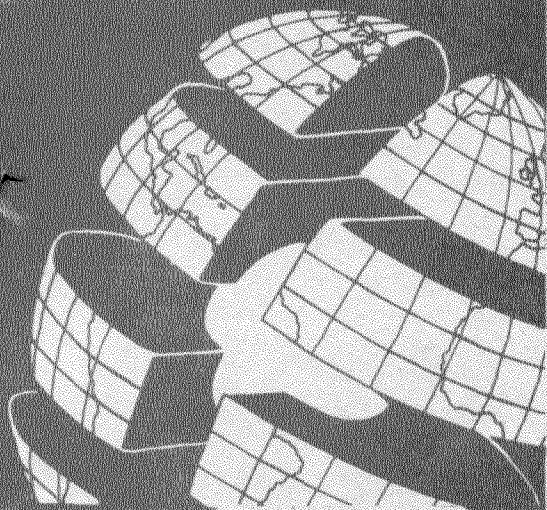


Издательство
Московского
университета



ГЕОЛОГИЯ

ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ

ЗОНДИРОВАНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ

СРЕДЫ



1992

ВВЕДЕНИЕ

Вертикальное электрическое зондирование геологической среды (ВЭЗ) постоянным током (глубины исследований до нескольких сот метров) относится к широко применяемым методам электроразведки. За последние 50 лет развитие этого метода прошло через три этапа, каждый из которых характеризуется своим представлением о строении изучаемых объектов, уровне теоретических разработок, техническими возможностями интерпретации.

На начальном этапе (40-е - начало 70-х годов) использовались модели горизонтально-слоистой среды с ограниченным (обычно не более 4-5) числом слоев. Отечественные теоретические представления базировались на работах В.Р.Бурсиана [7], А.И.Заборовского [20], А.М.Пылаева [59]. В это время используются графоаналитические, палеточные методы интерпретации. Широко распространяются различные модификации метода характерных (особых) точек, основанные на подробном анализе свойств теоретических (палеточных) кривых над горизонтально-слоистым разрезом [26].

Второй этап (начало 70-х - середина 80-х годов) характеризуется тем, что основной моделью среды остается горизонтально-слоистый разрез, но с неограниченным числом мощных и тонких слоев. В практику обработки и интерпретации геофизических полей широко внедряются ЕС ЭВМ, которые позволяют в течение долей секунды проводить расчет прямой задачи поля точечного источника. Получают широкое распространение гибкие автоматические алгоритмы решения обратной задачи, с помощью которых определяются параметры геоэлектрического разреза с учетом априорной информации. Наиболее ярко этот этап развития электроразведки отражен в монографиях О.Куфуда [33] и В.П.Колесникова [27].

Третий современный этап развития электроразведки характеризуется внедрением мощных ЭВМ типа ЕС-1035, 1045 и 1065 с производительностью около миллиона операций в 1с. Кроме того в 1985-1986гг. появляются первые сравнительно мощные персональные компьютеры западного образца. Начиная с 1988 г., персональные компьютеры типа IBM PC XT/AT приобретают все ведущие научные и производственные организации нашей страны. Разработчики стараются создавать программные продукты, работающие в интерактивном режиме, предусматривающем активный диалог "человек-машина". Огромные возможности в представлении полевых данных и результатов расчетов предоставляют средства графической визуализации.

В то же время резко увеличивается объем инженерно-геологических и экологических задач. Центр исследований перемещается в города, что определяет новую специфику проведения геофизических работ. В первую очередь, для городских агломераций характерно очень сложное строение верхней части геологического разреза, которая часто искусственно создана и состоит из хаотических фрагментов насыпных отложений. Во-вторых, на территории городов наблюдается сложный гидрогеологический режим, связанный с действием водозаборов. В-третьих, существуют техногенные помехи в виде траншей, заглубленных трубопроводов, кабелей, фундаментов и подземных сооружений. В-четвертых, характерен высокий уровень промышленных электрических помех. Сам характер инженерно-геологических исследований заставляет переходить на детальное и сверхдетальное изучение территорий. Базовой электроразведочной аппаратурой для большинства геофизических организаций становится высокоточная аппаратура низкой частоты АНЧ-3 (4.88 Гц). Появляются цифровые аппаратные комплексы, которые позволяют резко повысить производительность и детальность исследований. Резко сгущается шаг наблюдений. И как результат этого - появление значительного

объема электрических зондирований, которые невозможно объяснить в рамках модели горизонтально-слоистой среды.

В начале 80-х годов создаются теоретические разработки, позволяющие рассматривать более сложные модели геоэлектрического разреза. Наибольший вклад в разработку математического аппарата и машинных алгоритмов в области численного двумерного и трехмерного моделирования электрического поля внесли В.И.Дмитриев, Г.М. Морозова, Е.Б.Изотова, В.В.Кусков, К.М.Ермохин, Н.Н.Серебренникова, Л.А.Таборовский. В Московском университете последовательно развивают методы интерпретации ВЭЗ в условиях сложных сред И.Н.Модин, А.Г.Яковлев, В.А.Шевнин, К.Л.Одинцов. Благодаря объединенным усилиям научных коллективов Москвы, Ленинграда, Новосибирска и ряда других городов был создан практический аппарат моделирования электрического поля для сложных сред. Проведено большое число расчетов и осмысление полученных результатов. Наконец, несколько лет назад были созданы универсальные алгоритмы, позволяющие рассчитывать поля для произвольных сред. Это сделало возможным с помощью метода подбора решать обратную задачу электроразведки для реальных объектов.

Настоящая работа является второй частью учебного пособия того же названия, первая часть которого издана в 1988 г. Если в первой части рассмотрены методы решения прямых задач электроразведки постоянным током для горизонтально-слоистых сред (одномерные задачи) и горизонтально-неоднородных сред (двумерные и трехмерные задачи), то вторая часть посвящена обратным задачам, применительно к изучению этих сред. Как известно, решение обратных задач служит основным (физико-математическим) содержанием геолого-геофизической интерпретации ВЭЗ.

Основное внимание в книге уделено использованию ЭВМ для интерпретации ВЭЗ. В главе 1 рассмотрены общие вопросы решения обратных задач ВЭЗ на ЭВМ и приемы геологической интерпретации результатов электроразведки. Глава 2 посвящена интерпретации ВЭЗ в рамках одномерных моделей. Рассмотрены различные алгоритмы и программы решения подобных обратных задач на ЭВМ. В главе 3 приведены технологические и методические принципы решения обратных задач для горизонтально-неоднородных сред. Глава 4 содержит примеры практического применения ВЭЗ для изучения геологической среды.

Учебное пособие составлено преподавателями и научными сотрудниками кафедры геофизики геологического факультета Московского университета и рядом специалистов геофизических организаций Санкт-Петербурга под редакцией профессора В.К.Хмелевского и доцента В.А.Шевнина. Подготовку рукописи к изданию осуществила З.Л.Сафонова.

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

1.1. Постановка обратной задачи электрических зондирований

1.1.1. Вопросы единственности, устойчивости, корректности обратных задач

Расчет геофизических полей для заданного распределения физических свойств, т.е. решение прямой задачи геофизики, следует направлению причинно-следственных связей природных явлений (распределение поля возникает под влиянием распределения свойств). Восстановление распределения в пространстве физических параметров по наблюдаемым физическим полям в некоторой части среды (обратная задача геофизики (ОЗ или ОЗГ)) соответствует восстановлению причины по наблюдаемому следствию.

Обратные задачи геофизики представляют наибольший интерес для практики. Но для их грамотного практического решения необходимо знание теории таких задач, и прежде всего основных сложностей их решения. Вопросы теории ОЗГ были разработаны в работах А.Н.Тихонова, В.И.Дмитриева, В.Б.Гласко, В.Н.Страхова, Ф.М.Гольцмана, Т.Б.Яновской и Л.Н.Пороховой и др. [10,18,68,72,91].

Прямые задачи геофизики (и электроразведки методом вертикальных электрических зондирований - ВЭЗ) обладают единственностью решения. Это означает, что каждому набору параметров, описывающих мощности (h_i) и удельные электрические сопротивления (ρ_i) слоев разреза, соответствует одно и только одно распределение электрического поля (E), потенциала (U) или кажущегося сопротивления (ρ_k).

Обратная же задача электроразведки единственностью часто не обладает, хотя разными учеными неоднократно доказывались теоремы единственности тех или других ОЗ [72].

Например, теорема единственности, доказанная А.Н.Тихоновым в 1949 г., для обратной задачи ВЭЗ звучит примерно так. Если на поверхности земли, состоящей из ряда плоскопараллельных границ, разделяющих слои с разными, но постоянными в пределах слоя свойствами, вдоль некоторой прямой линии известно распределение потенциала, то распределение $\rho(z)$ может быть восстановлено однозначно.

Практические же измерения в поле не соответствуют в полном объеме условиям этой теоремы, что и приводит к нарушению единственности решения обратной задачи. Распределение потенциала (или электрического поля) вдоль линии наблюдений известно в конечном ее интервале, а не в бесконечных пределах, дискретно, а не непрерывно, и не точно, а получено с некоторыми погрешностями. Неточность в знании электрического поля принципиально меняет условия обратной задачи

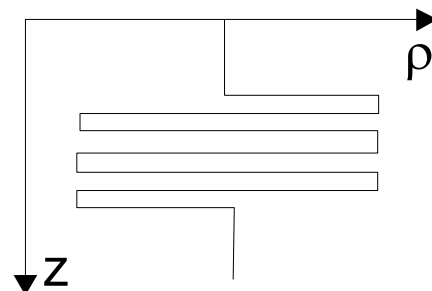


Рис.1.1.1.

в силу присущего электроразведке интегрального эффекта. Представим себе, что в среде с одномерным распределением электрических свойств (когда $\rho=f(z)$) в некотором интервале глубин $\rho(z)$ меняется так, как показано на рис.1.1.1. Интуитивно ясно, что влияние отдельных прослоев с повышенными ρ будет частично скомпенсировано влиянием более проводящих слоев, в результате чего вся группа слоев будет действовать как один слой с эффективными параметрами $\rho_{эф}$, $h_{эф}$.

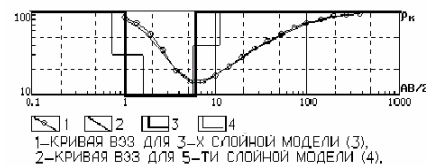
В силу единственности решения прямой задачи каждому распределению $\rho(z)$ будет соответствовать единственное поле $U(r)$, но при изменении $\rho(z)$ изменения $U(r)$ могут оказаться невелики и не превышать погрешности измерений $U(r)$. Решая в подобных условиях обратную задачу электроразведки, можно представить себе три теоретически возможных ситуации.

1. Если экспериментальное поле $U(r)$ известно абсолютно точно (не содержит ошибок) и задана такая модель $\rho(z)$, что рассчитанное для нее теоретическое поле полностью совпадает с экспериментальным, то $\rho(z)$, в силу выполнения условий теоремы единственности, окажется точным решением ОЗ.

2. Если экспериментальное поле $U(r)$ содержит некоторые погрешности, но рассчитанное для модели $\rho(z)$ теоретическое поле полностью совпадает с экспериментальным, то $\rho(z)$ будет приближенным решением ОЗ.

3. Если экспериментальное поле $U(r)$ известно с некоторыми погрешностями и теоретическое поле для $\rho(z)$ совпадает с экспериментальным с некоторой погрешностью ε , тогда $\rho(z)$ называется **квазирешением**. Особенностью квазирешения является то, что в силу присущего электроразведке интегрального эффекта, можно представить себе и другие распределения $\rho'(z)$, поле от которых будет совпадать с экспериментальным в пределах той же погрешности ε , т.е. решение обратной задачи уже не будет единственно.

Пусть модель $\rho(z)$, состоящая, например, из трех слоев, дает поле U_t , совпадающее с U_ε в пределах погрешности ε . При дальнейшем увеличении числа слоев и при условии, что свойства новых слоев будут отличаться от исходных, как показано на рис.1.1.2, все новые поля U_t также будут отличаться от U_ε с погрешностью, не превышающей ε .



N	p	h
1	100	1
2	10	5
3	100	
1	100	0.74
2	30	0.86
3	10	3.97
4	40	5.41
5	100	

Error = 4.99

Рис.1.1.2. Совпадение 3-х и 5-ти слойной кривых ВЭЗ.

Понятие условия корректности обратных задач математической физики сформулированы французским математиком Ж.Адамаром в 1923 г. следующим образом:

1. Задача имеет решение. 2. Решение единственно. 3. Решение устойчиво, т.е. малым изменениям поля соответствуют малые изменения параметров модели ($\rho(z)$ в нашем случае).

В практических ситуациях эти условия могут нарушаться и тогда задача оказывается некорректной. Чаще всего обратная задача ВЭЗ решается с помощью подбора, когда путем вариации параметров модели разреза достигается совпадение с заданной точностью теоретически рассчитанной кривой ВЭЗ с экспериментальной. При этом экспериментальная кривая ВЭЗ может иметь форму, которая не бывает у теоретических кривых, рассчитанных для горизонтально-слоистого разреза (например, имеет восходящую ветвь, идущую круче 45°). В этом случае, строго говоря, задача решения не имеет (в классе горизонтально-слоистых моделей), но с некоторой погрешностью все же удастся совместить теоретическую кривую с экспериментальной. Так как совмещение кривых осуществляется до получения некоторой приемлемой погрешности, то одной экспериментальной кривой может соответствовать множество теоретических кривых и тогда нарушается единственность решения.

Во многих случаях параметры отдельных слоев, особенно тонких, могут оказывать незначительное влияние на кривую ρ_k тогда значительные изменения $\rho(z)$,

будут вызывать лишь слабые изменения ρ_k , что и свидетельствует о неустойчивости обратной задачи.

Ж.Адамар, называя такие задачи математической физики некорректными, считал, что их решать не имеет смысла. Но практическая важность подобных задач заставляла искать пути их решения. А.Н.Тихоновым было введено понятие условно-корректных задач (некорректных по Адамару, но преобразуемых в корректные по Тихонову) [72].

Прямая и обратная задача геофизики могут быть описаны операторным уравнением $A \cdot \vec{x} = \vec{f}$ (1.1), где A - оператор прямой задачи, x - параметры модели, f - поле. Если требуется найти поле f для модели x , - это прямая задача. Определение x по f - обратная задача. При ее решении чаще всего нарушается третье условие Адамара, условие устойчивости решения.

Обозначив экспериментальное поле через ρ , а рассчитанное по формуле (1.1) через f , можно найти различия между ними или метрику $\rho_p(\rho, f)$ (индекс "п" означает поле, а используемый далее индекс "м" - модель). Пусть погрешность определения поля σ , а погрешность оценки параметров разреза модели ε .

Если найдено такое f , что $\rho_p(\rho, f) < \sigma$, то можно сказать, что модель $x = \{\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_N, h_1, h_2, \dots, h_{N-1}\}$, соответствующая f , есть решение задачи. Насколько найденное таким образом x отличается от истинного x ?

Если задача устойчива, то $\rho_m(x_{и}, x_{н}) < \varepsilon$, причем $\varepsilon \rightarrow 0$ при $\sigma \rightarrow 0$. Если же задача неустойчива, то решение x при $\sigma \rightarrow 0$ может сколь угодно сильно отличаться от истинного. Это положение легко проиллюстрировать следующим примером. Экспериментальная кривая ВЭЗ совмещается с теоретической для трехслойной модели с погрешностью σ_1 . Взяв вместо трех слоев пять, можно добиться дальнейшего уменьшения σ . Но в силу интегрального характера метода ВЭЗ, вводимые тонкие слои будут все меньше влиять на поле f и при уменьшении σ погрешность $\rho_m(x_{и}, x_{н})$ может неограниченно возрастать.

Для того, чтобы сделать обратную задачу условно-корректной, А.Н.Тихонов потребовал ограничить пространство возможных решений X таким подпространством $M \subset X$, в котором выполнялось бы условие устойчивости решения (при $\sigma \rightarrow 0$ и $\varepsilon \rightarrow 0$).

Применительно к приведенному выше примеру это может быть сделано введением ограничений на число слоев модели. Например, нельзя использовать модели с числом слоев больше 5. При выборе подпространства M внутри X могут быть учтены и ограничения на интервал допустимых значений конкретных ρ_i и h_i . Для каждого из них этот интервал может быть не от 0 до ∞ , а от ρ_{\min} до ρ_{\max} , выбираемых на основе знания конкретного геологического разреза и физических свойств слоев пород исследуемой территории.

Но, сделав обратную задачу условно-корректной, нельзя быть уверенным, что ее решение стало единственным. До тех пор пока в ρ_k присутствуют ошибки измерений, будут существовать и отличия модели x от истинного распределения $\rho(z)$.

Признание этого условия влечет за собой интерес к оценке возможных ошибок в x . Наиболее полное исследование этого вопроса проведено Ф.М.Гольцманом и Л.Н.Пороховой в рамках статистического подхода к решению обратной задачи [68].

При решении обратной задачи электроразведки кроме перечисленных выше понятий корректности и устойчивости используются и другие.

1.1.2. Эквивалентность решений обратных задач

Понятие эквивалентности решения ОЗ применяется в широком и узком смысле. В широком смысле все решения x , для которых теоретическое поле f отличается от экспериментального поля p не более, чем σ , являются эквивалентными. В узком смысле говорят о действии принципа эквивалентности, проявляющемся в том, что параметры ρ и h одного слоя не могут быть однозначно определены раздельно, т.к. оказываются взаимозависимыми.

Эта зависимость может быть выражена, например, связью $S_i = h_i/\rho_i = \text{const}$ или $T_i = h_i \rho_i = \text{const}$, причем тип связи определяется соотношением сопротивлений данного слоя с нижележащим слоем разреза.

Исследование принципа эквивалентности, проведенное А.М.Пылаевым в 1939г., стало классическим и до сих пор входит в большинство учебников разных стран мира по электроразведке [20,52,59,75,90]. Номограммы А.М.Пылаева для оценки пределов действия принципа эквивалентности позволяют определить пределы возможных изменений ρ и h одного промежуточного слоя при условии, что максимальные изменения кривой ρ_k при этом не превысят 5%. При переходе к различным способам интерпретации ВЭЗ на ЭВМ оценки пределов эквивалентности тоже могут быть доверены ЭВМ. Такие оценки проводились Б.К.Матвеевым [35-37], включены в программу решения обратной задачи ВЭЗ В.П.Колесниковым [27], Б.П.Петрухиным [84], Л.Н.Пороховой [67] и др.

Для оценки размеров области эквивалентных решений существуют три основных подхода. В каждом из них задаются критерием эквивалентности, обычно средней или максимальной невязкой аппроксимируемой и полевой кривых ВЭЗ.

а) Линейная оценка пределов действия принципа эквивалентности заключается в обращении ковариационной матрицы (см. гл. 2). Метод требует минимальных затрат машинного времени, однако дает приближенные результаты. Кроме того, область эквивалентности оказывается симметричной в линейном или логарифмическом масштабе относительно точки решения.

б) Нелинейная оценка. Известно несколько реализаций этого метода на основе шагового поиска границ области эквивалентности по различным осям, или поочередно по осям ρ и h или по осям S или T , в зависимости от вида эквивалентности каждого слоя. Метод сопряжен с многократными решениями прямой задачи ВЭЗ. При его использовании очертания области эквивалентности определяются точнее, чем в предыдущем случае. Следует отметить, что при поисках области эквивалентности этим методом соответствующие пределы можно находить не только для параметров ρ_i , но и для произвольных функций от этих параметров. Такими функциями могут быть мощность надпорной толщи, продольные проводимости и поперечные сопротивления отдельных слоев и т.д. В некоторых случаях эти характеристики наиболее тесно связаны с изучаемыми геологическими параметрами. Общим недостатком этих обоих методов является оценка области эквивалентности относительно решения, случайно выбранного из множества решений, что вносит элемент неопределенности в оценку всей области эквивалентности.

в) Наиболее универсальным и объективным методом определения области эквивалентности представляется способ, основанный на подходе Монте-Карло. Его можно реализовать, проводя многократные решения обратной задачи при различном выборе точки начального приближения, при внесении новых помех в полевую кривую ВЭЗ и т.д. При каждом испытании определяется точка C_i принадлежащая области эквивалентности V . Совокупность (облако значений) точек C_i при их достаточном числе дает представление о форме и размерах всей области V . Опробование программы подобного типа, созданной в МГУ Б.П.Петрухиным, показало, что даже при

ограниченном числе испытаний она дает более точные результаты, чем оценки эквивалентности предыдущих типов. При этом область эквивалентности сравнительно однозначно определяется для заданной априорной модели.

Выбор способа оценки области эквивалентности зависит от вычислительных возможностей используемой ЭВМ и от ответа на вопрос, что же важнее, определить точные границы области эквивалентности или же установить степень устойчивости задачи.

1.1.3. Параметризация решений обратных задач

Важным понятием теории решения ОЗГ является модельность решения. Решение обратной задачи в методе ВЭЗ можно искать как непрерывную функцию глубины $\rho(z)$ или кусочно-постоянную (горизонтально-слоистую), двумерную $\rho(x,z)$ или даже трехмерную $\rho(x,y,z)$. Первая модель, если $\rho(z)$ произвольно, имеет слишком много степеней свободы и остается некорректно поставленной. Вторую модель в силу ограниченного числа переменных легче сделать условно-корректной (по Тихонову). Теория ОЗГ применительно к ВЭЗ в основном рассматривает проблемы интерпретации, возникающие в рамках одной модели, чаще всего горизонтально-слоистой среды. Ошибки интерпретации, связанные с другими моделями, составляют отдельную проблему.

Таким образом, в большинстве случаев, решение ОЗ ВЭЗ представляется в виде кусочно-постоянной функции, когда модель разреза описывается конечным набором параметров. Увеличение числа параметров модели снижает устойчивость решения. Как же обстоит дело в случае непрерывного изменения $\rho(z)$? Здесь все зависит от того, предполагается ли заранее определенный закон изменения или нет. Если решение ищется в виде линейной, степенной или другой функциональной зависимости $\rho(z)$, определяемой небольшим числом параметров, подлежащих уточнению в процессе решения ОЗ, то такое решение может быть устойчивым. Если же предполагается, что $\rho(z)$ произвольная функция, без конкретных предложений о законе изменения, то решение должно иметь вид таблицы "глубина - сопротивление". Объем этой таблицы определяет общее число искомых параметров. Если это число велико, то решение как и для горизонтально-слоистой многослойной среды окажется неустойчивым. Повышение устойчивости возможно и за счет ограничений на возможные пределы изменений параметров и за счет уменьшения их общего количества до оптимального уровня, например, путем аппроксимации $\rho(z)$ кусочно-линейной функцией. Из сказанного ясно, что параметризация ОЗ является важным средством повышения устойчивости ее решения.

1.1.4. Учет априорной информации

Так как обратные задачи геофизики оказываются некорректными, то для их практического решения необходимо ввести их в класс корректности (по А.Н.Тихонову). Прежде всего следует ограничить область возможных решений X такой подобластью M , в которой выполнялись бы условия корректности. Важнейшим приемом выделения такой подобласти M является учет априорной информации. Он может быть проведен несколькими путями. В первом случае вводится ограничение на число слоев (и число параметров). Неограниченное увеличение числа параметров делает задачу неустойчивой. Какое число слоев выбрать, зависит от наличия дополнительной априорной информации. Если ее мало, то число слоев должно быть

наименьшим из возможных, тогда есть надежда, что и без каких-либо других ограничений решение с небольшим числом слоев будет устойчивым. Однако нередко запросы практики ставят задачу интерпретации кривой ВЭЗ с большим числом слоев, чем их визуально видно на кривой. Основанием для выбора многослойной модели интерпретации являются априорные данные.

Подобные задачи следует решать с привлечением такой априорной информации, как доверительные пределы на параметры, и с использованием оценок пределов действия принципа эквивалентности, чтобы они не оказались слишком широкими, т.е. с контролем устойчивости задачи.

Иногда вместо априорных пределов могут быть заданы наиболее вероятные значения ρ_i и h_i , входящие в функционал, подлежащий минимизации. Например, [10,18,19,37]:

$$\Phi(\vec{p}) = \sum_{j=1}^N \left[\frac{\rho_k - f}{\rho_k} \right]_j^2 + \Omega(\vec{p}) = \min. \quad (1.2)$$

Первая сумма в функционале - это невязка (относительная погрешность несовпадения экспериментальной ρ_k и теоретической f кривых ВЭЗ) на всех N разностях r (j - номер разности). Функция $\Omega(p)$ может иметь, например, такой вид:

$$\Omega(\vec{p}) = \sum_{i=1}^{N_p} K_i \left(\log \frac{p_i}{p_i^0} \right)^2, \quad (1.3)$$

где i - индекс параметра модели, а p_i - его текущее значение и p_i^0 - наиболее вероятное значение, задаваемое по априорным данным, K_i - весовая функция относительного влияния различных параметров, N_p - общее число параметров.

В функции $\Omega(p)$ могут быть заданы верхние и нижние пределы допустимых значений параметров, например, так:

$$\Omega(\vec{p}) = \sum_{i=1}^{N_p} q_i \log \left[(p_i^v - p_i)(p_i - p_i^n) \right], \quad (1.4)$$

где индексы "в" и "н" обозначают верхние и нижние пределы, q_i - весовая функция. Кроме ограничений на параметры могут быть использованы для стабилизации решения и ограничения на функции этих параметров [48]: $a_i < g_i(p) < b_i$, $i = 1, 2, \dots, m$, где g_i функции параметров, а a_i и b_i ее пределы. В качестве таких функций могут быть использованы продольная проводимость ($S_i = h_i/\rho_i$) или поперечное сопротивление ($T_i = h_i \cdot \rho_i$) слоя, гладкость границы (колебания глубины залегания границы) и т.п. Дополнительный стабилизатор записывается аналогично :

$$\Omega(\vec{p}) = \sum_{i=1}^m q_i \log \left[(b_i - g_i(\vec{p}))(g_i(\vec{p}) - a_i) \right]. \quad (1.5)$$

Устанавливаемые интуитивно весовые функции q_i могут менять вклад этих дополнительных ограничений на общий функционал.

