основном низкочастотная аппаратура, работающая на частоте 4.88 Гц и ниже. На учебной практике применяется многочастотная цифровая аппаратура фирмы ООО «Северо-Запад», измеритель МЭРИ-24 и генератор АСТРА-100, иногда аппаратура ЭРП-1 или ЭРА-Макс. Современные измерители характеризуются высокой степенью помехозащищенности и широким динамическим диапазоном измеряемых сигналов (от 10 мкВ до 2-4 В), высокой чувствительностью к принимаемому сигналу (менее 1 мкВ). Портативные генераторные устройства позволяют пропускать в землю стабилизированный ток амплитудой от 1 до 500 мА. Для электротомографии используются специальные станции (Омега-48, Syscal-Pro) или коммутирующий модуль COMx64.

Литература

1. Хмелевской В.К. Электроразведка. – М., 1984. – 420 с.
2. Электроразведка методом сопротивлений. – М.: МГУ, 1994. – 160 с.
3. Якубовский Ю.В. Электроразведка. – М., 1980. – 384 с.

Глава 10. Вертикальные электрические зондирования

Метод ВЭЗ был предложен (изобретен и запатентован) во Франции братьями Конрадом и Марселем Шлюмберже в 1912 году. Он был предназначен для изучения горизонтально-слоистых сред. Его первое название, которое дали Шлюмберже, звучало как «электробурение», т.е. изучение разреза по глубине. Современный термин «зондирование» говорит о том же. Полевые измерения проводят, увеличивая размеры электроразведочной установки. Это приводит к постепенному увеличению глубины исследований.

10.1. Глубинность исследования и разнос

Под глубинностью исследования понимается глубина, до которой параметры геоэлектрического разреза сказываются на результатах измерений. Глубинность исследования в методе сопротивлений зависит от разноса, типа установки и характера геоэлектрического разреза. В любом случае глубинность является условным понятием, так как влияние более глубоких слоев затухает постепенно. Более того, высококонтрастные слои могут влиять на измеряемый сигнал при более глубоком залегании в сравнении с малоконтрастными слоями.

Для установки Шлюмберже глубинность оценивают как 1/2 – 1/5 разноса AB/2. Из-за неоднозначности глубинности при представлении полевых данных обычно используется разнос, который зависит только от геометрии установки. Для стандартных установок в качестве разноса используют следующие параметры:

Установка	Разнос
Шлюмберже	AB/2
Веннера	AB/3=MN, иногда используют AB/2
3-электродная	AO, где O – центр приемного диполя
Потенциала	AM
ДЭЗ	OO’, где O и O’ – центры питающего и приемного диполя соответственно
ДОЗ	OO’/2, иногда OO’, где O и O’– центры диполей

Глубинность зондирований в методе ВЭЗ может существенно уменьшаться при увеличении контрастности промежуточных слоев геоэлектрического разреза. Это связано с тем, что высокоомные слои являются экранами, затрудняющими проникновение электрического тока в нижнюю часть разреза. Такое уменьшение глубинности называют проявлением макроанизотропии разреза.

10.2. Кривые электрических зондирований

При проведении электрических зондирований на каждом разносе рассчитывается значение кажущегося сопротивления. График зависимости кажущегося сопротивления от разноса, построенный в логарифмических координатах, называется кривой зондирования (кривой ВЭЗ или кривой кажущегося сопротивления).

Для горизонтально-слоистой среды $\rho_к$ соответствует осредненному по некоторому объему удельному сопротивлению пород. Размер области пространства, влияющей на результаты наблюдений, зависит от разноса. По мере увеличения разноса в эту область попадают все более глубокие слои. Таким образом, кривая ВЭЗ представляет собой сглаженное распределение удельного сопротивления с глубинной.

На малых разносах кривая $\rho_к$ приближается к удельному сопротивлению первого слоя, если глубинность зондирования меньше мощности первого слоя. И, наоборот, на больших разносах кривая $\rho_к$ выходит на удельное сопротивление слоя, лежащего в основании разреза, так как на больших разносах вклад в $\rho_к$ всех слоев, лежащих над основанием разреза, становится несущественным.

Чтобы слой проявился на кривой зондирования, его мощность должна быть соизмерима с глубиной залегания. Кроме мощности влияние слоя на кривую определяется контрастом удельных сопротивлений. Более контрастные слои проявляются сильнее.

Вид кривой зондирования зависит от количества слоев в разрезе, соотношения сопротивлений слоев, диапазона разносов и вида установки. Следует отметить, что кривые зондирования, полученные разными установками для одной модели разреза, похожи, но не совпадают (рис. 10.1).

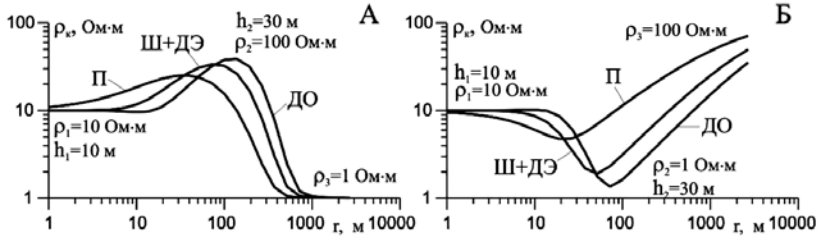

Рис. 10.1. Трехслойные кривые электрических зондирований для установок:
П – потенциал-установка, Ш+ДЭ – установка Шлюмберже и дипольная экваториальная, ДО – дипольная осевая установка. А – модель разреза типа К, Б – модель разреза типа Н (параметры моделей указаны на рисунке). По оси абсцисс в метрах отложены: АМ – для потенциал-установки, АВ/2 – для установки Шлюмберже, r (расстояние между центрами диполей) – для дипольных осевой и экваториальной установок.

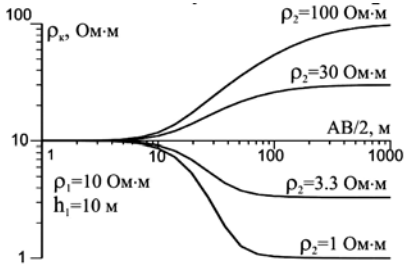

Рис. 10.2. Двухслойные кривые ВЭЗ для установки Шлюмберже

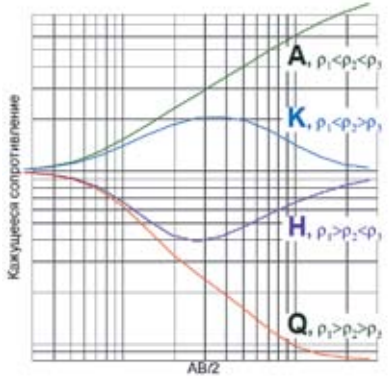

Рис. 10.3. Типы трехслойных кривых ВЭЗ

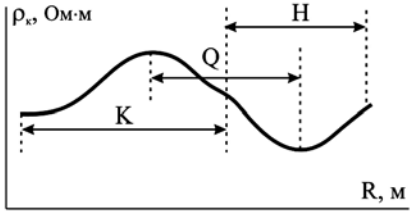

Рис 10.4. Пятислойная кривая кажущегося сопротивления типа KQH

Исключение составляют кривые вертикальных электрических зондирований с установкой Шлюмберже и дипольных экваториальных зондирований, которые над горизонтально-слоистым разрезом одинаковы.

Наиболее простой вид кривых электрических зондирований соответствует двухслойной модели геоэлектрического разреза.

При работах методом ВЭЗ обычно используется геометрический шаг по разносам (6-8 разносов на декаду). Это обеспечивает относительно равную детальность исследования как на малых, так и на больших глубинах. Двухслойные кривые ВЭЗ можно разделить на два типа: кривые с высокоомным основанием $\rho_2 > \rho_1$ и кривые с проводящим основанием $\rho_2 < \rho_1$ (рис. 10.2). Можно отметить асимметричный характер этих двух типов кривых $\rho_к$. Кривые с проводящим основанием быстрее выходят на асимптотические значения ρ_2. Восходящие ветви кривой $\rho_к$ для модели с высокоомным вторым слоем в логарифмических координатах не могут идти вверх круче, чем под углом 45°.

Трехслойные модели слоистого геоэлектрического разреза и, соответственно, кривые ВЭЗ, отвечающие этим разрезам, разделяют на четыре типа, обозначаемые K, H, Q и A (рис. 10.3). Каждый тип отвечает определенному соотношению между удельными сопротивлениями слоев.

Для многослойного геоэлектрического разреза кривую ВЭЗ можно рассматривать как совокупность трехслойных кривых. Тип многослойной кривой определяют следующим образом: сначала по первым трем слоям определяют первую букву типа, затем рассматривают второй, третий и четвертый слои и определяют следующую букву и т.д. Таким образом, количество букв в типе кривой ВЭЗ на две меньше числа слоев. Например, разрезу со следующим соотношением сопротивлений слоев $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4 < \rho_5$ будет соответствовать кривая ВЭЗ типа KQH (рис. 10.4).

10.3. Методика вертикальных электрических зондирований

Единичные вертикальные зондирования выполняются очень редко. Как правило, работы методом ВЭЗ проводятся по профилю либо по системе профилей на площади. В некоторых случаях, когда необходимо получить более достоверную среднюю кривую, зондирования в точке выполняются в двух перпендикулярных направлениях (так называемые крестовые ВЭЗ). Основными параметрами, характеризующими методику ВЭЗ, являются:

– максимальный разнос и шаг по разносам,
– длина и направление профилей,
– расстояние между профилями при площадных работах,
– шаг между точками ВЭЗ по профилю,
– азимут разносов,
– количество приемных линий и их размеры.

При этом учитываются следующие условия:

– поставленная геологическая задача, сформулированная на языке технического задания, и требуемая детальность исследований;
– условия местности (горы, лес, водные преграды, дороги, городские условия и т.п.);
– уровень электромагнитных и промышленных помех;
– бюджет и временные рамки работ.

Выработка методики исследований определяется на этапе проектирования работ. При этом должны соблюдаться некоторые общие принципы. Например, профили желательно располагать вкрест простирания исследуемых объектов, шаг между точками зондирования выбирают в несколько раз меньше поперечных размеров исследуемого объекта, минимальный разнос должен быть существенно меньше требуемой глубины исследования, а максимальный разнос должен в несколько раз превышать глубину расположения исследуемого объекта; объем контрольных наблюдений должен быть не меньше 5% от объема рядовой съемки.

Сегментированные кривые ВЭЗ («ворота» на кривых ВЭЗ)

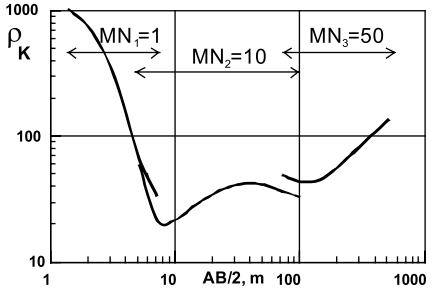

Рис. 10.5. Кривая ВЭЗ из трех сегментов

С увеличением разноса измеряемый сигнал уменьшается. Для различных установок степень затухания измеряемого поля при увеличении разноса разная. Для двухэлектродной установки АМ с ростом разноса сигнал убывает как 1/r, для установки Шлюмберже как $1/r^2$, а для установок ДЭЗ и ДОЗ – как $1/r^3$.

Чтобы с достаточной точностью измерить сигнал, приходится по мере увеличения разноса менять параметры установки. Для этого используют увеличение длины приемного диполя MN, а для дипольных установок также можно увеличить длину питающего диполя AB. Переход на новую линию MN обычно совершают с перекрытием, то есть на двух разносах проводятся измерения двумя линиями MN и на кривой $\rho_к$ возникают отдельные сегменты для каждой длины MN. Перекрытие сегментов называется «воротами» (рис. 10.5).

Сегменты кривой ВЭЗ для разных длин MN в местах сопряжения обычно имеют разрывы и могут быть смещены по вертикали относительно друг друга. Эти разрывы существуют и в горизонтально-слоистой среде, но они не превышают первых процентов. В реальной среде из-за влияния неоднородностей геоэлектрического разреза сегменты могут быть существенно смещены относительно друг друга (рис. 10.5). Поэтому при обработке их сдвигают вверх или вниз, приводя по уровню обычно к самой правой ветви кривой ВЭЗ, поскольку измерения на большей линии MN меньше искажены приповерхностными неоднородностями.

10.4. Обработка и интерпретация данных ВЭЗ

Обработка

Обработка полевых данных начинается с пересчета наблюденных значений разности потенциалов между приемными электродами в кажущееся сопротивление с учетом геометрии установки и используемого тока в линии AB. Как правило, расчет выполняется автоматически в программе IPI2Win. Она же визуализирует кривые ВЭЗ на экране компьютера. После построения кривых ВЭЗ проводится отбраковка сильных выбросов, связанных с ошибками наблюдений или влиянием неоднородностей.

Следующим этапом обработки является устранение «ворот» на кривых зондирования. Эта операция также выполняется с помощью программы

IPI2Win. Сегменты кривой ρ_K , полученные при разных длинах приемной линии, при обработке смещаются вверх или вниз, до совпадения «ворот».

Параметры эквивалентности S и T

Как и в других методах геофизики, в методе ВЭЗ существует понятие эквивалентных моделей. Кривые ВЭЗ для таких моделей различаются в пределах точности измерений. Кажущееся сопротивление зависит от интегральных характеристик геоэлектрического разреза, поэтому моделям со схожими интегральными характеристиками будут соответствовать близкие кривые ВЭЗ. Такими характеристиками являются продольная проводимость (S) для проводящих слоев и поперечное сопротивление (T) для слоев высокого сопротивления, которые для каждого слоя рассчитываются по следующим формулам:

$S_i = h_i/\rho_i$ и $T_i = h_i \cdot \rho_i$.

Эти параметры слоев определяются по кривым ВЭЗ более устойчиво, чем ρ и h. Для каждого промежуточного слоя устойчиво определяется только один из параметров (S или T). Если слой является проводящим по отношению к нижележащему (промежуточный слой в моделях типа H и A), то ток течет преимущественно вдоль вышележащего слоя, и для этого слоя характерна S-эквивалентность. Так как структура электрического поля в этом случае определяется интегральной проводимостью слоя, то для эквивалентных моделей в этом случае выполняется условие h_2/ρ_2 = const. В моделях типа K и Q в промежуточном слое ток преимущественно течет поперек слоя и для них характерна T-эквивалентность. Отсюда вытекает условие эквивалентности для высокоомных слоев: $h_2 \cdot \rho_2$ = const**.**

В результате получается неоднозначное определение глубин при интерпретации данных ВЭЗ. На рис. 10.6 показан пример кривой ВЭЗ и две эквивалентные геоэлектрические модели. Высокоомные слои (1-й и 3-й) соответствует сухим пескам.

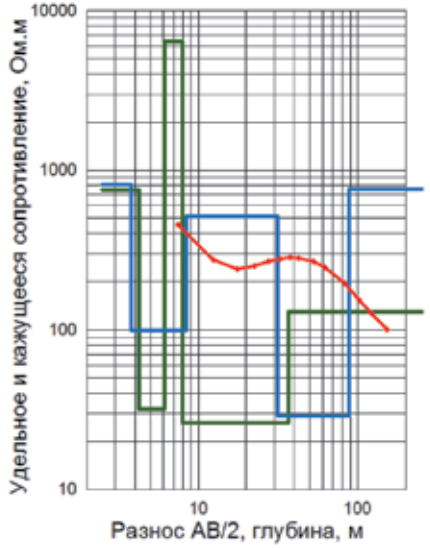

Рис. 10.6. Кривая ВЭЗ для двух эквивалентных моделей. 5-й слой (высокоомное основание) введен по априорным данным

Проводящие слои – моренные суглинки. В основании разреза – карбонатная толща нижнего карбона. Отметим, что для контрастной модели глубинность исследования менее 1/5 от максимального разноса, так как пятый слой на глубине 35 м не проявляется на кривой ВЭЗ.

Принцип эквивалентности действует для относительно тонких слоев. Для достаточно мощных слоев (мощность в 5-10 раз выше суммарной мощности вышележащих слоев) удается раздельно определить сопротивления и мощности слоев.

Интерпретация

Все геофизические работы проводятся для получения геологических результатов. Эта задача решается на основе интерпретации геофизических данных при использовании уже имеющихся геологических данных. Типичными задачами являются интерполяция геологических границ между опорными скважинами и проверка геологических гипотез о возможном строении изучаемого района.

Геологические данные достаточно сложно формализовать и соответственно учитывать при автоматической инверсии. Кроме того, непосредственно в процессе интерпретации может меняться представление о геологии изучаемого района. В результате появляются новые апостериорные геолого-геофизические данные, с учетом которых приходится проводить переинтерпретацию геофизических данных для получения удовлетворительного результата (рис. 10.7).

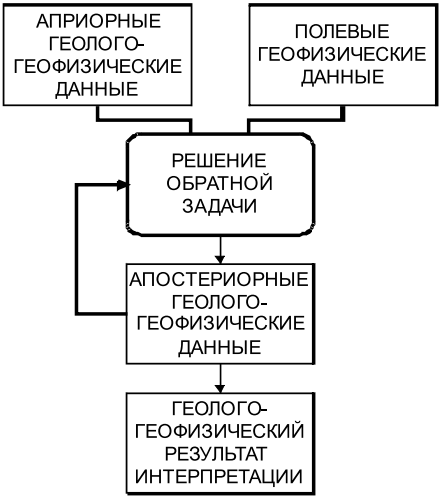

Рис. 10.7. Схема интерпретации данных ВЭЗ

Поэтому наиболее эффективным методом учета априорных данных является управление интерпретатором процессом решения обратной задачи. Только человек может выбрать из множества эквивалентных решений решение, наиболее согласованное с геологическими данными. Для этого система компьютерной интерпретации должна иметь средства управления и контроля процесса подбора модели. Наиболее просто это реализуется при одномерной интерпретации. Недостатком такого подхода является субъективность ручной

интерпретации и сильная зависимость результата от квалификации интерпретатора.

Рассмотрим основные этапы интерпретации данных ВЭЗ.

Представление и анализ полевых данных

Основной формой представления полевых данных являются кривые ВЭЗ и псевдоразрезы кажущегося сопротивления (рис. 10.8). Их анализ позволяет сделать выводы об общей структуре геоэлектрического разреза, выделить участки с однотипным строением, оценить возможность применения одномерной интерпретации.

Подбор в рамках горизонтально-слоистой модели

Часто результаты электрических зондирований допускают одномерную интерпретацию. При этом используется как автоматический, так и ручной подбор. Обычно автоматический подбор используется только на отдельных этапах работы: выбор начальной модели, оценка области эквивалентности, уточнение полученного решения. Поэтому при интерпретации большую часть времени обычно занимает ручной подбор кривых ВЭЗ.

При подборе интерпретатор с учетом предварительно введенного рельефа ищет модель, которая соответствует наблюденной кривой ВЭЗ, имеющейся геологической информации, и в то же время обеспечивает хорошую корреляцию с другими результатами интерпретации по профилю. В результате оценкой качества интерпретации является, с одной стороны,

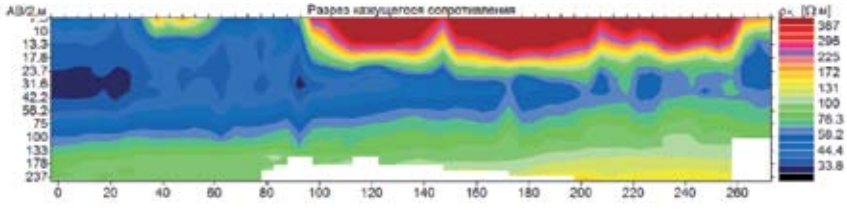

Рис. 10.8. Псевдоразрез кажущегося сопротивления по участку профиля Малое Устье – Александровка

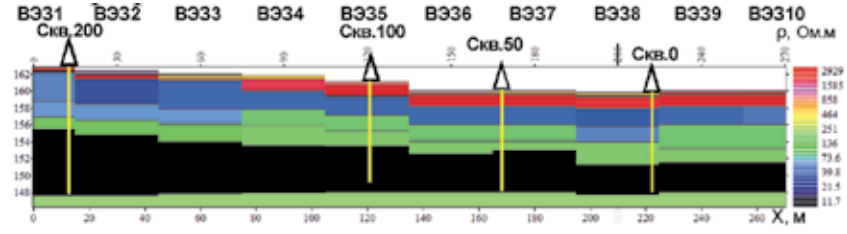

Рис. 10.9. Результат 1D-интерпретации, согласованный с результатами бурения

достигнутая невязка между теоретической и полевой кривыми ВЭЗ, а с другой стороны – полученный геоэлектрический разрез, который должен соответствовать априорным геологическим данным, с плавными границами слоев и выдержанными по профилю удельными сопротивлениями слоев (рис. 10.9).

Построение геолого-геофизического разреза

Интерпретация данных ВЭЗ должна завершаться построением геолого-геофизического разреза. На этом этапе производится объединение отдельных блоков, полученных от разрозненных кривых кажущегося сопротивления, в геоэлектрические слои, имеющие свою литологическую характеристику. Построение ведется с учетом требуемых горизонтальных и вертикальных масштабов, а также рельефа. Оценка качества разреза выполняется после всестороннего анализа полученного результата. Если интерпретатор приходит к выводу о неудовлетворительном качестве полученного разреза, производятся переинтерпретация ВЭЗ на отдельных участках и новое построение геолого-геофизического разреза. Параллельно с полученным результатом могут отрабатываться альтернативные версии интерпретации, которые не противоречат геологическим и геофизическим данным. В результате выбирается наименее противоречивая версия геолого-геофизического разреза.

Литература

1. Колесников В.П. Основы интерпретации электрических зондирований. – М: Научный мир, 2007. – 248 с.

2. Матвеев Б.К. Электроразведка. – М.: Недра, 1990. – 368 с.

3. Хмелевской В.К. Электроразведка. – М., 1984. – 420 с.

Глава 11. Электротомография

Электротомография – это современная методика геофизических исследований методом сопротивлений, нацеленная на интерпретацию в рамках двумерных и трехмерных моделей. Такая интерпретация проводится с применением программ автоматической двумерной (трехмерной) инверсии. Автоматическая инверсия требует высокой плотности наблюдений и специализированной методики съемки. Для полевых наблюдений по этой методике обычно используется современная высокопроизводительная аппаратура, обеспечивающая необходимую скорость измерений.

История возникновения метода

С одной стороны, можно обозначить дату рождения этой модификации метода сопротивлений 1995-1996 гг., когда аспирант профессора Баркера из Бирмингемского университета в Англии M.H. Loke опубликовал вместе со своим руководителем две статьи в ведущих геофизических журналах Geophysics и Geophysical Prospecting, посвященные вопросу 2D-инверсии данных электротомографии (ЭТ). С другой стороны, любой метод электроразведки включает теорию, аппаратуру, методику, обработку данных, интерпретацию, и эти стороны ЭТ были предложены неоднократно разными специалистами в разных странах задолго до упомянутых статей Локе и Баркера, а с появлением алгоритма и программы инверсии Res2DInv M.H. Loke число сторонников новой модификации электроразведки стало расти лавинообразно. Среди работ, повлиявших на становление ЭТ, можно назвать статью Zohdy, 1989 (идея гладкого 1D-решения для электрического зондирования, подбираются только сопротивления для фиксированных числа слоев, их мощностей и границ); Barker R.D., 1992 (перенос идеи гладкого решения с задач 1D на 2D, первый алгоритм двумерной инверсии); Griffits and Turnbill, 1985 (применение многоэлектродных систем наблюдений с использованием многожильного кабеля двух типов, когда к каждому электроду идет своя нитка кабеля и когда небольшое число жил может управлять подключением к большому числу электродов). Edwards (1977) предложил в развитие идеи (Hallof, 1957) строить разрезы кажущихся сопротивлений в функции эффективной глубины, в том числе с учетом рельефа. Dey and Morrison (1979) предложили алгоритм решения прямой 2D-задачи; Loke and Barker (1996) опубликовали алгоритм 2D-инверсии результатов ЭТ; T. Dahlin (1993, 1996) разработал

приставку для выполнения томографии с серийной аппаратурой АВЕМ. Сплошные электрические зондирования (СЭЗ), предложенные в МГУ, по многим признакам были близкими аналогами ЭТ (Бобачев и др., 1996).

Если попытаться определить, какие признаки отличают ЭТ от традиционной методики ВЭЗ и других модификаций электроразведки, то к ним прежде всего следует отнести 2D-инверсию. Переход от 1D-интерпретации для модели горизонтально-слоистой среды к 2D-инверсии был естественным и давно назревшим этапом развития метода электрических зондирований. Но более сложная модель разреза требовала соответствующего увеличения числа наблюдений и их плотности на единицу длины профиля, а это могло сильно увеличить время измерения и похоронить новый метод. Поэтому таким естественным оказался переход на многоэлектродные системы наблюдений, когда все электроды заранее расставляют на профиле с постоянным шагом между ними, и на систему автоматической коммутации электродов с помощью многожильного кабеля и автоматических коммутирующих устройств.

Многоэлектродная аппаратура

Разрешающая способность (т.е. количество деталей геоэлектрического разреза, устойчиво проявляющихся в электрическом поле) и соответственно качество интерпретации данных электротомографии тесно связаны с числом и плотностью измерений на одном профиле. Их число обычно достигает первых тысяч, поэтому вопрос о производительности полевых измерений имеет принципиальное значение и во многом определяет возможность практического использования этого метода. Для достижения максимальной эффективности при проведении полевых работ применяется специальная аппаратура с программируемой автоматической коммутацией электродов [Griffiths and Barker, 1993; Бобачев и др., 1996; Dahlin, 2001]. Далее для краткости мы будем использовать термин «многоэлектродная аппаратура».

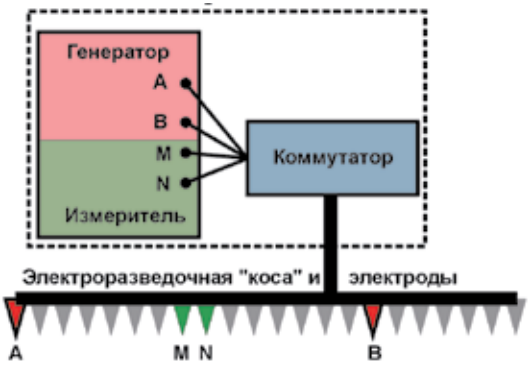

Рис. 11.1. Многоэлектродная аппаратура

В многоэлектродной аппаратуре используется большой набор электродов (обычно от 48 до 128 штук), соединенных с помощью электроразведочных кос. При этом каждый электрод может использоваться не только как приемный, но и как питаю-

щий (рис. 11.1). Таким образом, один раз установив и подключив электроды (одна **расстановка**), можно провести весь комплекс профильных измерений.

Многоэлектродная аппаратура стала развиваться с начала 90-х годов XX века. В начале XXI века появилась многоканальная многоэлектродная аппаратура, которая, с одной стороны, коммутирует заданные электроды с генератором и измерителем, с другой стороны, позволяет параллельно проводить измерения на нескольких приемных линиях (каналах) (рис. 11.2). Такой подход обеспечивает кратное увеличение скорости измерений. Это принципиально сократило время измерений, позволив отрабатывать одну расстановку за 10-30 минут. Такая технология измерений обеспечила увеличение скорости полевых наблюдений по сравнению с классической аппаратурой при многократном сгущении сетки наблюдений.

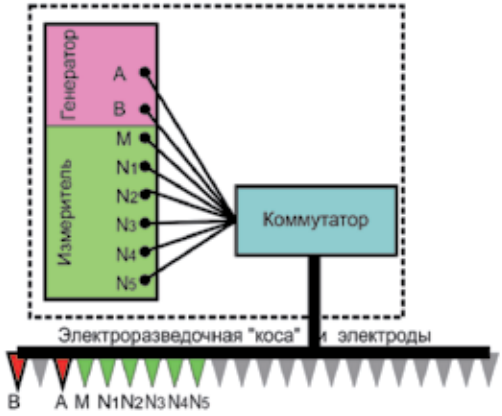

Рис. 11.2. Многоканальная многоэлектродная аппаратура

Наиболее известные в мире приборы для ЭТ выпускают фирмы Iris Instruments (Syscal Pro, разработка Франции и Японии), ABEM (Terrameter, LUND Imaging System, Швеция), AGIUSA (Supersting, США). В России существует несколько разработчиков подобной аппаратуры: ОМЕГА-48 (Логис, Раменское Московской области); SGD-ETT (СибГеофизПрибор, Красноярск); СКАЛА-48 (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск), ERA-MULTIMAX (НПЦ ЭРА, С.-Петербург).

Электротомография с одноканальной аппаратурой

Хотя многоэлектродные измерения с самого начала рассматривались как неотъемлемый признак ЭТ, аппаратура для их реализации стоит довольно дорого. Поэтому в МГУ А.А. Бобачевым была разработана технология, позволяющая добиться высокой производительности и при использовании одноканальной аппаратуры. Она была воплощена в коммутаторе «COMx64».

Идея этого подхода в том, что коммутируются только приемные электроды, соединенные косой (рис. 11.3). Выбор рабочей пары приемных электродов

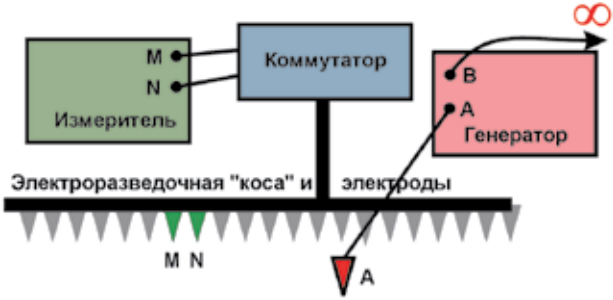

Рис. 11.3. Установка для электротомографии на базе одноканальной установки

обеспечивается программой, записанной в памяти коммутатора. Питающий электрод переносится вручную. Для возбуждения и измерения электрического поля используется обычная электроразведочная аппаратура для метода ВЭЗ или ВЭЗ-ВП (МЭРИ-АСТРА, ЭРП-1). Коммутатор «COMx64» обеспечивает измерения с 64-канальными косами. При расстоянии между электродами 3 метра это позволяет использовать сетку разносов от 4.5 до 120 метров. Глубина исследования достигает 50–150 метров в зависимости от расстояния между электродами. Число измерений при одной расстановке косы – от 600 до 1200, и время отработки одной расстановки 1–2 часа.

Параметры аппаратуры для ЭТ

Основными параметрами являются:

1. Максимальное число электродов при одной расстановке. Чем больше это число, тем больше диапазон используемых разносов и соответственно шире интервал изучения по глубине.

2. Расстояние между электродами. Уменьшение этого расстояния позволяет повысить детальность изучения геоэлектрического разреза, особенно в верхней его части. С другой стороны, это ограничивает максимальный разнос и глубинность исследования.

3. Число измерительных каналов. От этого зависит производительность полевых работ.

Кроме этих трех параметров необходимо учитывать и другие параметры, характеризующие любую электроразведочную аппаратуру (входное сопротивление, рабочие частоты или длительности импульса, мощность генератора, его максимальное напряжение и ток и т.д.).

Методика измерений в ЭТ

В многоэлектродной аппаратуре методика измерений – это порядок подключения электродов в качестве приемных или питающих. Он описан в т.н. протоколе (sequence). Протокол представляет собой перечень всех измере-

ний, которые планируется провести, не меняя положения косы на профиле наблюдений. Это отличает описание электротомографической методики от метода ВЭЗ, где достаточно определить шаг по профилю и сетку разносов.

Обычно используют протоколы для измерений с традиционными **электроразведочными установками**: Веннера, Шлюмберже, дипольной осевой или трехэлектродной. Набор таких измерений можно представлять как электрические зондирования с частым шагом или многоразносное профилирование. Таким образом, мы получаем наборы данных, в которых проявляются как глубинные, так и поверхностные объекты. Глубинность и детальность исследований можно оценить из представлений, принятых в методах ВЭЗ и электропрофилирования. Например, для установки Шлюмберже глубинность оценивают как 1/3–1/10 разноса AB, а детальность сравнима с шагом по профилю. Использование классических установок позволяет представлять результаты измерений в привычном виде: псевдоразрезы, кривые зондирований, графики профилирования. С целью оптимизации скорости измерений и надежности инверсии разрабатываются и могут использоваться и нетрадиционные установки (например Multiply gradient array, Dahlin). Как правило, аппаратура для ЭТ поставляется с набором заранее разработанных протоколов. Однако это не исключает возможности применения протоколов, подготовленных или отредактированных пользователем, оптимизированных для решения конкретных задач.

Отметим, что результаты ЭТ существенно зависят от типа используемых **электроразведочных установок**. Установки характеризуются различной глубинностью, разрешающей способностью и другими особенностями (см. табл. 11.1).

При работах на длинных профилях после проведения измерений с одной расстановкой электродов физически перемещается только часть электродов

Таблица 11.1

Сравнение электроразведочных установок применительно к электротомографии

Установки	Глубинность	Уровень сигнала	Разрешающая способность	Многоканальность	Распространенность	Длина бесконечности
Потенциал	+++	+++	+	+	+	+++
Веннера	+	+++	+	Нет	+++	Нет
Шлюмберже	++	++	++	++[1]	+++	Нет
Дипольная осевая	++	+	+++	++	+++	Нет
Трехэлектродная	+++	++	+++	+++	+	+

[1] Для многоканальных измерений используют обращенную установку Шлюмберже.