Учет априорной информации используется и при групповой интерпретации зондирований. Интерпретация начинается обычно с зондирований вблизи скважин, для которых имеется наиболее достоверная информация, а чем дальше от скважины находится точка зондирования, тем с меньшей степенью доверия на нее может быть перенесена априорная информация от скважины [22,48].

Следует еще раз подчеркнуть, что использование априорной информации в той или иной форме является наиболее важным приемом, повышающим устойчивость решения обратной геофизической задачи. Без априорной информации возможна лишь интерпретация в рамках наиболее простых моделей, редко соответствующих нуждам

геологической практики. А использование более сложных моделей для сохранения устойчивости интерпретации обязательно требует использования априорной информации.

Далеко не всегда априорная информация имеется именно в той форме, которую требует используемый математический алгоритм. В таких случаях учет априорной информации можно осуществить в процессе диалога человек - ЭВМ. ЭВМ облегчает наиболее трудоемкие операции, например - подбор, а человек постоянно контролирует соответствие полученных решений геологическим представлениям о разрезе и вносит необходимые поправки в параметры. Особенно удобен такой диалог при использовании современных персональных компьютеров с совершенными возможностями визуализации.

1.2. Физико-геометрическая интерпретация данных электрических зондирований

1.2.1. Сущность качественной, количественной и геолого-гидрогеологической интерпретации ВЭЗ

Интерпретация данных электрических зондирований сводится к физико-геометрической интерпретации, включающей качественную и количественную, а также геолого-гидрогеологическое истолкование полученных данных. Традиционная, много лет существующая интерпретация, основана на качественной интерпретации, т.е. визуальном анализе кривых ВЭЗ и разрезов кажущихся сопротивлений $KC = \rho_k(r)$, а также решении одномерной обратной задачи для кривых ВЭЗ. Конечной целью такой интерпретации считается построение геоэлектрических разрезов $\rho(z)$ и прежде всего расчета его геометрических параметров. Однако, в силу существования принципа эквивалентности, как раз геометрия разреза (послойные (h_i) или обобщенные (H) мощности слоев или толщ) оценивается неоднозначно. В то же время, в зависимости от строения геоэлектрического разреза, те или иные послойные или обобщенные электрические параметры: удельные (ρ_i или ρ_{cp}) и поперечные ($T_i = h_i \rho_i$ или $T = H \rho_{cp}$) сопротивления, продольные ($S_i = h_i / \rho_i$ или $S = H / \rho_{cp}$) проводимости, можно определить практически однозначно. Эти параметры называются параметрами эквивалентности [37,75,84,85].

Разрабатываемая нами и рассматриваемая ниже нетрадиционная интерпретация отличается от традиционной:

1. Повышением роли качественной интерпретации благодаря анализу не только разрезов KC , но и различных их трансформаций, а также большему учету дополнительной информации для построения априорной физико- геолого- гидрогеологической модели (ФГГМ) среды.

Под ФГГМ понимаются одномерные, двумерные, трехмерные модели простой геометрической формы с фиксированными физическими, механическими, водными параметрами, которыми можно аппроксимировать реальные среды, изучаемые для решения геолого-гидрогеологических задач.

2. Выполнением групповой интерпретации в рамках детерминистских подходов с использованием не только одномерных, но и дву- и трехмерных моделей, когда методом подбора с помощью ЭВМ сравниваются не только полевые и теоретические кривые, но и соответствующие разрезы KC .

3. Резким увеличением роли геолого-гидрогеологического истолкования данных количественной интерпретации ВЭЗ на основе вероятностно-статистических подходов, т.е. путем установления связей между достоверными электрическими параметрами

(параметрами эквивалентности) и всеми геолого-гидрогеологическими свойствами пород, которые можно выразить количественно.

Нами рекомендуется следующая последовательность нетрадиционной групповой интерпретации желательных встречных трехэлектродных, в крайнем случае, четырехэлектродных симметричных ВЭЗ, расположенных вдоль профилей наблюдений.

1. Сначала ведется качественная интерпретация кривых ВЭЗ ($\rho_k(r)$) и разрезов кажущихся сопротивлений $\rho_k(r, x)$, где r - разнос, x - положение точек ВЭЗ на профиле. Для построения разрезов КС по горизонтали в заданном масштабе откладываются x , а по вертикали в том же или в 2-10 раз более крупном, иногда логарифмическом - r . У каждой полученной точки разреза проставляется ρ_k и проводятся изолинии.

Кроме разрезов ρ_k можно строить разрезы кажущихся продольных проводимостей ($S_k = r/\rho_k$) и поперечных сопротивлений ($T_k = r\rho_k$). Однако наибольшую информацию, особенно на горизонтально-слоистых участках профиля, дают разрезы дифференциально - трансформированных сопротивлений (ДТС). В качестве ДТС можно взять, например, следующие дифференциальные трансформации кривых (ρ_k) [5,34,50,76]. Для нисходящих кривых ВЭЗ, на которые действует принцип эквивалентности по T можно получить:

$$\rho_T = \frac{\partial T_k}{\partial r} = \rho_k + r \frac{\partial \rho_k}{\partial r}, \quad (1.6)$$

а для восходящих ветвей, на которые действует принцип эквивалентности по S , можно записать:

$$\rho_S = \frac{\partial r}{\partial S_k} = \frac{\rho_k^2}{\rho_k - r \frac{\partial \rho_k}{\partial r}}. \quad (1.7)$$

Разрезы дифференциально - трансформированных сопротивлений $\rho_{TS}(r, x)$, особенно если выбрать вместо r параметр глубинности $h_{TS} = \alpha_r r$ значительно ближе к истинному $\rho(z)$, чем разрезы $\rho_k(r, x)$ (см.1.2.2).

Обобщенные параметры по всему разрезу, где получена кривая ВЭЗ, дают интегральные трансформации (ИС):

$$S_{TP} = \int_{r_{MIN}}^{r_{MAX}} \frac{\partial r}{\partial \rho_k} \quad \text{и} \quad T_{TP} = \int_{r_{MIN}}^{r_{MAX}} \rho_k \partial r, \quad (1.8)$$

являющиеся аналогом суммарных продольной проводимости (S) и поперечного сопротивления (T), получаемых при качественной интерпретации ВЭЗ (см.1.2.2).

Далее в ходе качественной интерпретации следует проанализировать параметрические ВЭЗ на скважинах и известных геологических разрезах, где есть не только качественная, но и по возможности, количественная геолого-гидрогеологическая информация (например, литология рыхлых осадочных отложений и петрографический состав скальных пород, коэффициенты глинистости, пористости, трещиноватости, фильтрации, водопроницаемости и т.п.). Далее визуально просматриваются все кривые ВЭЗ, выделяются на них горизонты с разными УЭС, оценивается общее изменение геоэлектрического разреза в плане и по глубине, а отдельные горизонты сопоставляются с геолого-гидрогеологическими слоями или толщами [5,34,37,40,59,75]. Кривым можно придать следующие буквенные обозначения, исходя из составляющих их трехслойных ветвей:

$$\begin{aligned} H(\rho_{i-1} > \rho_i < \rho_{i+1}), & K(\rho_{i-1} < \rho_i > \rho_{i+1}), \\ Q(\rho_{i-1} > \rho_i > \rho_{i+1}), & A(\rho_{i-1} < \rho_i < \rho_{i+1}), \end{aligned} \quad (1.9)$$

где $i-1, i, i+1$ - последовательность слоев сверху вниз.

Иногда строятся карты типов кривых или интегральных трансформаций, анализ которых помогает выявить плановую изменчивость разреза. Выявленные на кривых ВЭЗ аномалии могут быть связаны с горизонтальными неоднородностями, которые подразделяются на неоднородности-помехи и неоднородности, представляющие интерес для изучения. Поэтому проводится анализ различных искажений кривых и, если они вызваны неоднородностями, то ведется их нормализация, т.е. приведение к горизонтально-слоистой модели. Распознавание неоднородностей в покровных образованиях получило название теории искажений. Кривые ВЭЗ могут быть осложнены также неровностями рельефа. Поскольку для зондирования на постоянном токе и на низких частотах (ВЭЗ) природа образований аномалий кондуктивная, то простейшим приемом оценки влияний горизонтальных неоднородностей и рельефа является использование известного в теории электроразведки правила: напряженность электрического поля и кажущееся сопротивление пропорциональны плотности тока вблизи приемных электродов [20,36,75,85].

Таким образом, в результате качественной интерпретации на профилях наблюдений выделяются горизонтально-слоистые или заведомо неоднородные блоки, характеризующиеся соответственно квази-горизонтальными или наклонными изолиниями на разрезах $\rho_k, S_k, T_k, \rho_{TS}$, совпадающими или различающимися кривыми КС, полученными несимметричными (встречными) установками. Пониженными значениями ρ_k, ρ_{TS}, T_k и повышенными S_k выделяются слои и толщи, с лучше проводящими ток породами. Сгущениями изолиний T_k, ρ_T и S_k, ρ_{TS} более четко, чем на разрезах ρ_k , выделяются соответственно плохо и хорошо проводящие слои. Анализ различных разрезов, как и карт типов кривых ВЭЗ, КС, TS служит для построения априорной физико-геолого-гидрогеологической модели (ФГГМ) среды, оценки возможностей и разрешающей способности метода ВЭЗ для решения тех или иных геолого-гидрогеологических задач изучаемого района.

2. Вторым этапом можно рекомендовать ускоренную количественную интерпретацию. Она выполняется в рамках одномерной модели, когда изучаемый разрез принимается за горизонтально-слоистый с постоянными УЭС по простиранию. Основными ускоренными методами интерпретации ВЭЗ являются графоаналитические и с помощью номограмм-палеток В.К.Хмелевского [4,5,34,36,75,84,85]. В результате по данным h_i и ρ_i можно построить предварительный геоэлектрический разрез $\rho(z)$. Полученные h_i, ρ_i и разрез $\rho(z)$ являются первым приближением и основой последующей более точной интерпретации.

3. Третий этап - это полная количественная интерпретация данных зондирования в рамках горизонтально-слоистой модели. Он имеет два альтернативных варианта - интерпретация по палеткам или на ЭВМ. Поскольку реальные разрезы чаще горизонтально - неоднородны, то при традиционной интерпретации они разбиваются на кусочно-однородные части в интервалах между соседними точками ВЭЗ или разносов, сравнимых с глубиной разведки. Для каждой такой части профиля, интерпретация ведется в рамках одномерных горизонтально-слоистых моделей. В результате получают всевозможные послойные и обобщенные параметры разреза: мощности, удельные электрические сопротивления, проводимости и поперечные сопротивления. Окончательные геоэлектрические разрезы, т.е. распределение электрических параметров по профилям и глубине, получают путем "сшивания" одномерно - однородных частей профиля. Для тех участков, где справедлива горизонтально-

слоистая модель, этот этап завершает процесс обработки данных зондирований, для остальных - дает стартовую модель для следующего четвертого этапа.

4. Четвертый этап - это интерпретация зондирований с помощью ЭВМ в рамках двумерных и трехмерных моделей, активно развивающаяся и совершенствующаяся в настоящее время. Он выполняется на тех участках профилей, где на разрезах КС и ТS крутые изолинии (свыше 20° в реальном масштабе построений, когда вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы), а встречные трехэлектродные кривые ВЭЗ резко (свыше 20%) отличаются. Этот этап делится на две следующие друг за другом части. Задача первой части - создание модели начального приближения (МНП) на основе одномерной количественной интерпретации. Это творческий процесс в центре которого находится геофизик - интерпретатор, который, собрав всю имеющуюся по данному участку информацию, должен создать такую МНП, которая ни в чем ей не противоречит. От того, насколько успешно будет реализована эта задача, зависит скорость выполнения следующей части, представляющей собой процесс двумерного, а если это необходимо, то и трехмерного подбора на отдельных кривых ВЭЗ и разрезах КС каждого неоднородного блока или участка профиля.

Для ускоренного решения прямых задач (машинное время в несколько (до 10) раз меньше) при расчете разрезов КС целесообразно использовать моделирование в поле линейных источников. Добившись наилучшего совпадения реального разреза КС с теоретическим, параметры последнего берутся для моделирования в поле точечных источников. Путем итераций и изменения параметров модели вновь добиваются наилучшего совпадения разрезов КС. Если длина выявленных неоднородностей отличается от ширины не более, чем в 3-5 раз, необходимо использовать трехмерное моделирование, что связано с большими затратами машинного времени.

5. Заключительным ответственным этапом является геолого-гидрогеологическое истолкование полученных результатов с использованием корреляционных связей между электрическими параметрами и конкретными физико-механическими и водно-физическими свойствами разреза. Эти связи бывают как одномерными (парными), так и многомерными. Они выбираются на основе теоретических, логических и эмпирических представлений. Эмпирически их получают по параметрическим наблюдениям с получением парных и множественных уравнений регрессии. В процессе выполнения этого этапа также привлекается ПЭВМ, на экране которой интерпретатором проводится объединение результатов интерпретации третьего (в рамках горизонтально слоистой модели) и четвертого (неоднородная модель) этапов. В результате получается окончательная физико-геолого-гидрогеологическая модель (ФГГМ), включающая как геометрическое строение (положение границ слоев и блоков с разными свойствами, литологией и состоянием), так и количественную характеристику физико-механических и водно-физических среды (литология, пористость, коэффициенты фильтрации, водопроницаемости), а по возможности, и их динамики (по режимным наблюдениям).

1.2.2. Дифференциальные трансформации ВЭЗ

Одним из полезных, но недостаточно широко применяемых приемов качественной интерпретации являются дифференциальные и интегральные трансформации кривых ВЭЗ.

Применительно к кривым ВЭЗ дифференциальные трансформации сводятся к получению, например, следующих параметров (см. 1.6, 1.7, 1.10):

$$\rho_T(h_{\text{эф},T}) = \rho_k + r \frac{\partial \rho_k}{\partial r}, \quad (1.10)$$

$$\rho_S(h_{\text{эф},S}) = \frac{\rho_k^2}{\rho_k - r \frac{\partial \rho_k}{\partial r}}.$$

Они не только характеризуют вертикальную изменчивость кажущихся параметров ($T_k = \rho_k r$ и $S_k = r/\rho_k$), но и являются соответственно некоторыми эффективными значениями поперечных и продольных сопротивлений на соответствующих глубинах $h_{\text{эф}T} = \alpha_T r$ и $h_{\text{эф}S} = \alpha_S r$, где α_T и α_S - неизвестные коэффициенты глубинности. Расчеты с помощью ЭВМ, проведенные Нгуен Ван Туем [50], показывают, что для кривых ВЭЗ с высоко- или низкоомным опорным горизонтами, для которых действует, соответственно, принцип эквивалентности по S или T, вертикальные разрезы дифференциально - трансформированных эффективных сопротивлений $\rho_S(\alpha_S r)$ и $\rho_T(\alpha_T r)$ при $\alpha_S = 0.9$ и $\alpha_T = 0.6$ значительно ближе к истинному изменению сопротивлений с глубиной $\rho(z)$, чем $\rho_k(r)$, $S_k(r)$, $T_k(r)$ [34,50]. Для восходящих и нисходящих ветвей на многослойных кривых ВЭЗ нами предлагается применить трансформацию такого вида:

$$\rho_{ST} = \begin{cases} \rho_S, \text{ при } \frac{\partial \rho_k}{\partial r} \geq 0 \\ \rho_T, \text{ при } \frac{\partial \rho_k}{\partial r} < 0 \end{cases} \quad (1.11)$$

с коэффициентом глубинности $\alpha_{ST} = 0.75$.

Если кривая ВЭЗ наклонена под углом, большим 45° , что бывает над неоднородными в горизонтальном направлении средами, то, чтобы ρ_S осталось положительным, можно считать этот угол равным 45° .

В целом дифференциальные трансформации ρ_k и получаемые с их помощью разрезы и корреляционные планы разрезов дают достаточно близкие к истинным изменения удельных электрических сопротивлений с глубиной и в плане. Их применение целесообразно для градиентных и слабоконтрастных (сопротивления контактирующих толщ отличаются не более, чем в 2 - 3 раза) горизонтально-слоистых разрезов.

Разумеется, при дифференциальных трансформациях особенно искаженных кривых возможны большие ошибки. Даже с использованием сплайн-интерполяции и расчетов на ЭВМ они могут достигать $\pm 25\%$. Однако, для геоэлектрических разрезов с широким действием принципа эквивалентности, когда послойные параметры тонких слоев определяются с погрешностями в десятки процентов, дифференциальные трансформации дают достаточно точные результаты.

Одной из наиболее удачных областей применения ρ_{ST} - трансформации можно считать этап формирования модели начального приближения не только для горизонтально-слоистых, но и для неоднородных сред.

1.2.3. Расчет суммарных продольной проводимости и поперечного сопротивления

В геоэлектрических разрезах с очень высоким сопротивлением в основании $\rho_N \rightarrow \infty$ (например, кристаллический фундамент под осадочным чехлом), суммарная продольная проводимость толщи пород над основанием ($S = \sum h_i/\rho_i$) определяется

известным в теории электроразведки методом S [5,15,20,75]. Для этого к правой ветви кривых ВЭЗ проводится асимптота, наклоненная под углом 45°. По пересечению асимптоты с линиями ρ_k , кратными 10, определяется S. Отношение координат любой точки асимптоты дает $S = r_{ac}/\rho_{ac}$.

Суммарная продольная проводимость толщи служит для оценки ее геологических, инженерно-геологических или гидрогеологических особенностей. Зная по геофизическим исследованиям в скважинах или по данным количественной интерпретации зондирований среднее продольное удельное сопротивление надпорной толщи ρ_l , можно по формуле Гуммеля получить ее мощность $H = S \cdot \rho_l$. Наоборот, имея по скважинам H, по ВЭЗ на скважине легко рассчитать $\rho_l = H/S$. Для интерпретации кривых ВЭЗ и ДЗ с достаточно высокоомным или низкоомным опорным горизонтом используется следующий способ суммарных кажущихся S и T. Бланк с полевой кривой накладывается на двухслойную теоретическую палетку ВЭЗ и, добившись наилучшего совпадения правой ветви кривой с одной из теоретических, на полевой бланк переносят крест двухслойной палетки с координатами $r^+ = AB/2$ и ρ_k^+ . В результате величины суммарных кажущихся продольной проводимости ($S_{\Sigma k}$) и поперечного сопротивления ($T_{\Sigma k}$) рассчитываются по формулам:

$$S_{\Sigma k} = \frac{r^+}{\rho_k^+} \text{ и } T_{\Sigma k} = r^+ \cdot \rho_k^+,$$

которые, как показывает практика, отличаются от послойных параметров:

$$S = \sum_{i=1}^{N-1} \frac{h_i}{\rho_i}; \quad T = \sum_{i=1}^{N-1} h_i \cdot \rho_i,$$

полученных в результате количественной интерпретации ВЭЗ в среднем на $\pm 15\%$. Однако, чтобы без послойной интерпретации быть уверенным в этих кажущихся обобщенных параметрах, мы считаем целесообразным выполнить с помощью ЭВМ интегральную трансформацию кривых ВЭЗ, применяя следующие суммарные интегрально трансформированные (ИС): продольную проводимость ($S_{\Sigma \text{тр}}$) и поперечное сопротивление ($T_{\Sigma \text{тр}}$):

$$S_{\Sigma \text{мп}} = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \frac{dr}{\rho_k}; \quad T_{\Sigma \text{мп}} = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \rho_k \cdot dr. \quad (1.14)$$

Если за r_{\min} взять первый разнос (обычно это 1 м), а за $r_{\max} = r^+$, то, как показывают расчеты, $S_{\Sigma \text{тр}}$ и $T_{\Sigma \text{тр}}$ отличаются от S и T также в среднем на $\pm 15\%$.

Рассчитав S и T как средние из кажущихся и трансформированных значений, можно получить эти параметры и без послойной интерпретации. Однако, если такую интерпретацию все же провести, то средние значения S и T из определенных тремя различными способами, по крайней мере, в $\sqrt{3}$ раз будут точнее каждого из них.

Таким образом, методами кажущихся, трансформированных или послойных продольных проводимостей и поперечных сопротивлений по каждой точке ВЭЗ и ДЗ можно однозначно получать достаточно объективные обобщенные геоэлектрические параметры надпорной толщи S и T, а по ним рассчитать различные параметры (см.1.15):

$$\rho_{cp} = \sqrt{\frac{T}{S}}, \quad \rho_l = \frac{H}{S}, \quad \rho_n = \frac{T}{H}, \quad \lambda = \frac{\sqrt{TS}}{H}, \quad (1.15)$$

где средние ($\rho_{cp} = \sqrt{\rho_l \cdot \rho_n}$), продольные (ρ_l) и поперечные (ρ_n) УЭС и коэффициенты макроанизотропии (λ) толщи мощностью H. Хотя эти ценные обобщенные параметры разреза и могут отличаться от истинных, но так как они определяются достаточно

устойчиво, то могут использоваться непосредственно для установления связей с геолого-гидрогеологическими параметрами.

1.2.4. Ускоренная интерпретация ВЭЗ

К ускоренным, давно используемым методам интерпретации ВЭЗ относят графоаналитические и с помощью номограмм-палеток [34,37,75]. К графическим, кроме рассмотренных в разделе 1.2.3 методов S и T, относятся различные способы, основанные на определении координат характерных точек на кривых ВЭЗ: максимумов $\rho_k \max$, Γ_{\max} , минимумов ρ_{\min} , Γ_{\min} , точек перегиба $\rho_{k\perp}\Gamma_{\perp}$. Эти параметры отражают особенности геоэлектрического разреза и корреляционно связаны с теми или иными геолого-гидрогеологическими характеристиками геологической среды.

Для ускоренной одномерной интерпретации можно применять номограммы палетки, разработанные В.К.Хмелевским [35,75,85]. Они основаны на давно известном в электроразведке способе интерпретации многослойных кривых ВЭЗ с помощью двухслойной и вспомогательной палеток, но значительно проще и информативнее его.

Сущность способа номограмм-палеток, как и вообще палеточных приемов интерпретации (см.1.2.1), сводится к эквивалентным заменам, когда толща, перекрывающая изучаемый слой (ρ_i, h_i), заменяется одним эквивалентным. С помощью одной-двух номограмм-палеток для метода ВЭЗ, определяются такие параметры горизонтально-слоистого разреза, как мощность h_1 и сопротивление ρ_1 верхнего слоя; относительные мощности $v_i = h_i/h_{\Sigma(i-2)}$ и сопротивления $\mu_i = \rho_i / \rho_{\Sigma(i-2)}$; эквивалентные мощности $h_{\Sigma(i-2)}$ и сопротивления $\rho_{\Sigma(i-2)}$ толщи над слоем с параметрами h_i и ρ_i (для второго слоя $i = 2$, $h_{\Sigma,0} = h_1$, $\rho_{\Sigma,0} = \rho_1$). Кроме того, определяются мощности (h_i) и сопротивления (ρ_i) слоев, а также их возможные изменения ($\Delta h_i, \Delta \rho_i$) в связи с пределами действия принципа эквивалентности для полученных v_i , и μ_i ; параметры эквивалентности $\sigma_i = v_i / \mu_i$ (для ветвей кривых ВЭЗ типа Н и А) или $\tau_i = v_i \cdot \mu_i$ (для ветвей кривых ВЭЗ типа К и Q). С помощью перечисленных параметров можно рассчитать обобщенные кажущиеся продольные проводимости ($S_{\Sigma k}$) и поперечные сопротивления (T_i^k), а также послойные параметры эквивалентности S_i и T_i , применяя следующие формулы:

$$S_{\Sigma k} = \frac{h_{\Sigma(i-2)}}{\rho_{\Sigma(i-2)}}; \quad T_{\Sigma k} = h_{\Sigma(i-2)} \cdot \rho_{\Sigma(i-2)}; \quad (1.16)$$

$$S_i = \frac{h_i}{\rho_i} = \sigma_i \cdot S_{\Sigma k}; \quad T_i = h_i \cdot \rho_i = \tau_i \cdot T_{\Sigma k}.$$

Параметры эквивалентности σ_i , τ_i и S_i , T_i потому так и названы, что получаются практически однозначно (с погрешностью не больше $\pm 10-20\%$) в то время, как v_i и μ_i , h_i и ρ_i определяются при $v_i < 1$ с погрешностями в десятки и даже сотни процентов.

Таким образом, в результате физико-геометрической интерпретации ВЭЗ, как с помощью рассмотренных выше качественных и ускоренных количественных приемов, так и в результате палеточных и машинных методов интерпретации, получаются те или иные физические (УЭС, ТС, ИС и др.) и геометрические параметры, т.е. строятся геоэлектрические разрезы.

1.3. Геолого-гидрогеологическое истолкование данных электрических зондирований

Для решения конкретных геолого-гидрогеологических задач, результаты физико-геометрической интерпретации ВЭЗ и получаемые геоэлектрические разрезы

являются лишь основой, несущей объективную информацию об электрической характеристике геологической среды. Дальнейшее геолого-гидрогеологическое истолкование сводится к построению окончательной физико-геолого-гидрогеологической модели среды (ФГГМ) и решению конкретных задач. Оно сводится к установлению электрогеофильтрационных свойств слоев и толщ изучаемого района на основе статистического анализа геолого-геофизической информации.