(технология «roll-along»). Как правило, перемещается половина установки. Для ускорения перемещения установки используется двухстороннее подключение кос, позволяющее оставить одну косу неподвижной. При этом нет смысла повторять измерения, в которых используется только первая половина электродов. Поэтому для смещенных расстановок рекомендуется применять протоколы, в которых эти измерения уже исключены.

Возможно перемещение установки на четверть расстановки. Это удобно при работе с косами, разделенными на сегменты. При этом снижается производительность труда, но повышается детальность работ на больших разносах. Это особенно важно для симметричных установок.

Сравнение различных установок, применяемых в ЭТ

Ниже дано описание основных установок, применяемых в ЭТ, и показано пространственное распределение чувствительности для одного измерения. Чувствительностью называется производная измеряемого сигнала по удельному электрическому сопротивлению: $Sens(x,z) = \frac{\partial \Delta U_{MN}}{\partial \rho(x,z)}$. Такая производная показывает, как изменение удельного сопротивления в точке (x,z) влияет на измеряемый сигнал на приемном диполе MN. Разрез чувствительности для установки Шлюмберже показан на рис. 11.4. На нем можно выделить три типа областей:

1. Чувствительность больше нуля. Неоднородности в этих областях приводят к изменению кажущегося сопротивления в соответствии с удельным сопротивлением неоднородности.

2. Чувствительность меньше нуля. В этих областях высокоомные объекты приводят к уменьшению измеряемого сигнала.

3. Чувствительность близка к нулю. Это область пространства, которая практически не влияет на измеряемый сигнал.

Чувствительность максимальна у поверхности земли внутри приемного диполя и быстро затухает с глубиной. Это иллюстрирует падение разрешающей способности метода с глубиной, так как при низкой чувствительности аномальный объект должен иметь достаточно большие размеры, чтобы проявиться в измеряемом сигнале. В то же время приповерхностные объекты вблизи приемного диполя вносят существенный вклад в измеряемый сигнал (так называемый «Р»-эффект [Бобачев и др., 1995]). Отметим также повышенную чувствительность вблизи питающих электродов, проявляющуюся в виде С-эффекта.

Разрезы чувствительности, показанные ниже, рассчитаны для однородного полупространства и могут рассматриваться только в качестве грубого приближения для расчета реального эффекта от геоэлектрического разреза.

1. Установка Шлюмберже.

Классическая установка для электрических зондирований (рис. 11.4). Обладает средними параметрами глубинности и разрешения. Для использования с многоканальными станциями в установке Шлюмберже приемные и питающие электроды меняются местами (обращенная установка). Это позволяет провести одновременные измерения на нескольких разносах при одном положении питающего диполя. Применение этой установки целесообразно, когда невозможно проведение работ с использованием бесконечности (см. ниже). Также имеет смысл использовать ее в качестве дополнительной установки для повышения устойчивости инверсии. Так как на первом разносе MN=AB/3, то сейчас в западной литературе эту установку называют установкой Веннера–Шлюмберже.

2. Установка Веннера.

Эта установка обеспечивает максимальный уровень измеряемого сигнала при небольшой (~15%) потере глубинности по сравнению с установкой Шлюмберже. Также она обладает низкой чувствительностью как к приповерхностным, так и к глубинным объектам. Это хорошо видно потому, что зоны с повышенной чувствительностью (рис. 11.5) имеют размер существенно больший, чем для установки Шлюмберже. Тем самым размывается эффект от локальных неоднородностей. Отметим также, что при измерениях с этой установкой используется только один приемный канал. Применение этой установки оправдано при высоком уровне помех.

3. Комбинированная трехэлектродная установка Шлюмберже.

На сегодня это оптимальная установка для проведения работ по методике ЭТ. Она обеспечивает максимальную глубинность исследования при многоэлектродных зондированиях при достаточно высоком разрешении (рис. 11.6). Кроме того, с ее помощью получаются более информативные результаты по краям расстановки. Так как это несимметричная установка, то использование прямой (AMN) и встречной (MNB) конфигурации этой установки повышает информативность результатов. Обычно эти установки объединены в одном протоколе. Число измерений с таким протоколом примерно в 3 раза больше, чем с протоколами для других установок. С другой стороны, трехэлектродная установка позволяет максимально использовать параллельные наблюдения на нескольких приемных диполях, достигая высокой скорости наблюдений с многоканальной аппаратурой.

Основная проблема при работе с трехэлектродной установкой – это необходимость использования удаленного электрода («бесконечности»). Этот электрод рекомендуется относить на расстояние не менее трех максимальных разносов перпендикулярно линии профиля или на пять разносов

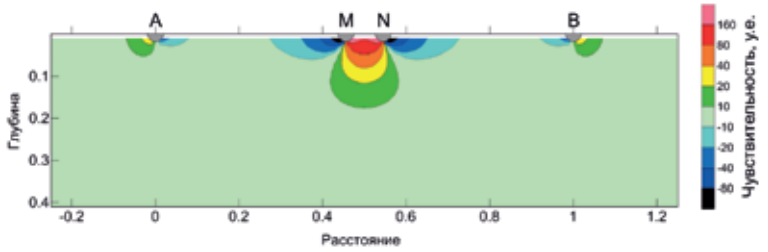

Рис. 11.4. Разрез чувствительности для установки Шлюмберже.

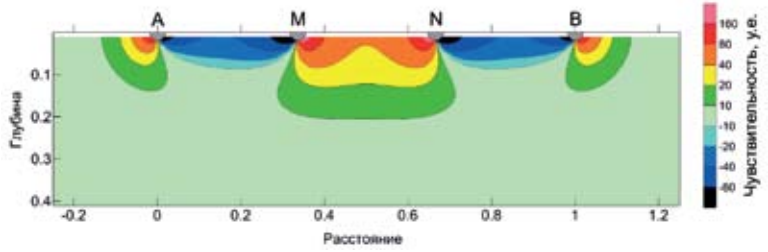

Рис. 11.5. Разрез чувствительности для установки Веннера.

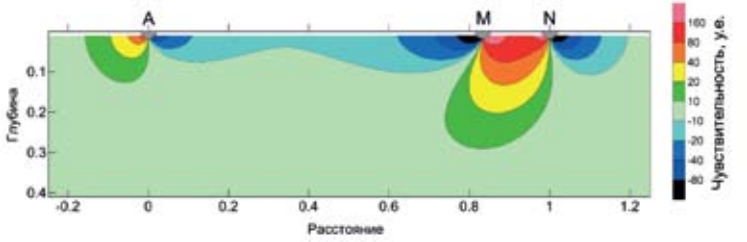

Рис. 11.6. Разрез чувствительности для установки прямой трехэлектродной установки Шлюмберже

от края установки вдоль профиля. Иногда приходится использовать более короткую «бесконечность». В этом случае нужно вводить поправку в расчет кажущегося сопротивления (с помощью программы «x2ipi»), учитывающую влияние удаленного электрода для случая однородного полупространства. Примерное допустимое положение унесенного электрода показано на рис. 11.7. Отметим также, что измеряемый сигнал для трехэлектродной установки в два раза ниже, чем для установки Шлюмберже при равных разносах и токе в питающей линии. Это может сказаться на качестве данных в неблагоприятных условиях.

4. Дипольная осевая установка.

Эта установка обеспечивает максимальное разрешение (Рис. 11.8). В то же время это приводит к максимальному влиянию объектов, расположенных на малых глубинах и рядом с профилем наблюдений. Это может приводить к неустойчивости инверсии для этой установки. Поэтому необходимо комбинирование этой установки с трехэлектродной установкой или с установкой Шлюмберже. Быстрое затухание сигнала приводит к необходимости частого увеличения длины диполей.

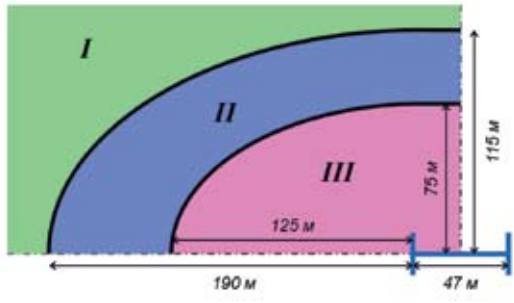

Рис. 11.7. Положение «бесконечности» относительно профиля наблюдений:
зона I – рекомендуемое, II — допустимое при введении поправки в расчет кажущегося сопротивления, III – недопустимое (коса – 48 электродов с шагом 1 м, AO_{max} = 37 м).

Параметры методики ЭТ

Основными являются геометрические параметры:

1. Число используемых электродов (зависит от используемой аппаратуры).
2. Расстояние между электродами (зависит от используемых кос).
3. Типы используемых электроразведочных установок (протоколы).
4. Диапазон используемых разносов (задается протоколом).
5. Длины приемных диполей (определяются протоколом).
6. Шаг смещения расстановки при работе с длинными профилями.

Все эти параметры описаны в файлах протоколов, которые рекомендуется хранить вместе с результатами измерений.

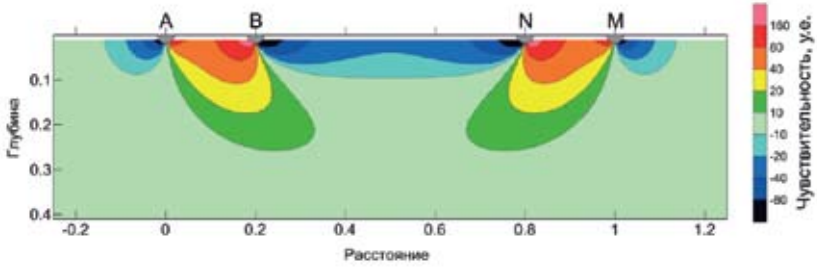

Рис. 11.8. Разрез чувствительности для дипольной осевой установки

Кроме геометрических параметров съемки нужно отметить и динамические:

1. Длительность импульса при пропускании тока в питающем диполе.
2. Форма импульса (меандр или меандр с паузой).
3. Число накоплений.

Длительность импульса напрямую влияет на скорость измерения. С другой стороны, измерения с большой шириной импульса обычно меньше искажены различными индукционными и промышленными помехами. Для работ методом сопротивлений используется импульс длиной 0.5 с, в благоприятных условиях – 0.25 с. Для работ методом ВП длина импульса должна быть 1–2 с. Меандр с паузой обычно используют только при измерении параметров вызванной поляризации.

Порядок проведения работ по методике ЭТ

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. При наличии резкого рельефа расстояния измеряются вдоль рельефа. Коса по возможности располагается вдоль прямой линии. Для этого намеченный профиль съемки заранее выносится на местность и помечается с помощью вешек. Допускаются плавные повороты косы. Резкие изломы расстановки в плане недопустимы. Для забивки электродов применяют молоток или кувалду. Глубина заземления электродов зависит от грунта и проверяется в начале измерения (см. ниже).

2) При использовании трехэлектродной установки организуется бесконечность. Ее положение выбирают из условий и методики проведения работ. Контроль правильности выбора места заземления проверяется и фиксируется с помощью приемника GPS. Для уменьшения переходного сопротивления заземляют несколько электродов. При разматывании провода бесконечности стараются избежать пересечения дорог. Если это невозможно, то исключается возможность нависания провода над поверхностью земли путем придавливливания его досками или камнями по краям дороги. Обычно стараются с одного положения бесконечности отработать максимальное число расстановок. Это нужно учитывать при выборе места заземления. Также обычно приходится использовать вторую катушку для работы на длинных профилях.

3) Процесс измерений начинается с поверки заземления каждого электрода. Для этого во всех многоэлектродных станциях предусмотрен специальный режим работы, при котором определяется сопротивление заземления

электродов попарно или относительно контрольного электрода. Величина переходного сопротивления зависит от условий работ. Как правило, оно должно быть менее 5-10 кОм и быть схожим для всех электродов, расположенных в одинаковом грунте. Если величины заземления отдельных электродов высокие, то их перебивают, углубляют, поливают соленой водой. Иногда приходится забивать рядом и присоединять дополнительные электроды.

4) Установка параметров генератора. Перед началом измерений необходимо задать в приборе параметры работы, описанные выше: протокол измерений, длительность и форма импульса. Кроме того, задается выходное напряжение генератора (например 400 В) или амплитуда тока в питающей линии (в зависимости от типа используемой аппаратуры). Оптимальные параметры определяются опытными работами. Чем выше ток в питающей линии, тем лучше соотношение сигнал – шум. Однако при слишком высоком уровне сигнала (первые вольты) может происходить перегрузка АЦП измерителя. В неблагоприятных условиях приходится разбивать протокол измерений на два – для малых и больших разносов – и отрабатывать их при разных выходных параметрах генератора.

5) Установка параметров измерителя. Одним из способов повышения качества измерений является накопление полезного сигнала путем повторных измерений. Число накоплений зависит от уровня помех и, как правило, равно 2-6 накоплениям.

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) Высотно-плановая привязка профиля необходима для правильной обработки интерпретации данных ЭТ. Обычно ее выполняют параллельно с процессом измерений. Для этого желательно положение каждого электрода отметить и сохранить в приемнике GPS. Так как точность высотной привязки у GPS плохая, то проводят дополнительное определение рельефа профиля по глазомерной или инструментальной съемке.

8) Проверка качества измерений осуществляется сразу после выполнения наблюдений путем проведения первичной обработки данных и построения псевдоразрезов кажущегося сопротивления. Высокая плотность наблюдений приводит к тому, что результирующие псевдоразрезы должны быть гладкими без отдельных аномальных измерений. Если качество полученных данных вызывает сомнения, то измерения проводят повторно с увеличением числа накоплений и повышенным напряжением генератора. Если аномальные измерения относятся к одним и тем же электродам, то проверяют и улучшают заземление этих электродов.

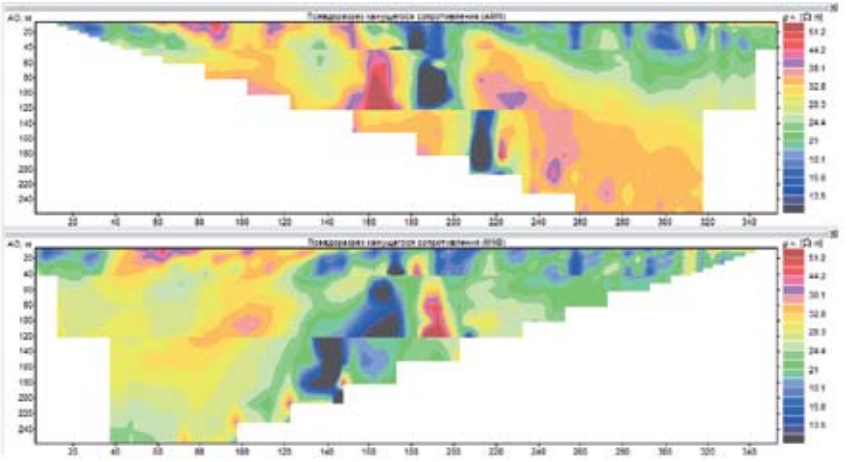

Рис. 11.9. Пример псевдоразреза кажущегося сопротивления, искаженного утечкой от аккумулятора в центре расстановки

9) Закончив измерения с данной расстановкой электродов, перемещают половину расстановки вдоль профиля (roll-along).

При проведении полевых измерений методом электротомографии нельзя забывать об одной из типичных проблем при работах методом сопротивлений – об искажениях, связанных с утечкой тока. Кроме обычных мест утечек – провод и катушка бесконечности – следует обращать внимание на изоляцию аккумулятора внешнего питания. Утечки характеризуются резкими аномалиями разных знаков на псевдоразрезе кажущего сопротивления (рис. 11.9) вблизи расположения станции (обычно это центр расстановки).

Обработка и интерпретация данных ЭТ

Наличие программ обработки и интерпретации данных ЭТ является очень важным условием применения методики ЭТ, ориентированной на изучение двумерно-неоднородных сред. Программы обработки готовят полевые данные для **двумерной инверсии**, задача которой в автоматическом режиме подобрать такое распределение удельного сопротивления (**геоэлектрический разрез**), чтобы рассчитанное по нему кажущееся сопротивление было максимально близко к входному наблюденному кажущемуся сопротивлению.

В настоящее время наиболее популярной в мире программой 2D-инверсии является программа M.H. Loke ***Res2DInv*** (Geotomo software) (Loke and Barker, 1996). В России относительно недавно появилась про-

грамма А.Е. Каминского ***ZondRes2D***, в общем сходная с Res2DInv. У обоих перечисленных авторов имеются программы и для 3D-инверсии, которые применяются несколько реже, чем 2D. В США распространяются программы фирмы AGIUSA (Yang X. and Lagmanson M.), также для 2D- и 3D-инверсии. В мире известно еще несколько программ интерпретации или инверсии 2D- и 3D-данных.

Программы решения обратной задачи принципиально сходны, хотя в деталях есть отличия. Основная идея решения – линеаризация обратной задачи $\rho_K^Э = \rho_K^T(\vec{q}) + \Delta\vec{q} \cdot J$ (1), когда предполагается, что можно добиться совпадения теоретического поля $\rho_K^T(\vec{q})$ с экспериментальным $\rho_K^Э$, меняя поправки в параметры Δq. J – матрица частных производных поля кажущихся сопротивлений по всем параметрам. Модель двумерной задачи представляет вертикальный разрез из прямоугольных блоков (рис. 11.10), продолжающихся вдоль оси Y до бесконечности. Чем меньше сечения блоков, тем больше их будет в разрезе, и большее число параметров придется искать при решении обратной задачи. Размеры блоков при инверсии не меняются, а подбираются только сопротивления блоков. В модель может быть введен рельеф, используемый в процессе инверсии. Цветом обозначают величины сопротивлений, обозначенные в легенде (рис.11.10).

Обозначим различие экспериментального и теоретического полей (или невязку) $g = \rho_K^Э - \rho_K^T$ (2). Цель инверсии –получить минимальную невязку. Если теоретически рассчитанное поле близко к экспериментальному (измеренному), то модель, использованная для теоретического расчета, **может быть** близка к модели реальной среды. Для этого уравнение (1) приводится к виду системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) $\mathbf{\Delta q} = \mathbf{J^T g}\,(\mathbf{J^T J})^{-1}$ (3), которая решается методом итераций. Наиболее критической операцией является расчет обратной матрицы $(\mathbf{J^T J})^{-1}$. Эта операция неустойчива в силу некорректности обратной задачи, и для повышения устойчивости применяют различные приемы регуляризации решения. Фактически эта схема может применяться для решения 1D-, 2D- и 3D-задач. Чем боль-

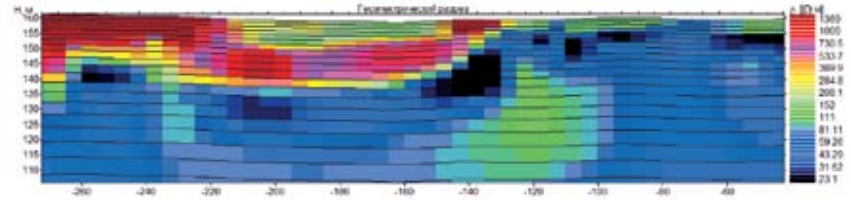

Рис. 11.10. Пример модели 2D-инверсии

ше размерность задачи, тем больше число данных и искомых параметров. Наиболее трудоемкой частью решения является расчет матрицы частных производных. Поэтому авторы программ применяют различные ухищрения, чтобы оптимизировать и ускорить этот расчет.

Наличие эквивалентных решений обратной задачи, хорошо известное по интерпретации кривых ВЭЗ, существует и для двумерных моделей. Поэтому даже хорошая точность подбора не гарантирует получение в результате инверсии точного геоэлектрического разреза. Таким образом, двумерная инверсия не отменяет необходимости дальнейшей интерпретации с учетом априорных данных. Иногда анализ одномерных кривых помогает оценить неоднозначность определения глубин.

Программы инверсии ***Res2DInv*** и ***ZondRes2D*** допускают введение данных о рельефе по профилю наблюдений во входной файл и осуществление инверсии с учетом рельефа. Для этого при полевых работах нужно измерить относительные или абсолютные высоты вдоль профиля с помощью теодолита (или др. геодезических приборов), барометра, GPS, в зависимости от рельефа и требуемой точности измерений.

Порядок обработки

Все современные многоэлектродные станции автоматически записывают результаты полевых измерений во встроенную память или непосредственно на подключенный к станции компьютер. На этапе первичной обработки (программы ***Prosys***, ***TomoFusion*** и т.п.) создается входной файл для программы ***x2ipi***. В этом файле для каждого полевого измерения описываются геометрия установки, напряжение в линии MN, ток в линии AB, оценка точности измерения. Программа x2ipi группирует наблюдения по типу установки, рассчитывает разнос и пикет, строит псевдоразрез кажущегося сопротивления. В этой же программе проходит подготовка полевых данных к двумерной инверсии, которая состоит из следующих этапов.

1. Редактирование X-координат электродов. Задаются смещение данных вдоль оси X и шаг между электродами. Это позволяет указать правильное расположение расстановки на профиле. Возможен разворот данных, т.е. начало и конец расстановки меняются местами.

2. Объединение результатов по различным расстановкам и, возможно, с различными протоколами в один файл данных.

3. Ввод высотных отметок для всех электродов.

4. Отбраковка данных, когда удаляются измерения, которые явно выделяются на разрезе кажущегося сопротивления.

5. Построение псевдоразрезов кажущегося сопротивления с учетом рельефа. Обычно это наиболее наглядная форма представления полевых дан-

ных и, именно она является отчетной формой представления результатов полевых наблюдений.

Результаты промежуточной обработки и окончательный результат хранятся в формате программы ***res2dinv***.

Порядок инверсии и интерпретации

Двумерная инверсия полевых данных проходит в автоматическом режиме в программе ***res2dinv*** или ***ZondRes2d***. Как правило, она проходит в несколько итераций. Итерационный процесс позволяет повысить точность подбора геоэлектрического разреза. Для этого используются следующие приемы.

1. Отбраковка данных с максимальной невязкой подбора. Для этого результат инверсии открывается в программе *res2dinv* (*Menu-Edit data-RMS error statistics*)

2. Добавление во входной файл априорных данных, задавая стартовые блоки с указанными сопротивлениями (Инструкция к ***res2dinv,*** приложение **C**).

3. Добавление во входной файл резких границ между блоками, позволяющими существенно уменьшить влияние неоднородностей на интерпретацию более глубокой части геоэлектрического разреза (Инструкция к ***res2dinv,*** приложение **T**).

При построении результирующего геоэлектрического разреза необходимо правильно задавать шкалу цветов сопротивлений (*User defined logarithmic contour intervals*) и вертикальный масштаб (*Vertical display scaling factor*, обычно выбирают равным 1).

Кроме двумерной инверсии на участках с плавным изменением геоэлектрического разреза полезно проведение 1D-интерпретации отдельных или средних по участкам кривых ВЭЗ. 1D интерпретация позволяет достаточно просто ввести априорные данные об известных глубинах геологических слоев, провести анализ эквивалентных одномерных моделей, ввести поправки в глубины, полученные по 2D-инверсии. Так как 2D-инверсия ищет решение в классе гладких моделей, то в результате получается наименее контрастное решение с завышенными мощностями для контрастных слоев.

Заключительным этапом интерпретации является построение результирующего геологического разреза.

Пример полевых работ

В качестве примера использования электротомографии на Александровском геофизическим полигоне рассмотрим профиль воль дороги через ручей у «верхнего» брода через р. Воря (рис. 11.11). На этом профиле в 2010 году были пробурены 4 скважины глубиной примерно по 30 метров.

Рис. 11.11. Положение профиля и скважин 2010 г.

По этому профилю были выполнены работы с аппаратурой Syscal-Pro (коса 72 электрода с шагом 5 метров). Работы были выполнены в разное время, при нескольких раскладках, общая длина профиля – 820 метров. Использовалась комбинированная трехэлектродная установка Шлюмберже. На двух раскладках проводили измерения и с дипольной осевой установкой. Полученные разрезы кажущегося сопротивления показаны на рис. 11.12 в линейном масштабе с учетом рельефа и эффективной глубины каждого измерения.

Сравнение дипольной и трехэлектродной установок показывает меньшую глубинность дипольной установки. Это видно по максимальным значениям кажущегося сопротивления на максимальных разносах. С другой стороны верхняя (проводящая) часть разреза более дифференцирована для этой установки.

Результаты 2D-инверсии и бурения показаны на рис. 11.13 и в целом хорошо согласуются друг с другом. Исключение составляет юго-восточный участок профиля (около скважины 1/10). Во-первых, по результатам томографии массив песков разделился на 2 слоя, мощность которых не соответствует результатам бурения. Во-вторых, глубинная часть разреза под песками резко отличается от другой части профиля. Это результат экранирования прослоем сухих песков с удельным сопротив-

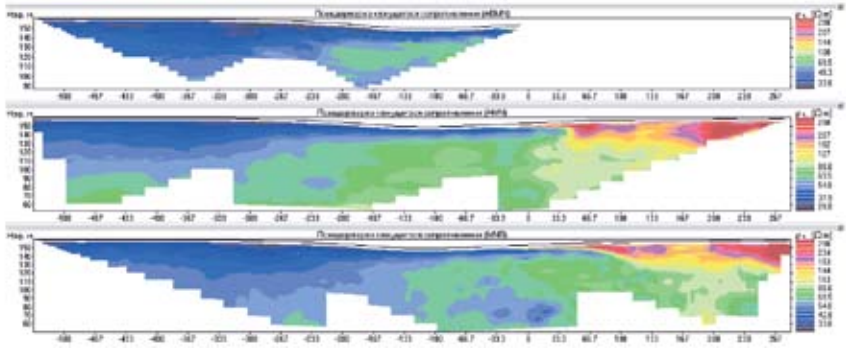

Рис. 11.12. Разрез кажущегося сопротивления для трех установок: дипольной осевой, встречной и прямой трехэлектродной

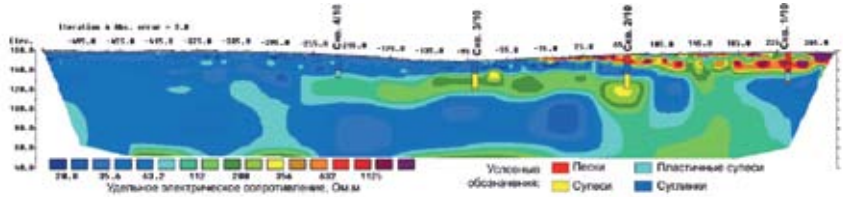

Рис. 11.13. Геоэлектрический разрез по результатам 2D-инверсии и результаты бурения

лением более 1000 Ом•м. Отметим, что ни одна скважина этого профиля не вскрыла отложения нижнего карбона.

Альтернативная ЭТ

Есть много случаев, когда у людей, работающих в геофизической организации, возникает желание освоить метод электротомографии, о котором они уже наслышаны. Желание есть, но возможностей нет. Можно ли предложить решения, позволяющие применять ЭТ, но минимальные по расходам? Такие решения можно назвать альтернативной ЭТ. Если анализировать расходы на ЭТ и взвесить необходимость каждого шага, то наиболее важной представляется программа 2D-инверсии. Все остальные расходы можно отложить до лучших времен.

Интерпретация 1D и инверсия 2D могут показать результаты электрических зондирований по одному профилю. 2D-инверсия обладает особенностью, которой она привлекла к себе тысячи геофизиков всего мира – это рисовка разреза, в котором сразу проглядывает геологическое содержание. С помощью 1D-интерпретации после упорного труда можно получить геоэлектрический разрез, ясно отражающий геологию, а можно и не получить, если нет общей идеи разреза. 2D-инверсия автоматически дает такой

разрез, в котором эта общая или генеральная идея видна. Различие связано с тем, что 1D-интерпретация применяется к каждой точке зондирования по отдельности, хотя дает потом возможность согласовывать результаты интерпретации для получения разреза по профилю. 2D-инверсия сразу использует все точки наблюдения и сразу рисует единый разрез по профилю, который может соответствовать горизонтально-слоистой среде, а может очень сильно от нее отличаться.

Перечислим три возможных варианта альтернативной томографии.

Вариант 1. Электроды расставлены как в томографии, но без кос и автоматического переключения. Приходится ходить вдоль профиля с двумя проводами А и В и переключать электроды вручную. Ясно, что такая процедура является медленной и утомительной. Этот вариант можно применять при не слишком больших объемах работ.

Вариант 2. Выполняются обычные классические ВЭЗ по профилю, с логарифмическими разносами и с частым шагом по профилю. Шаг между ВЭЗ должен быть меньше максимального разноса. Потом данные ВЭЗ пересчитываются путем интерполяции к томографии (рис. 11.14). Этот вариант имеет очевидные недостатки, но и некоторое количество плюсов. Так можно подготовить к 2D-инверсии данные ВЭЗ, полученные по привычной и хорошо освоенной технологии, включая архивные материалы.

Вариант 3. Использование специальной сетки разносов. Он был впервые опробован в МГУ в 2004 году, на учебной практике его начали применять с 2010 года. Для этого на проводе ВЭЗ размечается специальная сетка разносов, позволяющая одни и те же данные подвергать 1D-интерпретации и 2D-инверсии, без пересчета. На практике в Александровке начала применяться установка ВЭЗ с такими разносами AB/2: 1.5; 2.5; 3.5; 5.5; 7.5; 9.5; 13.5; 17.5;

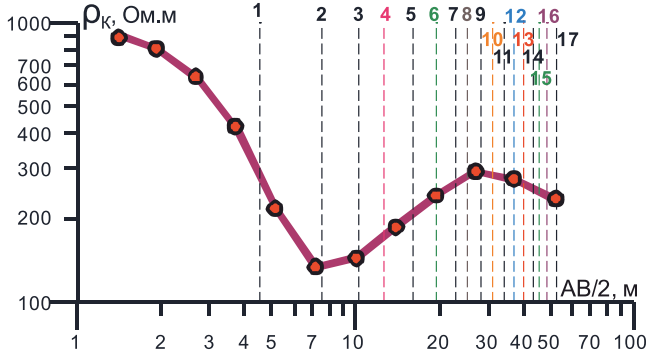

Рис. 11.14. Интерполяция кривой ВЭЗ к линейному шагу по разносам

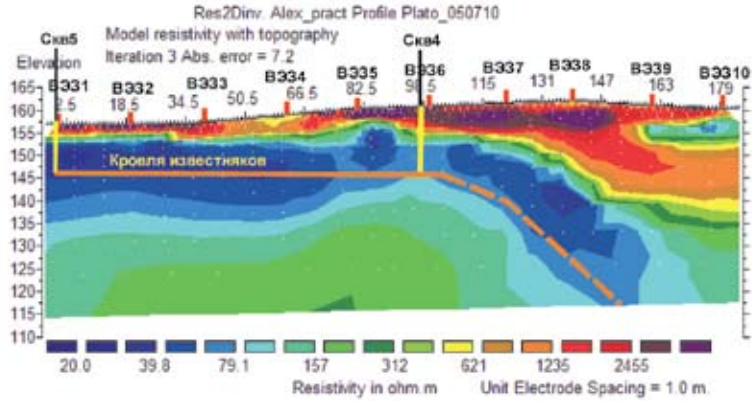

Рис.11.15. Геоэлектрический разрез по 2D-инверсии ВЭЗ на профиле скважин 5-3 2009 г.

21.5; 29.5; 37.5; 45.5; 53.5; 61.5; 77.5; 93.5; 109.5 с 2 линиями MN 1 и 11 м и воротами на 17.5 и 21.5 м, с шагом ВЭЗ по профилю 20 или 30 м. Установка позволяет удовлетворить требованиям как классического ВЭЗ и проводить 1D-интерпретацию с IPI2Win, так и выполнять 2D-инверсию с Res2DInv. Удобные переходы от формата IPI2Win к Res2DInv и обратно обеспечивают программы IPI2Win и X2IPI (Бобачев А.А.). Практика работы с равным доступом к 1D-интерпретации и 2D-инверсии показала, что оба подхода полезны, так 2D-инверсия яснее показывает общую геологическую ситуацию, используя которую можно провести количественную 1D-интерпретацию с учетом априорной информации о мощностях слоев и глубинах границ (рис. 11.15).

Заключение

Электротомография является самым значительным развитием метода ВЭЗ за его 100-летнюю историю. ЭТ используется практически во всех странах и на всех континентах. Однако 2D-инверсия не отменяет традиционную 1D-интерпретацию, поэтому разумно сочетать обе технологии получения геологических решений.

Приемы альтернативной ЭТ нельзя считать серьезной заменой реальной ЭТ. Они менее производительны и имеют более редкий шаг наблюдений по горизонтали. Но они могут использоваться:

– когда есть архивные данные ВЭЗ с неудовлетворительной 1D-интерпретацией;

– когда разрез сильно неоднороден и 1D-интерпретация неприменима;

– когда разрез близок к 1D, но 2D-инверсия явно дает лучшие результаты;

– когда нужно срочно выполнить зондирования, но аппаратура и оборудование для томографии недоступны, а есть лишь аппаратура и оборудование для обычных ВЭЗ.

Литература

1. Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики. 2006. N2. С. 14–17.

2. Бобачев А.А., Марченко М.Н., Модин И.Н., Перваго Е.В., Урусова А.В., Шевнин В.А. Новые подходы к электрическим зондированиям горизонтально-неоднородных сред // Физика Земли. 1995. N12. С. 79–90.

3. Бобачев А.А., Модин И.Н., Перваго Е.В., Шевнин В.А. Многоэлектродные электрические зондирования в условиях горизонтально-неоднородных сред // Разведочная геофизика. Обзор. АОЗТ «Геоинформмарк». Вып. 2. М., 1996. 50 с.

4. Barker R.D. A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. First Break, 1992, 10, N2, 53–62.

5. Dahlin T. On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications. PhD thesis, 1993. Lund University.

6. Dahlin T. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break,* 1996, 14, 275–283.

7. Edwards, L.S. A modified pseudosection for resistivity and IP. Geophysics, 1977. 42, 1020–1036.

8. Griffiths, D.H., Barker, R.D. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. J. Appl. Geophysics, 1993, 29, 211–226.

9. Griffits D.H. and Turnbill J. A multi-electrode array for resistivity surveying. First Break, 1985, 3 (7), 16–20.

10. Loke, M.H. and Barker, R.D. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosectious. Geophysics, 1995, 60, 1682–1690.

11. Loke, M.H. and Barker, R. D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting, 1996, 44, 131–152.

12. Zohdy A.A.R. A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. Geophysics, 1989. Vol. 54. N2. P. 245–253.

12. Непрерывные электрические зондирования на мелководных акваториях

12.1. Основы метода

Метод непрерывных акваторных электрических зондирований (НАЗ) относится к методу сопротивлений. Измерение электрического поля производится в движении одновременно на нескольких расстояниях от питающих электродов с использованием движущегося плавсредства (лодки или судна) и плавающей многоэлектродной косы. Из измеренных значений поля можно получить большой набор вертикальных электрических зондирований, выполненных с достаточно частым шагом наблюдения.

В основе технологии автоматической съемки электрических зондирований на воде лежит использование многоканальных измерителей (например ИМВП-8), которые позволяют осуществлять непрерывное одновременное измерение сигналов на нескольких приемных диполях. Запись измеряемых сигналов обычно производится в бортовой компьютер. Через питающие электроды в воду непрерывно подается стабилизированный электрический ток низкой частоты (0.6 – 4.88 Гц). Плавающая установка перемещается вместе с лодкой. Благодаря этому получаются электрические зондирования вдоль всего профиля. Для топографической привязки наблюдений положение лодки и косы регистрируется с помощью одного или нескольких приемников GPS. Обработка данных, расчет кажущегося сопротивления и интерпретация результатов ведется после выполнения полевых измерений в камеральных условиях с использованием специализированного программного обеспечения (*Octopus RT, Aqua10, x2ipi, Res2Dinv*). Шаг между получаемыми точками зондирований определяется используемой частотой тока, скоростью движения лодки и шириной окна обработки, которая зависит от уровня индукционных и промышленных помех. Обычно расстояние между точками зондирований составляет первые метры (в большинстве случаев от 0.5 до 4 метров).

При выполнении работ по методике НАЗ возможно применение различных электроразведочных установок. Единственное требование – это возможность измерения всей кривой ВЭЗ при одной длине питающего диполя. В качестве такой установки удобно использовать инверсную установку Шлюмберже, в которой короткий питающий диполь расположен в центре, а разнос определяется длиной приемного диполя. Чтобы сократить

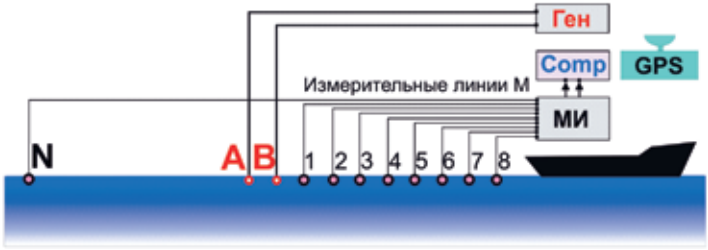

Рис. 12.1. Схема электроразведочной установки для выполнения непрерывных зондирований образца 2006 г.: МИ – многоканальный измеритель, Ген – генератор тока, Comp – компьютер типа ноутбука, GPS – спутниковый GPS-приемник

число проводов и облегчить косу, был разработан несимметричный вариант такой установки, показанный на рис. 12.1 [1]. Замечательным свойством этой установки является то, что точка записи для всех разносов относится к одной точке – центру установки, т.е. в каждый момент времени получается кривая ВЭЗ на одной из точек профиля. Это упрощает обработку и одномерную интерпретацию полученных данных.

Особенностью установки Шлюмберже является быстрое затухание сигнала с разносом. При наземных работах это компенсируется переходом на новую длину приемного диполя (так называемые «ворота»). В акваторном варианте это невозможно. В результате получается ограниченный диапазон разносов (примерно одна декада). Для работ в большем диапазоне разносов используется другая электроразведочная установка [2], основанная на установке градиента (т.н. установка ВСЕГИНГЕО). Питающий диполь AB имеет длину, соответствующую максимальному разносу. Внутри питающего диполя располагаются приемные диполи (рис. 12.2.). Разносом в этом случае будет расстояние от ближайшего питающего электрода до центра приемного диполя. Чтобы уменьшить эффект затухания сигнала с разносом, длины приемных диполей увеличиваются по мере увеличения разноса. В табл. 12.1 приведен пример параметров такой установки.

Таблица 12.1

Пример параметров 16-канальной установки (длина AB = 230 м)

AO, м	0.625	0.875	1.25	1.75	2.5	3.5	5	7
MN, м	0.25	0.25	0.5	0.5	1	1	2	2
AO, м	10	14	20	28	40	56	80	112
MN, м	4	4	8	8	16	16	32	32

Такая установка позволяет работать с большим диапазоном разносов. При этом на малых разносах она соответствует трехэлектродной установке. На максимальном разносе получается обычная установка Шлюмберже.

Рис. 12.2. Технология работ с тремя GPS-приемниками. Река Воря, июнь 2010 г.

Расчеты показывают, что кривая кажущегося сопротивления для 1D-моделей для такой установки в целом близка к кривой ВЭЗ для установки Шлюмберже. В программе *ipi2win* предусмотрен режим работы с такой несимметричной установкой.

Для более точной плановой привязки плавающей косы и определения ее геометрии в движении устанавливаются дополнительные GPS-приемники в середине и на конце косы. Кроме того, в комплект станции может входить эхолот, который позволяет регистрировать глубину дна синхронно с работой GPS-приемника. Данные о глубине дна учитываются при проведении 2D-инверсии.

12.2. Регистрация, обработка и интерпретация данных НАЗ

В качестве примера рассмотрим проведение работ с 16-канальным комплексом, состоящим из генератора АСТРА-100, двух 8-канальных измерителей ИМВП-8 и ноутбука для управления измерителями и регистрации измеряемого сигнала (рис. 12.3).

Для определения положения косы использовались: приемник GPS Garmin-412, совмещенный с эхолотом, и два автономных GPS-модуля «BECON2010» (ООО ППС Сигнал), которые находись в середине и на конце плавающей электроразведочной косы (рис. 12.4). Параметры косы представлены в табл. 12.1. Максимальный разнос АО = 112 метрам позволяет проводить исследования до глубины 40 метров.

Рис. 12.3. Общий вид комплекса

В линии АВ использовался стабилизированный ток амплитудой 500 мА с частотой 2.44 Гц. Используемая низкая частота тока позволяет уменьшить эффект индукционной наводки сигнала в приемной линии на больших разносах. Измерители ИМВП-8 регистрируют напряжение в приемных линиях с частотой 2500 Гц по каждому каналу. Пример измеряемого сигнала показан на рис.12.5. Пики сигнала в начале и в конце каждого импульса связаны с индукционной наводкой между приемной и питающей линиями.

В программе *OctopusRT* происходят первичная обработка измеренного сигнала, подавление индукционной помехи и выделение полезного сигнала. Для этого в окне шириной 3-7 периодов рассчитывается амплитуда первой гармоники. Окно обработки последовательно смещается вдоль всей записи. В результате получается амплитуда полезного сигнала вдоль профиля, которую можно пересчитать в кажущееся сопротивление (рис. 12.6). Кроме кажущегося сопротивления можно рассчитать дифференциально-фазовый параметр (кажущаяся поляризуемость) и межэлектродную разность потенциалов, которая в благоприятных условиях показывает градиент естественного поля.

Рис. 12.4. Коса и автономный GPS-модуль «BECON2010»

Чтобы перейти от временных координат к пространственным, нужно сопоставить полученный полезный сигнал с данными GPS. Для этого используется синхронизация часов на ноутбуке, регистрирующем сигнал, со временем, полученным от приемника GPS. Кроме определения

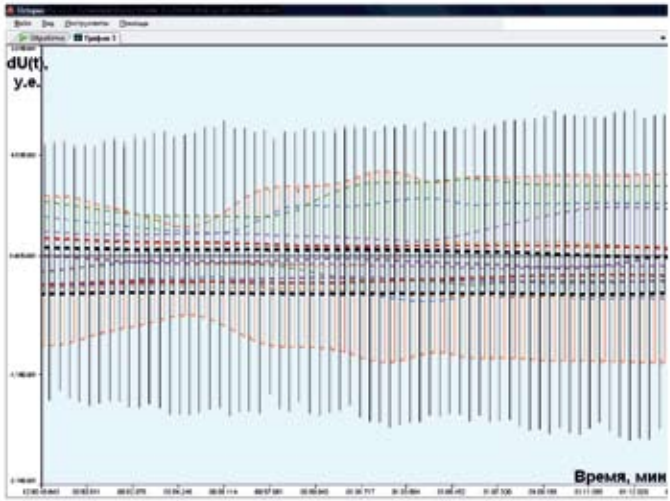

Рис. 12.5. Пример зарегистрированного сигнала на восьми максимальных разносах

плановых координат каждого приемного диполя необходимо рассчитать и пикетаж. Пикеты могут рассчитываться вдоль криволинейного профиля съемки. Однако удобнее работать прямолинейными профилями. Для этого точки сносят на заданный оператором кусочно-линейный профиль, с помощью которого аппроксимируют реальный профиль. Для такой обработки используется программа *Aqua10*. Для удобства дальнейшей обработки и интерпретации данные пересчитываются на сетку пикетов с фиксированным шагом (0.5–5 метров), причем для выбранных пикетов сохраняются и плановые координаты. Это позволяет в дальнейшем показывать полученные результаты как в координатах профиль–пикет, так и в топографических координатах. В результате обработки получается набор значений кажущегося сопротивления, готовый для 2D- или 1D-интерпретации. Пример такого набора данных показан на рис. 12.7. Точку записи для каждого измерения относят к центру приемного диполя, поэтому псевдоразрез имеет характерный наклон.

Рис. 12.6. Пример выделенного полезного сигнала на восьми максимальных разносах

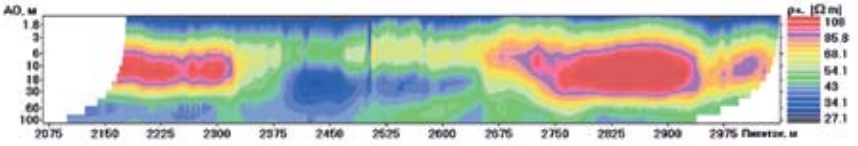

Рис. 12.7. Псевдоразрез кажущегося сопротивления по участку профиля по р. Угра

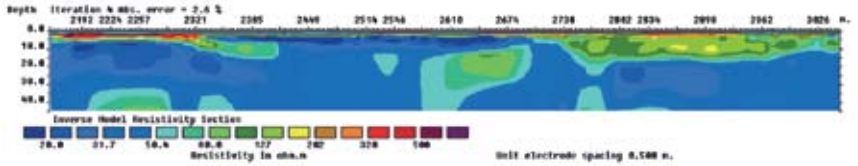

Рис. 12.8. Геоэлектрический разрез по результатам 2D-инверсии в программе *Res2Dinv* по профилю по р. Угра (ПК2160-3040)

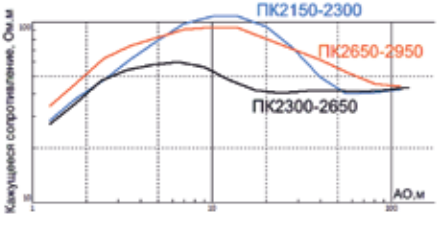

Рис. 12.9. Средние кривые ВЭЗ по трем участкам

Следующим этапом является двумерная инверсия (рис. 12.8) или одномерная интерпретация полученных данных.

При съемке по методике НАЗ обычно получается большой объем данных (более 10 тысяч измерений на одном профиле), поэтому 2D-инверсию приходится делать по отдельным участкам. Для одномерной интерпретации обычно рассчитывают средние кривые ВЭЗ по участкам с однотипным геоэлектрическим разрезом. Например профиль, показанный на рис. 12.7, можно разделить на три участка с различными типами геоэлектрического разреза. Средние кривые ВЭЗ по этим участкам представлены на рис. 12.9.

12.3. Примеры работ

Покажем результаты полевых работ 2010 г. на р. Воря с 8-канальной электроразведочной косой. На рисунке 12.10 показано положение профиля. Использовалась инверсная несимметричная установка Шлюмберже (см. рис. 12.1). Длина АВ – 4 м, разносы – от 6 до 48 метров.

Полученные результаты с шагом по профилю 4 метра показаны на рис 12.11. Четко выделяются участки с различным характером геоэлектрического разреза. В начале и в конце профиля разрез высокоомный. Это, возможно, плотные известняки, размытые в центральной части профиля.

Другим примером использования НАЗ являются работы на р. Угра в 2012 году. Использовалась 16-канальная установка, параметры которой представлены в табл. 12.1. Положение профиля и пикеты показаны на рис. 12.12. Для пикетажа использовались два прямолинейных отрезка.

Полевые данные представлены на рис. 12.13. Шаг по профилю 1м (всего около 50000 измерений)

Псевдоразрез кажущегося сопротивления показывает, что геоэлектрический разрез вдоль профиля резко меняется. Условно профиль можно разделить на два участка по пикету 1800. Результаты 2D-инверсии по этим двум участкам профиля (рис. 12.14) подтверждают это утверждение. Отметим, что именно на ПК1800 река Угра делает резкий поворот. Данные, соответствующие, повороту не представлены, так как в этом случае установка существенно отличается от прямолинейной, что приводит к сильным искажениям в разрезе кажущегося сопротивления.

Рис.12.10. Один из участков работ НАЗ на р. Воря

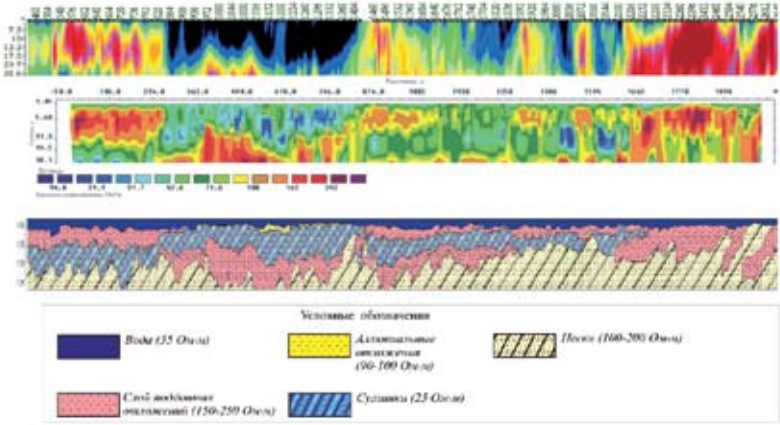

Рис. 12.11. Результаты НАЗ на р. Воря: сверху – разрез кажущегося сопротивления, посередине – геоэлектрический разрез по результатам 2D-инверсии, внизу – геоэлектрический разрез по результатам послойной 1D-интерпретации

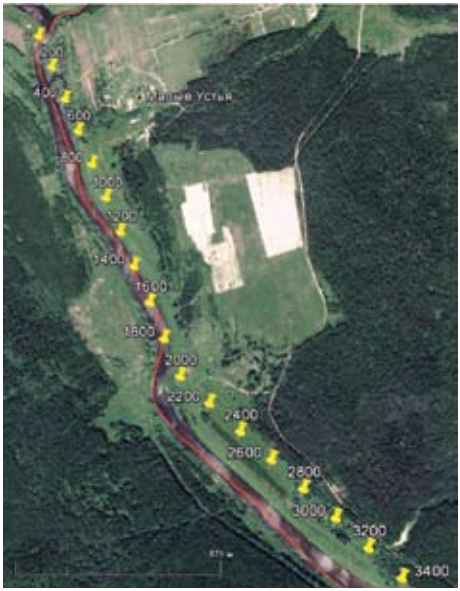

Рис. 12.12. Профиль НАЗ по р. Угра. Положение профиля и пикетаж

Сравнение геоэлектрических разрезов по разным участкам профиля (рис. 12.14) показывает, что карбонатно-терригенная толща нижнего карбона существенно меняется в исследуемом районе.

Литература

1. Бобачев А.А., Зайцев Д.А., Модин И.Н., Яковлев А.Г. Электро-метрические исследования на территории хвостохранилища горно-обогатительного комбината // Разведка и охрана. 2006. N12. С. 25–29.

2. Бобачев А.А., Ерохин С.А. Практика применения электротомографии на малоглубинных акваториях // Инженерные изыскания. 2011. N11. С. 24–29.

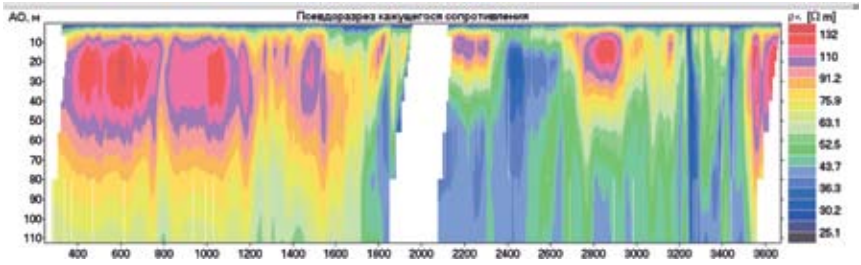

Рис. 12.13. Псевдоразрез кажущегося сопротивления по р. Угра

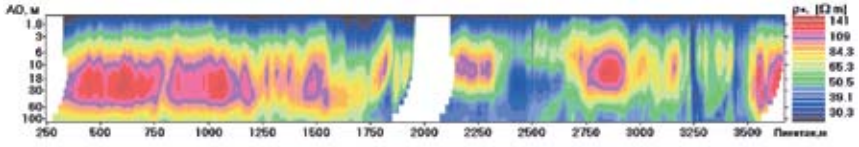

Рис. 12.14. Результаты 2D-инверсии по профилю НАЗ на р. Угра по двум участкам

Глава 13. Электропрофилирование

Электропрофилирование (ЭП) – модификация метода сопротивлений, когда в процессе съемки не меняется геометрия установки (взаимное положение приемных и питающих электродов), и она вся переносится с точки на точку вдоль профиля наблюдений [Хмелевской, 1984; Вешев, 1980]. При этом глубинность исследования остается неизменной и меняется только точка записи. Исключением из этого определения являются установки градиента и срединного градиента.

С помощью ЭП геоэлектрический разрез изучается в горизонтальном направлении. Типичными для ЭП являются следующие задачи: поиски неглубоких рудных объектов, картирование зон тектонических нарушений, палеодолин, интрузивных пород, изучение заполненных карстовых воронок, поиски карстовых пустот, картирование границ литологических комплексов, исследование изменчивости грунтов в дамбах, плотинах и дорожных насыпях, поиски археологических памятников (захоронений, остатков фундаментов домов и крепостных стен) и т.п.

Установки электропрофилирования

Все установки электропрофилирования являются установками метода сопротивлений и описаны в главе 9 «Метод сопротивлений».

Особым типом установок, которые считаются исключительно установками профилирования, являются установки градиента и срединного градиента AfixMNBfix. В этих установках положение электродов A и B фиксируется, и в процессе съемки они не передвигаются. Точка записи меняется только за счет переноса приемных электродов MN. При этом в первой установке приемные электроды могут сколь угодно близко подходить к питающим электродам, а во второй – приемные линии MN располагаются исключительно внутри средней части AB на планшете, где соблюдается однородность первичного электрического поля.

Для разделения наблюдаемых при профилировании аномалий кажущегося сопротивления по глубине применяются многоразносные установки профилирования. В этом случае используются два или три разноса, которые отличаются например в 3 раза и перекрывают достаточно большой интервал по глубине (например $AB_1 = 10$м; $AB_2 = 30$м; $AB_3 = 100$ м).

Выбор разноса

Выбор разноса определяется из таких общетеоретических соображений, что глубина исследования составляет примерно от 1/3 до 1/10 AB.

Глубинность данной установки зависит от разноса, на котором производится съемка, и фонового геоэлектрического разреза, который может быть благоприятным для проникновения тока на глубину, а может быть неблагоприятным при наличии сильных высокоомных и проводящих экранов. Неблагоприятные условия для возбуждения аномалий над объектами поиска создаются в основании разрезов типа А, К и Н. И наоборот, благоприятными ситуациями считаются поиски объектов внутри проводящего слоя в разрезах типа Н, А или в основании разреза типа Q.

При выборе разноса установки необходимо также помнить, что аномалия электрического поля, которая возбуждается над объектом, зависит от плотности первичного тока на глубине исследования. У разных установок разная зависимость затухания поля или потенциала от разноса.

Наиболее медленно затухает потенциал установки АМ – как 1/r. Поэтому эта установка обладает максимальной глубинностью при одинаковых параметрах разноса. Минимальной глубинностью обладает дипольная осевая установка, в которой поле затухает как $1/r^3$.

Особенности применяемых установок

На рис. 13.1 показаны результаты численного моделирования электрического поля при использовании различных установок электропрофилирования.

Наиболее производительными являются установки градиента и срединного градиента. Так как для AfixMNBfix токовые электроды в процессе съемки остаются неподвижными, то требуется перемещать только измерительные электроды. При съемке планшета или нескольких профилей можно параллельно использовать несколько бригад с измерителями. Как правило, установки градиента и срединного градиента имеют большие размеры, и тогда при использовании низкочастотного переменного тока могут возникать индукционные помехи. Для их уменьшения методически правильным является обведение линии АВ вокруг планшета съемки. Такая технология должна быть обязательным правилом при выполнении работ методом ВП.

При планировании работ и анализе их результатов необходимо учитывать, что в установке градиента при приближении к питающим электродам значительно уменьшается глубина исследования. Поэтому аномалии кажущегося сопротивления могут вызываться не только локальными неоднородностями, но и изменением электрических свойств по глубине аналогично тому, как это происходит в методе ВЭЗ (рис. 13.2). Использование установки срединного градиента, в которой измеряют только в средней трети от длины АВ, позволяет минимизировать эффект зондирования.

Многоразносные установки $A_1A_2MNB_2B_1$, как правило, применяются при изучении квазислоистого, медленно меняющегося в горизонталь-

ном направлении разреза. Кроме того, они позволяют разделить влияние приповерхностных и глубинных объектов. На рис. 13.3 показан пример, когда над двумя разными объектами наблюдаются одинаковые графики профилирования на больших разносах.

Использование второго (маленького) разноса позволяет разделить две эти ситуации.

Комбинированная установка AMN + MNB хорошо зарекомендовала себя при поисках малоконтрастных объектов вгеоэлектрическомразрезе в условиях существенного влияния приповерхностных неоднородностей. В этом случае так называемые рудные и нерудные пересечения четко указывают на проводящие и высокоомные тела, а по максимальному расхождению между кривыми кажущегося сопротивления определяются горизонтальные границы тел.

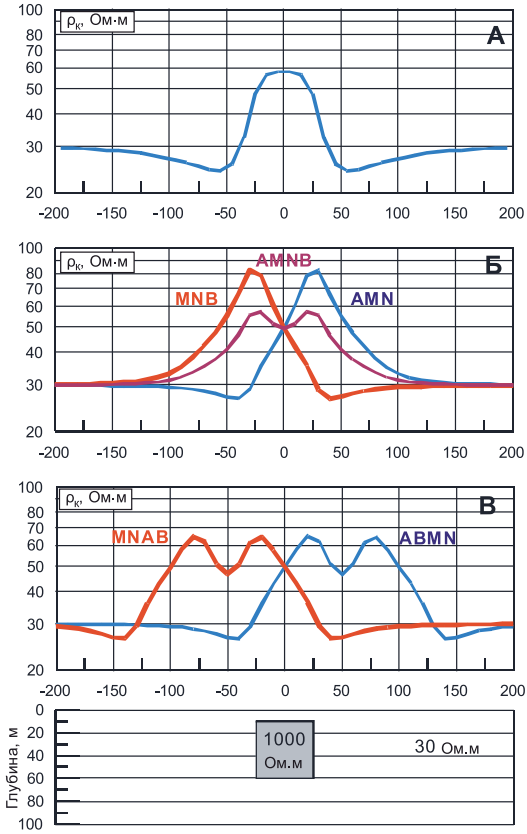

Рис. 13.1. Результаты численного моделирования ЭП с различными установками над прямоугольной моделью:
А - установка градиента (АВ = 600); Б – 3-электродные и 4-электродная установки Шлюмберже (АО = ОВ = АВ/2 = 50); В – две дипольные осевые установки (R = 100).

Дипольная осевая установка ABMN также позволяет получить на графиках кажущегося сопротивления рудные и нерудные пересечения, но при одноразовых измерениях ΔU_{MN}. В силу действия принципа взаимности при перемене положения генераторного и приемного диполей кажущиеся сопротивления будут одинаковыми, и это позволяет переносить точку записи с измерительного диполя на генераторный (когда диполи одинаковой длины). Таким образом, при одном измерении ДОП можно построить две кривые $\rho_к$

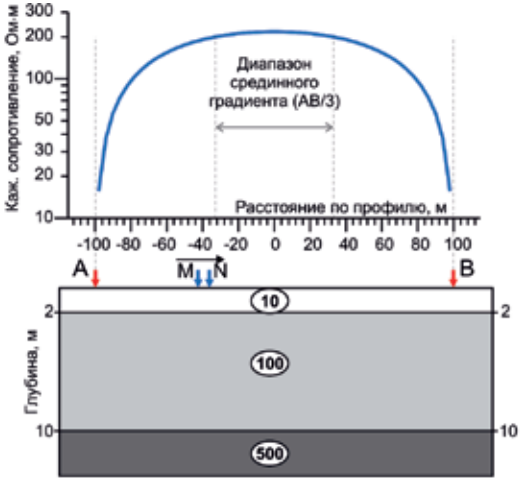

Рис. 13.2. График $\rho_к$ для установки градиента над горизонтально-слоистым разрезом

двух встречных дипольных осевых установок.

Методика съемки

Важными методическими параметрами являются шаг по профилю и расстояние между профилями. Они определяются масштабом съемки. При этом должен выполняться следующий общий принцип. Расстояние между пикетами в масштабе отчетной карты должно составлять от 2 до 10 мм, а анизотропия сети (отношение расстояния между профилями к расстоянию между пикетами) не должна превышать 10. Таким образом, при работе в масштабе 1:10000 оптимальным является шаг по профилю 40 метров, а расстояние между профилями – порядка 100–200 м.

Профили съемки прокладываются вкрест простирания геологических структур. Но иногда при решении сложных тектонических задач при поисках объектов, пересекающихся под углом, приближенным к 90°, один и тот же участок отрабатывается два раза по системе взаимно перпендикулярных профилей.

Не рекомендуется использовать установки, ориентированные вдоль вытянутых объектов высокого сопротивления, размеры которых меньше размеров установки. Такой объект останется незамеченным в электриче-

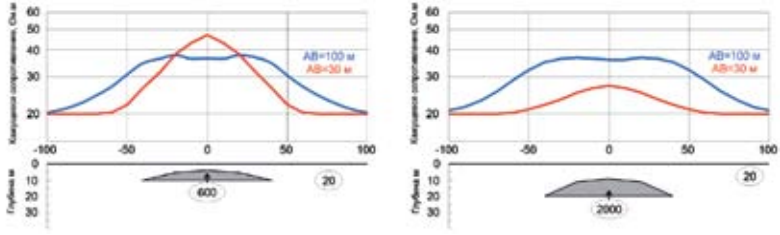

Рис. 13.3. Графики двухразносного электропрофилирования при разной глубине объекта

ском поле. И наоборот, разворот установки перпендикулярно изолятору приведет к резкому увеличению аномалии над объектом. С другой стороны, опыт показывает, что проводники лучше проявляются при продольной поляризации объектов. В последнем случае аномалия кажущегося сопротивления будет в несколько раз превышать аномалию при поперечной поляризации.

Технология измерений

Практически для всех типов установок для одновременного переноса электродов, проводов и приборов требуется количество рабочих, соответствующее числу электродов. Управляет процессом съемки голосом или по рации оператор на измерителе: он отдает указания всей бригаде на переход на следующую точку, приказывает включить или выключить ток в цепи АВ, диктует отсчеты измерительного прибора, требует от всей бригады улучшить заземление электродов. От работы оператора и четкого исполнения его команд сильно зависят производительность и качество полевых материалов, полученных бригадой.

Вся установка электропрофилирования должна быть связана проводами таким образом, чтобы в процессе съемки не нарушались расстояния между приемными и питающими электродами.

Контроль точности ЭП выполняется в объеме 5% точек. Точность контроля оценивается так же, как в методе ВЭЗ.

Истолкование аномалий кажущегося сопротивления

При интерпретации графиков электропрофилирования важно учитывать, что кажущееся сопротивление пропорционально плотности тока в районе приемных электродов: $\rho_K = (j_{MN}\ \rho_{MN}) / j_0$. Поскольку над проводящими объектами плотность тока уменьшается, то уменьшается и кажущееся сопротивление (рис.13.4, А). И наоборот, при обтекании глубинных

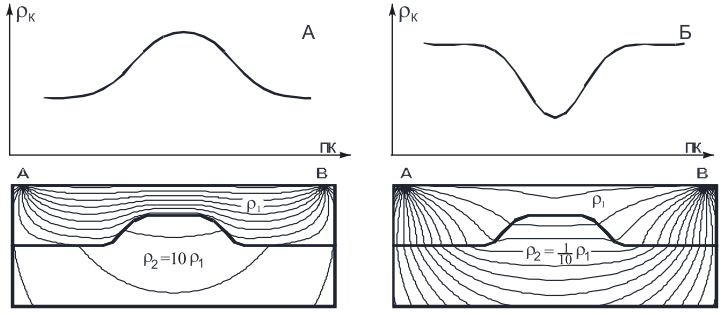

Рис. 13.4. Токовые линии и графики электропрофилирования над высокоомным (А) и проводящим (Б) объектами. Расчеты проведены по программе А.А. Бобачева DC_flow

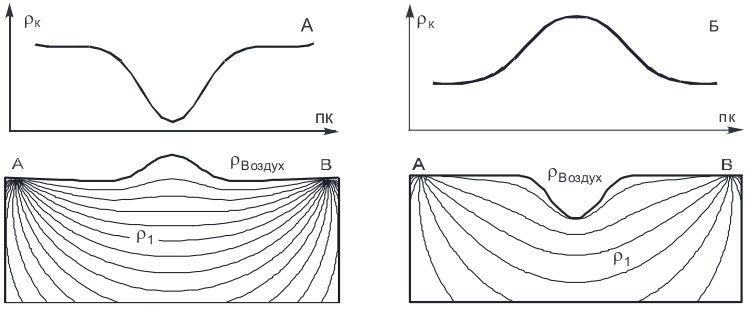

Рис. 13.5. Токовые линии и графики электропрофилирования над положительной (А) и отрицательной (Б) формами рельефа. Расчет произведен по программе А.А. Бобачева DC_flow

высокоомных объектов плотность тока в верхней части разреза увеличивается, следовательно, увеличивается и кажущееся сопротивление (рис. 13.4, Б).

По этой же причине на результаты ЭП влияют положительные и отрицательные формы рельефа. Если приемные электроды MN расположены на положительной форме рельефа, а питающие электроды установлены по разные стороны от нее, то плотность тока в районе приемной линии будет существенно меньше, чем в случае однородного полупространства (рис. 13.5, А), а для отрицательной формы рельефа – существенно больше (рис. 13.5, Б).