1.3.1. Принципы геолого-гидрогеологического истолкования ВЭЗ

Достаточно высокая эффективность вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) при изучении геологической среды определяется зависимостью УЭС от физико-механических и водно-физических свойств горных пород, слоев, толщ, так как они обусловлены одними и теми же природными факторами (литологией, механическим составом, пористостью, влажностью, минерализацией подземных вод, температурой). Эти зависимости установлены теоретически или экспериментально и ценны тем, что являются количественными [5,11,12,34,40,41]. Однако в разных природных условиях коэффициенты в уравнениях связи или регрессии могут меняться. Для каждого района их приходится находить заново, используя параметрические наблюдения.

Так как часто электрические свойства в пределах одного литолого-стратиграфического комплекса меняются по простиранию и с глубиной, то их наиболее вероятные значения и дисперсии можно определить, например, с помощью нормированных эталонных кривых плотностей распределения [12].

Привычные всем УЭС и мощности слоев (ρ_i и h_i) в силу существования принципа эквивалентности однозначно получаются лишь в благоприятных условиях, когда $h_i > 3H_{i-1}$, где H_{i-1} - мощность толщи над изучаемым слоем с ρ_i и h_i . Однако, используя групповую интерпретацию кривых ВЭЗ и дополнительную информацию, надежные значения УЭС получаются и в неблагоприятных разрезах [53]. Для установления корреляционных связей, кроме достоверных УЭС, следует использовать параметры эквивалентности (S_i , T_i , S , T и др.) (см.1.2.3). Эмпирические связи между этими электрическими параметрами и такими геолого-гидрогеологическими свойствами как литология, механический состав, глинистость, пористость, трещиноватость, водонасыщенность, фильтрационные свойства и др., устанавливаются с помощью приемов регрессионного анализа. Простейший из них сводится к получению уравнения регрессии и коэффициента корреляции для изучаемых параметров, если принять связь линейной, при построении данных либо в линейном, либо полулогарифмическом, либо логарифмическом масштабах. Таким образом, из полученных уравнений регрессии для электрогеофильтрационных зависимостей, которое отличается максимальным коэффициентом корреляции, используется для обработки рядовых электрических зондирований [5,12,34,85].

Помимо линейной (парной или множественной) корреляции, перспективны приемы, основанные на линейных аналитических или корреляционно-аналитических связях между геолого-гидрогеологическими и геоэлектрическими параметрами. Для этого геолого-гидрогеологические параметры, входящие в обобщенные параметры (например, водопроводимость, водопритоки, коэффициенты прочности и т.п.) заменяются их аналогами, - статистически с ними связанными геоэлектрическими параметрами. Можно использовать также разного рода эвристические и логические формулы, если они дают высокие коэффициенты корреляции между изучаемыми параметрами.

1.3.2. Электрогеофильтрационные свойства слоев и толщ

Рассмотрим некоторые выявленные зависимости электрогеофильтрационных свойств слоев и толщ [5,12,15,34,38,40,50,75,85].

1. Литология (L), за которую, например, для рыхлых осадочных пород можно принять пропорциональные логарифму среднего диаметра твердых частиц (d_{cp}) следующие номера градаций: 1,2,3 для глин; 4,5,6 для суглинков; 7,8,9 для супесей (соответственно тяжелых, средних, легких); 10, 11,12 для мелко-, средне- и крупнозернистых песков; 13 для галечников, 14 для валунов, которые корреляционно связаны с УЭС. Для пресных подземных вод (минерализация $M < 2-3$ г/л) существует примерно такая связь:

$$L \approx 1 + 4 \log \rho \quad \text{или} \quad L = A_L + B_L \cdot \log \rho, \quad (1.17)$$

где A_L и B_L - эмпирические коэффициенты, определяемые для каждого района.

2. Глинистость (Γ), т.е. процентное содержание в песчано-глинистой породе глинистых твердых частиц с диаметром меньше 0.01 мм, также связана с УЭС. При переходе от тяжелых глин ($\Gamma > 65\%$) до крупнозернистых песков ($\Gamma < 1\%$) УЭС пород, насыщенных пресными водами, меняется от единиц до сотен Ом.м, т.е. справедливы формулы:

$$\Gamma \approx 65(1 - 0.3 \log \rho)\% \quad \text{или} \quad \Gamma = A_\Gamma - B_\Gamma \log \rho. \quad (1.18)$$

УЭС песчано-глинистой толщи ($\rho_{пг}$), состоящей из прослоев песков и глин с УЭС равными соответственно $\rho_п$ и $\rho_г$, при коэффициенте глинистости K_Γ (отношение мощности глин в толще к мощности самой толщи) определяется по следующей формуле [34,50,85]:

$$\rho_{пг} = \frac{\rho_п \cdot \rho_г}{K_\Gamma \cdot \rho_{пг} + (1 - K_\Gamma) \rho_г} \quad (1.19)$$

Сопротивление глин - величина стабильная и мало зависящая от обводненности, величина K_Γ также мало меняется и может быть определена по параметрическим скважинам. Поэтому, измерив $\rho_{пг}$, можно определить УЭС песков:

$$\rho_п = \frac{\rho_{пг}(1 - K_\Gamma) \cdot \rho_г}{\rho_г - \rho_{пг} K_\Gamma}. \quad (1.20)$$

Наоборот, зная $\rho_г$, $\rho_п$, $\rho_{пг}$, нетрудно получить коэффициенты глинистости K_Γ и песчаности ($K_{пес} = 1 - K_\Gamma$) песчано-глинистой толщи:

$$K_\Gamma = \frac{\rho_г (\rho_п - \rho_{пг})}{\rho_{пг} \cdot (\rho_п - \rho_{пг} \cdot K_\Gamma)}. \quad (1.21)$$

3. Коэффициент общей пористости $K_п$ (отношение объема пор к общему объему породы), который для тяжелых, средних и легких песчано-глинистых осадочных пород меняется соответственно в пределах 50-60, 30-50 и 20-30%. Он связан с электрическим параметром пористости $\rho_п = \rho_{пг} / \rho_в$ (где $\rho_{пг}$, $\rho_в$ - сопротивления песчано-глинистой породы и насыщающей ее свободной воды) с помощью следующих эмпирических формул [15,26,34,37,40,41,85,90]:

$$\rho_п = \frac{0.6}{K_п^{2.15}}, \quad \rho_п = \frac{0.75}{K_п^2}, \quad \rho_п = \frac{3 - K_п}{2K_п}. \quad (1.22)$$

4. Коэффициенты влагонасыщенности ($K_{вл}$) в зоне аэрации или водонасыщенности ($K_в$) в зоне полного водонасыщения (соответственно отношения объемов влаги и воды к общему объему породы) также зависят от УЭС. Песчано-глинистые породы считаются сухими, влажными и полностью водонасыщенными, если соответственно $K_{вл}$ меняется в пределах 0-0.3; 0.3-0.7; 0.7-1 (в долях единицы). Зная

УЭС породы при данной влажности ($\rho_{ВЛ}$) и полном водонасыщении ($\rho_{ВП}$), коэффициент влажности определяется по формуле [15,34]:

$$K_{ВЛ} = A_{ВЛ} m \sqrt{\frac{\rho_{ВЛ}}{\rho_{ВП}}} \quad (1.23)$$

где $A_{ВЛ}$, m - эмпирические коэффициенты.

5. Для водонасыщенных коллекторов (например, песчано-глинистых) объемная влажность ($K_{ВО} = K_{В} \cdot K_{П}$) может быть определена через УЭС воды ($\rho_{В}$) и водосодержащей части коллектора (например, песка с $\rho_{П}$).

$$K_{ВО} = \frac{\rho_{В}}{\rho_{П}} \approx \frac{1}{\rho_{П}} \quad (1.24)$$

Если $\rho_{П}$ неизвестно, но определены $\rho_{ПГ}$, $K_{Г}$, $\rho_{Г}$, то для расчета $\rho_{П}$ можно воспользоваться формулой (1.20).

7. Коэффициенты влагопроводности ($K_{ФВЛ}$), фильтрации ($K_{Ф}$) и водопроводимости ($T_{В} = K_{Ф} \cdot h$, где h - мощность пласта), характеризующие способность пластов горных пород передавать влагу в зоне аэрации и воду в слоях с полным водонасыщением, корреляционно связаны с электрическими параметрами пластов и толщ. При переходе от глин и суглинков к суглинкам и супесям, а затем к супесям и пескам $K_{Ф}$ меняется соответственно от 0.001 к 0.01 и к 0.1 м/сут. Для крупнозернистых песков и валунно-галечных пород $K_{Ф}$ меняется в пределах от 1 до 100 м/сут. Эмпирические связи этих коэффициентов, являющихся основными динамическими характеристиками среды, для пресных вод имеют вид [5,12,34,85]:

$$K_{ФВЛ} = K_{ВЛ}^{3-4}, \quad \log K_{Ф} = A_{Ф} + B_{Ф} \log \rho, \quad (1.25)$$

$$T_{В} = A_{Т} + B_{Т} \log(\rho h).$$

где $A_{Ф}$, $B_{Ф}$, $A_{Т}$, $B_{Т}$ - эмпирические коэффициенты.

Кроме водопроводимости пластов $T_{Вi} = K_{Фi} h_i$ и толщ $T_{В} = \sum T_{Вi}$ геофильтрационными параметрами слоистой толщи из N -слоев являются [34]: гидравлические сопротивления $R_{Вi}$ и $R_{В}$, коэффициенты перетекания B_i и B , геофильтрационной макроанизотропии $\lambda_{Вi}$ и $\lambda_{В}$, соответственно послойные (для слоя с h_i) и обобщенные (для толщи мощностью $H = \sum h_i$), и связаны между собой:

$$R_i = \frac{h_i}{K_{Фi}}, \quad R_{В} = \sum_{i=1}^N R_{Вi}, \quad B_i = \sqrt{T_{Вi} \cdot R_{Вi}},$$

$$B = \sqrt{T_{В} \cdot R_{В}}, \quad \lambda_{Вi} = \frac{B_i}{h_i}, \quad \lambda = \frac{B}{H}.$$

Между этими геофильтрационными и эмпирическими характеристиками пластов и толщ: ρ_i , S_i , T_i и S , T , $\rho_{ср} = \sqrt{T/S}$, $\lambda = \sqrt{T \cdot S}$ (см.1.16) установлены следующие корреляционные связи [34]:

Для песчано-глинистых пород:

$$K_{Ф} \leftrightarrow \rho, \quad T_{\text{э}} \leftrightarrow T, \quad R \leftrightarrow S, \quad B \leftrightarrow \sqrt{TS}, \quad \lambda_{В} \leftrightarrow \lambda. \quad (1.27)$$

Для валунно-галечных и скальных пород:

$$K_{Ф} \leftrightarrow 1/\rho, \quad T_{\text{э}} \leftrightarrow S, \quad R \leftrightarrow T, \quad B \leftrightarrow \sqrt{TS}, \quad \lambda_{В} \leftrightarrow \lambda. \quad (1.28)$$

8. Минерализация подземных вод (M) связана с УЭС воды ($\rho_{в}$) соотношениями:

$$M \leftrightarrow 0.12 \rho_{в}, \quad \log M = A_{М} + B_{М} \log \rho_{в}, \quad (1.29)$$

где $A_{М}$, $B_{М}$ - эмпирические коэффициенты.

При высокой минерализации подземных вод ($M > 3$ г/л) все приведенные выше закономерности нарушаются, и основное влияние на УЭС пород оказывает минерализация подземных вод.

9. Засоленности почв (С), т.е. весовые содержания в почвах минеральных солей, определяются УЭС пород (ρ) соотношением:

$$\log C = A_c + B_c \log \rho, \quad (1.30)$$

где A_c, B_c - эмпирические коэффициенты.

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ОДНОМЕРНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ

2.1. Различные подходы к интерпретации ВЭЗ на ЭВМ

Данная область в настоящее время продолжает активно развиваться, что связано как с развитием теории, так и, главным образом, с совершенствованием ЭВМ, появлением персональных ЭВМ, которые могут быть максимально приближены к местам полевых работ, экспедициям и партиям, к геофизикам - пользователям ЭВМ.

ЭВМ могут использоваться для осуществления различных трансформаций кривых ВЭЗ, визуализации данных на экране дисплея, автоматического задания модели начального приближения и собственно количественной интерпретации.

Первые попытки интерпретации ВЭЗ на ЭВМ носили характер полностью автоматизированного подбора (К.Возов, 1956 г., Р.Д.Юкна, 1961 г., Е.Б.Изотова, 1975 г.). Диалоговые системы интерпретации появились позднее (Н.К. Johansen, 1975 г.) [93]. Простейшим вариантом диалоговой интерпретации с помощью ЭВМ является многократный теоретический расчет на ЭВМ прямой задачи ВЭЗ и ее сравнение с экспериментальной кривой. По экспериментальной кривой ВЭЗ предлагается визуально оценить модель разреза: число слоев, ρ_i , h_i , для этой модели рассчитывается теоретическая кривая. Обе кривые изображаются на экране дисплея, интерпретатор по их несовпадению оценивает, какие изменения в параметрах модели могут быть сделаны для достижения лучшего совмещения кривых. Таким образом, роль ЭВМ сводится к решению прямой задачи и визуализации. При всей простоте этот способ обладает рядом важных достоинств. Отмечают его значительный обучающий эффект. Способ делает возможным учет всей дополнительной информации о разрезе и позволяет интерпретатору придерживаться геологически приемлемых решений. Недостаток способа - довольно низкая производительность. На кафедре геофизики геологического факультета МГУ подобные программы были разработаны и применялись на микроЭВМ ДЗ-28, Амстрад [3], на СМ-4 [81] и на программируемом микрокалькуляторе БЗ-34 [84].

Объединение диалоговых и автоматических программ позволило создать полуавтоматические диалоговые программы интерпретации, сохраняющие достоинства диалоговой интерпретации (активную роль человека в принятии решений) и значительно ускоряющие процесс интерпретации за счет периодического подключения автоматической процедуры подбора. Применение ЭВМ позволяет повысить точность подбора. Если для палеточного способа средняя невязка оказывается около 12%, то с помощью ЭВМ для тех же кривых она может быть уменьшена до 8%. Конечно встречается полевой материал, средняя невязка для которого при интерпретации составляет всего 1.5-2%. К сожалению, не всегда применение ЭВМ приводит к заметному повышению результативности метода. Это связано с тем, что нередко интерпретация сводится лишь к технической проблеме подбора теоретической кривой, наилучшим образом аппроксимирующей полевую кривую ВЭЗ, без учета геологической ситуации. В редких случаях выполняется оценка устойчивости решения при интерпретации. Интерпретация часто проводится для каждой кривой отдельно без использования групповых подходов к совокупности данных.

В нашей стране разработкой программ для интерпретации ВЭЗ на ЭВМ занимались многие организации и специалисты: ПГУ (В.П. Колесников), ВСЕГИНГЕО (А.А.Рыжов [62], Е.Ш.Абрамова [1]), ВИРГ (Е.Б.Изотова, А.А.Петров), ЛГИ (К.М.Ермохин), ЛГУ (Л.Н.Порохова [58]), МГУ (В.И.Дмитриев, Н.В.Мыщик, Б.П.Петрухин), СНИИГГИМС (В.К.Хуторянский [78]), ВНИИГЕОЛНЕРУД

(Ю.Д.Ростовщиков), Центргеология (В.А.Капралов, Н.М.Пятин), ВИМС (В.И.Дианова [17]), ЦНИИС (В.И.Гудзь, В.А.Ряполова), ДГИ (И.Е.Лукьянов), ИГИГ СОАН СССР (М.И.Эпов, Ю.А.Дашевский [86]), ДПИ (Н.Г.Шкабарня [83]) и др.

2.2. Метод снятия слоев

Широкую известность в электроразведке получили так называемые "прямые" методы интерпретации. Впервые идея такого метода была высказана американским математиком Л.Слихтером в 1933 г., когда он показал, что представление $\rho_K(r)$ в виде интеграла Ханкеля

$$\rho_K(r) = \rho_1 \cdot r^2 \int_0^{\infty} R_1(m) \cdot m \cdot J_1(mr) dm, \quad (2.1)$$

обратимо, и по кривой $\rho_K(r)$ может быть рассчитана трансформанта $R_1(m)$

$$R_1(m) = \int_0^{\infty} \frac{\rho_K(r)}{\rho_1} \cdot J_1(mr) dr, \quad (2.2)$$

проще связанная с параметрами разреза. $R(m)$ допускает последовательное определение параметров разреза сверху вниз. Покажем это. Для трехслойного разреза $h_3=\infty$, $\text{ctg}(\infty)=1$ и рекуррентная формула для $R(m)$ заканчивается отношением ρ_3/ρ_2 :

$$R_1(m) = \text{cth} \left\{ mh_1 + \text{arcth} \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \cdot \text{cth} \left[mh_2 + \text{arcth} \left(\frac{\rho_3}{\rho_2} \right) \right] \right\}. \quad (2.3)$$

Если известны h_1 и ρ_2/ρ_1 , которые могут быть оценены с помощью двухслойной палетки теоретических кривых $R(m)$, то применяя к (2.3) операции arcth , перенос mh_1 влево и операцию cth к обоим частям, поделив обе части на ρ_2/ρ_1 и учитывая, что $\text{arcth}(\text{cth}(x)) = x$ и $\text{cth}(\text{arcth}(y)) = y$, легко получить:

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} \cdot \text{cth} \left[\text{arcth} (R_1(m)) - mh_1 \right] = \text{cth} \left[mh_2 + \text{arcth} \left(\frac{\rho_3}{\rho_2} \right) \right]. \quad (2.4)$$

Теперь в правой части формулы (2.4) можно увидеть функцию $R_2(m)$, аналогичную исходной $R_1(m)$, но соответствующей не дневной поверхности, а кровле второго слоя. Параметры первого слоя, определенные на первом этапе с помощью двухслойной палетки перешли в левую часть выражения (2.4), как известные, а в правой части остались неизвестные параметры. По этой операции весь метод получил название метода снятия слоев.

Применив на втором этапе к $R_2(m)$ операции arcth , переноса mh_2 влево и cth , - можно снять второй слой. Для трехслойной кривой это делать необязательно, так как оставшаяся после снятия первого слоя кривая $R_2(m)$ является двухслойной и все ее параметры могут быть определены с помощью двухслойной палетки. В случае же многослойных кривых снятие слоев может продолжаться до тех пор, пока оставшаяся кривая не окажется двухслойной или соответствующей однородному полупространству.

Для практической реализации метода необходимо уметь осуществлять обратное преобразование Ханкеля [33]. С появлением метода линейной фильтрации на рубеже 60-х и 70-х годов эта задача была решена. Один из первых и весьма точных фильтров для этого преобразования предложил В.Н.Страхов [70], известны фильтры и других авторов: Д.П.Гоша [33], О.Куфуда [33] и т.д. На основе линейной фильтрации обратное преобразование Ханкеля может быть выполнено на ЭВМ, микрокалькуляторе или графически с помощью палеток О.Куфуда [33].

Процесс оценки параметров верхнего слоя может быть осуществлен с помощью двухслойной палетки функции $R(m)$ вручную, или на ЭВМ. Снятие слоя может быть также выполнено на ЭВМ или графически, с помощью номограмм О.Куфуда [33].

Простота и изящество идеи метода снятия слоев привлекают к нему внимание многих электроразведчиков. Разработкой программ интерпретации ВЭЗ на ЭВМ на основе этой идеи занимались Н.Г.Шкабарня, Б.К.Матвеев, В.П.Колесников (Пермь, ПГУ), В.А.Ряполова (Москва, ЦНИИС), Ю.Д.Ростовщиков (Казань, ВНИИГеолнеруд).

Давно известны и недостатки этого метода: сильная чувствительность к ошибкам наблюдений и вычислений, которые в процессе преобразований накапливаются и начинают быстро возрастать. Принципиальным ограничением метода является и трудность учета дополнительной информации в процессе интерпретации, без использования которой возможно получение лишь одного из эквивалентных решений, которое может быть весьма далеким от реальной геологической ситуации.

Наиболее серьезная борьба с этими принципиальными недостатками метода снятия слоев предпринята В.П.Колесниковым. В математические преобразования процесса снятия слоев им включена регуляризация, повышающая устойчивость расчетов, предварительное сглаживание кривой ρ_k , что позволяет уменьшить влияние ошибок измерений.

Метод снятия слоев дает лишь первое приближение к решению, которое далее уточняется методом подбора. После формальной интерпретации кривых ρ_k с помощью метода снятия слоев, в результаты расчетов по профилю или по площади вводится дополнительная информация о разрезе, и результаты формальной интерпретации трансформируются с учетом действия принципа эквивалентности таким образом, чтобы, используя априорную информацию, сделать геологические границы и изменения физических свойств по простиранию достаточно плавными [27]. И все же с точки зрения теории некорректных обратных задач и из практического опыта МГУ, метод снятия слоев уступает по эффективности алгоритмам подбора.

2.3. Метод подбора

2.3.1. Блок-схема и основные элементы алгоритма подбора.

Алгоритм подбора наиболее широко используется в обратных задачах геофизики. Основные элементы подбора показаны на рис.2.3.1:

1. Ввод экспериментальной кривой и модели начального приближения.
2. Решение прямой задачи (расчет теоретической кривой ρ_k).
3. Расчет невязки (меры несовпадения экспериментальной и теоретической кривых ВЭЗ).
4. Проверка условия окончания подбора (Закончить? Продолжить?).
5. Расчет поправок в параметры для уменьшения невязки (dP).
6. Расчет новых параметров: $P_{нов} = P_{стар} + dP$.
7. Окончание подбора, печать результатов.

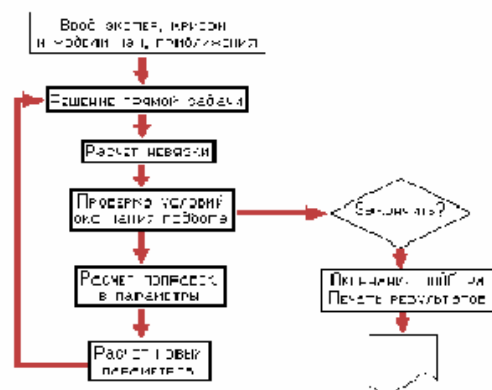


Рис.2.3.1. Блок-схема алгоритма подбора.

Решение прямой задачи это расчет теоретической кривой ВЭЗ для заданного набора разносов. Для дальнейших расчетов необходимо, чтобы разносы экспериментальной и теоретической кривой совпадали. Для этого либо алгоритм прямой задачи должен обеспечивать расчет ρ_k на произвольных разносах [62], либо необходима интерполяция значений ρ_k одной системы разносов к другой.

Так как для расчета прямой задачи наиболее широко используется метод линейной фильтрации, обеспечивающий быстрый расчет ρ_k для жестко фиксированной сетки разносов, то более распространена интерполяция экспериментальных значений ρ_k в такой сетке.

Из многих линейных фильтров (для установки Шлюмберже) наиболее широко используется фильтр Гоша с 9 коэффициентами [33]. В МГУ в последнее время предпочитают фильтры Е.Ш.Абрамовой [84], обеспечивающие наибольшую точность численного расчета кривых ВЭЗ для контрастных разрезов.

Формула линейного фильтра очень проста:

$$\rho_K(r_j) = \rho_1 \cdot \sum_{k=1}^{KF} R(X_{k+j-1}) \cdot G(k), \quad (2.5)$$

Здесь R - кернел-функция, а G - коэффициенты фильтра, число которых равно KF , r - разнос ($AB/2$), а j - его индекс. Для расчета ρ_k по (2.5) выполняются следующие операции: а) расчет сетки X с шагом КТМ точек на декаду, т.е. в геометрической прогрессии с коэффициентом $q=10^{(1/КТМ)}$. Обычно КТМ может составлять от 3 до 10, оптимально 6-8. Важной характеристикой фильтра является его длина KF (обычно от 8 до 30); б) расчет сетки r от $r_{нач}$ по формуле геометрической прогрессии с тем же коэффициентом q . $X_{нач}$ меньше $r_{нач}$ в $q^{(NA-1)}$ раз, где NA - целое число, номер центральной точки фильтра (к которой относят результаты расчета ρ_k), при условии, что первой точке фильтра присвоен номер 1. Кроме того $X_{нач}$ может отличаться от $r_{нач}/q^{(NA-1)}$ еще на множитель α , называемый сдвигом. Для некоторых фильтров $\alpha=1$, для других отличается от 1. Число точек X больше числа разносов r на $(KF-1)$.

Подробнее об алгоритме и программах линейной фильтрации можно прочесть в [33,84].

Расчет невязки

Расчет невязки обычно осуществляется по следующим формулам среднеквадратической погрешности:

$$Q_1 = \sum_{j=1}^{KR} (DY)^2, \text{ или } Q_2 = \sqrt{\frac{Q_1}{KR}},$$

$$\text{где } DY = 1 - \frac{\rho_k^{\text{э}}}{\rho_k^T}, \quad (2.6)$$

$$\text{или } DY = 1 - \frac{\rho_k^T}{\rho_k^{\text{э}}}, \text{ или } DY = \ln\left(\frac{\rho_k^{\text{э}}}{\rho_k^T}\right).$$

Отличия Q_1 и Q_2 в том, что Q_1 экономит время счета, а Q_2 дает привычную среднеквадратическую погрешность. В алгоритмах минимизации обычно используют Q_1 , а при выдаче результатов на печать удобнее Q_2 .

Возможно вычисление невязки как суммы модулей относительных отклонений, т.е. в метрике S , но на практике этой метрикой пользуются реже.