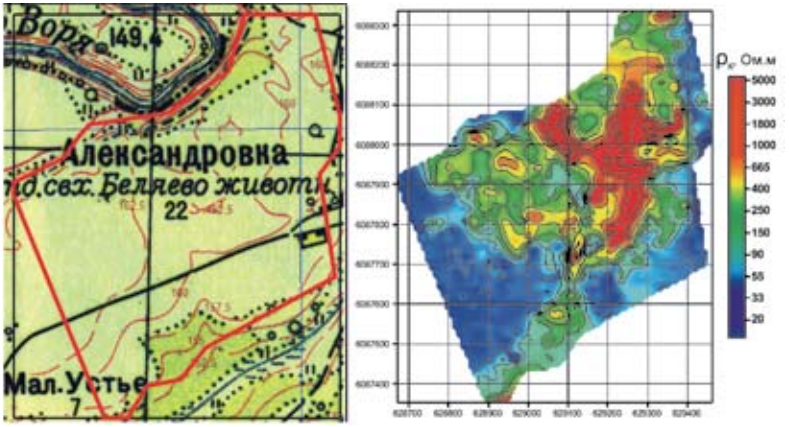

Рис. 13.6. Карта $\rho_к$ ЭП с AB = 20, MN = 4 (справа) и ее положение на карте (слева), контур участка выделен красной линией

Пример электропрофилирования на практике в Александровке

В июне 2012 года несколькими бригадами студентов МГУ было выполнено электропрофилирование на Александровском плато с установкой Шлюмберже (AB = 20, MN = 4) шаг по профилю около 10 м, между профилями примерно 40 м (всего около 1600 точек). Сама карта $\rho_к$ и ее положение на топокарте показаны на рис.13.6. Повышенными значениями $\rho_к$ отмечаются флювиогляциальные пески на фоне подстилающих моренных суглинков (40-50 Ом•м). Глубинность установки составляла примерно 5 м, и, когда мощность песков приближалась к 5 м, то кажущееся сопротивление оказывалось близко к истинному (5000 Ом•м), хотя на карте видны и области, где мощность песков достигает 1 м (зеленая и желтая окраска с $\rho_к$ от 150 до 500 Ом•м).

Литература

1. Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. – Л.: Недра, 1980. – 391 с.

2. Хмелевской В.К. Электроразведка. М., 1984. – 420 с.

Глава 14. Азимутальное (круговое) электропрофилирование

Реальные геологические среды нередко обладают свойством азимутальной анизотропии, проявляющимся в зависимости физических свойств от ориентации установки. Для изучения геологических сред, анизотропных по электрическому сопротивлению, применяют азимутальные (круговые) электропрофилирования (АЭП) и электрозондирования (АЭЗ). Под азимутальными наблюдениями понимается серия измерений при ориентации установки в разных азимутах относительно одной точки записи (центра вращения). Анизотропные свойства среды физически могут быть связаны с тонкой слоистостью, ориентированной зернистостью, трещиноватостью. Изучение анизотропии массивов горных пород по удельному электрическому сопротивлению используется для решения задач геологического картирования, оценки гидрогеологических свойств, для учета влияния анизотропии на результаты интерпретации данных метода сопротивлений.

Одной из простых моделей геологической среды, анизотропной по УЭС, является тонкослоистая модель – полупространство, в которой мощность каждого из слоев (пропластков) различного сопротивления значительно (в несколько раз) меньше действующего разноса электроразведочной установки. Для такой модели УЭС вдоль плоскости параллельной слоистости (*плоскости анизотропии*) меньше, чем вкрест слоистости: $\rho_l < \rho_n$. Именно такую модель среды принято называть *однородным анизотропным полупространством*. Параметрами однородного анизотропного полупространства (рис. 14.1) являются удельное электрическое сопротивление вдоль слоистости (ρ_l) и поперек слоистости (ρ_n), углы α – *угол падения анизотропии* (угол падения слоистой толщи) и β – *азимут простирания анизотропной толщи* (угол между направлением на север и линией пересечения плоскости анизотропии

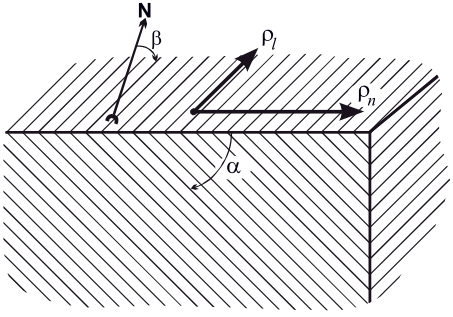

Рис. 14.1. Модель однородного анизотропного полупространства

с дневной поверхностью). Сопротивления ρ_n и ρ_l принято выражать через их отношение ρ_n/ρ_l, корень из которого называют *коэффициентом анизотропии* ($\lambda = \sqrt{\rho_n/\rho_l}$).

При измерениях на поверхности однородного анизотропного полупространства с α, отличным от нуля, анизотропия по УЭС проявляется в результатах наблюдений как зависимость кажущегося сопротивления (КС) от азимута установки при независимости от координат точки наблюдения. Значения $\rho_к$ представляют в виде *азимутальной диаграммы КС*, которую также называют *эллипсом анизотропии*. В соответствии с ***парадоксом анизотропии*** большая ось эллипса ($\rho_к^{\parallel} = \rho_m = \sqrt{\rho_l \cdot \rho_n}$) направлена по простиранию анизотропной толщи (рис. 14.2), а малая ось – вкрест простирания ($\rho_к^{\perp} = \rho_l$). Отношение большой и малой полуосей эллипса ($\rho_к^{\parallel}/\rho_к^{\perp}$) называется *кажущимся коэффициентом анизотропии* – $\lambda_к$. Кажущийся коэффициент анизотропии равен истинному при $\alpha = 90°$. Таким образом, по результатам АЭП на поверхности однородного анизотропного полупространства возможно получение оценок: β, $\lambda_к$, ρ_l и ρ_n.

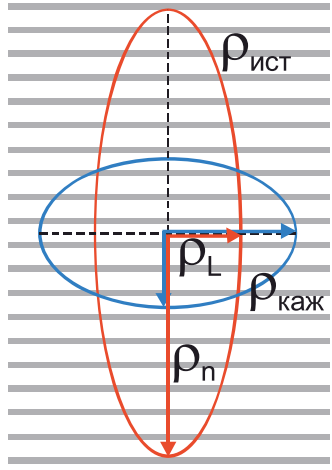

Рис. 14.2. Парадокс анизотропии

Методика полевых работ

Азимутальные измерения выполняются со стандартной аппаратурой метода сопротивлений. Количество и местоположение точек АЭП зависят от особенностей задачи исследований. На каждой из точек выполняется серия из N измерений разности потенциалов (ΔU), возникающей на заземленных приемных электродах при пропускании тока между заземленными питающими электродами. Выбор азимутов измерений производят с помощью теодолита (или буссоли). Как правило, за нулевое направление принимается направление на север. С помощью теодолита, установленного в центре установки (точке записи) АЭП, от нулевого направления откладывают угол $\Delta\varphi$ (*шаг по азимутам*) и фиксируют на местности следующее направление еще одним колышком на расстоянии r от центра. Подобным образом на местности отмечают N азимутов ($N = 360°/\Delta\varphi$). Ориентируя электроразведочную установку по каждому из азимутов, измеряют значение ΔU (мВ) и ток, если он не стабилизирован. Таким образом, после выполнения азимутальных измерений для одной точки АЭП имеется набор последовательно

полученных значений ΔU_i (i=1.2, ..., N), каждое из которых соответствует азимуту φ_i ориентации электроразведочной установки на местности.

Выбор типа электроразведочной установки для выполнения АЭП является одним из ключевых методических моментов. Именно тип используемой электроразведочной установки определяет ее чувствительность к параметрам анизотропии. Наиболее широко распространенной методикой получения оценок параметров однородного анизотропного полупространства ($\beta_к$, $\lambda_к$, ρ_m) является АЭП с традиционными электроразведочными установками, использующимися в методах ВЭЗ и ЭП. Это установки Веннера, Шлюмберже, трехэлектродная, дипольная осевая, потенциал-установка. Все эти установки являются *линейными*, т.е. такими, у которых все электроды расположены на одной прямой линии [Семенов А.С., 1975]. При таких наблюдениях измеряют только *радиальную компоненту электрического поля*. В однородной изотропной среде электрическое поле точечного источника имеет только радиальную компоненту, для которой и вводится понятие кажущегося сопротивления. В анизотропной среде к ней добавляется *азимутальная компонента*.

Именно из-за того, что любая линейная установка регистрирует только радиальную составляющую электрического поля, *все линейные установки имеют одинаковую чувствительность к анизотропии, равную коэффициенту анизотропии*. *Дипольная экваториальная установка* (ДЭУ) обладает важным преимуществом по сравнению с любыми линейными установками. ДЭУ регистрирует как радиальную, так и азимутальную составляющие электрического поля, и благодаря именно азимутальной составляющей имеет более *высокую чувствительность к анизотропии* по сравнению с линейными установками. Кроме дипольной экваториальной установки, существуют и другие *нелинейные* (не все электроды расположены на одной прямой линии) установки, пригодные для изучения анизотропии. При выполнении АЭП с использованием линейных установок в случае вертикального падения плоскости анизотропии (α = 90°) получают диаграммы КС с отношением осей эллипса анизотропии, равным коэффициенту анизотропии λ, в то время как для ДЭУ это отношение может достигать λ^5 [Семенов А.С., 1975; Электроразведка…, 1994].

Отношение осей эллипса анизотропии у нелинейных установок зависит от дипольности установки (отношения r/AB, r/MN). У идеальной установки ДЭП это отношение максимально, а у квадратной – минимально, т.е. такие установки обладают дополнительной возможностью менять соотношение амплитуд радиальной и азимутальной компонент поля и таким образом регулировать чувствительность к анизотропии [Электроразведка…, 1994].

Серьезной проблемой является совместное влияние анизотропии и неоднородности. Если два пласта малой мощности, отличающиеся по сопротивлениям в 10 раз, образуют чередующуюся тонкослоистую толщу, то ее коэффициент анизотропии будет равен 1.7. Если же два пласта с тем же контрастом сопротивлений, но большей мощности проявят себя как неоднородная среда, то КС изменится в 10 раз. При совместном проявлении анизотропии и неоднородности всегда существует опасность, что влияние неоднородности будет преобладать над анизотропией. Для оценки этой опасности рекомендуется применять несимметричное вращение установки и рассчитывать спектры азимутальных диаграмм [Электроразведка…, 1994]. По спектрам определяется отношение суммы нечетных к сумме четных гармоник – ψ. В анизотропной среде параметр ψ равен нулю. При величине параметра ψ больше единицы влияние неоднородностей слишком сильно, и оценка анизотропии на фоне неоднородностей невозможна. Только при величине ψ меньше 1 возможно выделить и оценить влияние анизотропии. Для расчета спектров азимутальных диаграмм и параметра ψ в пакете программ AnisPack, созданной в лаборатории электроразведки МГУ, была разработана программа AnisHarm [Перваго Е.В., 1998].

Обработка и интерпретация данных

Обработка данных сводится к расчету $\rho_к$ по измеренным значениям ΔU_i (i=1.2, ..., N) с учетом коэффициента установки и значений тока. Азимутальная диаграмма $\rho_к$ строится для каждой точки АЭП. При построении диаграммы от центра установки АЭП по направлениям азимутов в выбранном масштабе откладывают значения $\rho_к$ и концы отрезков соединяют замкнутой ломаной линией. *Точность измерений* δ может быть рассчитана как среднеквадратическое расхождение основных и контрольных наблюдений и не должна превышать 5%. Получение оценок параметров однородного анизотропного полупространства возможно несколькими способами [Электроразведка…, 1994]. По необходимости в зависимости от решаемой задачи и проведенных измерений строят либо карты, либо графики оценок параметров анизотропного полупространства.

Интерпретация данных ведется исходя из поставленной задачи с учетом априорной информации и, по возможности, с использованием результатов других методов. Форма представления результатов интерпретации данных зависит от конкретной задачи.

Пример изучения горных пород, анизотропных по электрическому сопротивлению, на плато Патиль (Бахчисарайский р-н Крыма).

Согласно представлениям о геологическом строении плато Патиль, основание разреза сложено крутопадающими породами таврической серии, обладающими заметной анизотропией. Среднее сопротивление

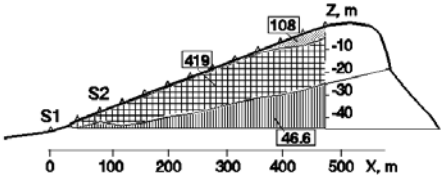

Рис. 14.3. Геоэлектрический разрез через Патиль по данным ВЭЗ и с учетом влияния анизотропии

этой толщи – около 50 Ом·м. На породах таврической серии субгоризонтально лежат известковистые песчаники резанской свиты (K_1h) с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) 400 Ом·м, мощностью от 0 до 25 м (рис. 14.3).

На рис. 14.4 представлены круговые диаграммы ДЭП, полученные на плато Патиль. Цифры по осям X и Y на карте идут через 100 м и соответствуют узлам гравиметрической сети, закрепленным на местности. Измерения в точках T0, S1, p5-7, p11, p12, 47, 48, 49, 51, 56, 60 выполнены на выходах пород таврической серии, а в остальных точках – на перекрывающих их песчаниках. Выбор разносов установки ДЭП (20, 40 и 120 м) проводили в зависимости от предполагаемой мощности перекрывающих песчаников и обосновали с помощью теоретических расчетов. Различия в форме диаграмм АЭП S2, 8, 7, 6, 5, 10, 4 вызваны постепенным увеличением мощности перекрывающих отложений, а различия в форме диаграмм 2 и 25 – сменой разносов установки (40 и 120 м). Различия в простирании пород таврической серии, выявленные по диаграммам АЭП, позволяют предположить наличие в правой части исследуемого участка (рис. 14.4) складчатой структуры, форма которой обозначена линиями с буквой F. Кроме того, на рис. 14.4 показаны также положение границы распространения резанских песчаников – B, к северу от которой их нет, след дороги, проходящей через Патиль (R), линия профиля ВЭЗ (A-A) и обрывистый край плато на юге и востоке (E).

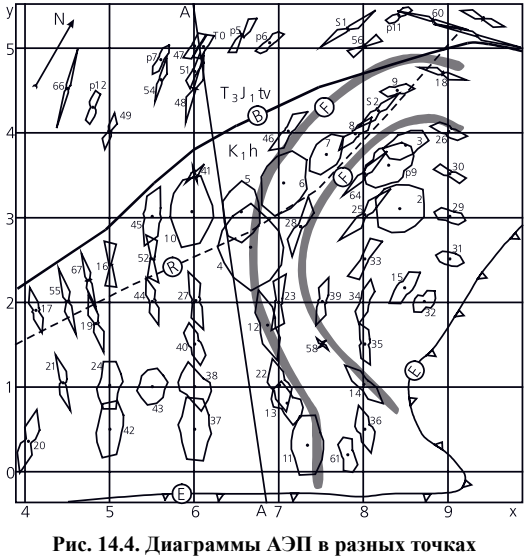

Рис. 14.4. Диаграммы АЭП в разных точках плато Патиль

Рассмотрим некоторые иные подходы к изучению анизотропии, раз-

работанные зарубежными специалистами.

В России существует традиция рисовать азимутальные диаграммы в линейном масштабе по радиусу с нулем в центре диаграммы.

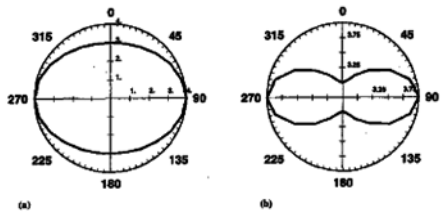

Рис. 14.5. Трансформация эллипса в двухлопастный пропеллер. По Busby (2000)

На Западе во многих случаях центр диаграммы соответствует сопротивлению чуть меньше минимального КС. В результате эллипс, едва отличающийся от окружности, становится более выразительной фигурой (рис. 14.5).

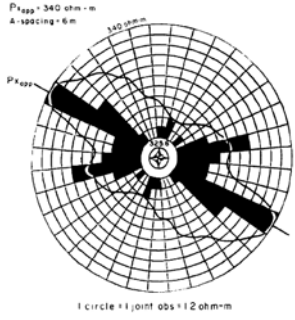

Рис. 14.6. Диаграмма анизотропии, совмещенная с диаграммой трещиноватости (пояснения в тексте)

На рис. 14.6 тонкой линией показана азимутальная диаграмма из работы R.W. Taylor and A.H. Fleming, 1988. Окружность в центре соответствует 325 Ом•м, а снаружи – 340 Ом•м. Эти значения отличаются всего на 4.4%, а визуально – в 6.5 раза. Сплошным черным цветом показана диаграмма трещиноватости, построенная геологами по многочисленным прямым замерам азимутов трещин с помощью компаса и статистической обработки. Два главных направления на диаграмме трещиноватости совпадают с локальными максимумами эллипса анизотропии, радуя авторов и изумляя читателей этой публикации. Теоретически задача о диаграмме анизотропии для нескольких направлений трещиноватости до сих пор не решена, поэтому как она должна выглядеть на самом деле, неизвестно.

Влияние макроанизотропии горизонтально-слоистого разреза

На рис. 14.7 показана ситуация, встреченная в 2009 г. на базе практики МГУ в д. Александровке Калужской области вдоль грунтовой дороги в направлении Запад – Восток недалеко от Александровского городища (обнаруженная А.А. Бобачевым). На профиле в 2009 г. было пробурено 5 скважин и сделана электротомография (ЭТ). Результаты ЭТ сильно разошлись с данными бурения. По виду геоэлектрического разреза была определена 1D-модель, для которой проведены расчеты кривых ВЭЗ и DZ. В данном случае результаты бурения не использованы при создании модели, брались только результаты ЭТ.

Таблица.14.1

Параметры модели с рис. 14.7

Номер слоя	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**
Сопротивления	750	31.8	6500	26	130
Мощности	4.24	1.88	1.81	29.1	
Глубины	4.24	6.12	7.93	37	

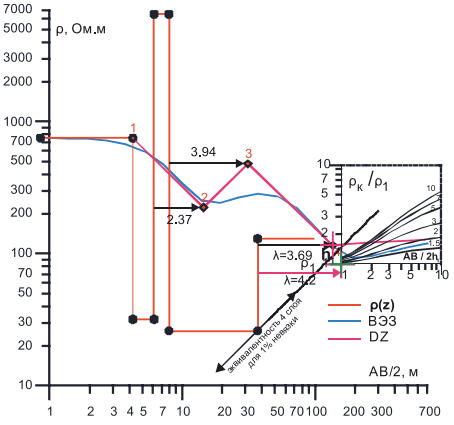

Рис. 14.7. Влияние макроанизотропии горизонтально-слоистого разреза на Александровской практике

Кривая ρ(z) пятислойная (табл. 14.1), первый слой – сухие пески, второй – моренные суглинки, третий слой – сухие крупнозернистые пески, четвертый – моренные суглинки и пятый слой – известняки среднего карбона. Уровень грунтовых вод находится в известняках. Глубина до известняков (пятый слой) по бурению около 15 м, а по ЭТ – около 40 м. Если же из данных ЭТ извлечь кривые ВЭЗ и задать модель для 1D-интерпретации с учетом данных бурения, то удается добиться минимальной невязки и глубины до известняков, совпадающей с данными бурения.

Изучение азимутальной анизотропии рыхлых осадков на практике в Александровке.

Анизотропия зернистости является самым трудным и наименее изученным случаем анизотропии сопротивления. Работы на Александровской практике в 1998–99 гг. [Bobachev et al., 2000] и в 2012 г. показали, что анизотропия рыхлых четвертичных осадков очень мала (λ 1.02-1.06), влияние неоднородностей велико, и лишь в 23% случаев влияние анизотропии может быть выделено на фоне влияния неоднородностей, а в остальных случаях преобладает влияние неоднородностей. Наша оценка близка к оценке K. Watson [10], что 80% описанных в литературе случаев анизотропии на самом деле являются проявлениями неоднородности и лишь 20% проявлениями анизотропии (Watson, 1999). Возможно, что проблему более надежного определения слабой анизотропии можно решить с помощью накопления (когда по каждому азимуту выполняется серия измерений,

например 15 измерений с последующим осреднением, как было опробовано с методом ДИП).

Литература

1. Большаков Д.К., Модин И.Н., Перваго Е.В., Шевнин В.А. Изучение особенностей электрических зондирований над погребенной анизотропной средой // Вестник МГУ. Серия геол. 1996. N2. С. 60–70.

2. Большаков Д.К. Решение прямых и обратных задач электроразведки постоянным током для неоднородно-анизотропных сред // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. к.ф.-м.н. М.: МГУ, 1998. 36 с.

3. Изучение анизотропии в методе сопротивлений. Учебное пособие. Под ред. проф. В.А. Шевнина // Тверь: Издательство ГЕРС, 2012. 164 с.

4. Перваго Е.В. Влияние анизотропии и неоднородностей на результаты электрических зондирований // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. к.ф.-м.н. М.: МГУ, 1998. 36 с.

5. Семенов А.С. Анизотропия горных пород и особенности электрических полей в анизотропных средах // Вестник ЛГУ. Серия: геология, география. 1975. N24. С. 40–47.

6. Электроразведка методом сопротивлений. – М.: МГУ, 1994. – 160 с.

7. Bobachev A.A., Bolshakov D.K., Modin I.N., Shevnin V. 2000. Glacial sediment resistivity anisotropy measurements (Kaluga region, Russia). Proceedings of 6th EEGS-ES Meeting in Bohum, Germany, September 2000. P-CH03. 4 p.

8. Busby J.P. The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations. Geophysical Prospecting, 2000, 48, p. 677–695.

9. Taylor R.W. and Fleming A.H., 1988. Characterizing jointed systems by azimuthal resistivity surveys. Ground Water, 26, 4, p. 464–474.

10. Watson K.A. 1999, Differentiating anisotropy and lateral effects using azimuthal resistivity Offset Wenner soundings. Ph.D. thesis. School of Earth Sciences, Faculty of Science, The University of Birmingham, September 1999.

Глава 15. Векторные измерения электрического поля

Теория, полевые методики и приемы интерпретации в электроразведке постоянным током хорошо разработаны для традиционных линейных установок. При исследованиях горизонтально-слоистых и двумерных разрезов измеряется, по сути, полное электрическое поле, так как тангенциальная (поперечная) компонента поля в подавляющем большинстве случаев равна нулю.

В 3D-разрезе поперечная компонента не равна нулю (рис. 15.1 А), и использование традиционных установок приводит к потере информации, которую несет эта компонента, обусловленная только 3D-неоднородностями разреза. Потерю информации компенсируют работой по сети профилей, что не всегда возможно при работе на территории населенных пунктов и промышленных предприятий.

Метод векторных измерений электрического поля (ВИЭП, или векторная съемка) является вариантом метода сопротивлений на постоянном токе, который позволяет исследовать структуру электрического поля на дневной поверхности и оценить положение трехмерных неоднородностей сопротивления в плане и в разрезе. Метод ВИЭП используется как детализационный при исследовании разреза до глубин 10-15 м на участках площадью до 1–2 га. Проведение таких работ целесообразно, если из-за условий заземления или недостатка места невозможно выполнение измерений по сети профилей, пересекающих объект исследования.

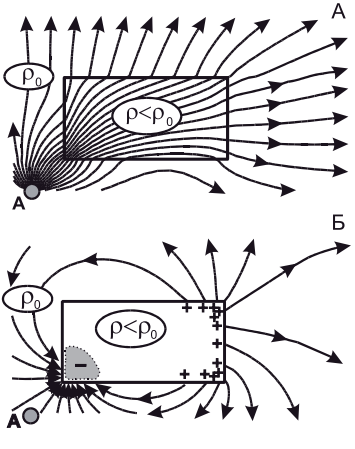

Рис. 15.1. Силовые линии электрического поля точечного источника (А) и поля вторичных зарядов (Б) над 3D-объектом. Расчет по программе А.А. Бобачева TOKLINE.

Методика измерений метода ВИЭП состоит в следующем (рис. 15.2). На участке работ разбивают несколько профилей (желательно, чтобы точки измерения окружали предполагаемый объект исследования), выбирают с разных сторон объекта несколько мест для размещения питающего электрода (А) и устанавливают электрод бесконечности (В).

На участке вводят прямоугольную систему координат, принимая один из профилей за ось X, и приписывают всем точкам наблюдения и местам питающих электродов координаты в этой системе. При всех положениях питающего электрода на каждой точке наблюдения измеряют два значения разности потенциалов, ориентируя измерительную линию вдоль осей системы координат.

Измерения выполняют с учетом знака. Использование аппаратуры постоянного тока нецелесообразно из-за низкой производительности и высокого уровня помех, особенно при измерении поперечной компоненты поля. При измерениях используют низкочастотную аппаратуру с возможностью измерения сдвига фаз между питающей и измерительной линиями.

В методе ВИЭП введено понятие вектора кажущегося сопротивления $\vec{\rho}_к = \frac{\vec{E}}{j_0}$ с компонентами $\rho_{кx} = \frac{2\pi \cdot AO^2}{MN} \cdot \frac{\Delta U_x}{I}$, $\rho_{кy} = \frac{2\pi \cdot AO^2}{MN} \cdot \frac{\Delta U_y}{I}$, значения которых вычисляются по измеренным значениям разности потенциалов. Вектор $\vec{\rho}_к$ вводится путем обобщения понятия кажущегося сопротивления $\rho_к = \frac{|E_{MN}|}{j_0}$ на векторный случай (рис. 15.3).

На основании представления о разделении электрического поля на нормальную и аномальную части вектор $\vec{\rho}_к$ рассматривается *при обработке данных метода ВИЭП* как сумма $\vec{\rho}_к = \vec{\rho}_к^0 + \vec{\rho}_к^{an}$ – векторов нормального и аномального

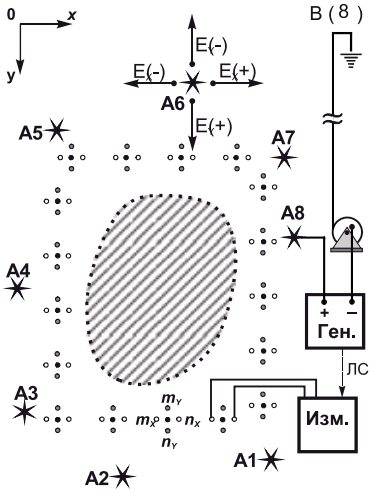

Рис. 15.2. Система наблюдений в методе векторных измерений электрического поля (ЛС – линия синхронизации)

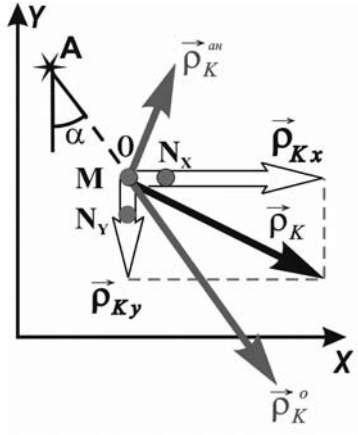

Рис. 15.3. Нормальный $\vec{\rho}_K^0$ и аномальный $\vec{\rho}_K^{ан}$ векторы кажущегося сопротивления; полный вектор кажущегося сопротивления $\vec{\rho}_K$ и его измеряемые компоненты $\vec{\rho}_{Kx}$ и $\vec{\rho}_{Ky}$

кажущегося сопротивлений. При этом величина $\vec{\rho}_к^{\,0}$ принимается равной кажущемуся сопротивлению над вмещающим слоистым разрезом без неоднородностей, а направлен он по радиус-вектору *AO* – от питающего электрода к точке измерения. Значения $|\vec{\rho}_к^{\,0}|$ снимаются с кривой ВЭЗ на участке работ, полученной независимо, или с кривой зондирования ВИЭП, построенной как функция, аппроксимирующая зависимость $|\vec{\rho}_к|$ от *AO*. Вектор аномального кажущегося сопротивления, который рассчитывают как разность $\vec{\rho}_к^{\,ан} = \vec{\rho}_к - \vec{\rho}_к^{\,0}$, несет информацию о неоднородностях разреза.

Результаты ВИЭП представляются в виде диаграмм векторов $\vec{\rho}_к$ и $\vec{\rho}_к^{\,ан}$ для каждого положения питающего электрода.

В *количественной интерпретации данных ВИЭП* используется представление о примерно дипольной структуре электрического поля вторичных зарядов, возникших на границе локальной неоднородности (рис. 15.4, *б*). По значениям $\vec{\rho}_к^{\,ан}$ рассчитывают измеренное аномальное электрическое поле, которое аппроксимируют теоретическим полем квазидиполя – двух точечных источников противоположного знака. С помощью стандартных вычислительных процедур путем минимизации среднеквадратической невязки измеренного и теоретического полей определяют положение и интенсивность эквивалентных квазидиполей для каждого положения питающего электрода (рис.15.4). Полюса квазидиполя оконтуривают положение неоднородности в плане, а центры квазидиполей – в разрезе. При этом для высокоомной неоднородности эквивалентный квазидиполь ориентирован положительным полюсом к питающему электроду, а для низкоомной – наоборот.

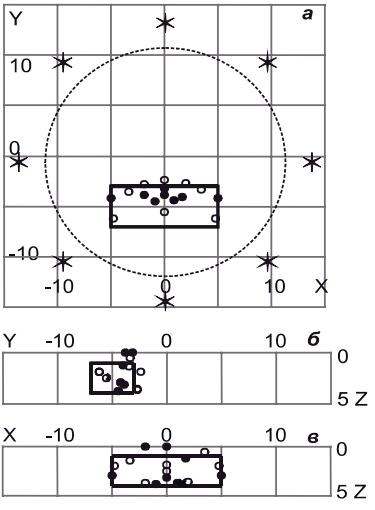

Рис. 15.4. Результаты интерпретации векторных измерений электрического поля вблизи трехмерного объекта. Белыми и черными точками показаны полюса эквивалентных квазидиполей: *а* – вид сверху, *б* – вид сбоку, *в* – вид спереди

Результаты интерпретации представляют, изображая в трех проекциях квазидиполи и положения границ неоднородности в плане и в разрезе.

Литература

1. Геоэкологическое обследование предприятий нефтяной промышленности. – М.: РУССО, 1999. – 500 с.

Глава 16. Резистивиметрия

Удельное электрическое сопротивление горных пород $\rho_П$ по формуле В.Н. Дахнова $\rho_П = P_П \cdot P_В \cdot P_Г \cdot P_Т \cdot \rho_В$ или по формуле Арчи $\rho_П = P_П \cdot \rho_В = a/n^m \cdot \rho_В$ прямо пропорционально сопротивлению воды в порах породы. Следует отметить, что формула Арчи записана для неглинистых пород. Сопротивление подземных вод по А.А. Огильви (1990) может меняться на 3 порядка (от 0.3 до 300 Ом•м), вызывая пропорциональное изменение сопротивления пород. Следовательно, сопротивление подземных вод является важным фактором, влияющим на сопротивление пород, и его следует учитывать (измерять) перед истолкованием результатов электроразведки.

Если сравнить результаты полевых наблюдений в различных районах нашей страны, то мы придем к выводу, что одни и те же породы в зависимости от географии места проведения работ будут иметь различные значения УЭС. В условиях арктического побережья Чукотки фоновое сопротивление талых терригенных пород будет не меньше 1000-2000 Ом•м, в средней полосе России точно такие же породы будут иметь сопротивление 100-200 Ом•м, а на Нижней Волге или в местах с аридным климатом довольно часто встречаются терригенные породы с сопротивлением 10-30 Ом•м. Объяснить это физическое явление можно довольно просто. В условиях Севера многолетнемерзлые породы не позволяют снеговым и дождевым водам проникать на глубину. В силу низкой минерализации удельное сопротивление поверхностных вод сохраняется на достаточно высоком уровне 100-450 Ом•м. В небольшом озере Голубое на Чукотке удельное сопротивление воды равно 890 Ом•м. В средней полосе

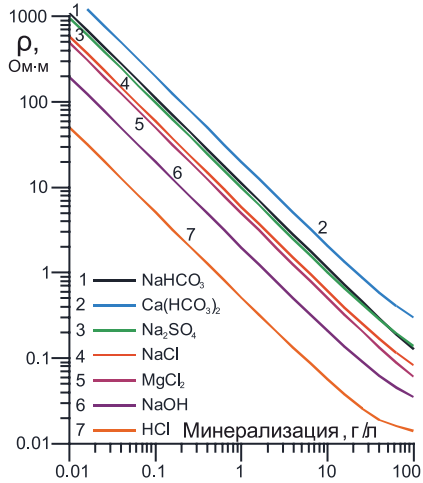

Рис. 16.1. Зависимости УЭС воды ($\rho_в$) от минерализации (С) и химического состава

интенсивные поверхностные осадки проникают в верхнюю часть разреза и обогащаются минеральными солями в основном карбонатного происхождения. В результате удельное сопротивление подземных вод, которые наряду с поверхностными водами формируют речные стоки, понижается до 20-100 Ом•м. В областях с аридным климатом поверхностные осадки мало влияют на подземные воды, преобладают низкие скорости фильтрации воды и, соответственно, застойные гидрогеологические процессы. Это ведет к обогащению воды минеральными солями, и подземные воды могут иметь сопротивление не более 2-12 Ом•м.

Все подземные воды делятся на две основные категории: для питьевых и технических нужд. К последней категории также относится вода для сельского хозяйства. В странах с жарким климатом в условиях сильного дефицита воды устанавливается верхний предел минерализации питьевой воды в 1 г/л в пересчете на NaCl. Более высокие концентрации солей дают неприятный вкус и запах, плохо усваиваются организмом (табл.16.1). Удельное сопротивление такой воды составляет 5-10 Ом•м в зависимости от типа растворенных минеральных солей. Достаточно пресная московская водопроводная вода имеет сопротивление 30-35 Ом•м. А средний уровень сопротивления водопроводной воды на Кипре 12.5 Ом•м. Примерно такая же по качеству вода используется в мексиканской столице. Для сельского хозяйства в условиях аридного климата минерализация воды может для некоторых культур достигать 2-3 г/л. В условиях, если хотя бы раз в год земля хорошо промывается дождевыми осадками, такие концентрации солей являются допустимыми.