Способы поиска поправок в параметры

Наибольшие отличия разных вариантов подбора отмечаются в способах поиска поправок в параметры. Можно выделить подбор ручной, когда вариация параметров происходит на основе интуиции интерпретатора по визуальному несовпадению кривых ВЭЗ, и автоматический, когда вариация параметров автоматизирована и направлена на минимизацию невязки, как функции многих переменных. Такой процесс автоматической минимизации называется оптимизацией. Различают одномерную (для одного параметра) и многомерную оптимизацию, поочередную (или покоординатную) и одновременную (в многомерном пространстве), нелинейную и линеаризованную. Подробное рассмотрение методов и алгоритмов оптимизации составляет содержание многих монографий. Поэтому вопрос оптимизации в данной работе будет затронут лишь в той степени, в какой это потребуется для понимания алгоритмов описываемых здесь программ.

Условия окончания подбора

Обычно в программах подбора используются три условия окончания: по достижении наперед заданной невязки (по точности), по исчерпанию разрешенного числа итераций, и по минимальной величине вариации параметров или изменения невязки за один шаг итерации (по шагу). Если вариация параметров или изменение невязки становится очень малой, значит процесс подбора стабилизировался и его можно закончить.

Отличия различных алгоритмов подбора заключаются и в использовании априорной информации о модели, в способах оценки качества решения, в тех или иных алгоритмах минимизации невязки.

О частных производных КС по параметрам разреза

Многие методы минимизации невязки в задаче автоматической интерпретации кривых ВЭЗ основаны на использовании частных производных. Знание частных производных полезно и на других этапах интерпретации. Поэтому рассмотрим их детальнее.

Для расчета частных производных можно использовать как численные методы (приращение функции к приращению аргумента), так и специальные рекуррентные формулы, например формулы Йохансена [33].

На рис.2.3.2 показаны частные производные ρ_k по параметрам разреза, а точнее - модули логарифмических частных производных, построенные в двойном логарифмическом масштабе вместе с кривой ВЭЗ.

Частные производные для параметров первого (ρ_1) и последнего (ρ_N) слоя имеют асимптотические горизонтальные участки на уровне единицы. Таким образом, в области правой и левой асимптот связь изменений аргументов (ρ_1 и ρ_N) и функции (ρ_k) строго пропорциональна и не зависит от разноса. Но на иных разносах, за пределами асимптот,

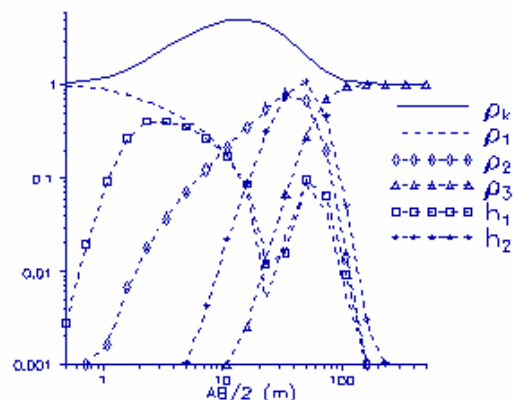


Рис.2.3.2. Кривая ВЭЗ и частные производные по параметрам разреза.

реакция функции на изменение аргумента резко ослабевает, вплоть до ее исчезновения.

Если кривая ВЭЗ зарегистрирована в интервале разносов без выхода на асимптоты ρ_1 и ρ_N , то и частные производные по ρ_1 и ρ_N , в этом интервале не достигнут максимально возможных значений и вероятность точного определения значений данных параметров в процессе интерпретации заметно уменьшится.

Частные производные для всех параметров разреза кроме ρ_1 и ρ_N , в первом приближении имеют вид парабол, обращенных вершиной вверх. За редкими исключениями их максимумы меньше 1, а в некоторых случаях - меньше 0.1 или 0.01. В интервале разносов, соответствующем максимуму частной производной, влияние данного параметра на кривую ρ_k максимально. Это интервал проявленности или информационная область данного параметра. Можно сравнивать влияние разных параметров на кривую ВЭЗ по величине максимумов частных производных и по относительной площади под ними.

В некоторых случаях (обычно для ρ и h одного слоя) графики частных производных очень похожи по форме и почти совпадают. Это значит, что оба параметра влияют на кривую ВЭЗ в одном интервале разносов и примерно с одинаковой силой, поэтому по кривой ВЭЗ их влияние трудно или невозможно разделить. Это и есть проявление эквивалентности. В других случаях, частные производные по ρ и h для одного слоя расходятся по оси разносов, создавая возможность их независимого определения. В этих случаях обычно максимум частной производной по ρ больше, чем по h . Это значит, что h слоя влияет слабее, чем ρ , и, следовательно, определяется по кривой ВЭЗ с меньшей точностью.

В ряде случаев частные производные от разных параметров оказываются в одном интервале разносов, но заметно различаются по амплитуде (в 5-10 раз и более). Тогда более слабый параметр в процессе интерпретации оказывается практически неопределимым. Большую частную производную можно рассматривать как "забор", за которым не видно влияния слабого параметра. Единственный способ почувствовать его влияние - снять "забор", закрепив для этого сильный параметр.

2.3.2. Автоматизированный подбор в рамках многослойных моделей.

Американский геофизик А.Зохди предложил два способа интерпретации кривых ВЭЗ фактически являющиеся разновидностями метода подбора, в которых модель разреза определяется автоматически в результате некоторой трансформации кривой ρ_k . Модель содержит заведомо большое число слоев или псевдослоев. Все параметры в силу их большого числа и малой мощности слоев модели сильно подвержены действию принципа эквивалентности, а решение в целом - и влиянию макроанизотропии слоистого разреза. Заведомая многослойность решения создает подобие модели непрерывного распределения $\rho(z)$.

Способ А.Зохди 1975 г.

В основу данной программы положено сходство кривых ВЭЗ и Дар-Заррук [27,33,94]. Полевая кривая ВЭЗ как система точек $\rho_k(r)$ рассматривается как сходная с ней система точек кривой Дар-Заррук $\rho_{эф}(h_{эф})$. При этом число точек на кривой принимается за число слоев в модели разреза. Координаты же точек излома кривой ДЗ позволяют с помощью простых формул получить значения ρ и h слоев [84]. По этим параметрам решается прямая задача и рассчитанная кривая ВЭЗ сравнивается с исходной полевой кривой. Расхождение между ними уменьшается с помощью

итерационного метода путем введения поправок в значения ρ слоев. Наиболее сложным препятствием в реализации этого подхода явилось различие в форме кривых ВЭЗ и ДЗ для ниспадающих участков. ДЗ не могут идти вниз круче 45° , а кривые ВЭЗ даже неискаженные могут спадать значительно круче. Для восходящих участков кривых трудности представляют нередкие на практике искажения полевых кривых ВЭЗ, когда участок кривой идет вверх круче 45° , чего не может быть у теоретических кривых ВЭЗ и ДЗ. Для того, чтобы преодолеть это препятствие, Зохди разработал модифицированные функции ДЗ, обеспечивающие большее сходство с кривыми ВЭЗ. Программа была разработана для больших ЭВМ типа IBM 360, в нашей стране она работает на ЕС ЭВМ, наибольшей известностью пользуется в геофизических организациях системы Госстроя.

Опыт МГУ не позволяет оценивать эту программу как очень эффективную, но идеи, заложенные в ней весьма интересны и нашли свое отражение в учебном процессе и во многих программных разработках кафедры.

Программа А.Зохди 1989 г.

Метод снятия слоев (см.2.1) основан на двухэтапном преобразовании кривой ВЭЗ, сначала ρ_k в кернел-функцию R , а уже потом - R в модель разреза ρ . В противовес этому методу А.Зохди выделяет группу методов интерпретации, основанных на инверсии самой кривой ρ_k в модель разреза, и относит к этой группе свои алгоритмы [94,95] и алгоритм Кунца и Рокруа [27,33,35].

Первый этап алгоритма - кривая ВЭЗ оцифровывается с постоянным шагом геометрической прогрессии в 6 точек на декаду разносов. После трансформации получается модель с числом слоев, равным числу разносов, причем мощности слоев равномерно возрастают в той же геометрической прогрессии.

В стартовой модели глубины границ равны соответствующим разносам, а сопротивления слоев - значениям ρ_k на этих разносах. В процессе подбора сначала корректируются все мощности путем умножения на постоянный коэффициент 0.9 для достижения наилучшего соответствия кривых ВЭЗ, а потом корректируются только сопротивления слоев по формуле:

$$\rho_{i+1\text{нов}}(j) = \rho_{i\text{см}}(j) \frac{\rho_{k\varepsilon}(i)}{\rho_{km}(i)}, \quad (2.6)$$

где i - номер итерации, j - номер слоя и разноса.

Если кривая ВЭЗ сильно искажена помехами, то после замедления процесса подбора, дальнейшей интерпретации подвергается теоретическая кривая, соответствующая наилучшему приближению к экспериментальной.

Получаемое таким образом решение подвержено сильному влиянию принципа эквивалентности и макроанизотропии. Неустойчивость решения не позволяет его рассматривать как строго количественную интерпретацию ВЭЗ, а лишь как некую трансформацию, дающую представление о характере изменения ρ с глубиной. Это представление А.Зохди использует для следующего этапа группового представления

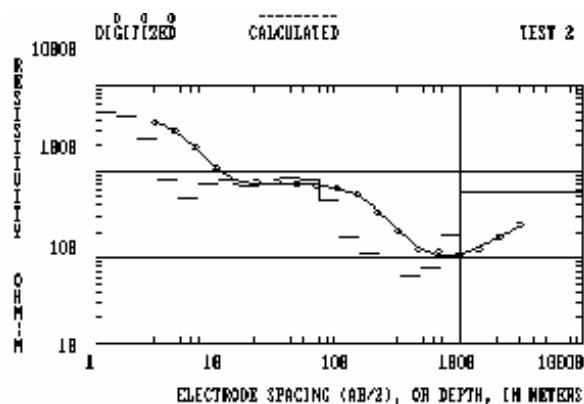


Рис.2.3.3. Пример интерпретации по программе Зохди (1989).

данных ВЭЗ по профилю или площади, строя, например, карты "истинных" сопротивлений на заданной "истинной" глубине. Кавычками у слова "истинный" хотелось бы напомнить о весьма относительной истинности такого решения.

Программа А.Зохди 1989 г. для IBM-совместимых компьютеров имеется в МГУ и автором дано разрешение на ее некоммерческое распространение.

2.3.3. Автоматизированный подбор как задача нахождения минимума функции нескольких переменных с помощью метода наискорейшего спуска

Алгоритм наискорейшего спуска широко используется для минимизации в многомерных обратных задачах геофизики, в том числе при интерпретации ВЭЗ. На кафедре геофизики МГУ он начал широко использоваться под влиянием книги О.Куфуда [33], где была опубликована программа Бихары и Лакшманана. На его основе были созданы различные версии программ интерпретации ВЭЗ, как автоматических, так и диалоговых, в частности PVM, PVS и IPI.

В методе наискорейшего спуска по заданной модели начального приближения $p_0 = \{\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_N, h_1, h_2, \dots, h_{N-1}\}$ рассчитывается теоретическая кривая ВЭЗ, обозначаемая далее как $f(p)$, и с ее помощью - функция цели FC:

$$FC = \frac{1}{NR} \sum_{j=1}^{NR} \left(1 - \frac{f_j}{\rho_{kj}} \right)^2. \quad (2.7)$$

Ее название подчеркивает то, что цель оптимизации - достижение минимума FC(p). Фактически FC - это квадрат среднеквадратической невязки. Условие минимума FC:

$$\frac{\partial FC}{\partial p} = 0 \quad (2.8)$$

для всех p_i из p . $(1-f_j/\rho_{kj})$ - это относительная погрешность (невязка) теоретической f и экспериментальной ρ_k кривых кажущегося сопротивления на разное g_j . Величина

$$\frac{\partial FC}{\partial p_i} = -\frac{2}{NR} \sum_j \left(1 - \frac{f_j}{\rho_{kj}} \right) \frac{\partial f_j}{\partial p_i} \quad (2.9)$$

определяет градиент критерия погрешности, который зависит от частных производных $\partial f / \partial p$ и различий теоретической и экспериментальной кривых $(1-f/\rho_k)$ на каждом разное. На эту формулу стоит посмотреть внимательнее. Выражение слева показывает реакцию функции цели на конкретный параметр. Выражение справа - сумма по всем разностям произведений относительных различий экспериментальных и теоретических значений ρ_k , умноженных на частную производную по этому параметру. Частная производная показывает скорость реакции ρ_k на данный параметр, а относительная разность значений ρ_k , с учетом знака, показывает куда надо смещать теоретическую кривую и насколько ее надо смещать.

Идею метода наискорейшего спуска можно показать с помощью рис.2.3.4. Функция цели зависит нелинейно от многих переменных - составляющих вектора p , но графически на

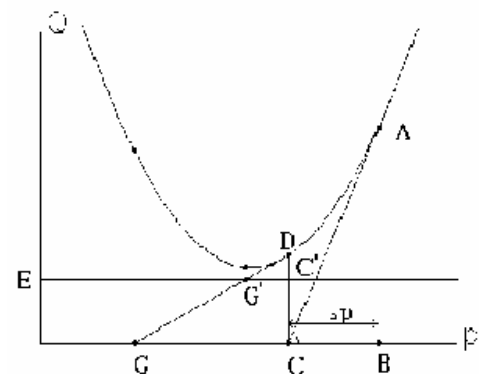


Рис.2.3.4. Идея метода наискорейшего спуска.

рис.2.3.4 показана зависимость лишь от одной составляющей p_i . Отрезок $AB=FC$ при $p=p_0$. Тангенс угла ACB равен $-(\partial FC / \partial p_i)$, а BC - искомая поправка Δp_i в параметр p_i , минимизирующая функцию цели (т.е. $DC < AB$). Из треугольника ABC :

$$\frac{FC}{\Delta p_i} = \frac{\partial FC}{\partial p_i}, \quad \text{откуда} \quad \Delta p_i = -\frac{FC}{\frac{\partial FC}{\partial p_i}}. \quad (2.10)$$

Знак минус взят потому, что нас интересует антиградиент FC . В том случае, когда определяется $|\Delta \vec{p}|$ - модуль вектора, образованного всеми составляющими Δp_i .

$$|\Delta \vec{p}| = -\frac{FC}{\nabla FC}, \quad \text{а} \quad \nabla FC = \sqrt{\sum_{i=1}^{NP} \left(\frac{\partial FC}{\partial p_i} \right)^2}. \quad (2.11)$$

Чтобы перейти от $|\Delta \vec{p}|$ к Δp_i , его надо умножить на направляющий косинус, равный отношению соответствующего i -го катета к гипотенузе.

$$\cos \alpha_i = \frac{\frac{\partial FC}{\partial p_i}}{\nabla FC}. \quad (2.12)$$

В итоге

$$p_i^{\text{нов}} = p_i^{\text{стар}} \cdot \left(1 + ST \cdot \frac{\frac{\partial FC}{\partial p_i}}{\nabla FC} \right), \quad (2.13)$$

$$\text{а} \quad ST = \frac{FC}{\nabla FC} - \text{шаг}.$$

Для практических расчетов авторами программы [33] сделаны два дополнения.

Дополнение 1. В $\partial FC / \partial p_i$ входит производная $\partial \rho_k / \partial p_i$. Для метода ВЭЗ удобнее использовать так называемую логарифмическую частную производную

$$C_{ji} = \frac{\partial \ln \rho_k}{\partial \ln p_i} = \frac{p_i}{\rho_{kj}} \cdot \frac{\partial \rho_k}{\partial p_i}. \quad (2.14)$$

Так как в знаменатель (2.13) входит $(\nabla FC)^2$, то правило размерности от перехода к логарифмическим частным производным не нарушается, но сам переход улучшает сходимость алгоритма.

Дополнение 2. Если вернуться к рис.2.3.4, то при попытке найти поправку Δp из точки C , получим отрезок $\Delta p_i = CG$, что приведет к расхождению алгоритма. Чтобы этого избежать, выражение для ST модифицируется следующим образом:

$$ST = \frac{FC - 0.9E^2}{\nabla EC}, \quad (2.150)$$

что графически означает сдвиг оси абсцисс вверх и резкое уменьшение сторон треугольника DCG при сохранении его подобия. Теперь это треугольник $DC'G'$. E - это выбранная практически величина погрешности, до которой стоит минимизировать невязку. Если же и прием (2.15) не помогает, и алгоритм вблизи решения начинает расходиться, то шаг ST уменьшается втрое ($ST' = ST/3$) без пересчета $\partial FC / \partial p_i$.

После расчета $p_{\text{нов}}$ по формуле (2.13), снова решается прямая задача, т.е. рассчитывается кривая $f(p_{\text{нов}})$ и функция цели FC . Этот процесс повторяется до тех пор, пока не выполнится одно из условий окончания подбора.

Условия окончания подбора: достижение наперед заданной минимальной погрешности E (например - 1%), исчерпание числа итераций (50), и выход по шагу, если шаг ST станет меньше 0.003.

2.3.4. Линеаризация обратной задачи

Решение прямой задачи для метода ВЭЗ можно записать в виде операторного уравнения:

$$\rho_k(\vec{r}) = A \cdot \vec{p}. \quad (1.16)$$

где r - набор (вектор) разностей, p - набор (вектор) параметров, A - оператор прямой задачи. Если бы удалось найти (построить) оператор A^{-1} обратный к A , то решение обратной задачи можно было бы записать, как $p = A^{-1}\rho_k(r)$. Построение обратного оператора возможно лишь для линейных задач. К сожалению, прямая задача ВЭЗ нелинейна. В чем выражается эта нелинейность? Если любой параметр p_i в формуле (2.16) увеличить, например, в 2 раза, то для разных параметров и на разных разностях изменения ρ_k будут различными или даже практически не изменятся. Это хорошо видно на рис.2.3.2, где показаны частные производные по параметрам.

Однако нелинейную задачу можно линеаризовать, т.е. сделать почти линейной, когда окажется возможным построение обратного оператора. Это становится возможным, если так преобразовать (2.16), чтобы вместо абсолютных значений p и ρ_k использовать их малые приращения Δp и $\Delta \rho_k$. Обозначим через p - истинные значения параметров, а через p_0 - начальное приближение к решению. Тогда можно разложить $\rho_k(p)$ в ряд Тейлора по степеням Δp , когда оставлен только первый (линейный) член ряда:

$$\bar{\rho}_k^{\circ} = A \bar{p}_0 + F \cdot \Delta \bar{p} + \bar{\varepsilon}. \quad (2.17)$$

Здесь F - матрица частных производных $F_{ji} = \partial \rho_k(r_j) / \partial p_i |_{p_0}$, ε - вектор остатков, который далее опускаем.

Формулу (2.17) удобнее преобразовать к другому виду. Обозначим $A p_0$ (теоретическую кривую ВЭЗ) через f , перенесем f влево, поделим обе части на f и, умножив на p , получим:

$$\frac{\bar{\rho}_k^{\circ} - f}{f} = \frac{\bar{p}}{f} F \frac{\Delta \bar{p}}{p}. \quad (2.18)$$

Обозначим $\Phi = (p/f) \cdot F$, Φ - это $\partial \ln \rho_k / \partial \ln p_i$ - логарифмическая частная производная. Обозначив также $Y = (\rho_k - f)/f$, $x = \Delta p/p$, получим:

$$\Phi \bar{X} = \bar{Y}. \quad (2.19)$$

Выражение (2.19) представляет собой систему линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) относительно интересующих нас поправок в параметры $\Delta p/p$.

Теперь задача интерпретации может быть представлена как поиск поправок $\Delta p/p$ к некоторому начальному приближению p_0 . Задача стала линеаризованной, но некоторая нелинейность осталась. Поэтому за один шаг удастся лишь несколько приблизиться к искомому решению, а его поиск осуществляется методом последовательных приближений, т.е. итерационно. При стремлении разности $(\rho_k - f)/f$ к нулю p будет стремиться к $p_{ист}$ (если задача корректна).

Основное преимущество линеаризованной обратной задачи заключается в том, что для линейных задач существуют хорошо разработанные методы и алгоритмы их решения.

Одна из характерных особенностей линеаризованной задачи состоит в том, что необходимо задать p_0 в окрестности истинного решения, т.е. до начала интерпретации нужно достаточно обоснованно представить себе результат, который желательно получить. Подобное начальное представление может быть получено по внешнему виду кривой ВЭЗ при учете априорных представлений о строении среды.

Способы осуществления инверсии при решении СЛАУ

Преимущество линеаризованного подхода к решению обратной задачи заключается в разработанности теории численных методов, алгоритмов и программного обеспечения.

Если исходная СЛАУ в матричных обозначениях записывается так:

$$\Phi \bar{x} = \bar{Y},$$

то ее решение можно записать, как $\bar{x} = \Phi^{-1} \cdot \bar{Y}$, где Φ^{-1} - обратная матрица.

Обратная матрица определена, если ее определитель $\det\Phi \neq 0$, и практически вычислима, если $\det\Phi$ не слишком близок к нулю. Когда же это условие нарушается? Это может случиться, если один из столбцов матрицы Φ близок к нулю или один из столбцов является линейной комбинацией других столбцов. Столбцы в Φ - образованы частными производными $\partial \ln \rho_k / \partial \ln p$ для одного параметра и заданного набора разносов g . Столбец окажется близок к нулю, если в модели разреза задан такой слабый слой (например, малой мощности), что частные производные от его параметров очень малы. В случае сильной S или T эквивалентности параметров ρ и h одного слоя, частные производные оказываются очень похожи, а два почти идентичных столбца в матрице делают ее определитель близким к нулю, что приводит к неустойчивости решения обратной задачи. Неустойчивость возрастает при уменьшении относительной мощности слоев и увеличении общего числа параметров, и при сильной S или T эквивалентности.

Для того, чтобы избежать появления неустойчивости решения обратной задачи желательно уменьшить число искоемых параметров, например выбирать их оптимальное число.

СЛАУ (2.20) может быть решена несколькими способами, например, стандартной инверсией (методом Гаусса). Для этого метода есть стандартные подпрограммы на большинстве ЭВМ. Для решения (2.20) прямоугольную матрицу Φ преобразуют к квадратной умножением на Φ^T , где T - знак транспонирования. Тогда получим:

$$\Phi^T \Phi \bar{x} = \Phi^T \bar{Y} \quad (2.22)$$

или, обозначая $\Phi^T \Phi = A$, $\Phi^T \bar{Y} = B$, получим:

$$A \bar{x} = \bar{B}. \quad (2.23)$$

Симметрия матрицы A позволяет хранить в памяти ЭВМ только половину матрицы. Кроме того, так как число параметров меньше числа данных, то размерность A и B меньше Φ и Y .

Нередко $\det A \approx 0$. Одним из способов решения (2.23) в этом случае является метод Марквардта (другое название - метод "хребта" - ridge regression). Перед обращением матрицы A к ее диагональным элементам добавляют регуляризующие добавки μ : $A + \mu E$, где E - единичная матрица, что делает матрицу лучше обусловленной (ее определитель уже сильнее отличается от нуля) и позволяет вычислить обратную к ней:

$$\bar{x} = (A + \mu E)^{-1} \cdot \bar{B}. \quad (2.24)$$

Однако есть и другой способ решения (2.23), в котором вместо вычисления обратной матрицы A^{-1} строится так называемая псевдообратная матрица A^+ . Для этого матрица A подвергается сингулярному разложению [16,47,74]:

$$A = U \Lambda U^T, \quad (2.25)$$

где Λ - называется матрицей собственных значений, а U - матрица собственных векторов. Псевдообратная матрица рассчитывается так:

$$A^+ = U \Lambda^{-1} U^T. \quad (2.26)$$

[n·n] [n·n][n·n][n·n]

Матрица собственных значений Λ - диагональная, поэтому обратная к ней вычисляется очень просто: каждый член $\lambda_i^{-1} = 1/\lambda_i$. Эта операция выполнима, если $\lambda_i \neq 0$ и λ_i не слишком малы. В противном случае нулевые и очень маленькие собственные значения отбрасываются, а количество оставшихся составляет так называемый ранг матрицы (r). Физический смысл ранга матрицы в том, что он показывает число независимых параметров, которые могут быть определены при решении обратной задачи. Если же определяется большее число параметров, то они окажутся корреляционно связанными между собой.

С учетом ранга псевдообратная матрица вычисляется так:

$$A^+ = U \Lambda^{-1} U^T. \quad (2.27)$$

[n·n] [n·r][r·r][r·n]

Если среди оставшихся собственных чисел есть сравнительно малые, то при вычислении Λ^{-1} , A^+ и $x = A^+ B$ возникают весьма большие поправки в параметры x , которые могут приводить к расхождению решения.

Если расхождение решения действительно возникает, то матрица Λ^{-1} может быть подкорректирована (регуляризована) с помощью операции $\lambda_i^{-1} = 1/(\lambda_i + \mu)$, аналогичной (2.24). По сравнению с (2.24) подбор μ методом проб требует меньшего объема вычислений.

Определив ранг r и выбрав, если необходимо, значение μ , рассчитывают вектор поправок x в параметры p и по нему новые значения параметров:

$$\bar{p}_{нов} = \bar{p}_{ст} (1 + x). \quad (2.28)$$

Если $p_{нов}$ уменьшает величину невязки Q , то в точке $p_{нов}$ рассчитывают $\partial \ln \rho_k / \partial \ln p$, затем матрицу Φ , A , B и новые поправки x .

Итерации продолжают до тех пор, пока не будет выполнено одно из условий окончания подбора (см.2.3.1).

Данный алгоритм, использующий сингулярное разложение и псевдообращение информационной матрицы был реализован на кафедре геофизики С.А.Роговой в 1985 г. Впоследствии он был включен в программу PVS2, в качестве сменного алгоритма минимизации (см. 2.5).

2.3.5. Подбор с использованием принципа регуляризации

Подбор как метод решения обратной задачи сталкивается с ее неустойчивостью, для преодоления которой необходимо заранее ограничить область возможных решений (ввести решение в класс корректности), используя, как правило, априорную информацию.

В регуляризованном методе подбора к минимизируемому функционалу невязки добавляется стабилизирующий функционал Q (см.1.14), перед которым ставится коэффициент регуляризации Q^α . Значение α влияет на уклонение

подбираемых параметров от априорных ограничений и на относительную роль априорной информации по сравнению с экспериментальными данными. Устремляя α к 0, можно уменьшить влияние априорной информации и повысить вес экспериментальных данных. При $\alpha \neq 0$ влияние стабилизатора сохраняется и тем самым область возможных решений ограничивается.

Добиваясь минимизации функционала (1.2) при разных значениях α , мы каждый раз получаем различные значения невязки δ . С уменьшением α уменьшается и δ , так как увеличивается область поиска решений. Если уменьшение α позволяет получить $\delta < \sigma$, где σ - уровень помех (точность измерений), то процесс подбора следует остановить и вернуться к тому значению α , которое обеспечило $\delta \approx \sigma$.

Если при уменьшении α значение δ не приближается к σ , то возможны два предположения:

1. Неверно оценено σ , но модель разреза в принципе верна. Тогда в качестве решения нужно взять решение с минимальной невязкой (но это означает практический возврат от регуляризованного к обычному методу подбора).

2. σ оценено верно, но неверна модель. Например, нужно взять большее число слоев или искать решение не в рамках ГСС, а для более сложной модели. После смены модели снова провести ряд попыток подбора при разных α , до тех пор пока невязка δ не достигнет уровня помех σ .

Таким образом, в регуляризованном методе подбора:

- 1) минимизация выполняется неоднократно при разных α ;
- 2) выбирается то решение, невязка в котором оказывается на уровне помех;
- 3) область поиска ограничивается стабилизатором Q , но его влияние, а значит и размер области возможных решений, могут меняться в зависимости от величины α ;
- 4) модель может быть изменена, если при любых α не удалось найти $\min \delta \approx \sigma$.

2.4. Информационно-статистический подход к обратной задаче ВЭЗ

Информационно-статистический подход к ОЗГ разрабатывался в нашей стране главным образом в работах Ф.М.Гольцмана, его сотрудников и учеников (Т.Б.Калинина, Л.Н.Порохова и др.) [67]. Этот подход основан на следующих соображениях. Все геофизические наблюдения содержат случайные ошибки и поэтому сами оказываются случайными величинами. Их использование в процессе интерпретации приводит к получению параметров разреза, которые могут отличаться от истинных за счет неустойчивости ОЗГ и случайных ошибок в исходном поле, т.е. сами оказываются случайными.

Сущность статистического подхода заключается в разработке таких алгоритмов решения ОЗГ, чтобы снизить по возможности влияние случайных ошибок измерений геофизических полей и определить возможные ошибки оценки параметров разреза, вызванные наличием ошибок измерений, т.е. оценить эффективность интерпретации. Последнюю задачу хотелось бы подчеркнуть особо: если в экспериментальных данных есть случайные ошибки, то и результат интерпретации содержит элемент случайности. Следовательно, оценивая параметры разреза, необходимо определить и ошибку оценки.

2.4.1. Статистическое оценивание параметров

Наличие случайных ошибок в измеренном геофизическом поле может быть описано следующей моделью:

$$U = \bar{f} + \bar{n}, \quad (2.28)$$

где U - результат эксперимента, f - поле интерпретируемого идеализированного объекта (решение прямой задачи), n - вектор случайных ошибок измерений. Часто ошибки n оказываются достаточно малыми по сравнению с f , но их присутствие делает случайную всю сумму. Можно считать, что поле f отражает воздействие интересующего нас объекта (полезный сигнал), а n - действие всех прочих источников поля, нас не интересующих (т.е. помеху).

В работах Ф.М.Гольцмана и Л.Н.Пороховой подробно рассмотрен вопрос, почему можно полагать, что случайные ошибки n подчиняются нормальному закону распределения. Это сделано потому, что при знании только двух первых моментов нормальное распределение оказывается максимально энтропийным. Среднее значение случайной компоненты полагаем равным нулю, а дисперсию

$$D_n = D_0 \cdot f^2. \quad (2.29)$$

Здесь D_n - абсолютная, а D_0 - относительная дисперсия (последняя обычно и используется в электроразведке).

Обратную задачу ВЭЗ: $A X = U$ можно рассматривать как статистическую задачу оценивания параметров X по случайной выборке U . Для ее решения будем использовать критерий максимального правдоподобия. Согласно этому критерию оценки параметров с помощью функции максимального правдоподобия (ФМП) являются оптимальными. Это означает, что при неограниченном увеличении числа независимых экспериментальных значений N эти оценки несмещены (т.е. лишены систематических ошибок), эффективны (обладают минимально дисперсией) и нормальны. На практике эти оценки близки к нормальным, если N достигает нескольких десятков на каждый оцениваемый параметр.

$$P_d(U) = (2\pi D_0)^{-\frac{N}{2}} \left(\prod_{j=1}^N \sqrt{f^2 D_0} \right)^{-1} \cdot \exp \left[-\frac{1}{2} \sum_{j=1}^N \left(\frac{U - f}{f} \right)_j^2 D_0^{-1} \right]. \quad (2.30)$$

Вместо (2.30) удобнее использовать логарифмическую функцию правдоподобия (ЛФМП), достигающую максимума в той же точке пространства параметров P .

$$l_d(U) = \ln P_d = -\frac{N}{2} (2\pi D_0) - \frac{N}{2} D_0 - \sum_{j=1}^N \ln f_j - \frac{1}{2D_0} \cdot \sum_{j=1}^N \left(\frac{U - f}{f} \right)_j^2. \quad (2.31)$$

Статистический алгоритм позволяет учесть и априорные данные о разрезе, в частности, априорные оценки параметров P . В работе [68] было показано, что обобщенная ФМП $P(p,U)$ численно равна совместной плотности распределения вероятностей априорных оценок параметров P и экспериментальных данных U . Т.к. P и U - независимые случайные величины, то

$$P(p,U) = P(p) \cdot P(U / P), \quad (2.32)$$

а после логарифмирования

$$l(p,U) = l(p) + l(U / P). \quad (2.33)$$

Если мы имеем возможность в качестве априорных представлений о параметрах разреза задать пределы возможных значений каждого параметра, то предполагая нормальный закон распределения априорных значений параметров в этих пределах, по ним можно определить первые два момента

$$P_i = \frac{P_{\min i} + P_{\max i}}{2}$$

$$u \quad D_{P_i} = \left(\frac{P_{\max i} - P_{\min i}}{6} \right)^2. \quad (2.34)$$

и записать $l(P)$ априорных данных в виде

$$l(\bar{P}) = -\frac{1}{2} \left\{ M \ln(2\pi) + \sum_{j=1}^N \left[\ln D_{P_j} + D_{P_j}^{-1} (P_j - \bar{P}_j) \right] \ln f_j \right\}, \quad (2.35)$$

где M - общее число искомых параметров.

Задача статистического оценивания P сводится к поиску максимума функции $l(P, U)$, который может быть найден из решения системы

$$\left\{ \frac{\partial l}{\partial P_i} = 0 \right\}_{i=1, M}. \quad (2.36)$$

Это система нелинейных уравнений, но она может быть линеаризована путем разложения в ряд Тейлора в окрестности решения:

$$\frac{\partial l}{\partial P} \Big|_{\bar{P}} = \frac{\partial l}{\partial P} \Big|_{P_0} + \frac{\partial^2 l}{\partial P^2} \Delta \bar{P} \Big|_{P_0} + \dots = 0. \quad (2.37)$$

Неизвестными, подлежащими определению параметрами являются \bar{P}_i . Для их нахождения решается СЛАУ:

$$A \Delta \bar{P} = \bar{B},$$

$$\text{где } A = \frac{\partial^2 l}{\partial P^2} \Big|_{P_0}, \quad \bar{B} = \frac{\partial l}{\partial P} \Big|_{P_0}, \quad (2.38)$$

где P_0 - точка начального приближения в окрестности истинного решения $P_{\text{ист}}$. Разложение (2.37) до второй производной $\partial^2 l / \partial P^2$ проводимое для оптимизации ЛФМП, называется методом Ньютона. Расчет вторых производных численными методами требует большого объема вычислений. В статистическом алгоритме используется поправка Лекама [68], позволяющая заменить

$$\frac{\partial^2 l}{\partial P^2} \text{ на } \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left(\frac{\partial l}{\partial P} \frac{\partial l}{\partial P} \right)_j$$

При решении СЛАУ используется инверсия $\Delta P = A^{-1} B$, но чтобы осуществить расчет обратной матрицы A^{-1} в случае ее плохой обусловленности используется метод Марквардта (см. 2.3.4).

$$\Delta \bar{P} = (A + \mu E)^{-1} \bar{B}. \quad (2.39)$$

В выражении (2.39) элементы матрицы A и вектора B рассчитываются по следующим формулам:

$$a_{sp} = \frac{1 + D_0}{D_0} \sum_{j=1}^N C_{js} C_{jp},$$

$$B_s = \sum_{j=1}^N \left(U_j^2 - f_j U_j - D_0 f_j^2 \right) \cdot \left(f_j^3 D_0 \right)^{-1} C_{js},$$

$$\text{где } C_{js} = \frac{\partial \ln f_j}{\partial p_s}.$$

Найдя ΔP , можно перейти от нулевого приближения к следующему

$$\bar{P}_{нов} = \bar{P}_{стар} + \Delta\bar{P}. \quad (2.41)$$

В точке $P_{нов}$ вновь рассчитываются l , A , B . Алгоритм построен так, что $l_{нов} > l_{стар}$. Если это не так, то снова решается (2.39), но регуляризирующие добавки μ в диагональ матрицы A увеличивают. Если при нескольких последовательных итерациях увеличение l оказывается незначительным, это означает, что алгоритм вывел решение на максимум и подбор параметров можно закончить. Таким образом, основное условие окончания подбора - это выход на максимум ФМП.

2.4.2. Оценка качества решения

Большим достоинством информационно-статистического подхода является возможность оценки качества решения (строго говоря - его эффективности). В разных алгоритмах подбора целью является достижение минимума невязки экспериментальной и теоретических кривых ВЭЗ. Таким образом, можно сделать вывод, что чем меньше невязка, тем выше качество подбора. Но эта оценка является неполной, так как она не касается устойчивости решения. Понятно, что невязка может быть значительно уменьшена при увеличении числа слоев модели, однако при этом устойчивость решения нарушается. В информационно-статистическом алгоритме кроме величины невязки можно оценить дисперсию параметров и, таким образом, сделать вывод об устойчивости решения.

Матрица A в (2.38) в статистике получила название информационной матрицы Фишера. Обратная к ней A^{-1} или R называется ковариационной матрицей, или матрицей ошибок. Ковариационная матрица позволяет оценить эффективность результатов интерпретации. Как всякая ковариационная матрица, матрица R квадратная и диагонально-симметричная. Диагональные элементы R_{ii} имеют смысл дисперсий соответствующих оценок параметров p_i . Внедиагональные элементы $R_{is} (i \neq s)$ характеризуют корреляционные связи между оценками p_i и p_s . Но для получения их в явном виде ковариационная матрица R преобразуется в корреляционную r :

$$r_{is} = \frac{R_{is}}{\sqrt{R_{ii} \cdot R_{ss}}}. \quad (2.42)$$

Физический смысл коэффициентов матрицы r состоит в следующем. Для того, чтобы разные параметры p_i и p_s определялись совместно легко и устойчиво, необходимо, чтобы их изменения по разному сказывались на поле f . Если эти изменения влияют на поле одинаково или почти одинаково, то соответствующие параметры становятся неразличимыми и интерпретация неустойчивой, ибо изменения поля из-за вариаций одного из параметров легко могут быть компенсированы вариациями другого. Поэтому коэффициенты r являются мерой сходства параметров в упомянутом смысле. Если r_{is} близко к нулю, то связь параметров мала и они могут быть определены независимо, раздельно. Если же r_{is} по модулю оказывается близким к единице, то связь велика и раздельное определение параметров становится затруднительным. Таким образом, корреляционная матрица показывает, какие именно параметры связаны между собой и совместно трудно определяемы.

Вернемся к диагональным элементам матрицы R . Корень квадратный из R_{ii} имеет смысл дисперсии соответствующей оценки параметра p_i и характеризует погрешность его определения. С его помощью можно вычислить доверительные пределы значений параметра по формуле:

$$P_i \pm t \sqrt{R_{ii}}, \quad (2.43)$$

где t - коэффициент Стьюдента, взятый равным 1.96, что соответствует доверительной вероятности в 95%.

Но при значениях коэффициента вариации $\gamma_{pi} = \sqrt{R_{ii}} / P_i > 0.4$ левый предел становится отрицательным, что является нарушением физического смысла задачи (выходом из области допустимых значений параметров). В связи с этим Л.Н.Пороховой предложена иная формула для оценки доверительного интервала параметров:

$$\frac{P_i}{\varepsilon_i} < P_i < P_i \cdot \varepsilon_i, \quad \text{где} \quad \varepsilon_i = \exp\left(\frac{t\sqrt{R_{ii}}}{P_i}\right). \quad (2.44)$$

Совместное рассмотрение значений ε_i и корреляционной матрицы r позволяет установить причины высоких погрешностей оценок параметров. Как правило, большие ε связаны (и вызваны) близкими к ± 1 коэффициентами корреляции r_{is} . Если $r(\rho_i, h_i)$ близок к +1, имеем дело с S-эквивалентностью, а к -1 - с T-эквивалентностью. Высокие r между параметрами соседних слоев указывают на невозможность их раздельного определения по кривой ВЭЗ.

Таким образом, оценка эффективности решения в информационно - статистическом алгоритме позволяет: определить параметры и оценить погрешности их оценки, вскрыть причины возникновения больших погрешностей и, следовательно, наметить пути изменения процесса интерпретации для получения более эффективного решения.

2.4.3. Учет априорной информации

Как указывалось выше (2.33), общая форма ЛФМП состоит из двух слагаемых: ЛФМП данных и ЛФМП априорных представлений о модели разреза (P_i и D_{P_i}). При дифференцировании l для априорных данных получим:

$$\frac{\partial l}{\partial P_i}(AIP) = -\frac{P_i - \bar{P}_i}{D_{P_i}}. \quad (2.45)$$

Следует отметить, что $\partial P_i / \partial P_s = 0$, если $i \neq s$, и от всей суммы, составлявшей $l_{\text{апр}}$ остается только один член. Обозначим выражение (2.45) как DB , т.е. добавка к B , к правой части СЛАУ.

При последующем дифференцировании

$$\frac{\partial^2 l}{\partial P_i^2} = -\frac{1}{D_{P_i}}. \quad (2.46)$$

Ясно, что аналогично DB все внедиагональные добавки к A будут равны нулю. Таким образом, (2.46) это добавка к диагональным членам матрицы A , у нее лишь следует сменить знак. Обозначим ее DA , тогда СЛАУ будет иметь вид:

$$(A + DA) \cdot \Delta \bar{P} = (\bar{B} + D\bar{B}), \quad (2.47)$$

где DA и DB добавки, вызванные априорной информацией. Если априорная информация отсутствует, что равносильно допуску априорных интервалов каждого параметра от 0 до ∞ , то $D_{P_i} = \infty$ и DA и $DB \rightarrow 0$.

Добавки DA в диагональ A всегда положительны. Чем уже априорные пределы, тем меньше D_{P_i} и больше DA . Действие DA аналогично поправке Марквардта (см.2.3.4), но эти добавки индивидуальны для каждого диагонального члена A и определяются априорными представлениями. DA повышают устойчивость обратной задачи, т.к. матрица A становится лучше обусловленной. A_{ii} без DA - это по существу

$$\sum_{j=1}^N \left(\frac{\partial f}{\partial P_i} \right)_j^2. \quad (2.48)$$

Эта величина показывает степень влияния данного параметра P_i в среднем на теоретическую кривую r_k . Диагональный член обратной матрицы A^{-1} - это (в первом приближении, без учета внедиагональных членов A) дисперсия параметра P_i . Значит A_{ii} по размерности и по смыслу нечто вроде $1/D_{P_i}$, только определяемая моделью (кривой f).

Таким образом, в диагонали A стоит

$$\frac{1}{D_{P_i}}(f) + \frac{1}{D_{P_i}}(AIP). \quad (2.49)$$

После инверсии получаем апостериорную дисперсию параметра P_i :

$$D_{P_i}(APOST) \approx \frac{1}{\frac{1}{D_{P_i}}(f) + \frac{1}{D_{P_i}}(AIP)}. \quad (2.50)$$

Обратная величина суммы величин обратных к D зависит в основном от меньшей дисперсии и сама оказывается меньше меньшего. Таким образом, априорные данные уменьшают апостериорную дисперсию оценок параметров, делая решение более устойчивым.

Добавки DA в диагональ A уменьшают потребность в добавках Марквардта для инверсии A . Полная формула выглядит так:

$$(A + DA + \mu E)^{-1}. \quad (2.51)$$

Чем больше DA , тем меньше может быть μ при сохранении устойчивости инверсии.

2.4.4. Информационно-статистический анализ и планирование эксперимента

Решение обратной задачи с помощью вероятностно-статистического подхода приводит к необходимости решения СЛАУ

$$A \cdot \Delta \bar{P} = \bar{B}, \quad (2.52)$$

где A получила название информационной матрицы Фишера. Инверсия A , т.е. расчет A^{-1} , дает ковариационную матрицу решения, полностью определяющую эффективность интерпретации.

Но, как видно из формул (2.38), элементы ковариационной матрицы A не зависят непосредственно от значений U экспериментального материала, а зависят от модельного поля f (решения прямой задачи), от дисперсии случайной компоненты D_0 , от полноты априорной информации (от D_{P_i}). Это позволяет использовать матрицы A и A^{-1} для суждения о предельной эффективности данного акта интерпретации в зависимости от сложности модели, дисперсии экспериментального материала, количества априорной информации и т.д. Для независимых параметров матрицы A и A^{-1} диагональны. Диагональный член информационной матрицы A_{ii} при некоррелированных параметрах носит название информанта и характеризует степень зависимости апостериорной дисперсии A_{ii} от искомого параметра P_i . Диагональный член A_{ii} рассчитывается по формуле:

$$\sum_{j=1}^N \left(\frac{\partial f_j}{\partial P_i} \right)^2. \quad (2.53)$$

Наибольший вклад в эту сумму дают максимальные значения частных производных $\partial f / \partial P$. На рис.2.3.2 показаны графики $(\partial f / \partial P)^2$ для модели разреза NS = 3, $\rho_1 = 1$, $\rho_2 = 9$, $\rho_3 = 1$, $h_1 = 1$, $h_2 = 9$ и соответствующие каждому P_i значения информант. Графики $\partial f / \partial P$ показывают, как меняется влияние P_i на f от разноса g_j . Для каждого параметра P_i есть свой интервал g , где его влияние максимально. Для независимой оценки параметра желательно, чтобы его $(\partial f / \partial P)^2$ не была подобна соседней и максимум $(\partial f / \partial P)^2$ не был перекрыт соседним графиком. Так как суммирование $(\partial f / \partial P)^2$ ведется для дискретных значений g_j , для результата неважно размещение g_j . Поэтому густота сетки разносов и расположение их относительно графиков $(\partial f / \partial P)^2$ будут влиять на эффективность интерпретации.

Таким образом, появляется возможность исследования эффективности интерпретации от сложности модели, уровня помех и сетей наблюдений. Имея представление о полноте априорной информации к матрице A можно рассчитать добавки DA (см.2.46) и оценить ее воздействие.

Для осуществления информационно-статистического анализа рассчитываются следующие характеристики:

- 1) прямая задача ВЭЗ: $AP = f$, где A - оператор прямой задачи, P - вектор параметров, f - значения ρ_k для разносов g . Особенность прямой задачи: использован алгоритм линейной фильтрации, но в задаче реализована возможность расчета ρ_k на любых сетках разносов. Сетка разносов либо задается списком, либо начальным разносом, числом разносов и плотностью точек на декаду.
- 2) Матрица частных производных $\Phi = (\partial \ln f / \partial \ln P)$, точнее $(\partial \ln f / \partial \ln P)^2$. Квадрат частных производных позволяет избавиться от учета знаков производных, рассматривать их как составляющие информант и строить в двойном логарифмическом масштабе вместе с кривыми ρ_k (рис.2.3.2).
- 3) Информационная матрица $A = \Phi^T \Phi$ или $A + DA$, где $DA = 1/DP_i$, по которой вычисляется ковариационная матрица A^{-1} .
- 4) Диагональные члены ковариационной матрицы A^{-1} используются для расчета доверительных апостериорных интервалов оценки в (2.55) каждого параметра с помощью множителя ε_i :

$$\varepsilon_i = \exp\left(t \cdot \frac{\delta}{100} \sqrt{A_{ii}^{-1}}\right), \quad (2.54)$$

где t - коэффициент Стьюдента, взятый равным 1.96 для доверительной вероятности 0.95, δ - заданная относительная погрешность измерений ρ_k (в %, поэтому она делится на 100). С помощью ε_i рассчитываются доверительные пределы каждого параметра:

Если $\varepsilon_i > 2$, то печатаются ε_i , а пределы не вычисляются.

5) Ковариационная матрица пересчитывается в корреляционную.

6) Кроме того, дополнительно рассчитываются параметры кривой Дар-Заррук для заданной модели разреза $\rho_{эф}$ и $h_{эф}$ (см [84]).

На рис.2.4.1 показаны результаты информационно-статистического анализа кривой ВЭЗ для модели $\rho_1=1$, $\rho_2=9$, $\rho_3=1$, $h_1=1$, $h_2=9$.

Начальный разнос $AB/2 = 0.5$ м. Информационные области для промежуточных параметров ρ_2 и h_2 напоминают перевернутые параболы, сходную форму имеет и информационная область для h_1 , т.е. эти параметры проявляются в ограниченном интервале разнов. Для ρ_1 и ρ_3 первого и последнего слоя информационные области имеют выходы на асимптоты, т.е. с одной стороны они неограничены. В асимптотической части они выходят к единице - это области линейности кривой ρ_k относительно одного и второго параметра (см. рис.2.3.2).

В диагональных членах матрицы A содержится так называемое информационное количество влияния данного параметра на кривую ρ_k , а величина эта определяется как площадь под кривой $(\partial \ln f / \partial \ln P)^2$. Наибольшие площади в интервале разнов 0.5-500 м для ρ_1 и ρ_3 . Т.к. они не ограничены с одной стороны, то величина информант определяется интервалом разнов. h_1 проявляется в меньшем интервале разнов, чем ρ_1 , и как следствие, точность его оценки ниже, чем у ρ_1 . Информационная область для h_2 уже, чем для ρ_2 , и точность оценки h_2 ниже.

Как меняется точность оценки h_2 и ρ_2 от количества точек на модуль на кривой ВЭЗ (КТМ) показано на рис.2.4.1.а.

Погрешности по ρ_2 и h_2 для интервала разнов от 0.5 до 500 м отличаются мало и в зависимости от плотности точек от 2 до 14 на логарифмический модуль уменьшаются от 1.55 до 1.2 (рис.2.4.1.б). Попытка уменьшить интервал регистрации справа в области больших разнов приводит к резкому росту погрешности интерпретации ρ_2 и особенно h_2 после того, как максимальный разнос становится меньше 100 м и особенно меньше 50 м. Разновы в области $r > 100$ м практически не сказываются на изменении точности интерпретации ρ_2 и h_2 .

Интересно отметить, что можно взять 11 разнов в интервале 0.5-200 м, но расположить их по сетке 0.5 1.2 3 6 13 25 45 60 100 200 м и получить точность интерпретации ε для ρ_2 и h_2 в 1.4.

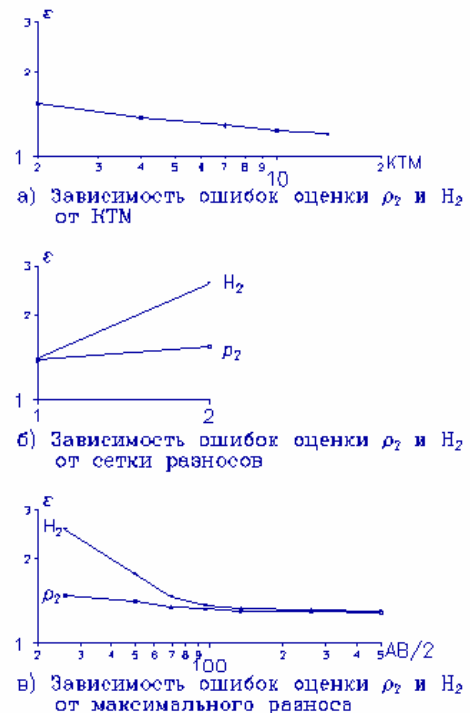


Рис.2.4.1. Зависимость ошибок оценки параметров модели от различных факторов.

Те же 11 разностей, но расположенные, начиная с 0.5 м, с шагом в 6 точек на декаду дадут погрешность ε в ρ_2 -1.55, а в h_2 - 2.6, за счет того, что максимальный разнос составил всего 24 м (рис.2.4.1.в).