Таблица 16.1

Удельное сопротивление воды и ее соленость, предельно допустимые для питья человеком и животными [по Acworth, 2001]

	Сопротивление воды, Ом•м	**Соленость, г/л**
Люди	4.00	1.5
Утки, гуси	1.72	3.5
Свиньи	1.52	4
Лошади	0.86	7
Коровы	0.60	10
Овцы	0.43	14
Верблюды	0.5	12.5

Сопротивление воды обратно пропорционально ее минерализации. В двойном логарифмическом масштабе для большого диапазона концентраций минеральных солей все зависимости вырождаются в прямую линию (рис. 16.1). Удобство этих графических зависимостей заключается в том, что если известен тип минерализации, который превалирует в данной местности, то можно достаточно просто произвести оценку концентрации

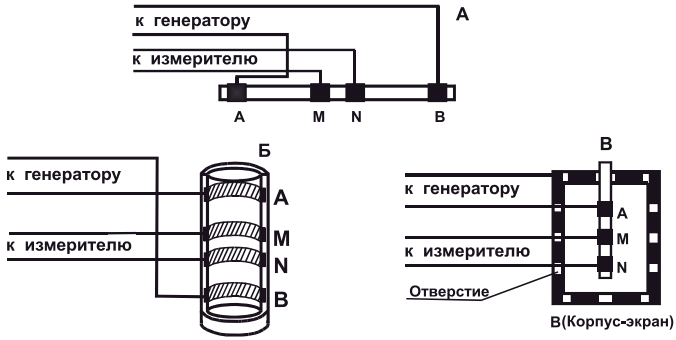

Рис. 16.2. Простейшие типы четырехэлектродных резистивиметров:
А – открытый; Б – закрытый; В – экранированный

этой соли в воде. Например, в пересчете на NaCl минерализация московской водопроводной воды составляет порядка 0.15-0.2 г/л.

При проведении электроразведочных работ выполняют измерения сопротивления воды в открытых водоемах, колодцах, скважинах и родниках. Проводят каротаж водного слоя для того, чтобы изучить стратификацию воды в водоемах. Необходимо учесть, что сопротивление воды заметно зависит от температуры, изменяясь примерно на 2% на каждый градус.

Сопротивление воды измеряют четырехэлектродным (рис. 16.2) или двухэлектодным резистивиметром. В последние время для измерения сопротивления воды на Александровской практике используется резистивиметр или измеритель проводимости воды COM100 фирмы HM Digital (рис. 16.3). Диапазон измерения температуры этого прибора 0-80 °C. Диапазон измерения минерализации (солености) 0-8560 мг/л (0-8.5 г/л). Диапазон измерения электропроводности (0-9990) Микросименс/см (диапазон для сопротивления: 1-1000 Ом•м). Прибор COM100 имеет три настройки на разные соли: NaCl, KCl и 442 (стандартный тест природной воды – 40% бикарбоната соды (Na_2CO_3), 40% сульфата соды (Na_2SO_4) и 20% хлоридов (NaCl, KCl, $MgCl_2$). Рекомендуется использовать режим NaCl.

Рис. 16.3. COM100

Электропроводность воды в COM100 выражается в Микросименс/см, соленость – в миллиграммах на литр (ppm). Для пересчета электропроводности (σ) в сопротивление (ρ) в Ом•м используется формула: $\rho = 10000/\sigma$.

Когда сопротивление воды известно, можно определить ее соленость либо используя зависимость на рис. 16.1, либо используя приближенную формулу $C = 6 / \rho_{w20}$, верную для сопротивлений воды выше 1 Ом•м. Конечно, можно определить соленость и с помощью химических анализов.

В ряде случаев массовые измерения сопротивления воды являются отдельным циклом геофизических измерений и решают задачи контроля загрязнений воды (на реках и ручьях, по берегам озер и водохранилищ).

При измерениях сопротивления воды в полевой журнал должно быть обязательно занесено: 1) порядковый номер точки и время; 2) точная привязка и описание места (координаты GPS); 3) тип и номера приборов, с которыми велись измерения; 4) температура воды; 5) показания тока и напряжения, сопротивление или электропроводность воды, 6) фамилия оператора, 7) тип водоема (река, пруд, лужа). По координатам GPS точки выносятся на карту местности.

На Александровской практике рекомендуется измерять сопротивление воды в реках Воря и Угра, в пруду у дороги на Беляево, в ручье из этого пруда и в ручье по дороге на Инмезево, в 300 м скважине на базе МГУ, в колодцах, родниках, в лужах. Измерив 30-35 проб воды можно построить графики сопротивления воды, солености, температуры, получить карту с координатами всех проб.

Литература

1. Матвеев Б.К. Электроразведка. – М., 1990. – 368 с.

2. Электроразведка. Пособие по электроразведочной практике (в Александровке) для студентов геофизических специальностей / Под ред. В.К. Хмелевского, И.Н. Модина, А.Г. Яковлева. – М., 2005. – 310 с.

3. R.I. Acworth. Electrical methods in groundwater studies. 2001. The university of New South Wales // School of Civil and Environmental Engineering. Short Course Notes. 130 pp.

Глава 17. Бесконтактное измерение электрического поля (БИЭП)

17.1. Основы метода

Возникновение технологии бесконтактного измерения электрического поля (БИЭП) было вызвано необходимостью проводить полевые измерения в условиях, когда заземление питающих и приемных электродов является затруднительным. Это районы с поверхностными покрытиями такого типа, как например каменные осыпи и крупноглыбовые развалы Северо-Востока, Якутии, Приполярного и Северного Урала, сухие пески Средней Азии и Казахстана, территории рек, озер и болот Карело-Кольского региона и Архангельской области, доступные для геофизического изучения только в зимний период. Проблема заземлений затрудняет проведение работ также на городских и промышленных объектах, где большие площади поверхности забетонированы или заасфальтированы.

Впервые методика и аппаратура БИЭП были предложены Б.Г. Сапожниковым в 1963 г. при работах методом СГ [Сапожников, 1970, 1973]. Теоретические основы метода наиболее полно изложены в монографии [Нахабцев, 1992]. Аппаратуру «ЭРА-Макс», позволяющую выполнять БИЭП, в современном исполнении выпускает фирма «ЭРА» (г. Санкт-Петербург) [Геоэкологическое обследование…, 1999].

Идея бесконтактного метода заключается в том, что, с одной стороны, на переменном токе для возбуждения и измерения электрического поля можно использовать как гальваническое, так и емкостное заземление электродов, так как для переменного тока УЭС воздуха, как и вакуума, зависит от частоты и не является бесконечным, на УЭС воздуха влияют различные факторы, в первую очередь влажность. Но в первом приближении для оценок можно использовать формулу для расчета УЭС в вакууме:

$$\rho = \frac{1}{\omega\varepsilon_0}.$$

На рис. 17.1 показана зависимость УЭС вакуума от частоты и отмечены рабочие частоты некоторых комплексов, используемых для БИЭП.

С другой стороны, как было показано выше, низкочастотное электрическое поле на небольших расстояниях от источника соответствует стационарному – это так называемая «ближняя зона». Допустимые расстояния зависят от удельного сопротивления изучаемого разреза. Чем выше удель-

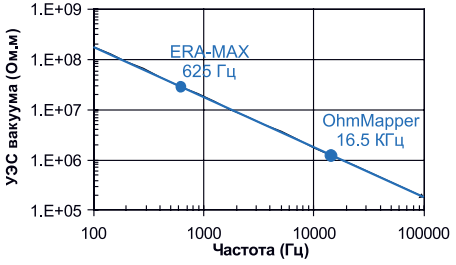

Рис. 17.1. Зависимость УЭС вакуума от частоты

ное сопротивление, тем больше допустимые разносы. Для удельного сопротивления 100 Ом•м. допустимы разносы до 100-200 м при работе на частоте 625 Гц и 20-40 м при частоте 20 кГц. Для борьбы с индукционной наводкой между приемной и питающей линиями используется дипольная осевая установка.

Отметим, что практически всегда наблюдения с незаземленным диполем проводят на некоторой высоте над землей. Минимальная высота определяется растительным или снежным покровом и обычно составляет 0.1–0.3 метра, но при зимних работах и некоторых методиках она может быть и более 70 см. Высота емкостного электрода, в отличие от заземленного, влияет на измеренное поле. Хотя обычно этим можно пренебречь.

В низкочастотной бесконтактной электроразведке используются различные методики. В целом можно выделить два класса приборов – относительно низкочастотные (625-1500 Гц) и высокочастотные (10-20 кГц). Низкочастотные обеспечивают глубинность 30-100 м, а высокочастотные до 10-15 метров. Для высокочастотных измерительных систем обычно используются только незаземленные электроды, а для низкочастотных допускаются сочетания заземленных и незаземленных элементов установки (Электропрофилирование…, 1985; Нахабцев, 1991). Для получения приемлемых значений переходного сопротивления емкостного питающего электрода используются электроды с достаточно большой площадью поверхности – линейные (стелющийся провод) или площадные (металлические листы). Длина стелющего электрода для высокочастотнй аппаратуры около одного метра, а для низкочастотной – более 10 м.

17.2. Электрическое поле в воздухе

При использовании незаземленных элементов установки приходится измерять электрическое поле в воздухе. Наличие емкостной связи между электродом и землей не делает его эквивалентным заземленному, за исключением случая, когда источник поля находится в воздухе, приемник заземлен. В этом случае можно считать, что благодаря токам смещения мы создали в земле такое же поле, как и при стекании тока через заземленный электрод.

17.2.1. Поле емкостного электрода

Рассмотрим поле емкостного электрода. Точечный электрод с током силой *I* расположен в воздухе на высоте *h* над проводящим полупространством с удельной электропроводностью σ. Скалярный потенциал электрического поля вблизи электрода определяется аналогично задаче постоянного тока:

$$U_0(r) = \frac{1}{4\pi r}\frac{I}{\hat{\sigma}} = \frac{1}{4\pi r}\frac{I}{i\omega\varepsilon_0},$$

где $\hat{\sigma}$ – комплексная проводимость, равная $i\omega\varepsilon_0$. Потенциал для этой модели определим, используя метод изображений (рис. 17.2).

Получим коэффициент отражения от поверхности проводника:

$$K_{12} = \frac{\hat{\sigma}_0 - \hat{\sigma}}{\hat{\sigma}_0 + \hat{\sigma}} = \frac{i\omega\varepsilon_0 - \sigma}{i\omega\varepsilon_0 + \sigma} = \frac{-(\omega\varepsilon_0)^2 + \sigma^2 - 2i\omega\varepsilon_0\sigma}{-(\omega\varepsilon_0)^2 - \sigma^2}.$$

При выполнении условия $\sigma >> \omega\varepsilon_0$ получим:

$$K_{12} = \frac{-(\omega\varepsilon_0)^2 + \sigma^2 - 2i\omega\varepsilon_0\sigma}{-(\omega\varepsilon_0)^2 - \sigma^2} \approx \frac{\sigma^2 - 2i\omega\varepsilon_0\sigma}{-\sigma^2} = \frac{2i\omega\varepsilon_0}{\sigma} - 1.$$

Используя коэффициент отражения, мы можем записать выражение для скалярного потенциала в нашей модели ниже и выше дневной поверхности:

$$\begin{cases} U(r) = \dfrac{I}{i\omega\varepsilon_0}\left(\dfrac{1}{4\pi r} + K_{12}\dfrac{1}{4\pi r^*}\right) \approx \dfrac{I}{2\pi r^*\sigma} + i\dfrac{I}{\omega\varepsilon_0 4\pi}\left(\dfrac{1}{r} - \dfrac{1}{r^*}\right), z \le 0, \\ U(r) = \dfrac{I}{i\omega\varepsilon_0}\dfrac{1}{4\pi r}\left(1 + K_{12}\right) \approx \dfrac{I}{2\pi r\sigma}, \quad z \ge 0. \end{cases}$$

Таким образом, поле в нижнем полупространстве не зависит от частоты и стремится к полю заземленного электрода по мере увеличения расстояния от источника тока.

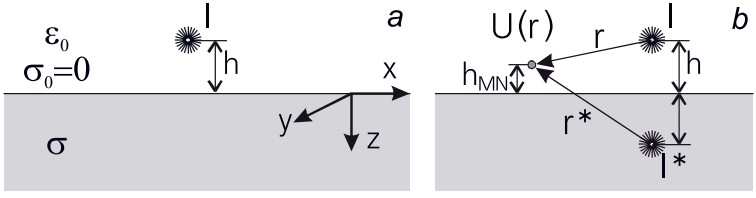

Рис. 17.2. Модель с источником тока в воздухе:
a) – геометрия модели, *b*) – использование мнимого источника

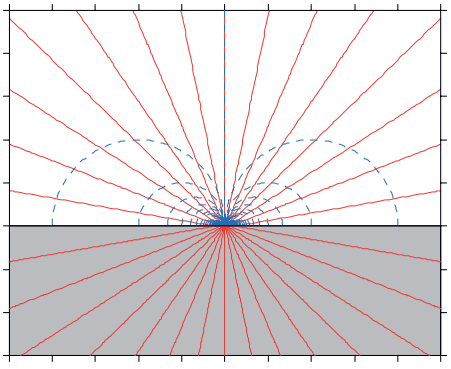

Рис. 17.3. Реальная (красная) и мнимая (синяя) части электрического поля незаземленного точечного электрода

Поле в верхнем полупространстве состоит из двух слагаемых. Мнимая часть – это поле вертикального электрического диполя, полюса которого – это сам источник и его изображение. Эта часть поля никак не связана с сопротивлением нижнего полупространства и, следовательно, не несет никакой геологической информации. Она создается только зарядами на поверхности токового электрода и свободными зарядами на поверхности проводника.

Реальная часть, как и в нижнем полупространстве, стремится к полю заземленного электрода. Она определяется переменным током в проводнике. Именно она связана с геоэлектрическим разрезом.

На рис. 17.3 показана структура электрического поля для незаземленного электрода.

На поверхности земли, на экваторе диполя, горизонтальная компонента мнимой части поля равна нулю. При использовании бесконтактной приемной линии измерения проводятся на некоторой высоте над землей (h_{MN}). В этом случае мнимая часть поля уже не равна нулю. Соотношение между мнимой и реальной частями горизонтальной компоненты электрического поля определяется следующей формулой [Электропрофилирование…, 1985]:

$$\frac{\mathrm{Im}(\mathrm{E_r})}{\mathrm{Re}(\mathrm{E_r})} \approx \left| 1 - i\frac{\sigma}{\omega\varepsilon_0}\frac{h\,h_{MN}}{r^2} \right|.$$

Очевидно, что электрические зондирования можно проводить только тогда, когда мнимая часть поля существенно меньше, чем реальная. На малых разносах (для частоты 625 Гц это разносы менее 10 метров), где мнимая часть поля преобладает, кривая ВЭЗ не зависит от геологии.

17.2.2. Поле в воздухе от заземленного электрода

При использовании емкостного питающего электрода сопротивление питающей линии АВ является довольно высоким, что ограничивает амплитуду максимального тока в линии АВ. Кроме того, как показано выше, использование емкостных питающих электродов может приводить к существенным искажениям кривых ВЭЗ, особенно на малых разносах. Поэтому

довольно часто используется методика с заземленным питающим электродом и бесконтактным приемным диполем.

Поле в воздухе также можно рассчитать, используя метод изображений. Причем проводимость воздуха можно считать равной нулю, так она обычно намного меньше проводимости грунта (рис. 17.1). Источником электрического поля будут заряды, расположенные на поверхности токового электрода и на всех неоднородностях, включая дневную поверхность земли.

Для однородного полупространства поле в воздухе будет соответствовать полю точечного электрода. На рис. 17.4 показаны токовые линии и эквипотенциальные поверхности для погруженного электрода.

Отметим, что горизонтальная компонента электрического тока непрерывна при переходе через дневную поверхность. Однако в воздухе кроме горизонтальной существует вертикальная компонента, которая помимо глубины электрода зависит от геоэлектрического разреза. Например, при наличии в геоэлектрическом разрезе контрастного проводящего основания она может в десятки раз превышать горизонтальную (рис. 17.5).

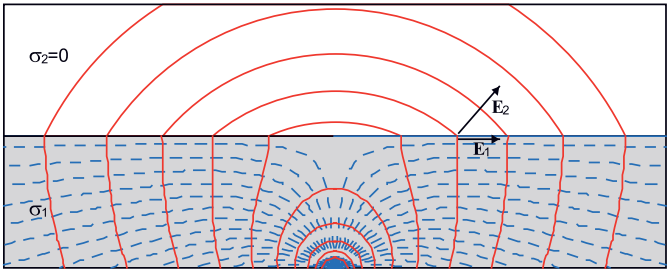

Рис. 17.4. Токовые линии (синие) и эквипотенциальные поверхности (красные) для погруженного электрода

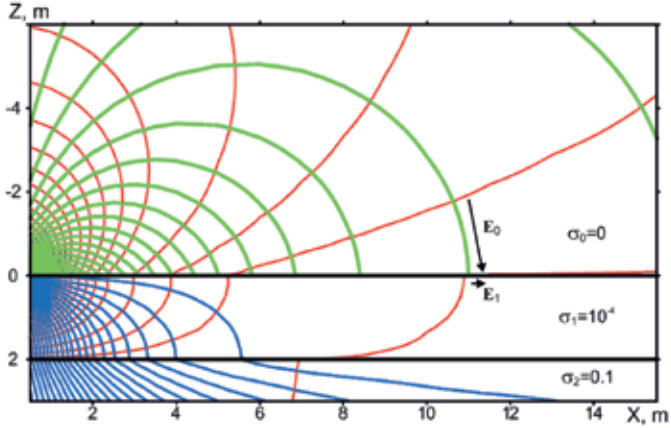

Рис. 17.5. Токовые линии (синие), эквипотенциальные поверхности (красные) и силовые линии электрического поля в воздухе (зеленые) для двухслойной модели

Таким образом, мы показали, что для контрастных объектов поле в воздухе имеет более сложную структуру, чем на поверхности земли. И это может влиять на измерения при подъеме приемного диполя над поверхностью из-за снега, развалов камней и т.д.

Отметим также, что на измерения в воздухе влияют и неоднородности выше дневной поверхности, включая тело оператора.

17.3. Аппаратура и оборудование комплекта ЭРА-МАКС

В методе БЭЗ используется комплект аппаратуры ЭРА-МАКС, в который входят:

• *Микровольтметр* с цифровым жидкокристаллическим индикатором при бесконтактных измерениях, имеет входное сопротивление на частоте 4.88 Гц 80 МОм, а на частоте 625 Гц – в зависимости от внешнего устройства входное сопротивление меняется от 10 МОм до 2 ГОм. В измерителе установлена цифровая память на 2500 отсчетов. При выключении измерителя работа платы памяти поддерживается внутренним источником. Измеритель позволяет регистрировать реальные сигналы в диапазоне от 0.3 мкВ до 2 В при температуре от -10 до +50 °С. Вес прибора составляет 3 кг.

• *Генератор напряжения ЭРА*, работающий на частоте 625 Гц, позволяет возбуждать ток от 0.1 до 100 мА (выходная мощность 15 Вт). Вес генератора 3.7 кг.

• *Активные электроды* в виде круговых дисков для измерений на частоте 4.88 и 625 Гц с входным сопротивлением до 2 ГОм.

• *Электрическая горизонтальная антенна* для рабочей частоты 625 Гц, с входным сопротивлением до 2 ГОм.

• *Приемные неполяризующиеся электроды* ЭН-1 конструкции ВИРГ. Стальные электроды для питающих линий, катушка с проводом, комплект инструментов, соединительные провода, кувалда, мерная лента.

17.4. Методика работ методом БИЭП

Бесконтактное измерение электрического поля используется как при электропрофилировании, так и при электрических зондированиях. Однако, в большинстве случаев оно эффективно именно при одноразносном или многоразносном профилировании. Это вызвано тем, что при зондировании трудно обеспечить измерения для широкого диапазона разносов. Для электропрофилирования обычно применяется установка, показанная на рис. 17.6.

Впереди установки идет оператор, который с помощью провода соединен с клеммой N измерителя ERA-MAX. К клемме M измерителя подключена стелющаяся линия длиной 40 метров. Таким образом, одним приемным электродом является оператор, а вторым – стелющаяся линия. Тело человека является эффективным приемным электродом. Его недо-

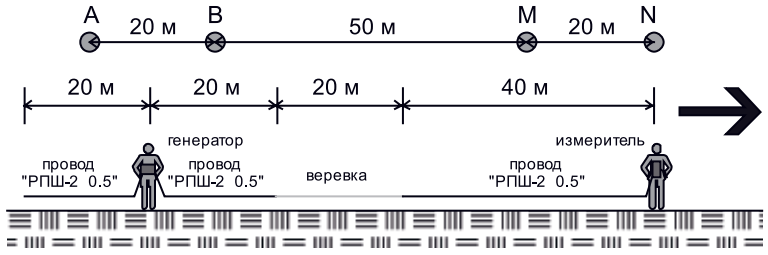

Рис. 17.6. Схема установки для электропрофилирования по методике БИЭП. Сверху показано положение эквивалентных точечных электродов, стрелкой показано направление движения

статком является большая высота электрода, но на большом расстоянии от питающего диполя такая высота допустима. Использование протяженного электрода приводит к осреднению измеряемого поля по длине электрода, поэтому эквивалентный точечный электрод располагается в середине протяженного электрода. Таким образом, эффективная длина приемного диполя – 20 метров.

Питающий диполь состоит из двух стелющихся линий длиной 20 метров каждая. Между ними располагается второй оператор с генератором ERA-MAX. Измерительная стелющая линия соединена с генераторной веревкой длиной 20 метров. Этим обеспечивается постоянное расстояние между приемным и питающим диполями.

Рабочая частота 625 или 1250 Гц. Частота 625 Гц позволяет уменьшить влияние индукции, но при этом возрастает переходное сопротивление и несколько увеличивается время измерений.

Для получения других разносов можно масштабировать установку, например уменьшить все размеры в два раза. Другой путь – это заменить электрод B на обычный заземленный электрод и вставить между AB и MN второй измеритель. Тогда можно проводить двухразностное профилирование.

Порядок проведения измерений

1. Перед началом измерений установить в измерителе дату и время, соответствующие используемому приемнику GPS.

2. Растянуть установку и закрепить стелющиеся линии, чтобы избежать возможных разрывов и поломок при проведении измерений.

3. Установить согласующее устройство в клемму A генератора.

4. Для экономии времени генератор не выключается при переходах.

5. Измерения проводятся только на остановках с шагом 10 метров.

6. Для повышения точности измерений рекомендуется подождать 2 секунды перед началом измерения, чтобы ток успел стабилизироваться.

7. На каждой точке измерения отмечать точку GPS.

Порядок обработки

Обработка данных ЭП проводится в два этапа.

На первом этапе создается файл полевых данных после считывания данных из прибора программой «ЭРА» и проводится обработка данных GPS.

На втором этапе готовится отчетный файл, в котором измеренные значения поля пересчитываются в кажущееся сопротивление по формуле $\rho_K = K\frac{\Delta U}{I}$, где K для предлагаемой установки равен 2474 м. Кроме того, у каждой точки записываются координаты GPS. Рекомендуется использовать прямоугольные координаты в проекции 42 года. Для построения карты нужно сместить координаты GPS к центру установки.

17.5. Пример полевых работ

Во время летних и зимних геофизических практик (рис. 17.7) на полигоне Александровка был выполнен значительный объем измерений методом ЭП-БИЭП. В качестве примера приведем карты кажущегося сопротивления для двух разносов, полученные в 2010 году (рис. 17.8).

Карты ЭП показывают, как меняется геоэлектрический разрез по площади. Малый разнос (38.3 м) имеет эффективную глубинность 9 метров. Зоны с кажущимся сопротивлением более 300 Ом•м соответствуют участкам с увеличенной мощностью (более 3 м) поверхностных флювиогляциальных песков. В областях с кажущимся сопротивлением менее 100 Ом•м мощность поверхностных песков менее 2 метров.

Для разноса OO’ = 88 м глубинность примерно 22 метра. Однако это не значит, что слои на меньших глубинах не проявляются. Так, высоокомная аномалия в центре участка соответствует области максимальной мощности поверхностных песков, которая по данным бурения не превышает 8 метров.

Рис. 17.7. Измеритель (слева) и генератор комплекса ЭРА-МАКС при проведении электропрофилирования по методике БИЭП.

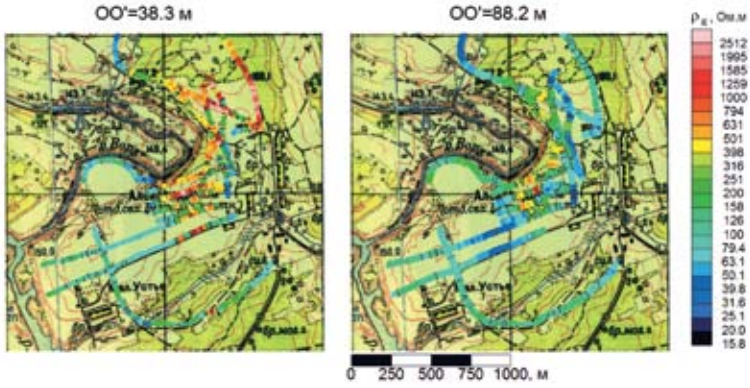

Рис. 17.8. Карты кажущего сопротивления ЭП-БИЭП для двух разносов.

Проводящая аномалия в центре плато с кажущимся сопротивлением менее 50 Ом•м указывает на присутствие в этом районе мощных глинистых отложений четвертичного возраста и, возможно, нижнего карбона. Отметим, что это наиболее высокая часть Александровского плато.

Таким образом, метод ЭП-БИЭП позволяет решить задачу районирования и наметить план детальных электроразведочных работ и бурения.

Литература

1. Бобачев А.А. Особенности электрического поля в воздухе при низкочастотных бесконтактных электрических зондированиях // Разведка и охрана недр. 2002. N10. – 4 с.

2. Геоэкологическое обследование предприятий нефтяной промышленности / Под ред. проф. В.А. Шевнина и доц. И.Н. Модина. – М.: РУССО, 1999. – 511 с.

3. Нахабцев А.С. Низкочастотная электроразведка с линейными источниками гармонического поля. – СПб.: Недра, 1992. – 359с.

4. Ортогональное электрозондирование с незаземленными рабочими линиями (Методические рекомендации) / Под ред. А.С. Нахабцева. – Л.: Недра, 1990. – 115 с.

5. Сапожников Б.Г. Методика и аппаратура «емкостного приема» при электроразведочных работах методом срединного градиента. В кн.: Тезисы докладов семинара НТО. Поиски глубокозалегающих рудных месторождений. Чимкент, 1970. С. 105–106.

6. Сапожников Б.Г. Аппаратура и методика работ методом срединного градиента с незаземленной приемной линией // Геофизическая аппаратура. 1973. Вып. 52. С. 31–40.

Глава 18. Дипольное индуктивное профилирование с EM-34

В течение многих лет метод дипольного индуктивного профилирования (ДИП) или дипольного электромагнитного профилирования (ДЭМП) в России (ранее в СССР) и в странах Запада развивался по-разному. В России использовали максимально широкий диапазон волновых чисел $|kr|$, а на Западе старались взять такой интервал $|kr|$, который обеспечивал бы наиболее простой пересчет результатов измерений в электропроводность σ. Для грамотного применения ДИП с российской аппаратурой требовалось знать теорию метода, понимать, в какой зоне $|kr|$ дальней, ближней или промежуточной – проводятся измерения, какие параметры выбрать для измерения и почему измеряемые параметры так или иначе реагируют на изменения сопротивлений разреза. Аппаратура на Западе (например фирмы Geonics, Канада) сразу давала отсчет в единицах проводимости, что упрощало дальнейшую работу с информацией, но для этого должно было выполняться условие ближней зоны, что предусмотрено выбором параметров аппаратуры. На практике по малоглубинной электроразведке используется аппаратура EM-34-3XL (фирмы Geonics), приобретенная с помощью спонсоров (фирмы «Ингеоком», Москва).

В аппаратуре Geonics EM-34 используется система двух копланарных рамок (генераторной и измерительной), оси которых ориентированы вертикально или горизонтально. В терминологии ДИП присутствует некоторая путаница в ориентации рамок и диполей. Рамка как физическая конструкция может быть ориентирована вертикально (более частый случай) или горизонтально. Ось диполя перпендикулярна плоскости рамки, поэтому вертикальную рамку называют горизонтальным магнитным диполем (ГМД), а горизонтальную рамку – вертикальным магнитным диполем (ВМД). В общем случае вторичное магнитное поле является сложной функцией расстояния между рамками r, частоты поля f и проводимости земли σ. При определенных ограничениях, технически определяемых как «работа при низких значениях индукционных чисел» (или в ближней зоне), вторичное магнитное поле оказывается очень простой функцией этих переменных. Эти ограничения включены в разработанные приборы EM-31 и EM-34-3, и в этом случае можно показать, что вторичное магнитное поле (нормированное на первичное поле) будет равно (McNeil, 1980):

$$\frac{H_s}{H_p} \approx \frac{i\,\omega\,\mu_0\,\sigma\,r^2}{4}, \qquad (1)$$

где H_s – вторичное магнитное поле в приемной рамке;
H_p – первичное магнитное поле в приемной рамке;
$\omega = 2\pi f$, f – частота в Гц;
μ_0 – магнитная проницаемость вакуума;
σ – проводимость земли (Sm/м);
r – расстояние между рамками, м;
$i = \sqrt{-1}$.

Отношение вторичного к первичному магнитному полю линейно пропорционально проводимости земли, этот факт делает возможным создание прибора – измерителя проводимости, определяемой по величине этого отношения. Определяемая отношением H_s/H_p кажущаяся проводимость, которую показывает прибор, определяется из уравнения (1) следующим образом (McNeil, 1980):

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\,\mu_0\,r^2}\left(\frac{H_s}{H_p}\right). \qquad (2)$$

В системе единиц МКС (СИ) единицей проводимости является Сименс на метр (Сим/м), или, что удобнее, миллисименс на метр (мСим/м). Сименс равен 1/Ом. Передача первичного поля с генераторного диполя на измеритель осуществляется индуктивно по воздуху и контролируется с помощью кабеля. Первичное поле синфазно к току в генераторном диполе, а вторичное поле отличается по фазе на 90° (квадратурно), для правильного измерения этих компонент с генератора передается фаза тока.

Аппаратура EM-34-3XL состоит из генератора, измерителя, передающей и приемной рамок и соединяющих их кабелей. Разносы рамок могут быть 10, 20 и 40 м, для каждого разноса используется своя рабочая частота 6.4 кГц на разносе 10 м, 1.6 кГц на разносе 20 м, 0.4 кГц на разносе 40 м. Произведение $r \cdot \sqrt{f}$ = 800 для всех трех комбинаций разноса и частоты, а $|kr| = \frac{1.67}{\sqrt{\rho}}$. Когда ρ оказывается больше 2.8 Ом•м, параметр kr<1, то есть начинает выполняться условие ближней зоны.

На таких низких частотах в теории используется квазистационарное приближение (пренебрежение токами смещения по сравнению с токами проводимости). Аппаратура проверяет соответствие частоты и разноса и нередко требует несколько изменить разнос (в пределах полуметра). Для этого используется отдельная шкала измерителя «Separation» – «Разнос», отсчет на которой должен быть менее ±300 (на пределе 1000 мСим/м), ±30 (на пределе 100), ±3 (на пределе 10 мСим/м) (т.е. близким к нулю).

После достижения этого условия вторая шкала измерителя «Проводимость» показывает величину кажущейся проводимости; отсчет записывается в полевой журнал или в память прибора. Профилирование может проводиться на одном из трех возможных разносов рамок с горизонтальными или вертикальными диполями. Глубина исследования зависит как от разноса, так и от ориентации рамок (табл. 18.1).

Таблица 18.1

Глубина разведки с прибором EM-34-3 при различных разносах рамок (McNeil, 1980)

Разнос рамок, м	Глубина изучения (м)	
	Горизонт. диполи (вертик. рамки)	Вертикальные диполи (гориз. рамки)
10	7.5	15
20	15	30
40	30	60

Хотя глубина изучения с вертикальными диполями на разносе 10 м и с горизонтальными диполями на разносе 20 м одинакова и равна 15 м, но отсчеты проводимости могут оказаться разными из-за различной чувствительности установок с горизонтальными и вертикальными диполями к приповерхностным частям разреза (рис. 18.1).