2.5. Краткие сведения о некоторых программах интерпретации ВЭЗ

2.5.1. Программа PVS - диалоговой статистической интерпретации с оценкой эффективности решения.

Программа предназначена для интерпретации кривых ВЭЗ методом подбора в режиме диалога "человек-ЭВМ" (в так называемом интерактивном режиме) с изображением кривых ВЭЗ на экране дисплея. Каждый шаг подбора может осуществляться с помощью ручного или автоматического изменения параметров (Рис.2.5.1).

Для автоматического подбора используется информационно-статистический алгоритм Л.Н.Пороховой (ЛГУ), основанный на максимизации функции правдоподобия (ФМП) экспериментальных данных с использованием априорных ограничений на параметры. Максимизация ФМП позволяет одновременно улучшить степень совпадения теоретической и полевой кривых ВЭЗ и обеспечить попадание параметров модели в заданные пределы.

Важнейшей особенностью данного алгоритма является оценка качества решения не только по величине невязки (среднеквадратической относительной погрешности расхождения экспериментальной и теоретической кривых $\rho_{кэ}$ и $\rho_{кт}$), но и по доверительным пределам оцениваемых параметров разреза и корреляционным связям оценок этих параметров. В случае неудовлетворительного качества решения по результатам счета можно определить причину и те дополнения и изменения, которые могут улучшить качество решения. Целью ручного подбора является достижение минимальной величины Q -среднеквадратической невязки, - расхождения теоретической и экспериментальной кривых ($\rho_{кт}$ и $\rho_{кэ}$) при одновременном учете всей совокупности априорной геологической информации.

Визуально невязка оценивается по несовпадению графиков $\rho_{кт}$ и $\rho_{кэ}$ на экране дисплея, обозначаемых символами "*"-($\rho_{кэ}$), "1"-($\rho_{кт}$) для последней попытки и "2" для предшествующей попытки. Кривые ВЭЗ рисуются сверху вниз, т.е. разнос возрастает вниз, а ρ_k вправо.

Под графиками печатается невязка в %. Ее надо уменьшить до 1-2% для теоретических кривых и до 2-8% для полевых кривых.

Для расчета прямой задачи ВЭЗ используется алгоритм линейной фильтрации, причем с разными фильтрами, выбор которых осуществляет пользователь. Доступны следующие фильтры: фильтр Гоша, (9 коэффициентов, шаг - 6 точек/декаду), фильтр Е.Ш.Абрамовой (15 коэффициентов, шаг - 7 точек/декаду), - оба для установки

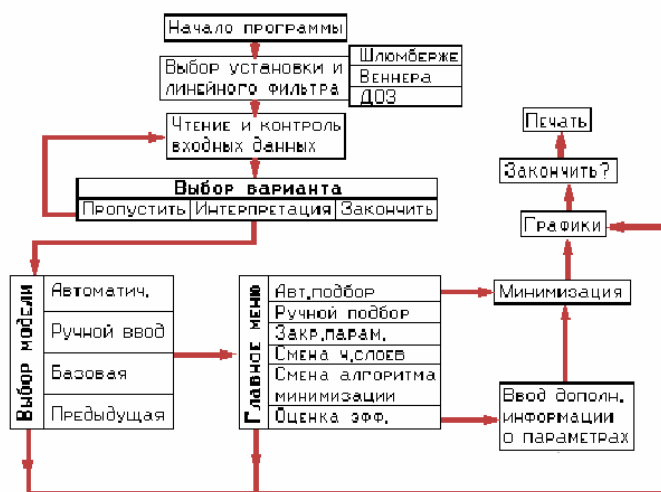


Рис.2.5.1. Блок-схема программы PVS2.

Шлюмберже. Есть фильтр для установки Веннера (Гош, 10 коэффициентов, шаг - 6 точек/декаду), для дипольного осевого зондирования ДОЗ (фильтр Гоша, 23 коэффициента, шаг - 6 точек/декаду), для потенциал - установки АМ, для линейных электродов, что соответствует моделированию на электропроводящей бумаге и результатам моделирования с IE2DL (фильтр Абрамовой, 19 коэффициентов, шаг - 7 точек/декаду).

После запуска программы на счет, на экране появляется сообщение о номере варианта, поступившего в работу.

Это начало этапа работы с моделями. Так как вся дальнейшая интерпретация методом подбора строится на принципах модельности, (т.е. задав некоторую модель мы затем можем, добываясь наилучшего совпадения теоретической с экспериментальной кривой, не меняя модели подобрать ее параметры), то выбор геологически обоснованной модели имеет важное значение. Излишне простая модель нередко плохо соответствует геологическим данным или недостаточно детально описывает разрез. Излишне сложная модель может содержать слабо влияющие на кривую ВЭЗ параметры, что приводит к резкому расширению пределов действия принципа эквивалентности, т.е. к росту неопределенности решения.

Стартовая модель ВЭЗ может быть задана несколькими способами:

а) объявлена базовой для всего профиля. Следует отметить, что базовых моделей на профиле может быть и несколько; б) в качестве стартовой модели можно взять результат интерпретации предшествующей кривой ВЭЗ; в) стартовая модель может быть найдена автоматически по точкам экстремумов и перегибов кривой ВЭЗ (алгоритм и подпрограмма разработаны В.И.Диановой [17]); г) модель может быть введена вручную с клавиатуры в диалоговом режиме.

При ручном вводе модели по виду экспериментальной кривой следует оценить число слоев, их сопротивления и мощности. После ввода модели будет рассчитана теоретическая кривая ВЭЗ и на экране появятся графики уже двух кривых $\rho_{кз}$ и $\rho_{кт}$. Если выбранная каким-либо способом модель не устраивает, то этот выбор можно отменить и сделать другой.

После выбора модели программа переходит к основному меню продолжения работы. Здесь несколько режимов: автоматическая минимизация невязки, ручное изменение параметров, закрепление ρ и мощностей слоев, введение априорных ограничений на параметры, изменение числа слоев, оценка эффективности решения обратной задачи, смена алгоритма минимизации, окончание интерпретации. В программе предусмотрены три алгоритма минимизации: 1 - наискорейший спуск, 2 - псевдообращение и 3 - статистический алгоритм Ньютона - Марквардта - Лекама.

Оценка эффективности решения. Этот режим доступен только для статистического алгоритма минимизации. В этом режиме PVS2 позволяет еще в процессе интерпретации оценить качество получаемого решения.

Сначала по информационной таблице модели разреза:

(Параметр (ρ , h), EPS, DAE, DAA, макс. информ. на разное $AB/2$), затем по корреляционной матрице оценок параметров. EPS - это множитель, характеризующий дисперсии оценок параметров и доверительные пределы для каждого параметра (см. 2.55). DA - это величины диагональных членов информационной матрицы Фишера. Они позволяют сопоставить количество информации о каждом параметре разреза, полученное за счет экспериментальных (DAE) и априорных (DAA) данных. Когда априорная информация не используется $DAA = 0$. Макс. информ. на разное $AB/2$ - это два числа: максимальное значение квадрата частной производной ВЭЗ по параметру разреза и соответствующее этому значению $AB/2$. Если для одного из параметров

модели этот максимум много меньше, его будет трудно оценить в процессе интерпретации. Если максимумы для двух параметров окажутся на одном разное $AB/2$, то между их оценками возможна сильная корреляционная связь. Принципы анализа корреляционной матрицы описаны выше. Важно иметь в виду, что информационная таблица и корреляционная матрица помогают улучшить процесс интерпретации - выявить слабые параметры, большие погрешности оценок (EPS) и их причины (по корреляционной матрице) и наметить пути улучшения качества решения прямо в ходе интерпретации. Для закрепления ρ и мощностей слоев вводится ключ. Это массив признаков 0 или 1. Первые NS позиций соответствуют ρ слоев, остальные - мощностям. Символ 1 закрепляет параметр, а 0 оставляет его незакрепленным.

Для введения априорных ограничений на все незакрепленные параметры задают пределы слева и справа: сначала для всех ρ , потом для h . Например, для $\rho_2=100$ ом.м можно ввести пределы 30 - 300 или 50 - 150. Пределы 90-110 "душат" решение, злоупотреблять узкими пределами не рекомендуется. Если о части параметров нет достоверной информации, а вводить пределы надо, можно указать пределы как 0.0 - 0.0. В таком случае программа сама задаст ограничения слева и справа в 10 раз меньше и больше стартового значения данного параметра.

Для ручной замены параметров разреза сначала нужно ввести заявку из нолей и единиц в порядке $\rho(1)-\rho(NS)$, $h(1)-h(NS-1)$. Для каждой единицы в заявке будут поочередно запрашиваться новые параметры.

При подключении автоматического подбора появляется сообщение об этом, после чего нужно ждать несколько секунд завершения работы автомата и появления графиков с новой оценкой невязки.

Выходная информация и принципы ее анализа

Результаты работы программы помещают в файл, имя которого сообщает пользователь при запуске программы.

При печати результатов пользователь может выбрать режим печати: краткое решение (только ρ и h), решение с EPS и пределами, полное решение с информационной таблицей или отказаться от печати.

Модель разреза после интерпретации печатается в виде двух таблиц, сначала таблицы ρ слоев (номер слоя, значение ρ , множитель оценки качества - EPS, MIN и MAX допустимые пределы (апостериорные)), потом таблица мощностей и глубин (номер слоя, мощность, множитель оценки качества - EPS, пределы для h , глубина, пределы глубин).

Пределы для любого $\rho(S)$ определяются с помощью EPS (см. 2.55). При неудовлетворительном качестве ($EPS > 2$) пределы ρ , h и глубин не определяются.

Затем печатается корреляционная матрица совместных оценок параметров. Столбцы (слева направо) и строки (сверху вниз) корреляционной матрицы соответствуют $\rho(1)-\rho(NS)$, $h(1)-h(NS-1)$ для незакрепленных параметров.

На главной диагонали корреляционной матрицы $A(SS)$ стоят единицы. Если внедиагональные члены $A(SI)$ намного меньше единицы по модулю, то соответствующие параметры $P(S)$ и $P(I)$ по разному влияют на кривую ВЭЗ и определяются с малой погрешностью. Параметры, для которых элементы матрицы $A(SI)$ по модулю близки к 1, совместно неопределимы. Следует различать два случая $A(SI)$ близких к 1: а) когда коррелируют параметры ρ и h одного слоя, и б) когда это параметры соседних слоев. В первом случае мы имеем дело с S или T эквивалентностью (S,- когда $a(SI)$ близка к +1, T,- когда $a(SI)$ близка к -1). Для

повышения точности решения в этом случае следует закрепить один из эквивалентных параметров, если имеется независимая информация о нем.

В случае корреляции параметров соседних слоев следует либо закрепить один из коррелируемых параметров, либо объединить два этих слоя в один, т.е. упростить модель.

Такие меры помогают уменьшить погрешности оценок параметров. Приемлемой можно считать интерпретацию, если множитель $EPS < 2$, плохой, - когда $EPS > 2$, хорошее качество интерпретации, когда EPS не более 1.2.

Как правило высокие значения множителя EPS вызваны большими коэффициентами корреляции совместных оценок параметров. Исключением является случай отсутствия правой асимптоты на кривой ВЭЗ, тогда множитель EPS будет велик независимо от коэффициентов корреляционной матрицы. В общем случае можно считать, что большой множитель EPS дает сигнал тревоги, матрица $A(SI)$ помогает выяснить причину плохого качества интерпретации, а объединение слоев, закрепление параметров или задание априорных пределов на параметры помогают добиться хорошего качества интерпретации.

2.5.2. Пакет программ IPI - для интерпретации ВЭЗ и ВЭЗ-ВП

Программа IPI - induced polarization interpretation - была разработана в 1990 г. для интерпретации данных ВЭЗ и ВЭЗ-ВП на персональных IBM-совместимых компьютерах. Программа написана на языке Паскаль.

На первом этапе программа была задумана как новая версия PVM, отличающаяся более совершенной графикой (Рис.2.5.2), но фактическая реализация оказалась гораздо полнее первоначальных планов. В настоящее время IPI представляет из себя пакет программ, осуществляющих ряд функций:

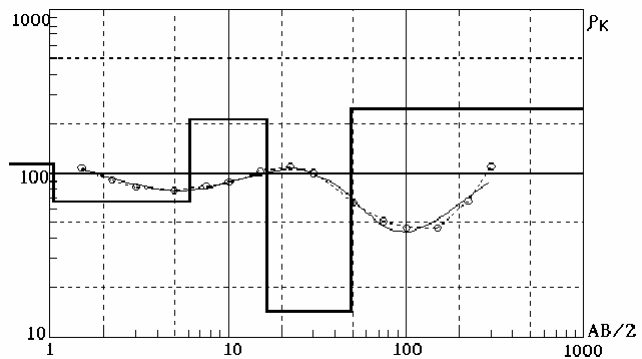


Рис.2.5.2. Пример интерпретации кривой ВЭЗ по программе IPI.

Программа IPI-GATE:

контроль входных данных (AB , MN , I_{AB} , ΔU_{MN}) расчет ρ_k , устранение ошибок в значениях ρ_k , устранение "ворот" на кривых ВЭЗ для разных MN и получение непрерывных кривых, подготовленных для интерпретации в IPI.

Программа IPI:

интерпретация кривых ВЭЗ в режиме диалога (включая ручное или автоматическое задание модели начального приближения и ручной или автоматизированный подбор параметров) и, начиная с версии 4, построение геоэлектрического разреза по результатам интерпретации серии кривых ВЭЗ по профилю.

Программы IPI_ISO и IPI_ISO2:

построение разрезов ρ_k в изолиниях по системе равноотстоящих или произвольных точек по профилю (Рис.2.5.3).

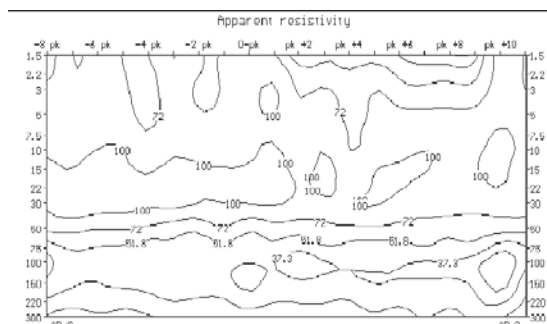


Рис.2.5.3. Разрез ρ_k , построенный программой IPI_ISO.

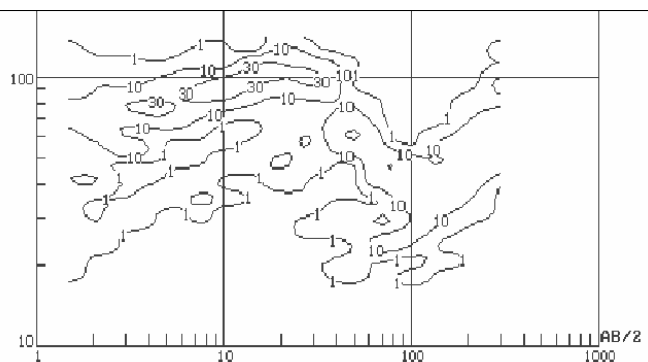


Рис.2.5.4. Результаты статистической обработки по программе IPI_Stav.

Программы STAV_IPI, ISO_STAV, GRF_EGA:

предназначены для статистического анализа массива кривых ВЭЗ по одному или нескольким профилям с построением средних кривых ВЭЗ (по модальным, медианным и средним геометрическим значениям ρ_k по выборкам для каждого разноса по всем кривым ВЭЗ) и двумерного распределения плотности вероятности значений ρ_k в координатах ВЭЗ ($\rho_k - AB/2$) (Рис.2.5.4).

Пакет быстро развивается и поэтому нет смысла описывать все его детали, они могут сильно измениться в следующих версиях. Необходимо указать лишь основные черты этих программ.

Прямая задача ВЭЗ первоначально была нацелена на расчет ρ_k по модели разреза с помощью линейного фильтра Е.Ш.Абрамовой (15 коэффициентов, 7 точек на декаду) [84] для установки Шлюмберже. По заказу производственных организаций в 1991 г. была разработана более универсальная программа прямой задачи (А.Г.Яковлев, С.А.Рогова), позволяющая на основе того же линейного фильтра путем различных преобразований проводить расчеты для 9 различных установок зондирования, включая установки Шлюмберже, Веннера, различные дипольные установки для линий MN 0 (идеальная установка) и конечных MN, в том числе для установки АВ- неподвижно, в которой эффект зондирования достигается за счет перемещения MN от электрода А к центру установки. Проработана и иная версия программы, в которой смена типа установки происходит за счет смены линейного фильтра.

При интерпретации данных ВЭЗ-ВП расчет ВП осуществляется по схеме Сигела-Комарова на основе формул:

$$\eta_k = \frac{\rho_k^* - \rho_k^0}{\rho_k^*}, \quad \rho_i^* = \frac{\rho_i^0}{1 - \eta_i}. \quad (2.57)$$

Программа в настоящее время работает лишь с положительными значениями η_k . Кривые η_k изображаются на экране дисплея, как и ρ_k , в двойном логарифмическом масштабе. Частные производные ρ_k и η_k по параметрам разреза ρ_i , η_i и h_i рассчитываются прямым численным способом, так как иные формулы (например, рекуррентные формулы Йохансена) не дают той универсальности, которая требуется от прямой задачи для нескольких установок зондирования.

Автоматическая минимизация невязки осуществляется с помощью метода наискорейшего спуска. В программе PVS2 опробована возможность смены трех

способов оптимизации - наискорейшего спуска, способа Ньютона - Марквардта - Лекама и псевдообращения, однако в IPI пока используется лишь один, так как нет уверенности, что наличие в программе нескольких способов минимизации дает какие-либо преимущества. В процессе автоматического подбора возможна фиксация отдельных параметров (сопротивлений слоев и глубин границ), если эти значения точно известны и не подлежат изменению.

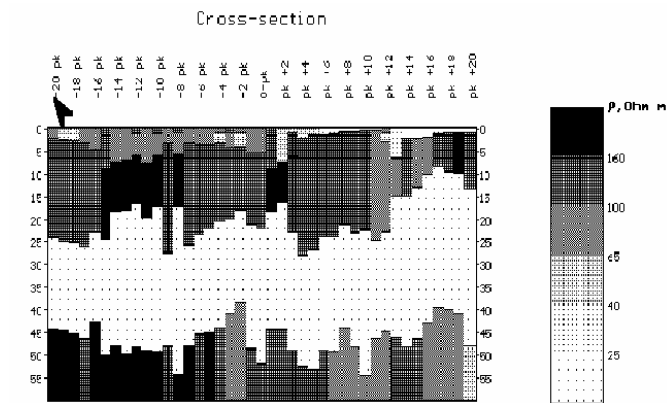


Рис.2.5.5. Геоэлектрический разрез, построенный программой IPI.

Существенным элементом групповой интерпретации является блок программы IPI по работе с моделями. При интерпретации очередной кривой ВЭЗ на профиле в качестве начального приближения предлагается результат интерпретации предшествующей кривой. Если эта модель не подходит, то возможен автоматический выбор другой модели из числа проинтерпретированных ВЭЗ по наибольшему сходству кривых ρ_k . Возможен ручной перебор всех уже имеющихся моделей для выбора более подходящей. Наконец, возможно задание модели заново, вручную или автоматически. Выбор определенной модели не исключает отказа от нее или значительной ее модификации путем смены числа слоев и ручной замены значений отдельных параметров. Наконец, очень важной возможностью программы является работа с геоэлектрическим разрезом, который программа строит по результатам интерпретации. Наглядное изображение результатов позволяет увидеть недостаточно логичные или недоработанные части разреза и вернуться к переинтерпретации любой кривой, модель которой выпадает из общей структуры, а затем снова к разрезу.

Совокупность перечисленных возможностей делает пакет IPI гибким инструментом интерпретации данных ВЭЗ и ВЭЗ-ВП, позволяющим быстро проводить массовую интерпретацию данных, многократно возвращаться к их переинтерпретации по мере понимания строения разреза и получения новой дополнительной информации (Рис.2.5.6).

Дальнейшее совершенствование пакета происходит по ряду направлений, которые еще окончательно не оформились в признанную технологию: Это стыковка одномерной интерпретации и двумерного моделирования, для выполнения интерпретации участков заведомо не являющихся горизонтально-слоистыми с помощью пакета IE2DL (3.3.1) и др. Это попытка предварительного анализа профильных данных ВЭЗ для системы двухсторонних трехэлектродных зондирований с помощью различных приемов статистической обработки и качественного анализа, реализованная в программе

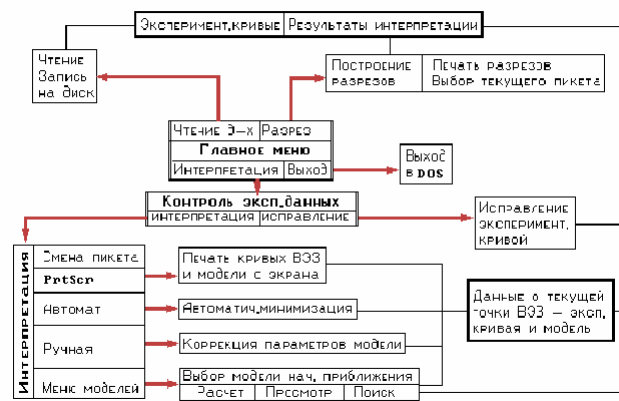


Рис.2.5.6. Блок-схема программы IPI.

Рис.2.5.6. Блок-схема программы IPI.

Это стыковка одномерной интерпретации и двумерного моделирования, для выполнения интерпретации участков заведомо не являющихся горизонтально-слоистыми с помощью пакета IE2DL (3.3.1) и др.

Это попытка предварительного анализа профильных данных ВЭЗ для системы двухсторонних трехэлектродных зондирований с помощью различных приемов статистической обработки и качественного анализа, реализованная в программе

IPI_SAN (см. 3.5.3) и предназначенная для работы в заведомо неоднородных средах, особенно содержащих локальные глубинные неоднородности (например, погребенные разломы).

Это развитие пакета в направлении обработки данных для иных методик наблюдений, например так называемых точечных зондирований с установкой AMN, когда питающий электрод А неподвижен, а приемные MN движутся по профилю.

ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ВЭЗ ДЛЯ ГОРИЗОНТАЛЬНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

3.1. Модели геоэлектрического разреза горизонтально - неоднородных сред

В первой и второй главе была подробно рассмотрена интерпретация электрических зондирований для слоистого разреза, для которого изменение удельного сопротивления зависит только от одной координаты. Подобная модель среды является сильно идеализированной и характерна для спокойных платформенных и морских отложений. Однако существует достаточно большой класс хорошо выраженных двумерных структур: палеодолины, жильные руды, зоны тектонических нарушений, дайки, моноклинальные структуры с субвертикальным падением. Для таких объектов всегда можно выделить два направления, вдоль которых меняются электрические свойства.

Если источники первичного электрического поля являются точечными, а расхождение тока в среде, показанной на рис.3.1.1, трехмерно, то такой класс задач называется квазидвумерным (2.5D). Когда источники тока вытянуты вдоль оси Y и стекание тока вдоль простирания объекта не изменяется (например, плоское моделирование на электропроводящей бумаге), то такой класс задач принято называть двумерным (2D).

Встречаются ситуации, когда электрические свойства в геоэлектрическом разрезе меняются в трех направлениях, тогда прямые и обратные задачи называются трехмерными (3D). Примером таких сред могут быть линзы глин и песков, приповерхностные неоднородности, карстовые воронки и пустоты, локальные рудные залежи, зоны химического загрязнения и т.д.

Здесь необходимо сделать три замечания.

1. Реальные геологические объекты имеют, как правило, более сложное строение. Обычно наблюдается сочетание горизонтально-слоистого разреза и различных горизонтальных неоднородностей. В самом общем случае мы имеем комплекс одномерных, двумерных и трехмерных структур. Пример такого сочетания, характерного для Москвы, показан на рис.3.1.2.

Основной вклад в формирование электрического поля вносит слоистый разрез, основными структурными элементами которого являются: 1) покровные четвертичные и меловые терригенные отложения мощностью от нескольких метров до несколько десятков метров; 2) келловей-оксфордские хорошо проводящие глины мощностью до 20-40 м; 3) верхне- и среднекаменноугольные высокоомные известняки.

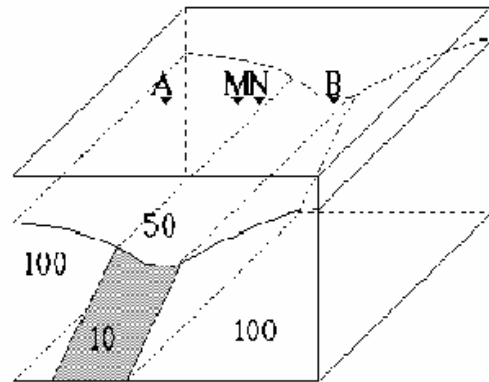


Рис.3.1.1. Квазидвумерная (2.5D) задача электроразведки.

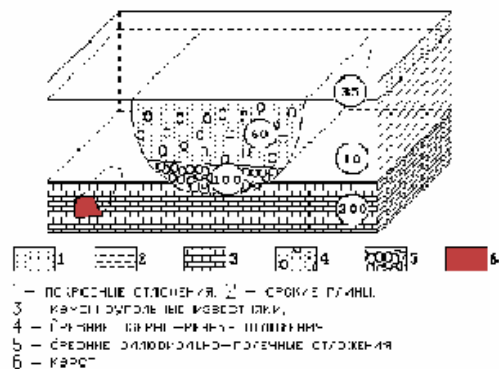


Рис.3.1.2. Геоэлектрическая модель погребенной палеодолины.