По вертикали на рис.18.1 отложены значения функции глубины Φ(Z) (или чувствительности к свойствам среды на разных глубинах), а по горизонтали нормализованная глубина Z (она нормализована к разносу рамок Z/r). Чувствительность – это реакция измеряемого поля на тонкий проводящий слой мощностью dZ на глубине Z. Сравнение чувствительности для горизонтальных (H) и вертикальных (V) диполей подчеркивает различия в их реакции на проводимость среды на разных глубинах. Важно отметить заметные различия в реакции горизонтальных и вертикальных диполей на малых глубинах (от 0 до 0.4 относительной глуби-

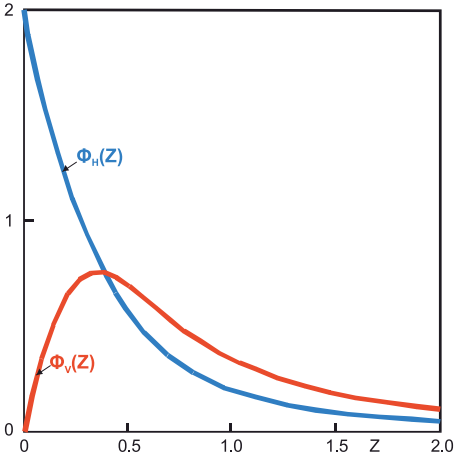

Рис. 18.1. Сравнение относительных вкладов вертикальных (красный) и горизонтальных (синий) диполей (по McNeil, 1980)

ны Z/r) и на больших глубинах (от 0.6 до 2.0 относительной глубины Z/r). На больших глубинах считается, что вертикальные диполи имеют вдвое большую глубинность, чем горизонтальные, и обычно в публикациях фирмы Geonics обращают внимание именно на это различие. Применительно к практике в Александровке важнее другое отличие – установка с горизонтальными диполями имеет высокую чувствительность к верхней части разреза, а с вертикальными диполями не имеет такой чувствительности, и это отличие полезно при диагностике и оценке слоистых разрезов. В геоэлектрическом разрезе Александровки самый большой контраст сопротивлений (между флювиогляциальными песками сопротивлением 5000 Ом•м и моренными суглинками сопротивлением 40 Ом•м находится на малых глубинах до 8 м. На глубинах в 12-15 м находятся горизонтально залегающие отложения палеозоя. Для условий Александровской практики рекомендуется использовать разнос 10 или 20 м с вертикальными рамками (горизонтальные диполи).

Установка с горизонтальными диполями (вертикальной ориентацией копланарных рамок) более удобна для перемещения по профилю, при таких измерениях методические погрешности меньше.

Аппаратура ДИП ЕМ-34 (рис. 18.2) имеет три диапазона проводимостей, выбираемых оператором: 10, 100 и 1000 мСим/м (это максимальные значения в каждом диапазоне). Учитывая, что отсчет проводимости записывается прибором в виде 2-3 значащих цифр, каждому диапазону проводимостей можно поставить в соответствие интервал сопротивлений, а именно: диапазон

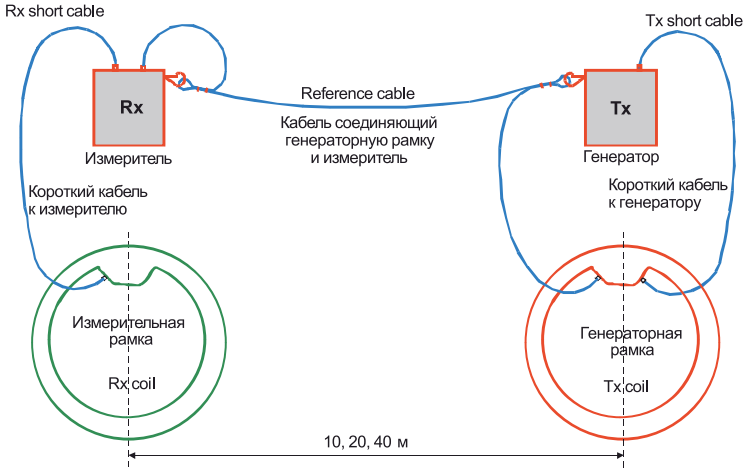

Рис. 18.2. Аппаратура ЕМ-34 в сборе

1000 мСим/м соответствует сопротивлениям от 1 до 50 Ом•м; 100 мСим/м – от 10 до 500 Ом•м и 10 мСим/м – от 100 до 5000 Ом•м.

Можно считать, что значения сопротивления свыше 5000 Ом•м данный прибор не регистрирует. В каждом диапазоне ограничение слева (низкое сопротивление или высокая проводимость) лимитируется условием ближней зоны, а ограничение справа (высокое сопротивление или низкая проводимость) лимитируется точностью отсчетов при малых сигналах на данном диапазоне измерений. Сходный прибор EM-31 той же фирмы Geonics сохраняет чувствительность лишь к сопротивлениям среды ниже 200 Ом•м.

Методика измерений

Когда профиль для работы с EM-34 уже намечен, по линии профиля устанавливают генераторную и измерительную рамки, расстояние между ними определяется по длине кабеля. На обеих рамках есть специальные метки, они должны быть ориентированы в одну сторону. Показания на измерительном индикаторе «Separation» – «Разнос» нужно привести к минимуму путем увеличения или уменьшения разноса рамок в небольших пределах. После этого по другому индикатору измеряется величина проводимости (в мСим/м) и записывается в полевой блокнот или в память прибора. Одновременно фиксируют координаты ДИП с помощью GPS. Точку записи ДИП часто относят к середине разноса между рамками, поэтому, если возможно, замеры GPS берут в этой точке. Если GPS находится вблизи одной из рамок (идущей впереди или позади), то в отсчеты GPS при построении графиков или карт нужно внести поправку на величину половины разноса рамок. После измерения проводимости и координат осуществляется переход на следующую точку профиля, и измерение повторяется. После завершения измерений данные переписывают в компьютер и рассчитывают кажущееся сопротивление по формуле:

$$\rho_K = \frac{1000}{\sigma_K}. \qquad (3)$$

Визуализация измерений ДИП осуществляется в виде графиков ρ_K по профилю и в виде карт кажущихся сопротивлений.

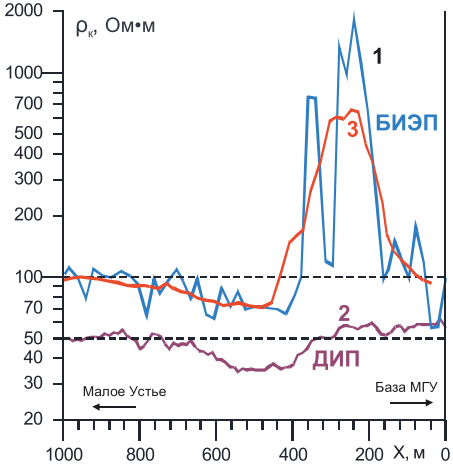

Рис. 18.3. Графики БИЭП (1 и 3) и ДИП (2) на профиле по дороге на Малое Устье. 3 – осредненный по 7 точкам график БИЭП

Задача 1. Наблюдения по профилю.

Наибольший интерес при анализе данных ДИП представляет их сочетание с другими видами электропрофилирования (ЭП, БИЭП), а в некоторых случаях – с данными ВЭЗ и бурения. Для более точного сопоставления данных разных методов нужно иметь файлы координат GPS в формате Wpt, и в прямоугольных координатах в формате имеющихся топографических карт. Для построения графиков разных видов ЭП нужно от координат GPS перейти к координатам вдоль профиля, привязывая профили разных методов к одним точкам. При анализе данных ЭП следует иметь в виду, что ДИП является индуктивным методом, а БИЭП – гальваническим, они обладают разной чувствительностью к параметрам геоэлектрического разреза. Поэтому на Александровской практике графики ДИП идут ниже, а БИЭП выше, и разница между ними косвенно отражает мощность флювиогляциальных песков. При малой мощности песков отношение ρ_K БИЭП к ДИП не превышает 2, а над линзой более мощных песков (X = 50 – 450 м) достигает 10-40 (рис. 18.3).

В некоторых случаях вблизи точек ВЭЗ у скважин разрез достаточно хорошо известен, и для метода ДИП можно рассчитать прямую задачу над слоистым разрезом. Программное обеспечение для этой цели имеется – это программа Freq_EM (www.geoelectrical.com). В такой модели можно задавать до 20 слоев, только вместо сопротивлений слоев нужно указывать их проводимости.

Задача 2. Площадная съемка (картирование).

Для выполнения такой съемки измерения проводятся по нескольким профилям с привязкой всех наблюдений с помощью GPS (рис. 18.4). Дугообразно изогнутый северный край карты ограничен изгибом реки Воря (у брода). Кажущиеся сопротивления меняются от 55 до 95 Ом•м. Разнос ДИП с вертикальными рамками составил 20 м (глубина 15 м).

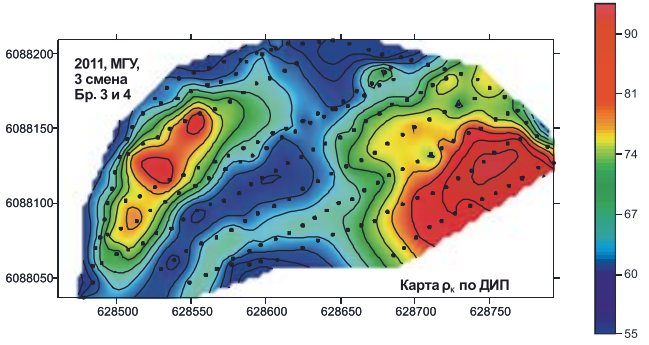

Рис. 18.4. Результаты картирования с ЕМ-34 на пойме р. Воря, данные Макарова Д.В.

На рис. 18.5 (справа) показана карта кажущегося сопротивления по данным ДИП с ЕМ-34 с вертикальными рамками на разносе 10 м (глубина 7.5 м). Сопротивления меняются от 50 до 150 Ом•м. Пунктирной линией показан современный тальвег (понижение в рельефе), вызванный современной долиной временных потоков во время разливов реки Воря. В северо-западной части положение долины и зона минимальных сопротивлений совпадают, а в юго-восточной части расходятся, и минимумами $\rho_к$ отмечается более древняя долина, уходящая за северную границу карты, где в настоящее время в рельефе отмечается заметный подъем, сложенный ледниковыми отложениями. Это позволяет предполагать, что долина местами имеет доледниковый возраст. В пределах данной палеодолины начаты исследования азимутальной анизотропии.

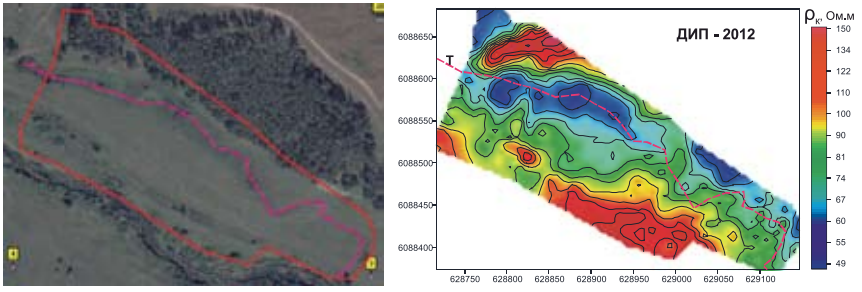

Рис. 18.5. Карта $\rho_к$ по данным ДИП с ЕМ-34 на пойме р. Воря, разнос рамок 10 м. Буквой Т обозначен современный тальвег. Положение участка на фото показано слева, контур участка выделен красной линией

Задача 3. Азимутальные наблюдения для изучения анизотропии.

Рис. 18.6. Положение центра изучения анизотропии в 100 м на СЗ от купальни, в нижней части – русло Вори

Такой вид измерений впервые был реализован на практике магистров в сентябре 2011 года Яловым Т.В. (рис. 18.6). Методика наблюдений была взята из публикаций МакНейла.

МакНейл предложил проводить наблюдения по разным азимутам (в нашем случае по 6 азимутам через 15°), и по каждому азимуту выполнять короткий профиль. Все профили пересекаются в центре изучения анизотропии. Профильные данные можно изобразить в виде карты,

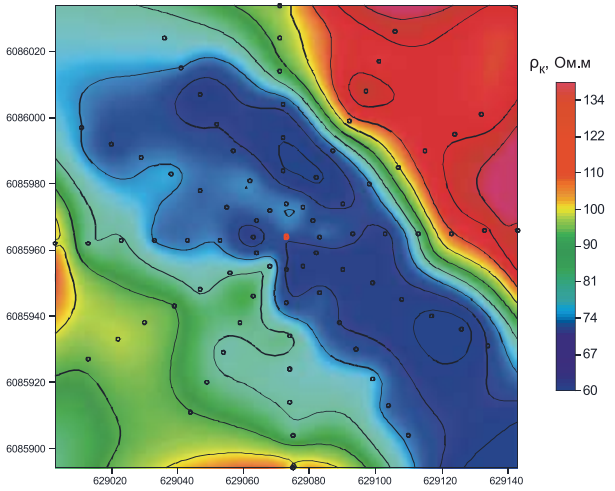

Рис. 18.7. Карта $\rho_к$ по азимутальным измерениям ДИП с ЕМ-34

которая будет характеризовать участок работ и показывать степень неоднородности среды (рис. 18.7). Осредняя профильные данные, получаем среднее сопротивление по каждому азимуту; эти значения используются для построения полярных диаграмм (рис. 18.8).

Сравнивая фото участка (рис. 18.6) и карту ρ_K (рис. 18.7), можно отметить их сходство. Место измерения анизотропии с помощью ДИП отмечено на рис. 18.6 и 18.7.

По снимку местности (рис.18.6) видно, что вблизи точки наблюдения проходит старое русло Вори. Минимум ρ_K на рис. 18.7 и отмечает это старое русло. Азимутальная диаграмма кажущегося сопротивления на постоянном токе должна быть вытянута вдоль простирания в соответствии с парадоксом анизотропии. А азимутальная диаграмма кажущегося сопротивления, полученного от ДИП с ЕМ-34, оказалась вытянута вкрест простирания (рис. 18.8) (для ДИП нет парадокса анизотропии).

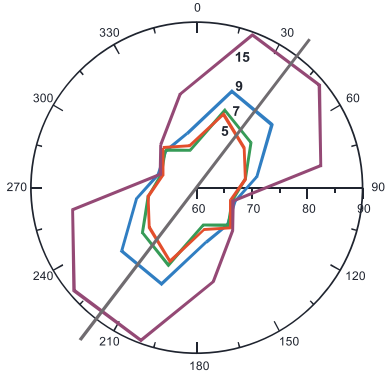

Рис. 18.8. Азимутальные диаграммы, полученные с ЕМ-34 с осреднением от 5 до 15 точек

Эти работы позволили глубже вникнуть в особенности метода ДИП с ЕМ-34 при изучении анизотропных сред.

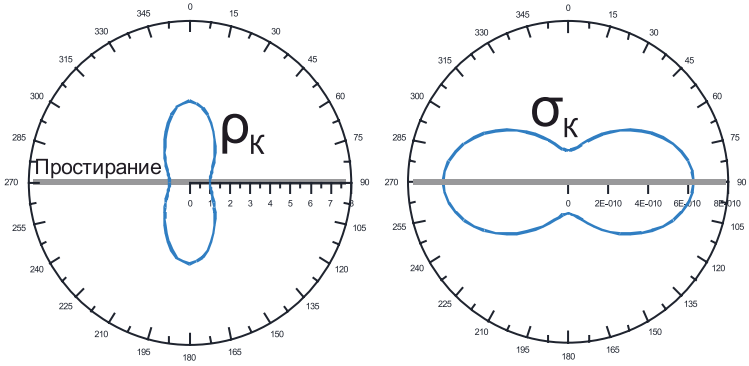

Рис. 18.9. Теоретические азимутальные диаграммы по ДИП для $\rho_к$ и $\sigma_к$. Расчеты А.Д. Каринского. Направление простирания анизотропии здесь отмечено горизонтальной линией

Теоретическую помощь и нужные расчеты провел проф. А.Д. Каринский. Позднее удалось найти статью по теме (al-Garni and Everett, 2003).

Азимутальные диаграммы кажущейся электропроводности по ДИП в ближней зоне вертикального и горизонтального магнитных диполей (EM-34) оказываются вытянуты по простиранию анизотропии (al-Garni and Everett, 2003). А диаграммы ρ_K (по ДИП) вытянуты вкрест простирания, что мы и видим на рис. 18.8 и 18.9. Следует отметить, что в дальней зоне магнитного диполя азимутальные диаграммы ДИП ориентируются иначе: диаграммы ρ_K по простиранию, а диаграммы σ_K – вкрест простирания (al-Garni and Everett, 2003).

Литература

1. Захаров В.Х. Электроразведка методом дипольного индуктивного профилирования. – Л.: Недра, 1975. – 224 с.

2. Инструкция по работе с приборами EM-34-3 & EM-34-3XL. Geonics. 2009. 10 стр.

3. Каринский А.Д. Влияние электрической анизотропии горных пород на электромагнитное поле в скважине. Докт. дисс.2008. С.48–49.

4. al-Garni M. and Everett M. E. The paradox of anisotropy in electromagnetic loop-loop responses over a uniaxial half-space. Geophysics. 2003. Vol. 68. N3. P. 892–899.

5. McNeil J.D. Technical Note TN-6. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics Ltd. 1980. 13 pp.

6. http://www.geonics.com – сайт фирмы Geonics.

7. www.geoelectrical.com Программа Freq_EM для прямого расчета и интерпретации ДИП с EM-34.

Глава 19. Метод естественного электрического поля (ЕП)

19.1. Физические основы и области применения метода ЕП

Метод ЕП основан на изучении естественных постоянных электрических полей. Термин «естественный» означает здесь, что поле не создается внешним контролируемым источником.

Постоянные поля возникают в ходе окислительно-восстановительных (ОВ), фильтрационных и диффузионно-адсорбционных (ДА) процессов в геологическом разрезе. Регистрация этих полей является целью работ методом ЕП, а геологическое истолкование параметров источников этих полей – целью интерпретации данных метода ЕП. Метод ЕП уникален тем, что не свойства, а процессы в земле являются источником аномалий. Если прекращается процесс, то исчезает аномалия.

Электрическое поле *ОВ-происхождения* возникает при разделении зарядов в ходе окисления вещества. Окисляющийся объект является гальваническим элементом, для возникновения которого необходимы: 1) контакт проводников с различными типами проводимости (электронным и ионным) и 2) различие ОВ-условий в различных местах контакта этих проводников.

В геологическом разрезе условия для образования гальванического элемента возникают на телах из минералов с электронной проводимостью (сульфиды, графит и уголь-антрацит), если эти тела находятся в водонасыщенных породах с ионной проводимостью (рис. 19.1).

Изменение ОВ-условий на контакте электронного проводника и вмещающей среды связано в основном с уменьшением содержания кислорода, с глубиной и pH. Изменение pH на единицу вызывает изменение ОВ потенциала на 52 мВ (Sato & Mooney, 1960).

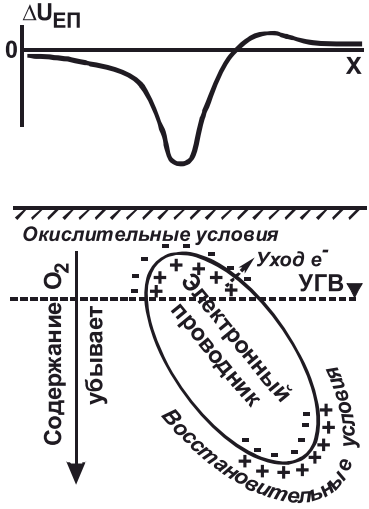

Рис. 19.1. Механизм образования окислительно-восстановительных потенциалов

В верхней части электронного проводника складывается окислительная обстановка, а в нижней – восстановительная. Окисление вещества представляет собой уход электронов (отрицательных зарядов) из кристаллической решетки, и в верхней части тела на внешней стороне контакта накапливается отрицательный заряд, а на внутренней – положительный. На нижней стороне происходит восстановление (поглощение электронов), и на контакте с внешней стороны накапливается положительный заряд. Процесс идет непрерывно, происходит устойчивое разделение зарядов, и электрическое поле существует долгое время.

Поля *фильтрационного происхождения* возникают в ходе разделения зарядов при смещении носителей заряда потоком воды при фильтрации через пористую среду. Для возникновения фильтрационного поля необходимы: 1) контакт веществ в твердой и жидкой фазе, 2) поток жидкости (градиент давления) в среде и 3) пористая структура твердой фазы.

Фильтрационные поля возникают в напорных водоносных слоях. На стенках пор скелета породы, часто представленного силикатными минералами, образуется двойной электрический слой (рис. 19.2). Твердая фаза (стенка капилляра) имеет отрицательный заряд на внешней поверхности, поэтому вблизи нее образуется слой прочносвязанной воды, содержащий избыток катионов и заряженный положительно. К слою прочно-связанной воды притягиваются другие молекулы воды, образуя слой рыхлосвязанной воды, в котором молекулы сохраняют некоторую подвижность.

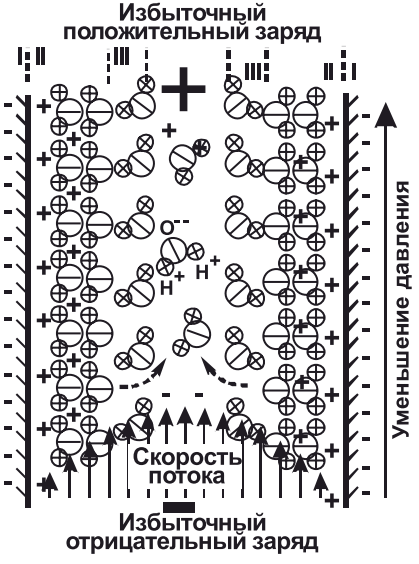

Рис. 19.2. Фильтрационный механизм возникновения ЕП.
I – двойной электрический слой, II – прочносвязанная вода, III – рыхлосвязанная вода.

Поток жидкости сдвигает рыхлосвязанную воду вдоль поры. На выходе из поры возникает избыток катионов (положительный заряд), а на входе наблюдается их недостаток (отрицательный заряд). Движение в порах ламинарное, жидкость – вязкая, и скорость потока максимальна по оси поры. Диаметр поры должен позволять образование рыхлосвязанной воды в области высоких скоростей потока.

При постоянном потоке разделение зарядов устойчиво, и поле существует долгое время. Амплитуда фильтрационных аномалий сильно зависит от сопротивления воды, она может достигать первых сотен мВ в случае фильтрации ультрапресных вод. В средней полосе России электрическое поле фильтрационного происхождения обычно бывает в пределах от десятых долей до единиц мВ/м [Комаров 1994; Семенов, 1980].

Поля *ДА-происхождения* возникают в водонасыщенной пористой среде при разделении зарядов за счет неодинаковой подвижности ионов электролита разного знака и их различного взаимодействия с двойным электрическим слоем. Для возникновения ДА-поля необходимы: 1) контакт веществ в твердой и жидкой фазах, 2) жидкая фаза в виде раствора электролита и 3) пористая структура твердой фазы.

При локальном изменении минерализации (концентрации электролита) в жидкости начинается процесс диффузии – выравнивания минерализации за счет перераспределения ионов. Катионы имеют большую подвижность, чем анионы, поэтому покидают область высокой минерализации быстрее. В пористой среде на дальних от этой области концах пор образуется избыток катионов (положительных зарядов), а вблизи нее – избыток анионов (отрицательных зарядов). Кроме диффузии в среде происходит адсорбция анионов, которые притягиваются к двойному электрическому слою. Для возникновения ДА-поля в середине поры должно быть некоторое пространство, не занятое связанной водой. Амплитуда полей ДА-природы может достигать первых десятков мВ.

Геологические и инженерно-геологические задачи, решаемые методом ЕП, определяются происхождением поля. ОВ-поля возникают на залежах сульфидных руд и каменного угля-антрацита, в зонах пиритизации и графитизации, а также при коррозии металла в грунте. Интенсивные фильтрационные поля возникают в горной местности и в областях питания и разгрузки водоемов, в том числе в местах развития карстовых явлений и при фильтрации воды через земляные плотины. ДА-поля как наиболее слабые малозаметны при наземных измерениях. Магнитотеллурические поля, поля блуждающих токов и токов катодной защиты могут создавать помехи при работах методом ЕП.

Метод ЕП применяется для решения следующих задач:

в разведочной геофизике: 1) поиск и разведка месторождений сульфидных руд и месторождений каменного угля; 2) геологическое картирование тектонических границ; 3) поиск и разведка месторождений подземных вод; 4) поиск областей питания и разгрузки водоемов;

в инженерной геофизике: 1) поиск мест карстово-суффозионных процессов; 2) мониторинг состояния плотин;

в технической геофизике: 1) поиск мест коррозии металла; 2) поиск нарушений гидроизоляции объектов, находящихся под катодной защитой.

19.2. Аппаратура и методика полевых работ

В полевых работах методом ЕП используется аппаратура ЭРА (в режиме измерений на постоянном токе) и МЭРИ (в режиме измерений ЕП), а также ЭРП-1 или другая, имеющая режим ПТ и высокое входное сопротивление (например обыкновенный мультиметр).

Металлические электроды в методе ЕП не используют из-за окисления в грунте. На них возникает значительная (сотни мВ) электродная разность потенциалов $\Delta U_{эл}$ (до -700 мВ у стальных и до -350 мВ у латунных электродов), не связанная с процессами в разрезе и мешающая измерению ЕП.

Для заземления используют неполяризующиеся (НП) меднокупоросные электроды конструкции ВИРГ (рис. 19.3), в случае их отсутствия – самодельные НП-электроды (Рис. 19.5). Контакт с разрезом осуществляется через пористую стенку сосуда с электролитом. Измеритель подсоединяется к электроду через медный стержень, погруженный в насыщенный раствор сульфата меди (медный купорос). Такая конструкция обеспечивает высокую чувствительность и малую $\Delta U_{эл}$.

На Западе широко используют НПЭ второго поколения, разработанные Ж. Пети [G. Petiau, 2000]. Это двухкамерные сосуды с перегородкой с тонкой щелью, вместо жидкого раствора используется смесь электролита с глиной (рис. 19.4). Дрейф электродного потенциала таких электродов не превышает 0.2 мВ/день.

Подготовка работ по методу ЕП начинается с разбивки профилей. Профили ориентируют вкрест простирания объекта. При решении гидрогеологических задач профили часто прокладывают вдоль берега водоема. Расстояние между профилями и между точками наблюдения выбирается исходя из ожидаемых размеров аномалии. Шаг между профилями ΔY и между пикетами ΔX дают минимальный размер аномалии $2\Delta Y \times 5\Delta X$.

На пикетах готовят места заземления – выкапывают лунки по размеру электрода и готовят в них водоземляную смесь. Так понижается переходное сопротивление измерительной линии и достигаются сходные условия заземления. Кроме того, готовят несколько лунок для выбора рабочей пары и измерения $\Delta U_{эл}$. На водоемах электрод погружают в воду, заизолировав его клемму.

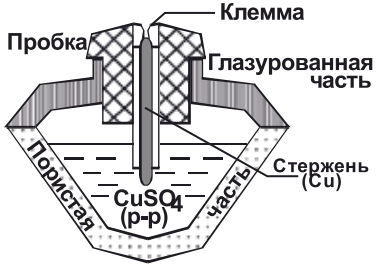

Рис. 19.3. Неполяризующийся электрод

За сутки до выхода в поле электроды (3-4 штуки) замачивают в воде. Непосредственно перед работой металлические части зачищают до блеска. В электроды заливают раствор сульфата меди, закручивают пробки и устанавливают электроды в лунки рядом друг с другом. Электродам дают отстояться, чтобы прекратилась фильтрация и выровнялись температуры. Для выбора рабочей пары измеряют и записывают в журнал $\Delta U_{эл}$ всех пар электродов. Для работы берут пару с наименьшей (2-3 мВ) и устойчивой $\Delta U_{эл}$.

Подготовка прибора начинается с включения и выбора режима измерений на постоянном токе. С помощью батарейки АА или ААА определяют полярность клемм MN прибора и записывают в журнал.

В методе ЕП существует две основные методики полевых наблюдений: метод потенциала и метод градиента потенциала.

Метод потенциала

В этом методе один из измерительных электродов остается неподвижным, а другой перемещается по профилю или по площади. При такой методике

Рис. 19.4. Электрод конструкции Пети

Рис. 19.5. Самодельный меднокупоросный неполяризующийся электрод с деревянной пробкой.

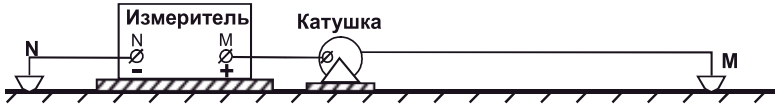

Рис. 19.6. Принципиальная схема установки метода ЕП

за потенциал в данной точке принимается разность потенциалов между подвижным и неподвижным электродами, т.е. потенциал точки, в которой находится неподвижный электрод, принимается за нулевой.

Неподвижный электрод N размещают в области спокойного поля. Электрод N подключают к отрицательной клемме измерителя, а подвижный электрод M – к положительной. Провода закрепляют для защиты прибора при рывках. Портативный прибор удобно переносить вместе с подвижным электродом M и с GPS для записи поля и координат точки измерения.

Полевые наблюдения при съемке потенциала состоят в измерении разности потенциалов $\Delta U_{ЕП}$ между неподвижным электродом и подвижным, который перемещают по всем пикетам (рис. 19.6). Привязка по GPS позволяет выполнять измерения потенциала ЕП без прокладки профилей и закрепления на местности пикетов. В качестве временных меток пикетов используются выкопанные в земле лунки. Значения $\Delta U_{ЕП}$ записывают в журнал, при этом указываются координаты пикетов и время измерения. При возврате к началу профиля проводят повторные измерения каждые 5-10 пикетов. Расхождение основных и повторных измерений не должно превышать 5 мВ. Отработав 1-2 профиля, записывают $\Delta U_{эл}$ и время ее измерения. Изменение $\Delta U_{эл}$ не должно превышать 2-3 мВ.

Если при больших (300-500 м) расстояниях между электродами заметны помехи, меняют положение неподвижного электрода. Его переносят вперед по профилю или на следующий планшет участка. Перед переносом и после него замеряют $\Delta U_{эл}$. Время переноса отмечают в журнале. При 2-м положении неподвижного электрода делают перекрытие – измерения на 3-5 пикетах (при профильной съемке) или на 1-2 профилях (при планшетной съемке), отснятых при 1-м положении. На 5% пикетов участка работ проводят контрольные измерения.

В конце дня снова производят замер $\Delta U_{эл}$. Раствор сливают для повторного использования. По возвращении на базу электроды промывают и хранят в воде отдельно от пробок до следующего полевого дня.

Метод градиента потенциала (ГП)

В этом методе два электрода синхронно перемещаются по профилю с фиксированным разносом. При проведении работ в движении (например съемка ЕП на акваториях) методика ГП является единственно возможной. Преимуществом такой технологии является отсутствие необходимости сшивки планшетов или участков профиля. Однако для геологического истолкования аномалий результаты ГП необходимо трансформировать в графики (карты) потенциала. Для этого необходимо провести операцию интегрирования (Бобачев и др., 2004). Локальные аномалии ЕП на графиках получаются путем вычитания пространственного низкочастотного тренда.

19.3. Обработка и интерпретация данных ЕП

Обработка данных ЕП состоит в исправлении данных за $\Delta U_{эл}$ и приведению данных к первому положению неподвижного электрода. По контрольным измерениям оценивают точность съемки. Данные представляют в графическом виде.

Поправки за $\Delta U_{эл}$ для каждого пикета вычисляют, считая изменение $\Delta U_{эл}$ за время между ее замерами линейным. Значения поправки вычитают из измеренных значений $\Delta U_{ЕП}$, получая исправленные значения разности потенциалов $\Delta U_{испр}$.

Для приведения данных к 1-му положению неподвижного электрода (рис. 19.7) рассчитывают средние значения $\Delta U_{испр}$ на пикетах перекрытия при 1-м и 2-м положениях. Поправка для приведения планшетов к одному уровню $\Delta\Delta U$ рассчитывается как разность средних по перекрытию при 2-м и 1-м положениях: $\Delta\Delta U = \Delta U_{испр}{}^{2} - \Delta U_{испр}{}^{1}$. Значения поправки вычитают из всех значений $\Delta U_{испр}$, кроме отснятых при 1-м положении, получая приведенные значения $\Delta U_{ЕП}$. Эта процедура повторяется по числу перекрытий.

Точность измерений δ рассчитывается по приведенным $\Delta U_{ЕП}$ как среднеквадратическое расхождение основных и контрольных наблюдений. Результаты бракуются при точности хуже 5 мВ.

Результаты работ представляются в виде карт графиков и карт изолиний потенциала в масштабе съемки. Вертикальный масштаб графиков принимают равным 3δ на 1 см, сечение изолиний на картах – 3δ.

Интерпретация данных ЕП ведется исходя из поставленной задачи. При этом учитываются априорные представления о происхождении поля.

Аномалии ОВ-потенциала ЕП над рудными телами обычно отрицательны и имеют значительную амплитуду (сотни мВ) (см. рис. 19.1). Коррозия металла порождает минимумы в местах окисления.

Значения фильтрационного потенциала ЕП увеличиваются по направлению потока воды. Области питания подземных вод (места ухода воды из водоема) отмечаются минимумами, области разгрузки подземных вод (места поступления воды в водоем) – максимумами (рис. 19.8). Разность фильтрационных потенциалов двух точек пропорциональна с обратным знаком разности давлений (напору) в этих точках.

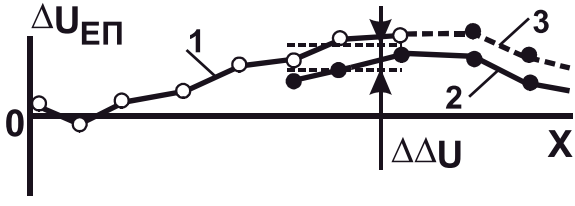

Рис. 19.7. Приведение потенциала ЕП к 1-му положению неподвижного электрода N. 1, 2 – графики потенциала при 1-м и 2-м положениях, 3 – график потенциала после приведения

Рис. 19.8. Графики потенциала ЕП над областями питания подземных вод и их разгрузки в русло реки

Форма представления результатов интерпретации данных ЕП зависит от задачи и комплекса методов, в составе которого используется метод ЕП.

Примеры измерения естественного поля на практике в Александровке

Эта карта потенциала ЕП была снята в течение 2008–2011 годов в ходе практики студентов-геофизиков МГУ по малоглубинной электроразведке. До получения этой карты были затруднения с измерениями ЕП: казалось, что интересных аномалий на территории практики нет. Этот результат показал, что аномалии до 20 мВ на нашей территории имеются, однако их зарегистрировать довольно сложно из-за низкой точности традиционных меднокупоросных электродов ВИРГ, имеющихся на практике.

Есть надежда, что с НП-электродами второго поколения [G. Petiau, 2000], удастся повысить точность измерений ЕП. Пока их у нас нет, выходом из положения видятся измерения ЕП с частым шагом (1 м) и с повтором

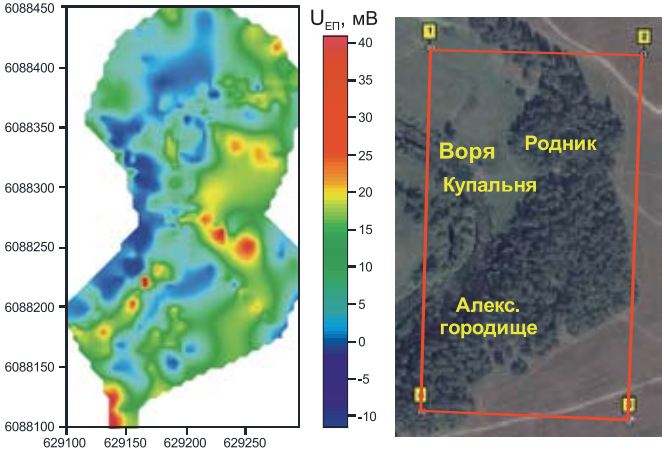

Рис. 19.9. Карта потенциала ЕП (слева) и ее положение на карте (справа)

измерений 2-3 раза по каждому профилю: сначала каждый профиль обрабатывается независимо, потом повторы приводятся к одному общему уровню и осредняются, а полученный график сглаживается.

Пример таких измерений показан для склона от Вори к Александровскому городищу (рис.19.10). Очень полезно оказалось сопоставление графика ЕП с данными электротомографии. Области разгрузки подземных вод отмечаются локальными положительными аномалиями потенциала и приурочены к контакту моренных суглинков и вышележащих флювиогляциальных песков. Таких локальных положительных аномалий ЕП на профиле две, и приурочены они к границам песков и суглинков двух ледниковых комплексов. Возможно, что древнее поселение – Александровское городище – и было основано в данном месте благодаря наличию источника подземных вод.

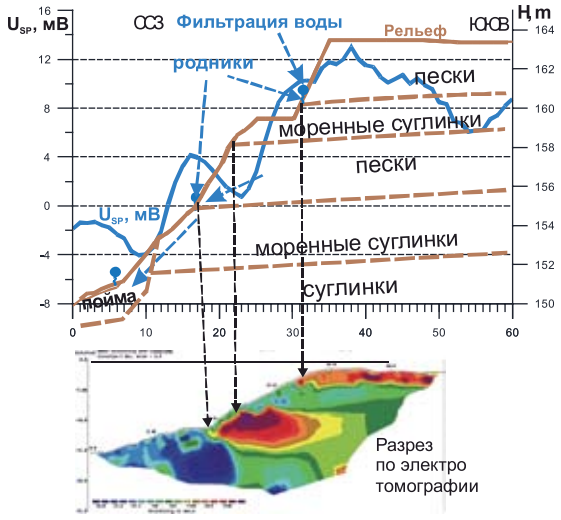

Рис. 19.10. График потенциала $U_{ЕП}$ по профилю от Вори к Александровскому городищу

Литература

1. Бобачев А.А., Волков С.И., Коларов Д.Л., Модин И.Н., Мюллер А., Перваго Е.В., Шевнин В.А. Комплексные акваторные электроразведочные исследования в восточной части Германии // Разведка и Охрана Недр. 2004. N5. С. 22–27. ISSN 0034-026X.

2. Комаров В.А. Геоэлектрохимия: Учебное пособие. – С.Пб.: Изд. СПбУ. 1994. – 136 с.

3. Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. – Л.: Недра, 1980. – 446 с.

4. G. Petiau. Second Generation of Lead-lead Chloride Electrodes for Geophysical Applications. Pure and applied geophysics. 157 (2000) 357–382.

5. Sato M., Mooney N.M. The electrochemical mechanism of sulphide self-potential // Geophysics. 1960. V. 25. N1. P. 226–249.

Глава 20. Георадиолокационные исследования

20.1. Основы метода

Метод георадиолокационного подповерхностного зондирования (метод георадар) основан на изучении распространения электромагнитных волн в среде.

Идея метода заключается в излучении импульсов электромагнитных волн и регистрации сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства. Такими границами раздела в исследуемых средах являются например контакт между сухими и влагонасыщенными грунтами (уровень грунтовых вод), контакты между породами различного литологического состава, между породой и материалом искусственного сооружения, между мерзлыми и талыми грунтами, между коренными и рыхлыми породами.

Все задачи, решаемые с помощью георадара, могут быть разделены на две большие группы с характерными для каждой группы методиками исследований, способами обработки, типами отображения объектов исследования в поле электромагнитных волн и представления результатов. Первая группа включает в себя геологические, гидрогеологические и инженерно-геологические задачи:

- картирование геологических структур – поверхности коренных пород под рыхлыми осадками, уровня грунтовых вод, границ между слоями с различной степенью водонасыщения;
- определение мощности водного слоя и картирование поддонных отложений.

Вторая группа задач включает в себя поиск локальных объектов, обследование инженерных сооружений, нарушение штатной ситуации, например:

- картирование коммуникаций (трубопроводов и кабелей);
- исследование участков разреза с нарушенным естественным залеганием грунта – рекультивированных земель, засыпанных выемок.

Таким образом, в настоящее время георадар широко применяется в исследованиях при относительно небольшой глубине залегания целевых объектов (0.5–10 метров), за исключением изучения ледников и мерзлых пород, в которых глубинность повышается благодаря высоким сопротивлениям.

Электромагнитные волны в земле

Для однородной изотропной среды распространение электрического поля удовлетворяет телеграфному уравнению:

$$\Delta\vec{E} - \mu\sigma\frac{\partial\vec{E}}{\partial t} - \mu\varepsilon\frac{\partial^2\vec{E}}{\partial t^2} = 0 .$$

Если пренебречь второй производной электрического поля, то это уравнение превратится в уравнение диффузии, а если пренебречь первой производной, то мы получим волновое уравнение. Для того чтобы определить, при каких условиях мы можем рассматривать только волновую часть поля, запишем телеграфное уравнение в частотной области:

$\Delta\vec{E} = k^2\vec{E}$,

где k – волновое число:

$$k = \sqrt{-i\omega\mu\sigma\ -\omega^2\mu\varepsilon}\ .$$

При условии, что $\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} << 1$, т.е. при низких проводимостях и высоких частотах, игнорируя индукцию, мы рассматриваем только волновую часть электромагнитного поля. Оценим частоты, на которых мы можем пренебречь индукционной составляющей поля. Удельная электропроводность (σ) для одних и тех же пород может изменяться в широких пределах. Поэтому рассчитаем значение величины $\omega\varepsilon$. Физический смысл этой величины – удельная электропроводность для токов смещения. Она используется в формуле для комплексной проводимости ($\hat{\sigma}$), которая вытекает из первого уравнения Максвелла и учитывает токи проводимости и смещения: $\hat{\sigma} = \sigma + i\omega\varepsilon$.

Так как в электроразведке обычно используется удельное сопротивление, то удобнее использовать удельное сопротивление и для токов смещения ($1/\omega\varepsilon$). В табл. 20.1 представлены результаты расчетов для некоторых горных пород на трех характерных частотах.

Используя табл. 20.1, можно оценить частоты и удельные сопротивления горных пород, для которых можно игнорировать индукцию и рассматривать только волновую часть электромагнитного поля. Например, частоты менее 30 МГц допустимы для пород с удельным сопротивлением более 1 кОм·м (льды, сухие пески, мерзлые породы и ультрапресные воды). Частота 100 МГц позволяет работать на пресноводных акваториях (ρ более 70 Ом·м) и водонасыщенных песках. На глинах и суглинках георадар практически неприменим.

Наиболее важным параметром среды для георадарных исследований является *скорость электромагнитных волн*, поскольку отраженные волны, которые мы регистрируем, возникают на границах сред с разными

Таблица 20.1

Удельное сопротивление для токов смещения (Ом·м) и другие характеристики электромагнитных волн

Горная порода	$\varepsilon_{отн}$	Частота, МГц			Скорость V, см/нс	Длина волны λ, м f = 100 МГц
		30	100	300		
		Уд. сопротивление, Ом·м				
воздух	1	600	180	60	30	3
лед	3	200	60	20	17	1.7
сухой песок	5	120	36	12	13	1.3
глина	16	37	11.2	3.7	7.5	0.75
вода	81	7.4	2.22	0.74	3.3	0.3

скоростями и распространяются в средах также с разными скоростями. Скорость электромагнитной волны зависит от диэлектрической и магнитной проницаемостей среды.

Для большинства горных пород значение магнитной проницаемости $\mu_{отн}$ близко к единице и не зависит от частоты поля. С учетом этого скорость распространения электромагнитной волны:

$$V = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_{отн}}},$$

где c – скорость распространения электромагнитных волн в вакууме:

$$c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \varepsilon_0}} = 3 \cdot 10^8 \frac{м}{с}.$$

Вторым параметром, который определяет динамику распространения электромагнитных волн в среде, является *затухание электромагнитных волн* (p). Оно определяет уменьшение амплитуды электромагнитного сигнала в зависимости от глубины e^{-pz}. Оценить величину затухания можно по формуле (*Annan, 2005*)

$$p = \frac{1}{2\rho}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} = \frac{60\pi}{\rho\sqrt{\varepsilon_{отн}}}.$$

Необходимо иметь в виду, что произведение ($-p \cdot z$) является отрицательной степенью экспоненты в формуле для амплитуды электромагнитного сигнала (z – глубина в м). Поэтому его влияние на величину принимаемого сигнала весьма велико. Кроме этого нужно учесть, что величина удельного сопротивления влажных грунтов на частотах свыше 100 МГц примерно на порядок ниже, чем на постоянном токе. При этом с увеличением часто-

ты проводимость горных пород за счет присутствия в них воды начинает резко расти. Этот высокочастотный эффект возникает из-за особенностей дипольного строения молекул воды (*Дебай, 1931*). Явление получило название релаксации Дебая.

В то время как реальная часть диэлектрической проницаемости воды приблизительно от 80 единиц на низких частотах снижается вниз к 5.8 в 1000 ГГц, мнимая часть (обычно вычисляемая через электропроводность $-i\omega/\sigma$) проходит максимум, расположенный приблизительно на частоте 10 ГГц. Величина этой условной электропроводности составляет больше чем 20 S/m (0.05 Ом•м). Хотя частоты, используемые в GPR, как правило, не превышают 400 МГц, релаксация Дебая проявляется во влажных материалах уже на частотах 100 МГц. И это – одна из причин, почему низкие частоты обеспечивают глубокое проникновение электромагнитных волн. А высокие частоты и короткоимпульсные сигналы быстро затухают в самой верхней части разреза (*Blindow,2009*). Отметим, что при понижении частоты увеличивается вклад токов проводимости и связанный с ними скин-эффект. Все это приводит к тому, что георадар имеет ограниченный диапазон эффективных частот и глубин для каждого типа горных пород.

Реально в практике георадиолокации затухание оценивается в дБ/м. То есть рассчитывается относительная величина уменьшения сигнала при проникновении электромагнитного импульса на 1 м. Например, для глин оценка затухания амплитуды сигнала на расстоянии 2 м будет составлять порядка 100 дБ, что соответствует уменьшению сигнала в 100000 раз.

Разрешающая способность волновых методов определяется длиной волны λ, которая равна:

$$\lambda = \frac{V}{f}, \text{ где } f - \text{частота в герцах.}$$

Диэлектрическая проницаемость, а следовательно, и скорость распространения электромагнитных волн незначительно зависят от частоты и типа грунтов, а определяются главным образом их влагонасыщенностью.

В табл. 20.1 представлены значения диэлектрической проницаемости, скорости и длины волны (на частоте 100 МГц) для некоторых сред.

В сейсморазведке скорости определяют по годографам отраженных волн. В радиолокации таким способом определить скорости очень трудно. Электромагнитные волны быстро затухают, и регистрировать сигналы на большом расстоянии между источником и приемником практически невозможно. Реальные скорости можно определить либо используя априорную информацию о строении разреза, либо по дифрагированным волнам, возникающим на неоднородностях разреза.

Отражение и дифракция электромагнитных волн

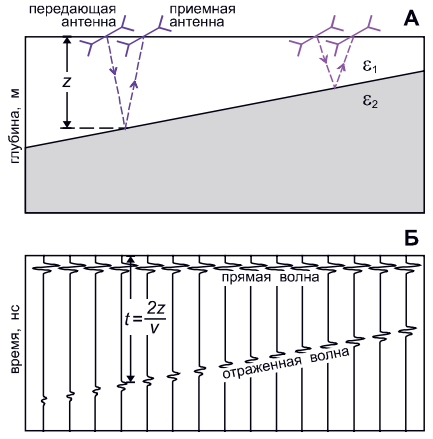

Рис. 20.1. Схема образования отраженной волны от наклонной границы раздела слоев с разными диэлектрическими проницаемостями (А – глубинный разрез вдоль линии наблюдения; Б – временной разрез)

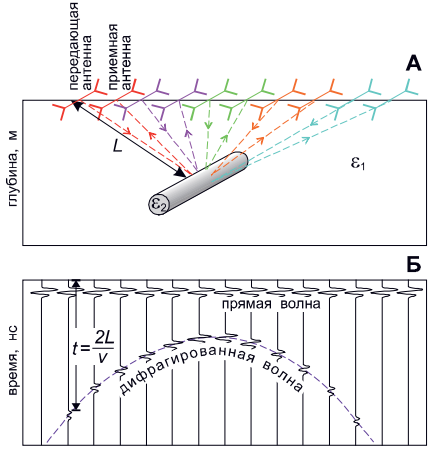

Рис. 20.2. Схема образования дифрагированной электромагнитной волны от трубы (А – глубинный разрез вдоль линии наблюдения; Б – временной разрез).

Распространение электромагнитных волн в первом приближении подчиняется законам геометрической оптики (рис. 20. 1, 20.2).

Отражение электромагнитных волн. Коэффициент отражения при нормальном падении волны на границу двух сред 1 и 2 с различной диэлектрической проницаемостью ε будет:

$$K_{отр} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}.$$

Дифракция электромагнитных волн. Это явление возникает в том случае, когда электромагнитными волнами облучается объект, размеры которого сравнимы с преобладающей длиной волны (рис. 20.2).

Это чрезвычайно важное для георадиолокационных исследований явление, которое позволяет определить глубину залегания объекта и скорость распространения электромагнитных волн в среде над объектом. Дифрагированная волна на радарограмме выражается в виде гиперболы (годографа дифрагированной волны), которая описывается следующим уравнением:

$$t(x) = \frac{2L}{V} = \frac{2\sqrt{x^2 + h^2}}{V},$$

где L – путь, пройденный волной, V – скорость, h – глубина залегания объекта.

Глубинность, разрешающая способность и детальность георадарных исследований

Глубинностью исследований называется максимальная глубина отражающего объекта, который проявляется на радарограмме.

Глубинность исследований тем больше, чем ниже центральная частота возбуждаемых электромагнитных колебаний и выше удельное сопротивление разреза.

Разрешающей способностью по глубине называют минимальное расстояние по глубине, на котором могут быть различимы два отражающих объекта или их детали. Она определяется длиной волны, которая прямо пропорциональна скорости и обратно пропорциональна частоте электромагнитных волн в среде.

Разрешающая способность по горизонтали определяется размером первой зоны Френеля. Размеры первой зоны Френеля зависят от глубины объекта и центральной частоты зондирующего импульса. Чем меньше глубина и выше частота, тем меньше размер I зоны Френеля и, следовательно, выше разрешающая способность по горизонтали.

При понижении частоты падает разрешающая способность, но увеличивается глубинность исследований. Например, при сопротивлениях 150–300 Ом•м и частоте 50–100 МГц глубинность составляет в среднем 10–15 метров, а разрешающая способность при этом составит 0.5–1 м.

Детальность, или интервал наблюдений (расстояние между трассами), по профилю зависит от свойств аппаратуры и способа наблюдений. Она определяется двумя характеристиками – количеством сигналов, возбуждаемых и принимаемых в единицу времени, и скоростью перемещения по профилю при работе в движении. Рекомендуемое расстояние между трассами 4–5 см.

На рис. 20.3 показаны результаты физического моделирования полей дифракции над различными неоднородностями, закопанными в грунт.

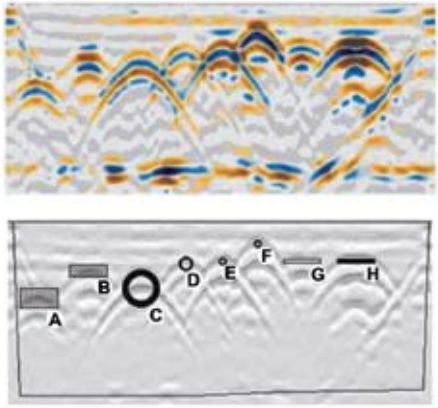

Рис. 20.3. Радарограммы, полученные на тестовом полигоне (Италия). Георадар RAMAC/GPR, частота 200МГц. А – радарограмма, Б – модель разреза. Тестовые объекты (размеры в см): A) полистироловый диск, D60, h30, z100; B) полистироловый диск, D60, h15, z60; C) бетонная труба, D60, z100; D) полихлорвиниловая труба, D20, z60; E) жел. труба, D6.35, z60; F) железная труба D6.35, z30; G) деревянный диск D60, h4, z60; H) жел. диск D60,h4,z 60

20.2. Методика и аппаратура

Методика

Георадарные работы – это аналог метода t_0 в сейсморазведке. Работы ведутся на постоянном малом расстоянии между источником и приемником. Регистрируются времена прихода отраженных волн, и по этому времени, зная скорость электромагнитной волны, мы можем определить глубину залегания объекта.

Длительность записи одной трассы (развертка) должна превышать двойное время пробега до самого глубокого объекта исследований. Основанием для выбора развертки служат сведения о глубинах и предполагаемые или заранее известные значения скоростей распространения электромагнитных волн в среде. При этом шаг дискретизации по времени должен быть достаточным для детального описания сигнала (10-20 точек на период центральной частоты).

При центральной частоте излучения 75 МГц рекомендуется использовать развертку 200-300 нс, а при частоте 150 МГц – 100-200 нс.

Выбор усиления регистрируемого сигнала – постоянного коэффициента и автоматической регулировки усиления – осуществляется непосредственно в начале полевых наблюдений. Оптимально подобранные параметры усиления должны обеспечить запись без зашкалов по амплитуде и сравнимые интенсивности сигналов в начале и в конце интервала регистрации.

Аппаратура

На практике применяется георадар типа «ЗОНД-10» НПО «Радар» (г. Рига), который представляет собой комбинированный прибор, содержащий генератор и измеритель в одном корпусе.

Генераторная часть прибора обеспечивает возбуждение зондирующих импульсов в генераторной антенне на двух частотах – 75 и 150 МГц. Зондирующий сигнал имеет форму 1.5 периода колебаний (рис. 20.4). Частота излучения импульсов – 10 кГц. Изменение центральной частоты зондирующего импульса происходит за счет подключения антенн разной длины. Общая длина антенн должна быть кратна 1/2 длины волны в воздухе. Размах антенн при частоте 75 МГц составляет 2 метра ($\lambda = 4$ м.), а при частоте 150 МГц – 1 метр ($\lambda = 2$ м.).

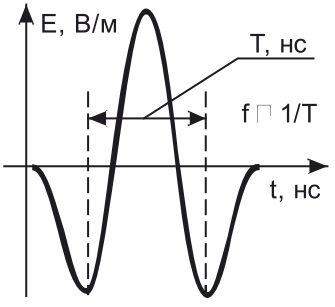

Рис. 20.4. Форма зондирующего импульса.

Измерительная часть прибора обеспечивает регистрацию отраженных волн с приемной

антенны, автоматическую временную регулировку усиления (ВАРУ), стробирование и оцифровку сигнала. Результат измерений выводится на дисплей осциллографа, записывается на аналоговый магнитофон и может непосредственно выводиться и записываться на жесткий диск компьютера типа notebook (рис. 20.5).

Создание АЦП с частотой дискретизации порядка ГГц крайне сложно. Это резко увеличивает потребление энергии и стоимость аппаратуры, поэтому в георадаре используется принцип стробирования.

На каждой трассе (трасса – временной процесс отклика на посылку одного импульса) снимается значение амплитуды, соответствующее одному времени задержки. Оцифровка производится через интервал, равный

$$dt = \frac{T_{разв}}{512},$$

где dt – период опроса, $T_{разв}$ – время развертки, 512 – число отсчетов для оцифровки одной трассы. Стробирование сигнала обеспечивается блоком управления и синхронизации. Таким образом, одна радаротрасса получается после излучения и стробирования 512 импульсов. На рис. 20.6 приведена схема оцифровки сигнала методом стробирования.

Коррекция амплитуд возможна в двух видах. Во-первых, это изменение коэффициента усиления записи – единого множителя для всех отсчетов вдоль трассы (по оси времени) и по профилю (для всех трасс). Во-вторых,

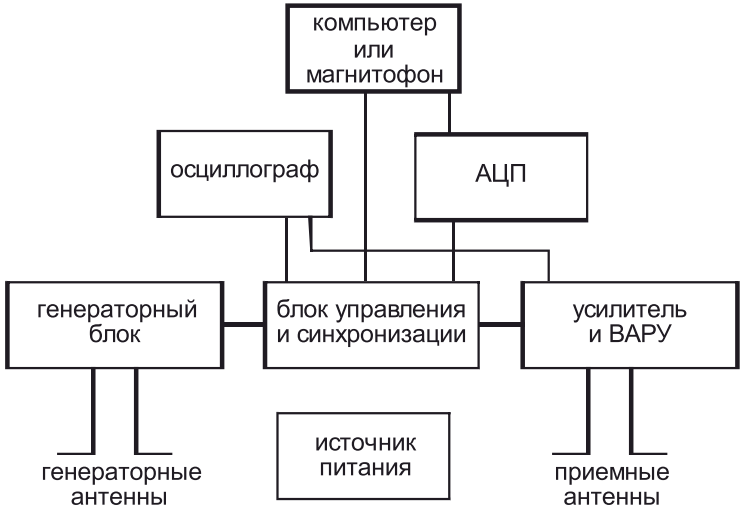

Рис. 20.5. Блок-схема георадара

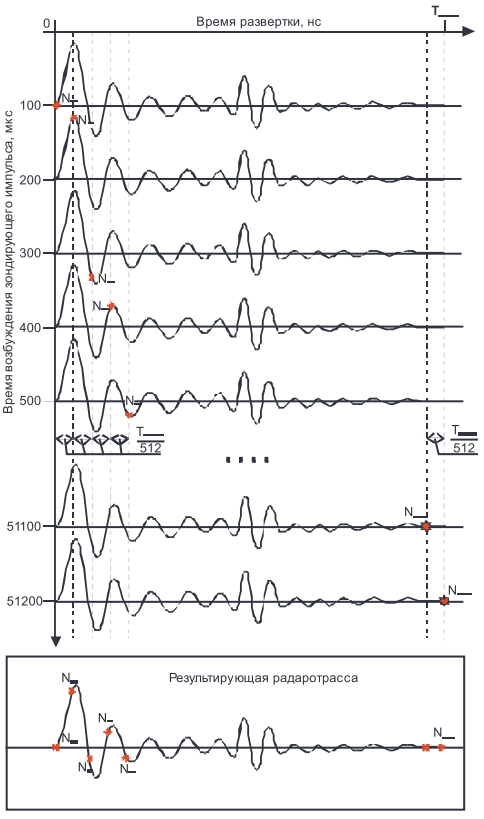

Рис. 20.6. Схема оцифровки радаротрасс методом стробирования

это введение коэффициента усиления, растущего с увеличением времени вдоль трассы (АРУ).

Это позволяет уменьшить динамический диапазон регистрируемого сигнала, т.к. амплитуда исходного сигнала на радаротрассе затухает по экспоненциальному закону.

20.3. Обработка и интерпретация данных

Обработка данных

Сущность обработки георадиолокационных данных состоит, прежде всего в выделении полезного сигнала на фоне помех и шума. С помощью разнообразных приемов преобразования сигналов волны-помехи стараются удалить с записи, ослабить или хотя бы опознать их на записи и не принимать за полезные волны.

Ниже приведены краткие характеристики основных операций графа обработки георадарных данных. Георадарные данные очень похожи на сейсмические (поскольку и в том и другом методе волны отражаются, преломляются и дифрагируют по законам геометрической оптики), поэтому граф обработки георадарных данных целиком позаимствован у малоглубинной сейсморазведки.

Исключением является процедура *вычитания средней трассы*. Эта особенность георадара вызвана работой на малых временах задержки. Поэтому в регистрируемом сигнале присутствует интенсивная составляющая, связанная с приходом прямой волны и явлением реверберации (многократного отражения волны от приемной и передающей антенн). Эти волны распространяются по воздуху и поэтому почти не зависят от положения

установки на профиле. Таким образом, средняя трасса будет содержать главным образом волны-помехи. В результате вычитания средней трассы (горизонтальной составляющей) из всех трасс мы избавляемся от волн-помех и одновременно теряем информацию о горизонтальных границах.

Ввод статических поправок. Цель процедуры состоит в удалении задержки сигнала при записи, т.е. в приведении времени первого вступления прямой волны к нулю.

Фильтрация. Эта процедура производится в тех случаях, когда частотный спектр помехи или шума занимает на оси частот интервал, отличный или лишь частично перекрывающийся с частотным диапазоном полезного сигнала. В этом случае частотная фильтрация позволяет ослабить помеху практически без ослабления и искажения сигнала. При отсутствии помех эту процедуру применять не рекомендуется.

Определение скорости распространения волн. При наличии на радарограмме гипербол дифрагированной волны можно определить среднеквадратическую скорость распространения волны в вышележащей толще, глубину залегания объекта и место его проекции на профиль.

Для этого нужно совместить наблюденный годограф с теоретическим.

Интерпретация георадарных данных

Результатом георадиолокационной съемки являются временные разрезы (радарограммы), на которых по горизонтали указано расстояние в метрах, а по вертикали – напряженность электрического поля в зависимости от времени и положения установки на профиле. Задачей обработки и интерпретации радарограмм является выделение и прослеживание осей синфазности отраженных волн от различных границ раздела (отражающих границ или горизонтов) волн и их сопоставление с гидрогеологическими особенностями разреза. Признаками, по которым объект распознается на радарограммах в процессе обработки, могут служить различные характеристики волнового поля (участки с различными типами записи).

При геологической интерпретации используются основные положения методики, разработанной в сейсморазведке для метода t_0, получившей название сейсмостратиграфии.

При отсутствии геологических данных о разрезе интерпретация радарограмм может проводиться только на качественном уровне.

Перед началом интерпретации необходимо убедиться в том, что отражающие горизонты на радарограмме являются однократными отражениями. Основным признаком многократных отражений является кратное увеличение времени прихода отраженной волны. В случае наклона отражающей границы с номером кратности будет увеличиваться наклон многократных отражений.

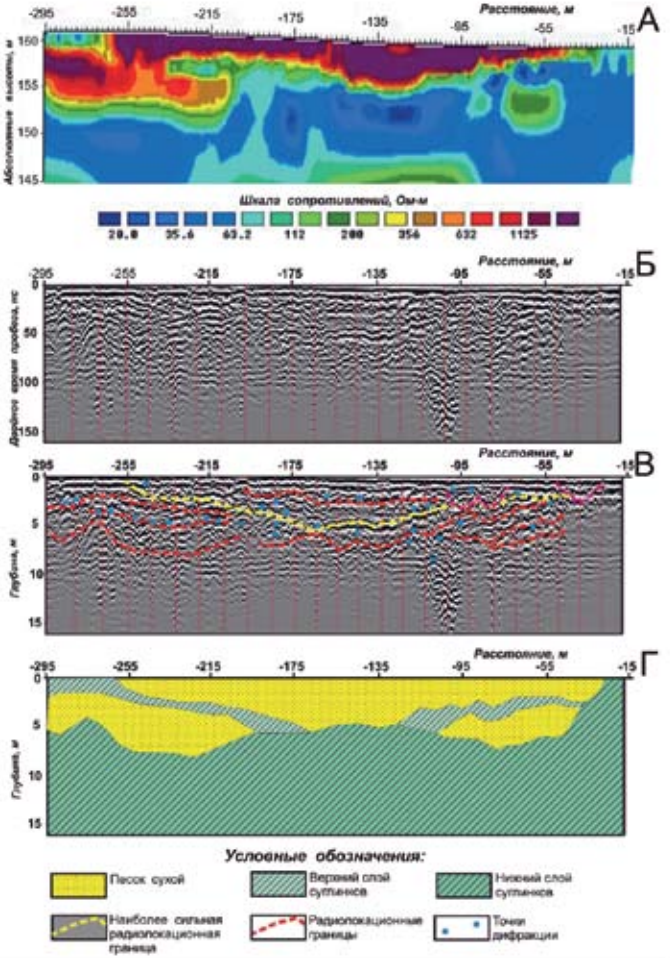

Рис. 20.7. Результаты георадиолокационных работ на Александровском плато (данные получены во время студенческой практики в Александровке):
А – геоэлектрический разрез по результатам электротомографии, Б – георадиолокационный разрез после обработки, В – разрез с поднятыми осями синфазности, Г – геолого-геофизический разрез по результатам ЭТ и георадиолокации

При проведении георадарных исследований с ненаправленными антеннами на радарограммах могут фиксироваться интенсивные воздушные отражения (отражения от объектов, находящихся в воздухе, – столбы, деревья, дома). При наличии подозрений на воздушные отражения необходимо

по годографам дифрагированных волн оценить скорость (30 см/нс), расстояние до объекта и исключить их из рассмотрения. Очевидно, что наличие кратных и воздушных волн-помех проверяется по всей системе профилей.

Анализ волновой картины на радарограмме заключается в расчленении разреза на ряд участков или областей, которые отличаются друг от друга характером рисунка волновой картины, либо поверхностями угловых несогласий, либо интенсивными отражающими горизонтами. Окончательную интерпретацию георадарных данных должен проводить квалифицированный геолог. На рис. 20.7 приведены результаты георадиолокационных наблюдений по одному из профилей на Александровском плато. Георадиолокационный разрез хорошо согласуется с результатами электротомографии. За счет сухих песков, которые имеют диэлектрическую проницаемость около 5, обеспечивается достаточно большая глубинность исследования порядка 5 м. На больших глубинах залегают суглинки, которые достаточно сильно поглощают электромагнитные волны, и более глубоких границ мы не регистрируем.

Литература

1. Владов М.Л., Золотарев В.П., Старовойтов А.В. Методическое руководство по проведению георадиолокационных исследований. – М.: ГСД Продакшн, 1997. – 67 с.

2. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 153 с.

3. Дебай П. Полярные молекулы / Пер. с нем. – М.-Л.: ГНТИ, 1931. – 247 с.

4. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. – М.: Изд-во МГУ, 2008. – 187 с.

5. Annan A.P. Ground-Penetrating Radar. Chapter 11. P. 357–434 in book: Near Surface Geophysics. Edited by Dwain K. Batler. SEG, 2005.

6. Blindow N. Ground Penetrating Radar. P. 227–252 in book: Groundwater Geophysics. A Tool for Hydrogeology. Second Edition. Edited by R. Kirsch. Springer, 2009.

Глава 21. Электромагнитный метод поиска подземных коммуникаций (ЭММППК) и оценки технического состояния трубопроводов

Области применения и физические основы метода ЭММППК

ЭМ-методы при наблюдениях трубопроводов с поверхности могут решать три задачи: найти положение трубы в плане, глубину залегания трубы и качество изоляции. Эти три задачи и решаются на учебной практике в Александровке.

Для проявления трубы в ЭМ-поле обычно подключают к трубе генератор переменного тока (625 Гц), пропускают по трубе ток и измеряют переменное магнитное поле от этого тока (по закону Био–Савара) с помощью магнитной антенны ЭРА (МА). В определенных случаях также измеряют электрическое поле Ey, прямо связанное с токами утечки из трубы в местах нарушения изоляции.