В средней части этого разреза развиты типичные двумерные структуры - древние доледниковые палеодолины, мощность которых меняется от 0 до 20-35 м, а ширина от сотни метров до 500-700 метров. Разрез палеодолины также неоднороден. Например, в Татаровской палеодолине наблюдается существенное увеличение грубо-обломочного материала в основании разреза. В теле Хорошевской палеодолины встречаются линзы глин.

В верхней части карбонатных отложений наблюдаются карстовые воронки и полости, положение которых тяготеет по разным причинам к палеодолинам. Это типичные трехмерные структуры, имеющие изометричную или сложную вытянутую форму, размером от нескольких см до нескольких десятков метров. В зависимости от состава заполнителя это могут быть как высокоомные, так и низкоомные тела. Обычно подземный карст геофизики представляют в виде незаполненных воздушных пустот (высокоомный объект) или разрушенных закарстованных пород, имеющих низкое сопротивление. В действительности же эти объекты могут иметь самый разнообразный заполнитель. Качество заполнителя очень сильно зависит от интенсивности суффозионных процессов, происходящих в вышележащей толще. В свою очередь скорость этих процессов зависит от характера водообмена между верхними и нижними гидрогеологическими этажами. Размытые грунты покровных отложений переносятся вертикальными водными потоками вниз и откладываются в спокойных зонах - карстовых полостях. Поэтому состав заполнителя карстовых пустот может быть самый разнообразный от мелкого гравия и песка до глин. Достаточно редко, но встречаются случаи провала инструмента при бурении, что указывает на действительные подземные пустоты. Если пустоты расположены ниже уровня грунтовых вод (УГВ), то они заполнены водой, если выше - воздухом.

Мы специально столь подробно рассмотрели конкретную весьма грубую геоэлектрическую модель доледниковой палеодолины, чтобы наглядно показать, насколько сложным может быть строение изучаемого объекта и в какой тесной взаимозависимости могут находиться его разнохарактерные элементы. Между тем геологами зачастую ставятся перед геофизиками именно такого рода трудные задачи, в которых объединены различные по степени сложности изучения объекты.

2. Один и тот же объект исследования в зависимости от применяемой методики можно рассматривать как одномерную, двумерную или трехмерную структуру. В самом деле, когда шаг между точками зондирования больше объекта, а разносы заметно меньше его горизонтальных размеров, то мы имеем типичный случай одномерной структуры (рис.3.1.3,А). Если точка зондирования не попадает на край неоднородности, то одномерная интерпретация в рамках горизонтально-слоистой модели будет вполне достаточной. Если характер решающих задач требует разносов, сравнимых с размерами неоднородности, но длина линий АВ не достаточна, чтобы почувствовать удаленные края неоднородности (рис. Б), то наблюдения проводятся по отдельным профилям с достаточно частым шагом между точками зондирования. Таким образом, эта ситуация характеризуется двумя важными

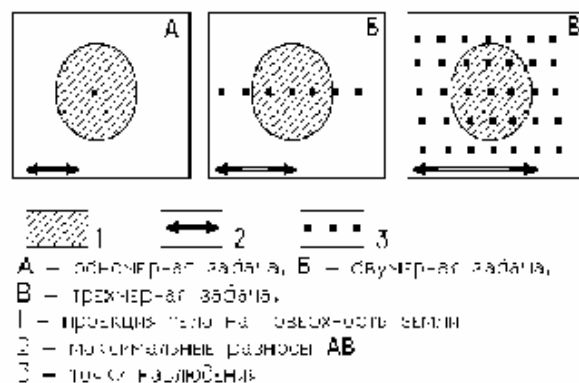


Рис.3.1.3. Зависимость размерности решаемой задачи от методики наблюдений.

особенностями. Во-первых, питающие электроды многократно пересекают границы неоднородности, и приемные электроды могут располагаться в непосредственной близости от ее краев. Во-вторых, отсутствует боковое обтекание током объекта исследования. При дальнейшем увеличении разносов АВ и повышении плотности точек наблюдения, которые равномерно покрывают всю площадь исследования и в том числе изучаемый объект, требуется трехмерная геоэлектрическая модель среды. Эта необходимость связана с появлением бокового обтекания током неоднородности (рис. В).

3. Двумерные и одномерные объекты являются чисто математической абстракцией, но как показывает практика решения обратных задач, такое ограничение часто оказывается оправданным по нескольким причинам. Во-первых, чем ниже класс решаемой задачи, тем быстрее идет ход вычислений. Во-вторых, часто бывает, что понижение размерности модели среды вполне удовлетворяет структуре экспериментального поля над таким объектом и результаты интерпретации хорошо соответствуют строению реальной геологической среды.

3.2. Общая методика интерпретации ВЭЗ для горизонтально-неоднородных сред

В самом общем случае результат интерпретации сильно зависит от того, как мы аппроксимируем геоэлектрический разрез. При этом важнейшим моментом является соответствие размерности геоэлектрической модели и реальной среды, которую мы изучаем. Заранее предугадать размерность решаемой обратной задачи практически невозможно. Только очень опытный геофизик, который ведет интерпретацию ярко выраженных геологических структур, может принять соответствующее решение. Обычно одномерная интерпретация является достаточной, если все кривые ВЭЗ однотипные, а по априорным данным известно, что изменение электрических свойств и геометрии разреза незначительно. Двумерная интерпретация проводится в том случае, если электрические свойства разреза заметно изменяются вдоль профиля наблюдений, что приводит к разнотипным кривым зондирования. Однако, в этом случае картина электрического поля от профиля к профилю в целом повторяется, даже когда расстояние между профилями сравнимо с максимальными разносами питающей линии. К интерпретации в рамках трехмерных моделей следует переходить, когда электрическое поле резко меняется на исследуемой площади во всех направлениях.

Обычно реальная геологическая ситуация бывает гораздо сложнее. Поэтому заранее невозможно дать однозначную рекомендацию относительно того, в каком классе моделей необходимо вести интерпретацию электрических зондирований. Однако, значительный опыт обработки данных электрических зондирований позволяет авторам сформулировать общий подход к интерпретации кривых ВЭЗ

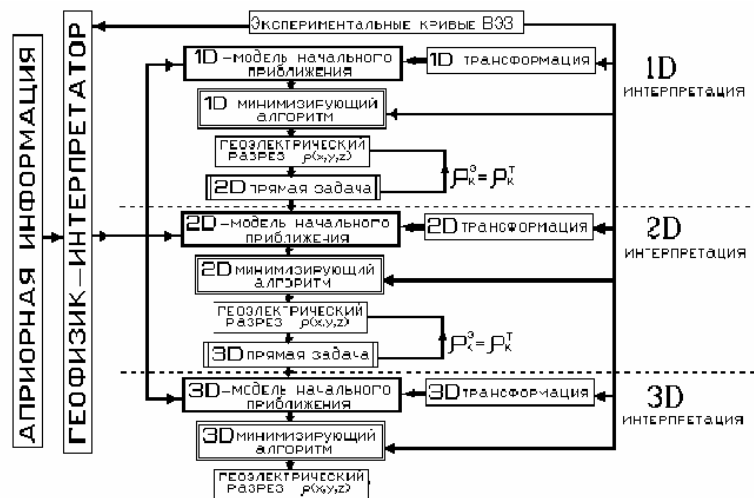


Рис.3.2.1. Блок-схема интерпретации данных ВЭЗ.

для сложных сред. Во-первых, в результате интерпретации зондирований в рамках определенной модели среды теоретически рассчитанные и наблюдаемые поля должны соответствовать друг другу с точностью до величины ошибки наблюдений. Во-вторых, электрическое поле над окончательной моделью геоэлектрического разреза необходимо рассчитать с помощью прямой задачи для более высокой степени размерности среды. Если результат этого расчета совпадает с полевыми данными, то интерпретацию электротондирований можно считать законченной.

Алгоритм решения обратной задачи для слоистых разрезов и сложных двумерных и трехмерных сред в самом общем виде должен соответствовать схеме, представленной на рис.3.2.1.

К этой схеме необходимо сделать следующие пояснения. Весь процесс интерпретации идет в несколько этапов. Каждый этап состоит из ряда шагов. На первом шаге на основе априорных данных и предварительного анализа полевых кривых ВЭЗ геофизиком выполняется построение модели начального приближения. Второй шаг соответствует процедуре, целью которой является уменьшение невязки между наблюдаемым и теоретическим полем. При этом решение удерживается в некоторой области, определенной введенными ограничениями на параметры геоэлектрического разреза. После того, как невязка становится минимально возможной, для найденного пространственного распределения электрических свойств производится расчет прямой задачи более высокой степени размерности среды. Если результат теоретического расчета совпадает с наблюдаемым полем, можно считать процесс интерпретации законченным. Если рассчитанное и наблюдаемое поле сильно расходятся, то это означает, что реальный геоэлектрический разрез имеет более сложное строение и необходимо перейти на следующий этап и вести интерпретацию в более высоком классе моделей.

Например (рис.3.2.2), в результате одномерной интерпретации строится геоэлектрический разрез для профиля

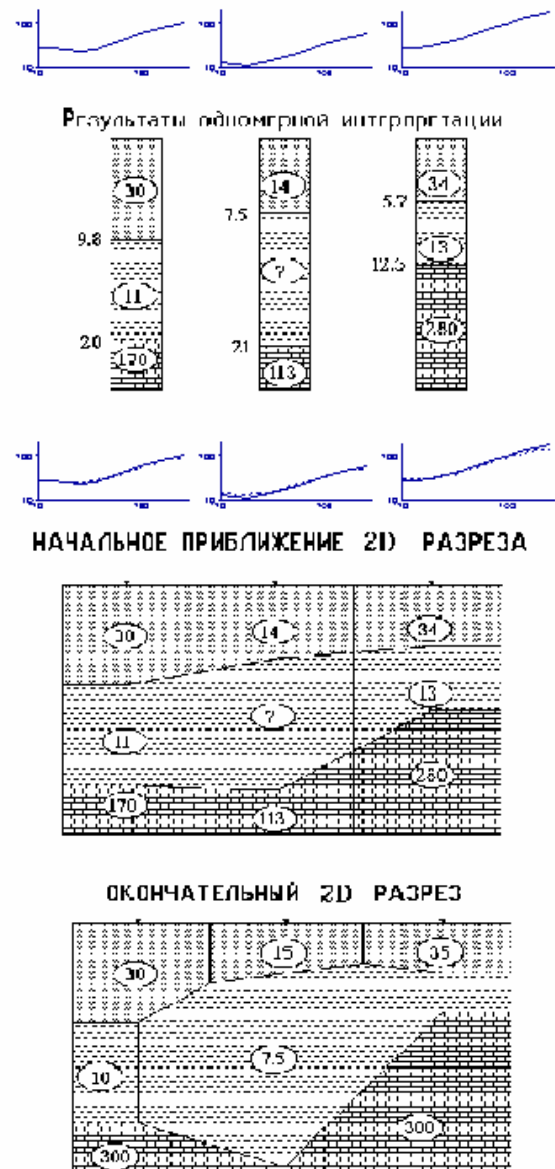


Рис. 3.2.2 Процесс двумерной интерпретации. а-"Синтетические" кривые ВЭЗ. б-Результаты одномерного подбора по программе IPI. с-"Синтетические" и рассчитанные для начальной 2D модели теоретические кривые ВЭЗ. д-Начальная двумерная модель, полученная по результатам одномерной интерпретации. е-Окончательная двумерная модель, подобранная с использованием программы IE2RP1.

наблюдений. По существу, этот разрез является двумерным, и может быть построена двумерная модель, включающая результаты одномерной интерпретации. После этого проводится расчет электрического поля для такой модели, и результаты сравниваются с экспериментальными данными. Если разница между полевыми и теоретическими кривыми ВЭЗ, которые рассчитаны по этой модели, находится в пределах ошибки наблюдений, процесс интерпретации можно считать завершенным.

Человек наиболее активно вмешивается в процесс интерпретации на этапе составления модели начального приближения. Здесь требуется максимальный учет всех данных, имеющихся в распоряжении интерпретатора: данных по геологическому картированию и бурению; информации геофизических, геохимических и других геологических методов исследования. Кроме этого должны быть наложены ограничения на заданные параметры геоэлектрического разреза. Также требуется сделать качественный анализ наблюдаемых кривых ВЭЗ и включить результаты этого анализа в интерпретационную модель. Последняя процедура выполняется либо на чисто интуитивном уровне, либо с использованием различных трансформаций кривых ВЭЗ. Такой подход объясняется тем, что для горизонтально-слоистого разреза значения кажущегося сопротивления на каждом разносе можно трактовать как среднеинтегральное удельное сопротивление части геоэлектрического разреза, в котором распространяется основная часть электрического тока.

Так как кривая ρ_k связана с изменением удельного сопротивления по вертикали, то по некоторым формальным правилам эту кривую можно видоизменить с таким расчетом, чтобы она была больше похожа на график изменения сопротивления с глубиной. При удачном преобразовании кривой ρ_k полученный результат будет соответствовать осредненному геоэлектрическому разрезу, в котором удельные сопротивления в зависимости от глубины меняются плавно. Для целей интерпретации горизонтально-слоистого разреза можно использовать, например, дифференциальные трансформации кривых ВЭЗ (см. 1.2.2).

Однако в случае двумерных и трехмерных геоэлектрических разрезов формальная трансформация каждой отдельной кривой ρ_k может привести к ложному результату. Это объясняется тем, что кривые ВЭЗ, полученные над двумерными и трехмерными структурами, сильно искажены влиянием боковых границ неоднородностей. Кривые ρ_k в таких условиях теряют сходство формы с кривой распределения удельного электрического сопротивления по глубине. В этом случае кажущееся удельное сопротивление лучше трактовать как электрическое поле, нормированное к плотности тока в однородной среде. Поведение электрического поля в сложно-построенных средах зависит от множества факторов и прежде всего от структуры геоэлектрического разреза.

Поэтому для трансформации кривых ВЭЗ над такими разрезами должны, во-первых, использоваться данные по всему профилю наблюдений, а не в каждой отдельной точке, и, во-вторых, учитываться общие закономерности, вызывающие искажения кривых ВЭЗ для сложных сред. Под искажениями кривых ВЭЗ понимают их отклонение от кривых, рассчитанных для локально-нормального слоистого разреза в данной точке [19].

Существенное влияние на результаты электрических зондирований оказывают приповерхностные неоднородности разреза. Причем, как показывает наш опыт обработки полевых материалов, небольшие по размерам тела, расположенные вблизи MN, вызывают смещение кривых ВЭЗ вдоль оси сопротивлений без искажения формы. Поэтому на стадии предварительной обработки зондирований должны быть предусмотрены процедуры подавления такого рода помех.

Таким образом, методика анализа кривых ВЭЗ включает предварительную обработку, связанную с подавлением влияния приповерхностных неоднородностей, различные трансформации кривых ВЭЗ, которые помогают составить модель начального приближения, программы и алгоритмы решения прямых и обратных задач.

3.3.3. Краткие сведения о программах моделирования электрических полей и вызванной поляризации в двумерно- и трехмерно-неоднородных средах.

В течение нескольких последних лет на кафедре геофизики Геологического факультета МГУ было разработано шесть программ решения прямой задачи для сложных неоднородных сред. Эти программы могут быть использованы для решения следующих задач:

1. Изучение общих закономерностей поведения электрического поля в присутствии горизонтальных неоднородностей геоэлектрического разреза;
2. Проверка и отработка методик полевых наблюдений для решения конкретных геологических задач;
3. Экспертиза принципиально новых разработок в области методики, обработки и интерпретации полевых данных;
4. Решение обратной задачи методом подбора.

В пяти программах (IE2RL, IE2RP1, IE2RP2, IE3R1, IE3R2) для решения прямой задачи используется метод граничных интегральных уравнений. В программе FD2RL применяется метод конечных разностей. Теория этих методов подробно изложена в I части "Электрических зондирований геологической среды" [84]. Поэтому здесь мы не будем останавливаться на этой проблеме. Перейдем непосредственно к описанию возможностей имеющихся программ.

3.3.1. Программы двумерного моделирования

Программа IE2RL

Программа IE2RL (или IE2DL) предназначена для решения прямой задачи электроразведки постоянным током и ВП над произвольной двумерной средой. Первичное электрическое поле создается линейными токовыми источниками, вытянутыми вкrest заданного профиля (поперечная поляризация поля). Результаты таких расчетов полностью идентичны моделированию на электропроводящей бумаге.

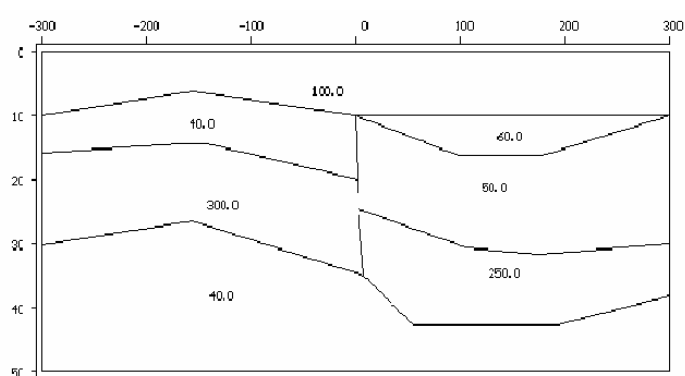


Рис.3.3.1. Пример модели двумерного геоэлектрического разреза.

Программа написана на языке FORTRAN и PASCAL и адаптирована для ЭВМ серии ЕС (ЕС-1022, ЕС-1035 и ЕС-1045), СМ и персональных компьютеров типа IBM PC/AT.

Модель среды. Геоэлектрический разрез состоит из кусочно-однородных блоков произвольной геометрии. Блоки могут подниматься к поверхности земли, соприкасаться между собой и размещаться внутри друг друга (рис.3.3.1).

Используемые установки. В программе имеется 27 типов установок для моделирования наземных, подземных, скважинных и межскважинных наблюдений. Используются основные модификации электроразведочных установок:

- четырехэлектродные и трехэлектродные Шлюмберже;
- осевые дипольные;
- градиент-установка;
- потенциал-установка.

Электрическое поле может рассчитываться для идеальных MN бесконечно-малых размеров и MN с произвольными конечными размерами. Разносы питающих линий также могут быть произвольными.

Сервисные возможности. Расчетную часть программы IE2RL предваряет программа графического задания модели среды. Она позволяет с помощью манипулятора "мышь" на экране монитора создавать геоэлектрический разрез. Результаты расчетов в виде разреза кажущегося сопротивления или отдельных кривых рисуются на экране монитора с последующим выводом на принтер или плоттер.

Технические характеристики (вариант для персонального компьютера). Для расчетов по программе IE2RL могут быть использованы компьютеры типа IBM PC/AT (процессор 80286) с сопроцессором или без сопроцессора. Тип монитора - EGA или VGA. Поверхность геоэлектрических неоднородностей может быть разбита на 285 ячеек. Необходимый объем памяти - 450 К. Во время одного задания можно рассчитать поле для 5 установок, 10 пунктов зондирования и 25 разносов приемных и питающих линий. Максимальное время счета для одной установки - 8 минут.

Программа IE2RP1

Программа IE2RP1 предназначена для решения прямой задачи электроразведки постоянным током и ВП над произвольной двумерной средой. Первичное поле создается точечными источниками тока, расположенными в плоскости профиля моделирования (поперечная поляризация поля). Основные характеристики программы совпадают с характеристиками программы IE2RL. Поскольку решение прямой задачи ищется отдельно для каждой пространственной частоты, то время расчета становится в несколько раз больше.

Программа IE2RP2

Отличительной чертой программы IE2RP2 является то, что электроразведочная установка располагается в плоскости, перпендикулярной к плоскости модели разреза (продольная поляризация поля). Основные характеристики программы совпадают с характеристиками программы IE2RL. Время счета прямой задачи такое же как и в программе IE2RP1. Используются только поверхностные установки Шлюмберже.

Пример расчета по программам двумерного моделирования

На рис.3.3.2 приведены результаты расчетов для четырехэлектродной установки Шлюмберже над проводящей вставкой для трех программ двумерного моделирования. Также показаны локально-нормальная кривая ВЭЗ, рассчитанная для точечных электродов по программе DVESIP. Как видно из представленного рисунка левые асимптоты у всех кривых ρ_k до разноса 17 м практически одинаковы. Плоское поле (программа IE2RL) проникает на большую глубину, так как функция расхождения тока обратно пропорциональна расстоянию между приемными и питающими электродами (для точечных электродов - обратно пропорциональна квадрату расстояния). Поэтому кривая ρ_k несколько смещена влево относительно других кривых. В диапазоне разносов 17-30 м кривые ВЭЗ начинают существенно расходиться. Для кривых ρ_k (IE2RL) и ρ_k с поперечной поляризацией поля (IE2RPI) наблюдается правая асимптота (27-28 Ом*м), связанная с действием S-эффекта. Кроме этого на этих кривых в районе разносов 25-30 м имеется резкий излом, который объясняется переходом питающих электродов через границы тела. На кривой ρ_k с продольной поляризацией поля в диапазоне разносов от 30 до 200 м наблюдается восходящая ветвь, которая идет вверх круче 45°. Такое поведение кривой ρ_k объясняется канализацией тока вдоль проводника (подробнее об этом эффекте смотрите главу 3 раздел 4 настоящей книги).

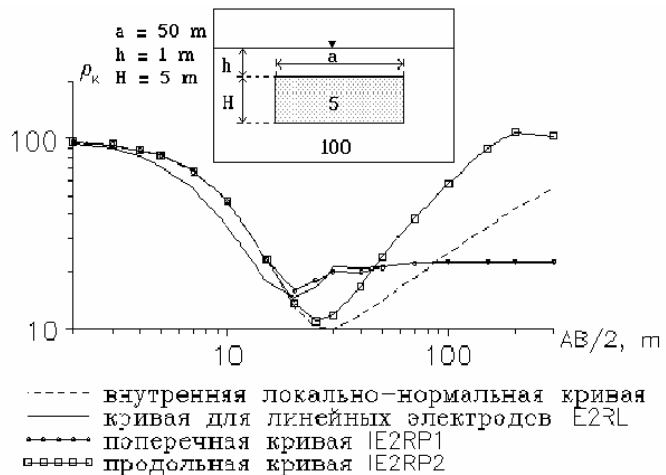


Рис.3.3.2. Сравнение программ двумерного моделирования.

3.3.2. Программа моделирования электрического поля над трехмерными телами, помещенными в однородное полупространство (IE3R1).

Программа предназначена для решения прямой задачи электроразведки постоянным током методами сопротивлений и ВП над произвольными трехмерными средами. Программа реализована на языке Turbo Pascal для ПК типа IBM PC. В основе алгоритма расчета электрического поля сложных трехмерно-неоднородных сред лежит метод граничных интегральных уравнений [84].

Модель среды. Вмещающая среда представляет собой два однородных проводящих полупространства. Неоднородности геоэлектрического разреза аппроксимируются прямоугольными параллелепипедами, помещенными в нижнее полупространство (рис.3.3.4а), которые могут подниматься до поверхности раздела двух сред и соприкасаться между собой.

Используемые установки. Программа IE3R1 позволяет рассчитывать кажущиеся сопротивления для следующих модификаций метода сопротивлений: электропрофилирования, электрических зондирований, скважинных зондирований и межскважинного просвечивания. Первичное поле в методах электропрофилирования и электрозондирования создается с помощью симметричной и трехэлектродной установок Шлюмберже, произвольной дипольной установки, градиент- и потенциал-установки. Все эти виды установок могут быть реализованы в наземном, шахтном,

скважинном и морском варианте. Кроме этого, в программе предусмотрен вариант межскважинного просвечивания.

Технические данные IE3R1. Программа разработана для персональных компьютеров типа IBM PC/AT (процессор 80286) с сопроцессором. Максимальный объем используемой памяти составляет 400К. При этом число вторичных токовых источников может достигать 250. Максимальное число неоднородностей - 5. Максимальное число разносов питающих и число приемных линий достигает 23 и 3. Максимальное число профилей и пикетов на каждом профиле - соответственно 8 и 30. Время, необходимое для расчета поля при максимальных параметрах задачи составляет порядка 10 минут. Для удобства пользователя в программе предусмотрено графическое представление изучаемого разреза в виде проекций на три главных плоскости, а также в виде трехмерного изображения разреза с возможностью вращения тел вокруг трех главных осей. Кроме этого, в процессе счета выдаются графики профилирования или кривые зондирования.

Примеры расчетов по программе IE3R1.

Программа IE3R1 была протестирована с помощью программы ELPRO, разработанная НПЦ "Геотехнология". Расчеты производились для модели вертикального высокоомного пласта (рис.3.3.3). Четырехэлектродная установка Шлюмберже располагается перпендикулярно простиранию пласта. Программа ELPRO позволяет получить аналитическое решение такой задачи. На рисунке 3.3.3 представлены рассчитанные кривые ВЭЗ, которые совпадают с точностью до 5%.

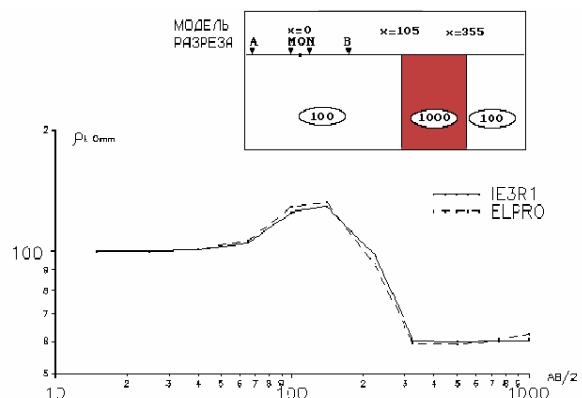


Рис.3.3.3. Сравнение результатов моделирования по программам IE3R1 и ELPRO.