Труба – это проводник, помещенный в проводящую землю, от которой она отделена изоляцией. Когда по трубе течет ток, то вокруг трубы возникает магнитное поле. Выпишем формулы для горизонтальной Hy и вертикальной Hz, составляющих напряженности магнитного поля в системе координат, в которой ось X направлена по горизонтали вдоль оси трубы, ось Z – вертикально вниз, а ось y – перпендикулярно трубе. Начало координат выберем над центром трубы в точке с координатами (0, z), где z – глубина трубы:

$$H_y = \frac{I \cdot z}{2\pi \left(z^2 + y^2\right)}. \qquad (1)$$

Так распределено магнитное поле Hy по профилю вкрест трубы. Поле прямо пропорционально силе тока, физически это понятно, и обратно пропорционально глубине – это хорошо видно точно над трубой (y = 0, формула 2; рис. 21.8).

$$H_y = \frac{I}{2\pi \cdot z} \qquad (2)$$

$$H_z = \frac{I}{2\pi} \frac{y}{(z^2 + y^2)}. \qquad (3)$$

При смене знака Y в формуле 3 меняется и знак поля. Но мы измеряем поле переменного тока и не чувствуем его знак, поэтому Hz имеет над

трубой ноль, а с обеих сторон – максимумы (рис. 21.1). Расстояние между максимумами Hz (L) равно удвоенной глубине трубы:

$$L = 2 \cdot Z. \quad (4)$$

Изоляция трубы может иметь дефекты. Наша задача их обнаружить. Идея обнаружения опирается на понятие двух токов: тока в трубе и тока утечки. Ток утечки – это ток, уходящий из трубы в землю через дефекты изоляции и уменьшающий остающийся в трубе ток. Измерив ток в трубе в двух точках, отстоящих на ΔX, мы обнаруживаем уменьшение тока в трубе:

$$\Delta I = I_2 - I_1. \quad (5).$$

Это и есть ток утечки. Обычно ток утечки считают на метр длины трубы, т.е. нормируют на длину отрезка ΔX:

$$\Delta I/\Delta X = (I_2 - I_1)/\Delta X. \quad (6)$$

Ток утечки зависит от напряжения, поданного на трубу от генератора, его называют потенциалом трубы U, и от сопротивления утечки $T_{ут}$ (сопротивление изоляции плюс сопротивление грунта):

$$I_{ут} = U/T_{ут}. \quad (7)$$

Для обозначения сопротивления утечки вместо буквы R (как в законе Ома) используют букву T. Это нужно пояснить.

Все сопротивления в трубном деле не такие, как для двухполюсников (в электро- и радиотехнике), и не такие, как в электроразведке (для объемных проводников – ρ). Это сопротивление на единицу длины (в Ом•м) или единицу площади (в Ом•м^2).

При изучении трубопроводов возникает вопрос, как характеризовать сопротивление изоляции. Изоляция трубы сделана из определенного материала, удельное сопротивление которого можно измерить. Сопротивление материала как удельный параметр могут дать производители этой изоля-

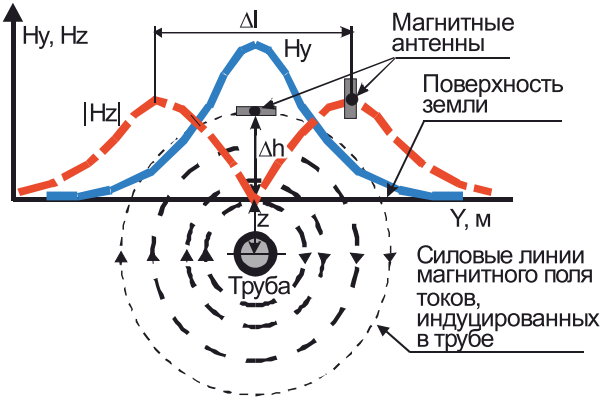

Рис. 21.1. Графики компонент Hy и Hz над трубой

ции. Но трубникам этот параметр неинтересен, им важно знать сопротивление изоляции на переходе труба – грунт, либо для одного погонного метра длины трубы T (тогда сопротивление будет в Ом•м, хотя эта единица имеет другой смысл, чем для вещества в электроразведке), либо для одного квадратного метра поверхности трубы R (тогда сопротивление будет в Ом•м^2).

В книге известного специалиста по трубам Дж. Моргана (1987) приводится такая формула для сопротивления изоляции R_{total} (Ом) участка трубы длиной L и диаметром D. R_{total} характеризует нагрузку катодной защиты, которая может быть оценена как потенциал катодной защиты, деленный на суммарный расход тока катодной защиты на всей трубе длиной L:

$$R_{Total}(Ohm) = \frac{R}{L \cdot \pi \cdot D} \quad (8)$$

$$R_{Total}(Ohm) = \frac{U}{I_{K3}} \quad (9)$$

Вот какое сопротивление интересует трубников – это сопротивление потерь катодной защиты, полное для всей трубы R_{total}, или отнесенное либо к погонному метру трубы T, либо к квадратному метру поверхности трубы R. Величина R в формуле (8) характеризует единицу поверхности трубы в изоляции и имеет размерность Ом•м^2. А величина T=R/πD (10) характеризует сопротивление погонного метра изоляции трубы.

Основы теории

Теория, изложенная здесь, была разработана А.А. Мусатовым на основе представлений Л.М.Альпина, А.А.Кауфмана и др. (Мусатов и др., 2003). Предположим, что генератор, подключенный к трубе, создает потенциал U(0) в начальной точке трубопровода. Начало координат находится в этой точке, а ось абсцисс X направлена вдоль трубы. Тогда в трубопроводе возникнут вариации тока I(x) и потенциала U(x) (рис. 21.2). Принимая во внимание высокую проводимость металлической трубы и присутствие

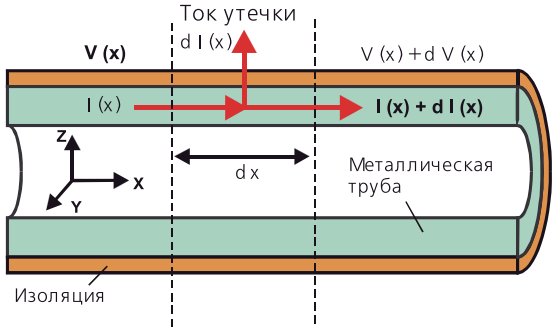

Рис. 21.2. Изменение потенциала и тока в продольном сечении трубопровода

слоя изоляции высокого сопротивления, уменьшение потенциала dU(x) на интервале dx может быть представлено на нулевой частоте по закону Ома для электрических цепей:

$$\frac{dU(x)}{dx} = -RI(x), \qquad (11)$$

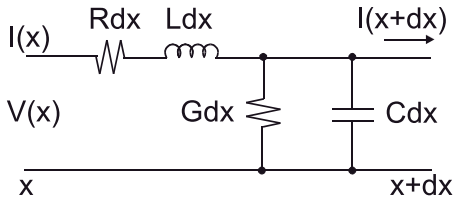

Рис. 21.3. Эквивалентная электрическая схема трубопровода как длинная линия. G=1/T

где R – погонное сопротивление трубопровода (на интервале 1 м). R = ΔR/ΔX Ом/м.

Изменение тока dI(x) вдоль трубопровода (происходящее из-за тока утечки через изоляцию в среду) определяется таким выражением:

$$\frac{dI(x)}{dx} = -GU(x), \qquad (12)$$

где G – погонная проводимость утечки на единице длины. G = ΔG/ΔX (1/Ом•м). Сопротивление утечки равно обратной величине T = 1/G (Ом•м).

В случае использования переменного тока к активному сопротивлению трубы R добавляется влияние индуктивности L, а к сопротивлению утечки T-емкость C. Эквивалентная электрическая схема показана на рис. 21.3.

Комплексное сопротивление трубопровода Z и комплексная проводимость утечки Y и соответственно равны:

$$Z=R+j\omega L. \qquad (13)$$

$$Y=G+j\omega C. \qquad (14)$$

Дифференциальные уравнения для напряжения и тока:

$$\frac{d^2U(x)}{dx^2} - \gamma U(x) = 0 \qquad (15)$$

$$\frac{d^2U(x)}{dx^2} - \gamma U(x) = 0, \qquad (16)$$

где $\gamma = \sqrt{RG}$ – коэффициент распространения.

Решение уравнений (15) и (16) может быть записано в виде:

$$U(x) = Ae^{-\gamma x} + Be^{\gamma x} \qquad (17)$$

$$I(x) = Ce^{-\gamma x} + De^{\gamma x}, \qquad (18)$$

где коэффициенты A, B, C, D определяют из граничных и начальных условий.

$$U_i(x) = A_i e^{-\gamma_i x} + B_i e^{\gamma_i x} \qquad (19)$$

$$I_i(x) = \frac{\gamma_i}{Z_i}\left(A_i e^{-\gamma_i x} - B_i e^{\gamma_i x}\right). \qquad (20)$$

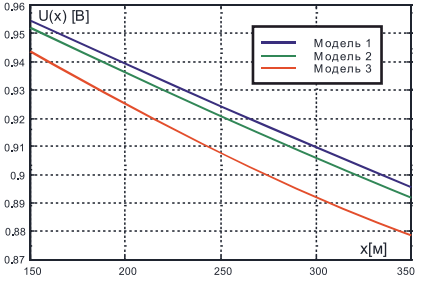

Рис. 21.4. А. Поведение потенциала

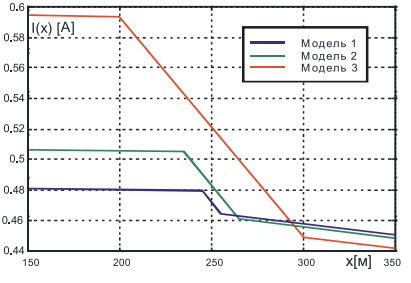

Рис. 21.4. Б. Поведение тока

Две экспоненты в решении соответствуют прямой и отраженной от конца трубы волнам. Для бесконечно длинной трубы отражения нет. Различие в поведении напряжения и тока заключается в наличии перед решением для тока (20) коэффициента из свойств.

Это различие сильно меняет поведение функций потенциала и тока. Потенциал меняется плавно и в логарифмическом масштабе линейно, а ток имеет точки излома на границах интервалов с разной степенью нарушенности изоляции. Меняется наклон на интервалах тока для разной изоляции, в решении перед током появилась гамма $\gamma = \sqrt{RG}$, в которую входит сопротивление утечки T=1/G. Дополнив измерения тока измерениями потенциала, мы получим ясную связь с сопротивлением изоляции T и сохраним локальность (рис. 21.4).

Аппаратура. Для задач учебной практики используется частота 625 Гц, генератор Астра (100 мА), измеритель ЭРА, магнитная антенна ЭРА, линия MN.

Методика зависит от решаемой задачи. При изучении труб различают две методики:

1) *Наблюдения с одной магнитной антенной* (тогда профиль наблюдений идет вкрест трубы, результат интерпретируется с помощью программы Pipes (разработанной А.А. Бобачевым) с определением горизонтального положения трубы, глубины и тока в трубе) (рис. 21.5).

2) *Методика наблюдений с двумя антеннами на разных высотах* (рис. 21.6). Имея 2 измерения Hy_1 и Hy_2 (фактически используют сигналы dU вместо величины магнитного поля Hy) и две неизвестные величины: глубину трубы Z и ток I, можно составить систему линейных уравнений, и решив ее, найти эти параметры. Во втором случае система с двумя антеннами перемещается только над трубой, горизонтальное положение которой к этому моменту должно быть известно, определяются глубина и ток

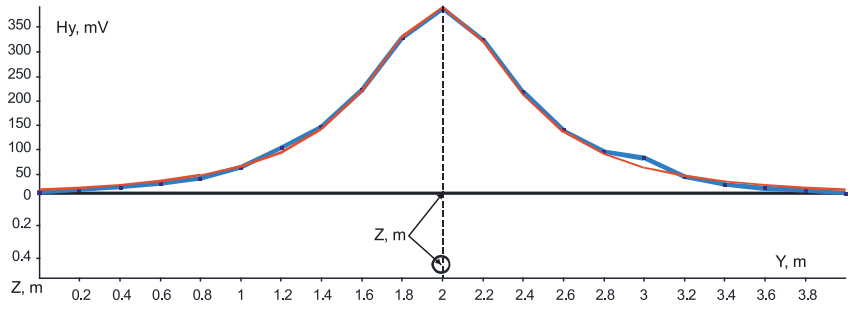

Рис. 21.5. График поля Ну при наблюдении с одной антенной и его интерпретация

в трубе. На практике используются высоты антенны 0.5 и 0.9 м или 0.3 и 1 м, возможны и другие комбинации.

$$Z = \frac{dU_2}{dU_1 - dU_2} \cdot \Delta Z \qquad (21)$$

$$I = \frac{2\pi}{k} \cdot \frac{dU_1 \cdot dU_2}{dU_1 - dU_2} \cdot \Delta Z\,, \qquad (22)$$

где k – чувствительность антенны, преобразующей мВ в мА/м.

Первым этапом измерений с МА должна быть градуировка МА для определения ее чувствительности k.

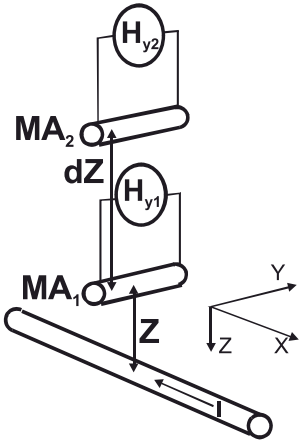

Рис. 21.6. Измерения с 2 антеннами

Описание полевых измерений

Модель трубопровода сделана из обычного электроразведочного провода, расстилаемого по поверхности земли или закопанного

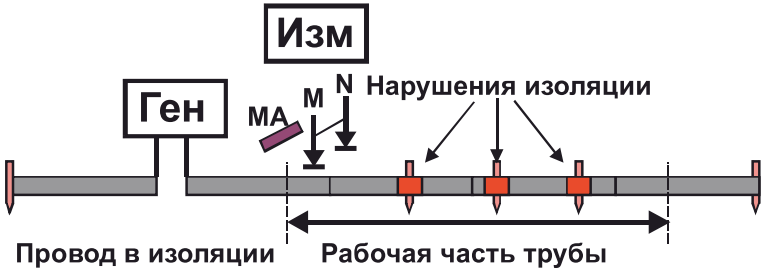

Рис. 21.7. Модель трубы, используемая на базе в Александровке, размещаемая на поверхности земли

в землю. Для сходства с реальным трубопроводом на этом проводе сделаны выводы для подключения к трубе генератора переменного тока, и в нескольких местах сделаны повреждения изоляции, через которые часть тока стекает в землю. Если провод лежит на поверхности земли, то повреждения изоляции соединяют с землей с помощью электродов и коротких перемычек (рис. 21.7).

Диаметр трубопровода не оказывает влияния на поле, поле эквивалентно полю линии тока. Поэтому трубу легко может имитировать тонкий провод в изоляции, лежащий на поверхности земли. Имитировать трубу, залегающую в земле на некоторой глубине, мы сможем, если поднять магнитную антенну на некоторую высоту. А вот линию MN в воздух не поднимешь, но ее можно удалить на некоторое расстояние по поверхности земли.

Описание процесса полевых измерений.

Растягиваем провод на ровной поверхности, подключаем электроды и генератор. Если провод закопан в земле, то находим вывод для подключения генератора, включаем ток и начинаем измерения.

Первым элементом работы является градуировка магнитной антенны (МА). Цель градуировки – найти коэффициент перевода измеряемых с МА сигналов (в мВ) в магнитное поле (в мА/м). Для этого измеряют Ну на разных высотах. График Ну = f(Z) (рис. 21.8) в логарифмических координатах представляет собой прямую линию, наклоненную под 45° (обратная пропорциональность Ну от глубины, что соответствует простейшей формуле:

$$H_y = \frac{I}{2\pi \cdot Z}, \qquad (23)$$

где Z – расстояние от трубы до МА, в м. Фактическая формула

$$H_y = k\frac{I}{2\pi \cdot Z}, \qquad (24)$$

где k – градуировочный коэффициент, переводящий поле Ну в мВ в поле в мА/м. Разделив рассчитанные значения напряженности магнитного поля в мА/м (по известному току в мА и глубине в м) на измеренные значения ЭДС-индукции в мВ, вычисляют средний для всех измерений коэффициент перехода k от мВ к мА/м. А это среднее получено путем аппроксимации экспериментального графика на рис. 21.8 прямой, наклоненной под 45°. Для рис. 21.8 и глубины 0.5 м поле Ну = 387 мВ, откуда градуировочный коэффициент k = 12.15 мВ/(мА/м). Значение чувствительности используется в процессе количественной интерпретации результатов измерений на трубопроводе.

Определение положения трубы Y_T на профиле, перпендикулярном трубе, может быть выполнено по максимуму Ну и минимуму Hz (рис. 21.9).

Определение глубины трубы

Определение глубины трубы можно получить тремя способами:

1) – измеряя Hz по профилю вкрест трубы (метод характерных точек) Z = L/2, где L – расстояние между максимумами, (учитывая h – высоту антенны над землей);

2) – измеряя Hy по профилю вкрест трубы и применяя метод подбора (программу Pipes, автор А.А. Бобачев);

3) – измеряя Hy по профилю над трубой на двух высотах антенны (0.5 и 0.9 м) и используя формулы расчета глубины и тока в трубе:

$$Z = \frac{dU_{0.9}}{dU_{0.5} - dU_{0.9}} \cdot \Delta Z \,, \quad (25)$$

где ΔZ равна 0.4 м – разница высот двух антенн. При вычислении глубины градуировка не учитывается, так как *k* в числителе и в знаменателе сокращаются.

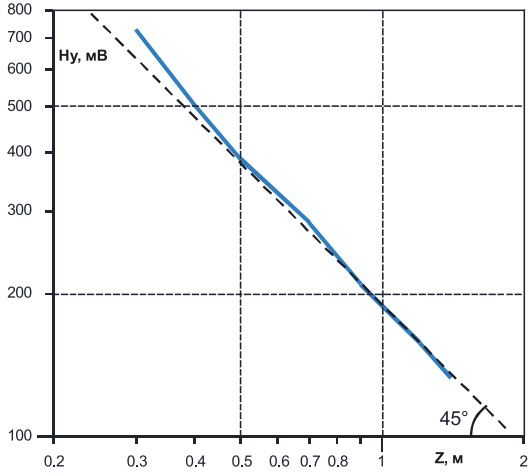

Рис. 21.8. Градуировка магнитной антенны (МА) по измерениям Hy на разных высотах.

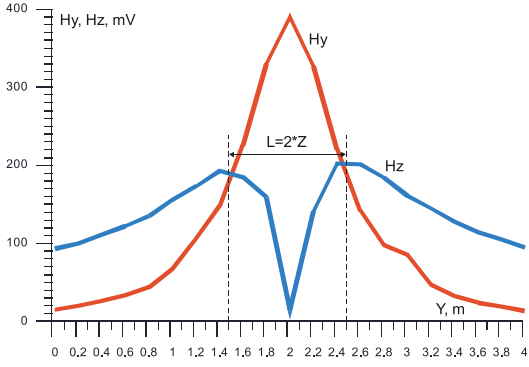

Рис.21.9. Графики Hy и Hz над трубой.

$$I = \frac{2\pi}{k} \cdot \frac{dU_{0.9} \cdot dU_{0.9}}{dU_{0.5} - dU_{0.9}} \cdot \Delta Z \,. \quad (26)$$

По этой формуле рассчитывают ток с учетом величины *k*, полученной при градуировке.

Для оценки качества изоляции нужно определить изменение тока в трубе (например по измерениям Hy по профилю над трубой на двух высотах антенны, рис. 21.12). График полного тока был аппроксимирован отрез-

ками прямых линий, по координатам которых нашли ток утечки, измерили потенциал трубы и вычислили сопротивление утечки: $T_{ut} = U/I_{ut}$ (27).

При изучении трубы на учебной практике использовали модель трубы в виде провода в изоляции. Оценивали глубину по Hz (рис. 21.9) и по Hy (в программе Pipes, рис. 21.10, 21.11) и по Hy на 2 высотах (рис. 21.13).

Также определили ток в трубе и аппроксимировали его ломаной линией (рис. 21.14), по сегментам которой рассчитали ток утечки (рис. 21.15). Измерили потенциал на трубе, используя делитель и получили 25800 мВ. Рассчитали сопротивление утечки (рис. 21.16) как характеристику качества изоляции.

Измерение электрического поля и его сравнение

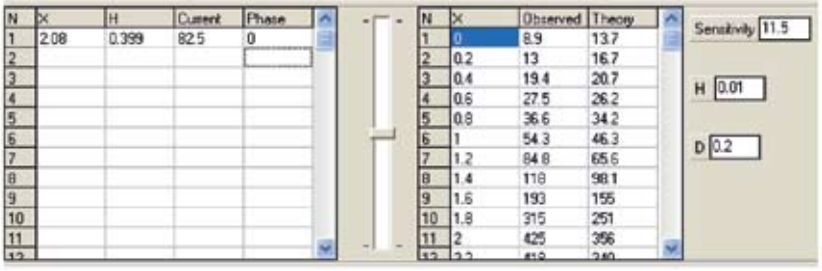

Рис. 21.10. Верхняя часть окна программы Pipes.
Слева вверху: X – позиция трубы на профиле, H – глубина, Current – ток в трубе (это три подбираемых при интерпретации параметра), справа (Sensitivity) – чувствительность антенны k, определяется по градуировке на разных высотах, H – высота датчика над землей, чтобы глубину считать от поверхности земли, D – диаметр трубы (только для изображения трубы в нижней части окна)

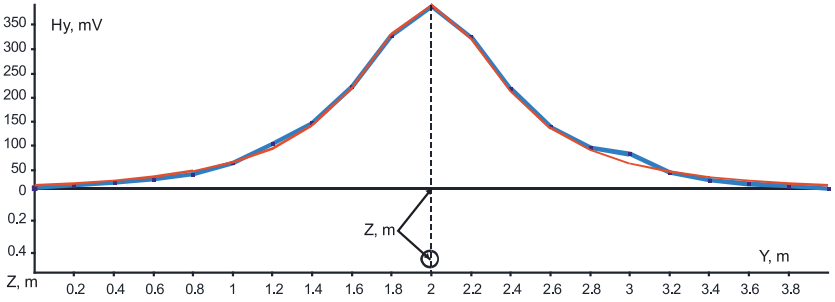

Рис. 21.11. Нижняя часть окна программы Pipes. График Hy над трубой и его интерпретация с помощью программы Pipes

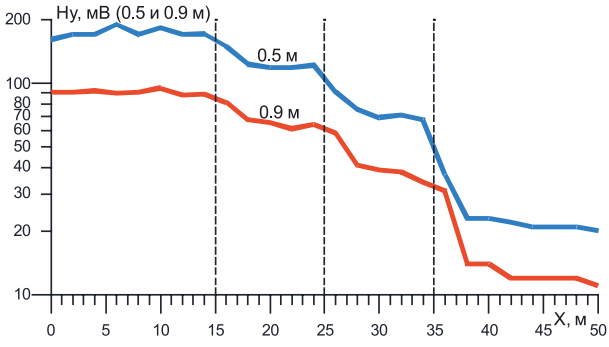

Рис. 21.12. Графики Ну на высотах 0.5 и 0.9 м

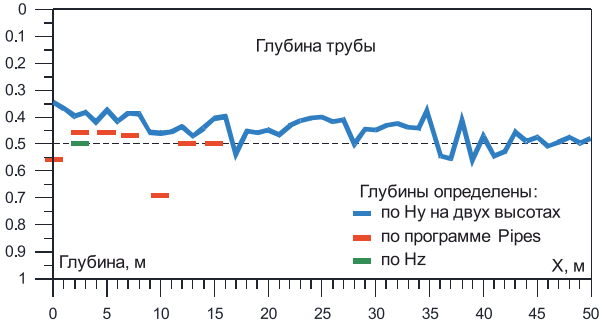

Рис. 21.13. График глубины трубы, определенной по измерениям на двух высотах, по программе Pipes и по максимумам Hz

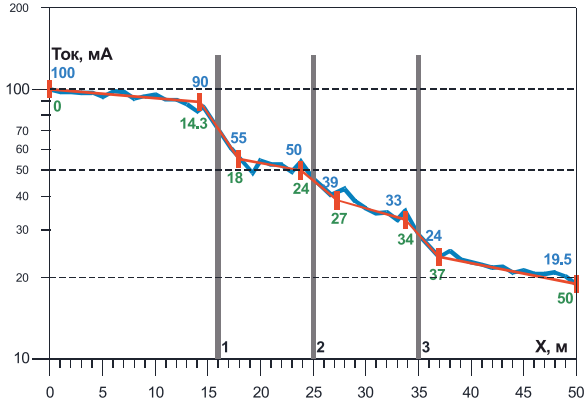

Рис. 21.14. Ток в трубе, и его аппроксимация прямолинейными отрезками, координаты концов этих отрезков нужны для дальнейшей обработки

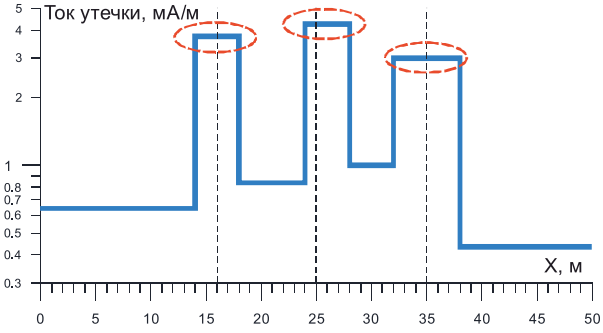

Рис. 21.15. График тока утечки на интервалах после аппроксимации тока прямолинейными отрезками

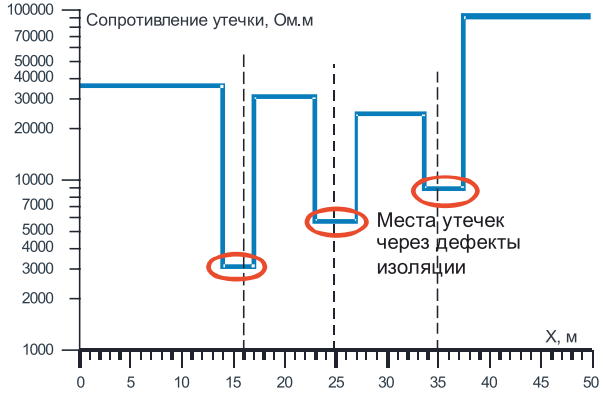

Рис. 21.16. График сопротивления утечки. Для идеальной изоляции Rутечки = 200 000 Ом•м.

с магнитным полем

Магнитное поле реагирует на полный ток в трубе, а электрическое поле – на ток утечки. Поэтому магнитная аномалия над локальным дефектом изоляции имеет вид ступени (рис. 21.17, А), а электрическая – вид максимума (рис. 21.17, В). Аномалия электрического поля для компоненты Ey образует максимум над утечкой тока из трубы, а для компоненты Ex (на переменном токе, по модулю) два максимума с нулем между ними. Многочисленные расчеты аномалий обоих типов над местом повреждения изоляции шириной 1 м показали, что по магнитным наблюдениям аномалия надежно фиксируется при шаге от 1 до 50 м (не пропускается), а по электрическим наблюдениям для надежной регистрации места повреждения изоляции требуется весьма частый шаг, обычно 1 м. В результате для региональных наблюдений производительность электрических измерений в 10–20 раз медленнее, чем магнитных. Это различие привело к внедрению двухэтапной методики. На региональном этапе трубопровод обследуется

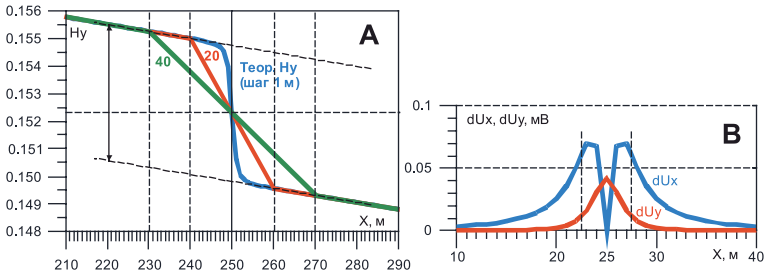

Рис. 21.17. Слева – аномалии магнитной (Hy) и справа электрических (Ex, Ey) компонент

Рис. 21.18. График $\rho_к$ ЭП вдоль модели трубы на базе практики

магнитными измерениями с шагом 10–25 м, и выделяются участки плохой изоляции шириной в десятки и сотни метров. На этапе детализации каждый аномальный участок изучается с измерением электрического поля (Ey) и шагом 1 м. Это позволяет рекомендовать места для проверки и ремонта шириной в первые метры.

Графики Ey (рис. 21.19) отмечают места повреждения изоляции очень точно и контрастно, только измерения идут медленнее, чем для магнитного поля.

Важнейший отчетный параметр качества изоляции: процент повреждения изоляции D (%) рассчитывают по магнитным и по электрическим измерениям. Приводим расчетные формулы, без их вывода.

По магнитным измерениям:

$$D(\%) = \frac{T_m}{T_{изол}} \cdot 100\%, \qquad (28)$$

где T_m – сопротивления грунта в единицах, принятых в теории трубопроводов T_m = 0.175*ρ. Для грунта на базе практики среднее сопротивление ρ = 400 Ом•м (рис. 21.18) и T_m = 70 Ом•м. $T_{изол}$ – сопротивление изоляции (сопротивление утечки).

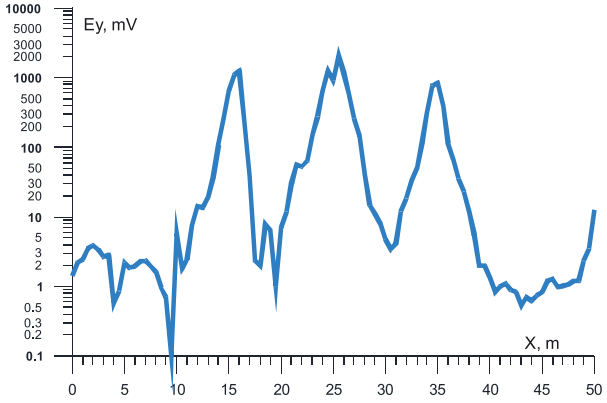

Рис. 21.19. График Ey

Рис. 21.20. Графики степени повреждения изоляции D, в % по магнитным и электрическим измерениям

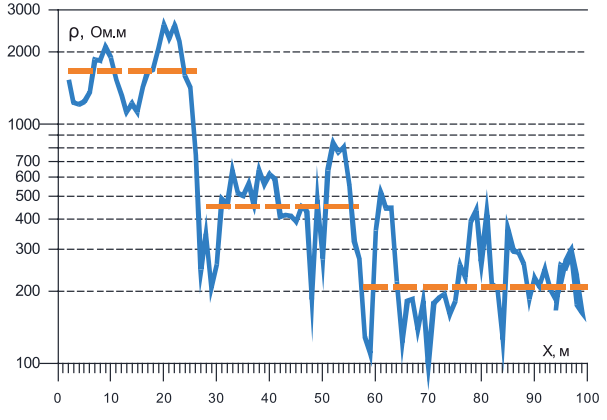

Рис. 21.21. График кажущегося сопротивления на участке новой модели трубы

По электрическим измерениям

$$D(\%) = \frac{110 \cdot Z \cdot E_y}{Pot}, \quad (29)$$

где E_y измеренное электрическое поле, мВ; Z – глубина, м; Pot – потенциал, мВ.

На рис. 21.20 видно, что по измерениям магнитного поля мы получаем интервальную оценку D, а по измерениям электрического поля – точечную. Если величина D меньше 5%, специалисты по трубам считают ее не заслуживающей внимания.

Между точками повреждения изоляции номер 1 и 2 измерили разность потенциалов, которая оказалась равной 23.1 мВ. Полный ток на этом участке равен 57–36 мА. Сопротивление провода R = dU/J*100 = 40.6 – 64.2 Ом/км. Тонкий электроразведочный провод сечением 0.5 по техническому паспорту имеет сопротивление от 20 до 70 Ом/км, в зависимости от соотношения числа стальных и медных жил в нем. Полученная нами оценка близка к паспортной.

Несколько лет на практике используется новая модель трубы. Провод длиной 100 м зарыт в землю вдоль дороги на дер. Малое Устье. На проводе сделаны выводы на поверхность в точках 0 и 100 м и в промежуточных точках 20, 40, 60, 80 м. В ряде мест устроены повреждения изоляции, которые нужно обнаружить с помощью магнитных и электрических измерений. Для интерпретации нужно знать сопротивление грунта на участке, которое определено с помощью ЭП с АВ = 3 м (рис. 21.21).

Литература

1. Геоэкологическое обследование предприятий нефтяной промышленности. – М.: РУССО, 1999. – 500 с.

2. Крапивский Е.И., Демченко Н.П. Геофизические методы диагностики технического состояния подземных трубопроводов. Учебное пособие. Часть 1. Методы постоянного и низкочастотного переменного тока. Главы 1-4. – Ухта, 2001. – 159 с.

3. Мусатов А., Накамура Э., Шевнин В. Аппроксимация трубопровода длинной линией для оценки его технического состояния // Геофизика. 2003. N1. С. 51–58.

4. Morgan John. Cathodic Protection. (Second Edition). 1987. 519 pp. NACE International. The Corrosion Society. 347 pp.