С целью изучения электрического поля в присутствии нескольких трехмерных объектов был проведен ряд экспериментов. Рассмотрим ситуацию, когда локальный проводник небольших размеров перекрыт высокоомным экраном (рис.3.3.4а). Над этой моделью были выполнены расчеты для установки с заглубленными питающими электродами. При этом измерительная линия всегда располагалась на поверхности земли. Питающий электрод В отнесен в "бесконечность". Питающий электрод А в первом случае располагался на поверхности земли, а во втором - на глубине 110 метров. Для оценки аномального эффекта, связанного с проводящим объектом, дополнительно были выполнены расчеты фонового поля для модели без проводника.

На рис.3.3.4.Б,В,Г изображены результаты расчетов в виде поля кажущегося сопротивления для погруженного электрода (Б), и отношений полей с локальным проводником и без него при заземлении электрода А на поверхности (В) и на глубине (Г).

В поле кажущегося сопротивления при заземлении на глубине эффект от проводника виден плохо за счет преобладающего влияния экрана. В отношениях полей

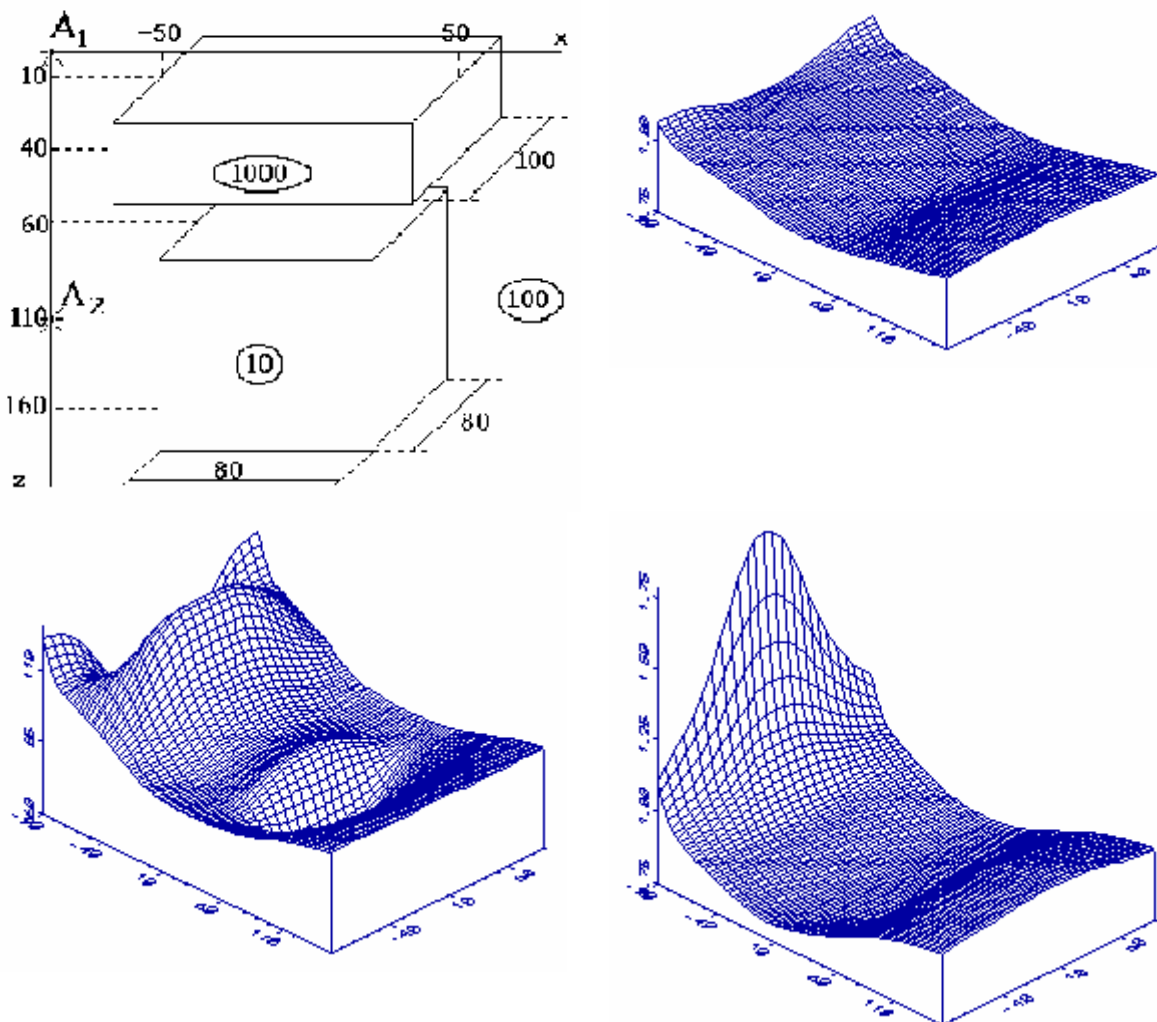


Рис.3.3.4. Изучение заэкранированных проводящих объектов методом погруженных электродов. а- геозлектрическая модель; б -отношение значений ρ_k в присутствии и отсутствии глубинного проводника. Питающий электрод на поверхности земли; с- результаты расчетов по методике градиента с заглубленным электродом в присутствии глубинного проводника; д-отношение значений ρ_k в присутствии и отсутствии глубинного проводника. Питающий электрод на глубине 110 м..

эффект от проводника не заметен при заземлении А на поверхности, но достаточно хорошо виден при заземлении А на глубине.

3.3.3. Программа моделирования электрического поля над трехмерными телами, помещенными в горизонтально-слоистую среду (IE3R2)

Программа предназначена для решения прямой задачи электроразведки постоянным током методами сопротивлений и ВП. Основное отличие от программы IE3R1 состоит в том, что трехмерные тела помещаются в горизонтально-слоистую среду. Программа реализована на языке Turbo C для ПК совместимых с IBM PC. В основе алгоритма расчета электрического поля сложных трехмерно-неоднородных сред лежит метод граничных интегральных уравнений [84].

Модель среды. Вмещающая среда представляет собой два полупространства. Верхнее - это однородное проводящее полупространство. Нижнее полупространство представляет собой горизонтально-слоистую среду. Неоднородности геоэлектрического разреза аппроксимируются прямоугольными параллелепипедами, помещенными в нижнее полупространство (рис.3.3.5). Эти тела могут соприкасаться между собой и пересекать границы слоев.

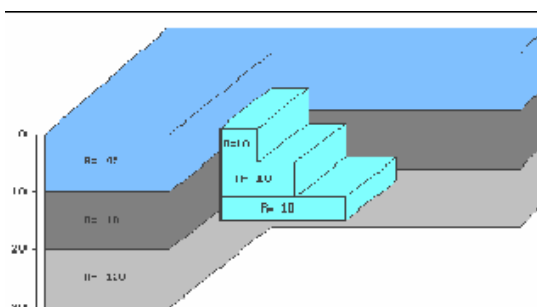


Рис.3.3.5. Модель геоэлектрического разреза для IE3R2.

Используемые установки. Программа IE3R2 позволяет рассчитывать кажущиеся сопротивления для следующих модификаций метода сопротивлений: электропрофилирования и электрических зондирований.

Первичное поле в методах электропрофилирования и электроразведки создается с помощью симметричной и трехэлектродной установок Шлюмберже, произвольной дипольной установки, градиент- и потенциал-установки, а также радиальной установки.

Технические данные IE3R2. Программа разработана для персональных компьютеров типа IBM PC/AT (желательно наличие сопроцессора). Максимальный объем используемой памяти составляет 500 к. При этом число вторичных токовых источников может достигать 200. Максимальное число неоднородностей - 3. Максимальное число разносов питающих и приемных линий достигает 20. Максимальное число профилей и пикетов на каждом профиле - соответственно 30 и 30. Время, необходимое для расчета поля при максимальных параметрах задачи составляет порядка 10 минут. Программа реализована в виде

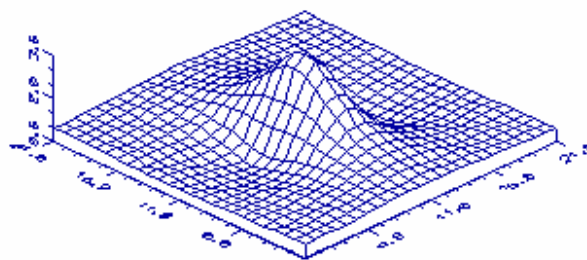


Рис.3.3.6. Расчет кажущейся поляризуемости

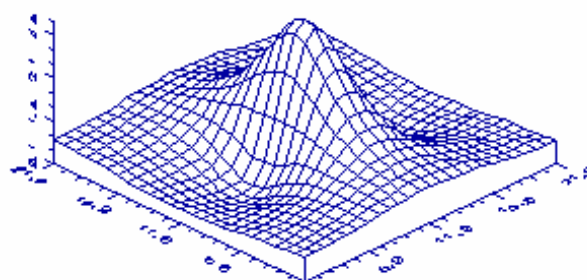


Рис.3.3.7. Расчет кажущейся поляризуемости для разреза типа А.

интегрированной среды. В среде пользователь может непосредственно редактировать файл исходных данных, просмотреть графическое представление как параметров задаваемой модели, так и результаты непосредственных расчетов.

Пример расчета по программе IE3R2. На рис.3.3.6-3.3.9 представлены результаты расчетов вызванной поляризации для трехслойной среды с неоднородностью во втором слое. Для всех рассчитанных моделей оставались постоянными размеры неоднородности (ширина-40м, длина - 40м, мощность-20м), мощности слоев ($h_1=1$, $h_2=40$), сопротивление неоднородности ($\rho_1=100$), а также поляризуемость слоев ($\eta_1=\eta_2=\eta_3=1$) и неоднородности ($\eta_t=30$). При этом изучалась зависимость поля ВП только от изменения сопротивления вмещающего разреза.

На рис.3.3.6 показан результат расчета кажущейся поляризуемости для модели с вмещающим разрезом типа К ($\rho_1=50$, $\rho_2=100$, $\rho_3=1$). В этом случае аномалия ВП достигает 4.8%.

Второй расчет (рис.3.3.7) соответствует вмещающему разрезу типа А ($\rho_1=50$, $\rho_2=100$, $\rho_3=1000$), при этом аномалия ВП возрастает до 5.6%. Следующий расчет сделан для вмещающего разреза типа Q ($\rho_1=500$,

$\rho_2=100$, $\rho_3=1$). В этом случае наблюдаются самые низкие значения ВП 4.4% (рис.3.3.8). На рис.3.3.9 представлен результат моделирования поля ВП с фоновым разрезом типа Н ($\rho_1=1000$, $\rho_2=100$, $\rho_3=1000$). Для такого разреза аномалия ВП достигает максимального значения 6.1%.

Объясним полученные результаты. В разрезе типа К ток плохо проникает во второй высокоомный слой и тем самым мало поляризует тело. Аналогичное явление происходит в случае разреза типа Q. Так как первый слой является высокоомным, практически весь ток перетекает в третий низкоомный горизонт. В результате уменьшается плотность тока во втором слое и наблюдаются минимальные значения ВП. Рассмотрим разрезы типа А и Н. Для этих разрезов третий слой является более высокоомным чем второй. Поэтому основная часть тока концентрируется в первых двух слоях и происходит увеличение поляризации тела. В случае разреза типа Н во втором слое достигается наибольшая концентрация тока по сравнению с остальными типами разрезов и, следовательно, наблюдается максимальная аномалия ВП.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что интенсивность аномалии ВП над локальным объектом зависит от распределения сопротивлений во вмещающем разрезе. Одной из основных причин образования аномалии является увеличение концентрации тока в слое содержащем поляризуемый объект.

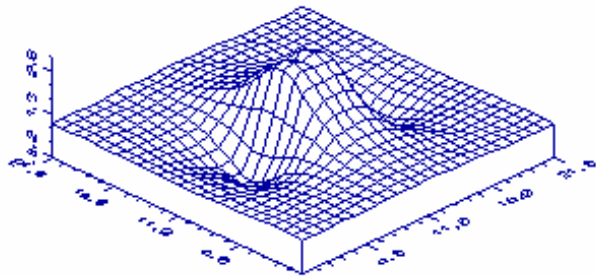


Рис.3.3.8. Расчет кажущейся поляризуемости для разреза типа Q.

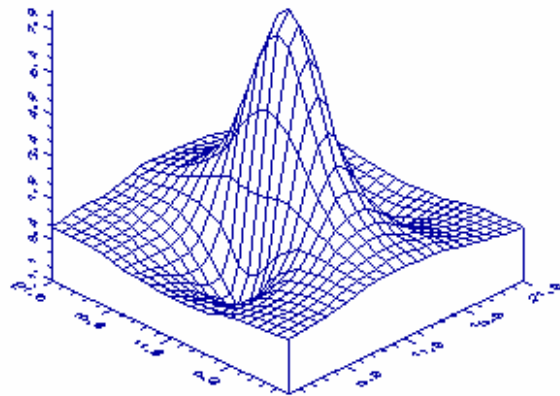


Рис.3.3.9. Расчет кажущейся поляризуемости для разреза типа Н.

3.4. Основные искажающие эффекты в горизонтально-неоднородных средах.

В связи с разработкой в начале и середине 80-х годов программ моделирования электрического поля в двумерно- и трехмерно-неоднородных средах появилась возможность по новому взглянуть на проблему учета искажений кривых ВЭЗ. Наибольший вклад в решение данной задачи внесли В.В.Кусков [30], и А.Г.Яковлев [89]. В настоящее время в результате численного моделирования и анализа полевых данных все имеющиеся сведения укладываются в единую теорию искажений ВЭЗ. Под искажением кривой ВЭЗ будем понимать ее отклонение от локально-нормальной кривой в данной точке, которая рассчитывается для одномерной слоистой модели с параметрами локального разреза над точкой наблюдения [19].

Рассмотрим наиболее характерные типы искажений кривых ВЭЗ в горизонтально-неоднородных средах.

3.4.1. Влияние приповерхностных неоднородностей на результаты электрических зондирований и способы его подавления.

Особое место в теории искажений занимает проблема влияния приповерхностных неоднородностей. В то время, как сравнительно крупные детали глубинных частей электрического разреза на кривых зондирования могут проявляться довольно слабо, небольшие по размерам неоднородности вызывают наиболее сильные изменения на кривых ρ_k .

Верхняя часть геологического разреза имеет чрезвычайно сложное строение. При решении тонких инженерно-геологических задач с помощью электроразведки необходимо правильно учитывать искажающее действие приповерхностных неоднородностей, которые могут сильно подавлять полезную информацию о геологическом разрезе. Для компенсации этого подавления необходимо увеличивать плотность полевых наблюдений. Особенно важно иметь представление об изменчивости поля в горизонтальном направлении за счет дополнительных перестановок питающих и приемных электродов. Только таким образом на стадии обработки и интерпретации можно правильно учесть искажения кривых ВЭЗ и построить геоэлектрический разрез.

S-эффект и эффект просачивания (смещение кривых ВЭЗ по оси сопротивлений).

Рассмотрим трехслойную модель с высокоомным вторым слоем, содержащую в первом слое двумерную структуру типа горста. Параметры модели приведены на рис.3.4.1. Для этой модели по программе IE2DL были выполнены расчеты кажущегося сопротивления для установки AMNB. На рис.3.4.2 показаны характерные кривые ρ_k для этой установки.

Формальная интерпретация в целом позволяет достаточно хорошо восстановить геоэлектрическую модель, за исключением центральной части разреза в области больших разносов. Здесь проявляется высокоомный "корень", связанный с влиянием приповерхностной неоднородности. По сторонам от неоднородности, также на больших разносах, наблюдается область пониженных значений ρ_k по сравнению с кажущимся сопротивлением для одномерной модели.

Рассмотрим механизм формирования этих искажений кривых ρ_k . На рис.3.4.1 показана токовая картина в трехслойной модели без неоднородности. Появление неоднородности в первом слое приводит к возмущению этой картины. Часть приповерхностного тока остается в первом слое, обтекая высокоомный выступ сверху. В результате этого у земной поверхности возрастает плотность электрического тока, а соответственно, и напряженность электрического поля. При этом, начиная с некоторых разносов питающих электродов, отношение электрического поля над включением к электрическому полю вне включения стабилизируется и при увеличении разноса не изменяется. Таким образом, правые ветви кривых ВЭЗ над горстом оказываются сдвинутыми вверх в логарифмическом масштабе на постоянную величину (рис.3.4.2). Этот сдвиг на кривых ВЭЗ, начиная с некоторого разноса, зависит от отношения продольной проводимости

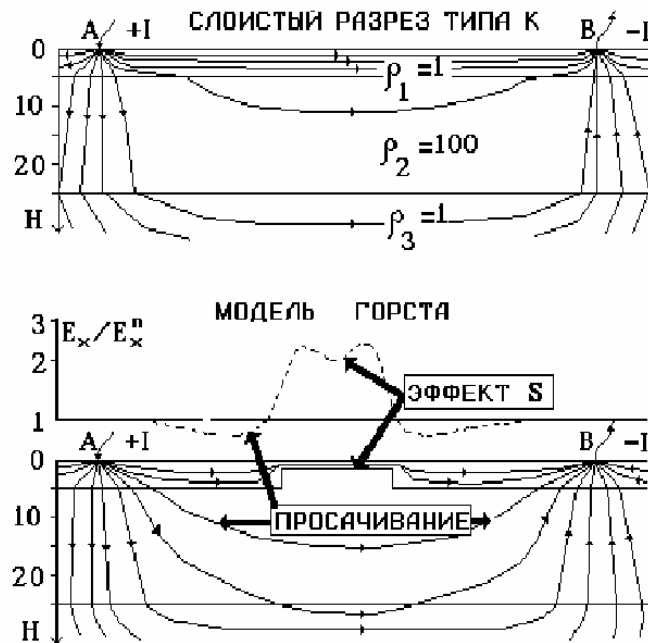
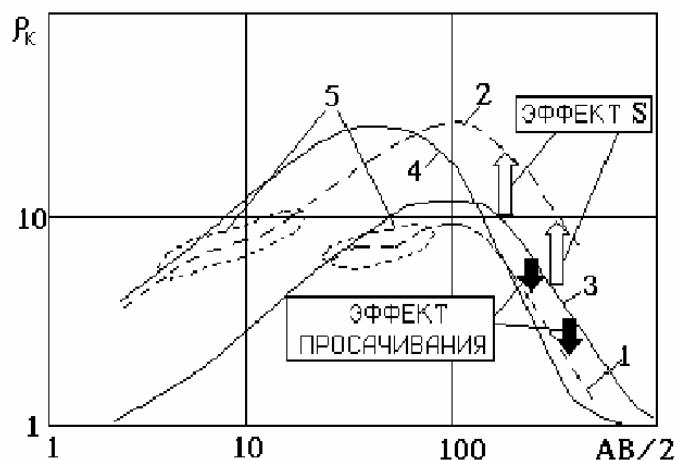


Рис.3.4.1. Распределение токовых линий над структурой типа горст.

Здесь проявляется высокоомный "корень", связанный с влиянием приповерхностной неоднородности. По сторонам от неоднородности, также на больших разносах, наблюдается область пониженных значений ρ_k по сравнению с кажущимся сопротивлением для одномерной модели.



- 1 – 2D-КРИВАЯ ВНЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ($X=30$ м)
- 2 – 2D-КРИВАЯ НАД НЕОДНОРОДНОСТЬЮ ($X=0$ м)
- 3 – ЛОК.-НОРМ. КРИВАЯ ВНЕ НЕОДНОРОДНОСТИ
- 4 – ЛОК.-НОРМ. КРИВАЯ НАД НЕОДНОРОДНОСТЬЮ
- 5 – УЧАСТКИ ПЕРЕХОДА ПИТ. ЭЛЕКТРОДОВ ЧЕРЕЗ ГРАНИЦЫ ГОРСТА

Рис.3.4.2. Кривые ВЭЗ над моделью горста (параметры модели - рис.3.4.1).

образом, правые ветви кривых ВЭЗ над горстом оказываются сдвинутыми вверх в логарифмическом масштабе на постоянную величину (рис.3.4.2). Этот сдвиг на кривых ВЭЗ, начиная с некоторого разноса, зависит от отношения продольной проводимости

первого слоя в данной среде к его средней продольной проводимости (рис.3.4.3). Форма кривой над неоднородностью совпадает с формой локально-нормальной кривой ВЭЗ в стороне от неоднородности. Формально применяя терминологию искажений кривых МТЗ, мы должны характеризовать это явление как эффект переноса формы. Однако, когда говорится о переносе формы кривых МТЗ, речь идет о значительных расстояниях, на которых передается форма кривой. В рассматриваемом же случае кривая ВЭЗ имеет форму, отражающую изменение удельного сопротивления с глубиной для некоторого осредненного в пределах разноса питающих электродов разреза. В связи с этим целесообразно называть описанное выше искажение эффектом S для кривых ВЭЗ.

В нашей модели электрическое поле над центром горста в 2.6 раза превышает электрическое поле в этой же точке для модели без неоднородности. В то же время мощность приповерхностного проводящего слоя в 5 раз меньше, чем в стороне от горста. Отсюда следует, что если бы весь ток оставался в первом слое, то напряженность поля возросла бы в 5 раз.

Поскольку эффект S выражен в два раза слабее, чем ожидалось, можно сделать вывод, что примерно половина тока просачивается из первого во второй слой при приближении к неоднородности, обтекая препятствие снизу (эффект просачивания). Степень проявленности эффекта просачивания зависит от гальванической проницаемости второго слоя, а также от ширины неоднородности. Гальваническая проницаемость определяется константой:

$$q = \frac{1}{\sqrt{S_1 T_2}}, \quad (3.1)$$

где S_1 - продольная проводимость первого слоя, T_2 - поперечное сопротивление второго слоя.

Эффект просачивания ослабляет эффект S (нормализует электрическое поле) над неоднородностью, но в свою очередь, приводит к ослаблению электрического поля вблизи неоднородности, а следовательно, и к искажению соответствующих кривых ВЭЗ. Этот эффект приводит к отмеченным выше (рис.3.4.2 - кривая 1) областям пониженных значений кажущегося сопротивления. На кривых электрических зондирований этот эффект, так же как и эффект S, выражается в вертикальном смещении правых ветвей кривых.

Сильный эффект S наблюдается при отсутствии неоднородности.

Эффект просачивания для поднятия шириной менее 6.5 м. При наличии в первом слое такой неоднородности, электрическое поле вне ее будет с точностью 10% равно нормальному полю $E_x^n(x)$, а над неоднородностью - в пять раз больше.

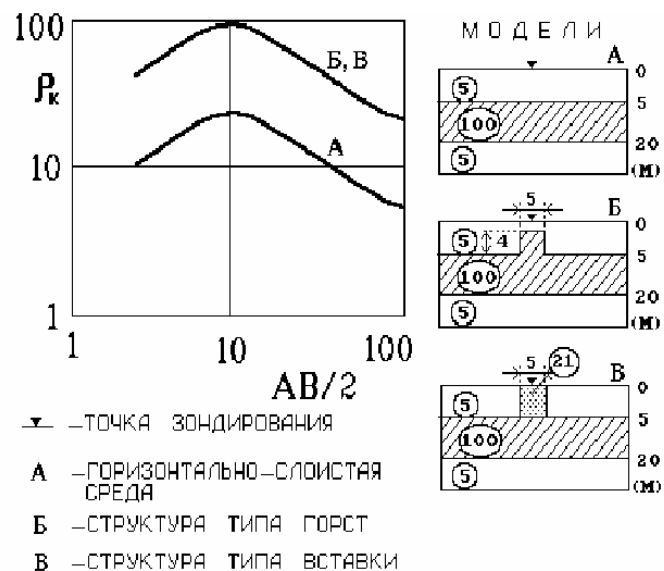


Рис.3.4.3. S-эффект от приповерхностной неоднородности.

Над центром горста эффект S будет практически исчезать за счет нормализующего действия эффекта просачивания, если размеры тела будут более 250 м.

Поскольку ширина горста в нашем случае составляет 20 м, т.е. находится в промежутке между полученными оценками, то над центром структуры должен наблюдаться частично нормализованный эффект S.

Наконец, оценим максимальное расстояние, на котором появляется эффект просачивания. При ширине неоднородности 20 м эффект просачивания будет чувствоваться на расстоянии до 130 м от края горста.

В дополнение к рассмотренным выше искажениям на кривых ВЭЗ проявляются локальные возмущения при прохождении питающих электродов над границами горста (рис.3.4.2). Это явление связано с экраным эффектом, порождаемым краями высокоомного выступа. Одним из способов подавления S-эффекта и эффекта просачивания является приведение кривых ВЭЗ к единому уровню. Такая процедура называется нормализацией кривых кажущегося сопротивления. На рис.3.4.4 приведены результаты ВЭЗ на городище Красное. Расстояние между точками зондирования составляло 1-2 м. Максимальный разнос АО достигал 30 м. При этом смещение всей установки на 1 м не должно приводить к значительным изменениям структуры электрического поля на глубине. Поэтому значения кажущегося сопротивления, соответствующие большим разносам должны быть идентичны. В этом случае нормализация производится приведением правых ветвей кривых к единому уровню (рис.3.4.4, А и Б). При этом разрез ρ_k меняет ориентацию изолиний с субвертикальной на субгоризонтальную (рис.3.4.4,В,Г), сопротивление геоэлектрического фундамента теряет зависимость от сопротивления второго слоя (рис.3.4.4,Д,Е), пропадает парная корреляция между сопротивлением первого и второго слоев, первого и третьего, второго и третьего слоев (рис.3.4.4,Ж).

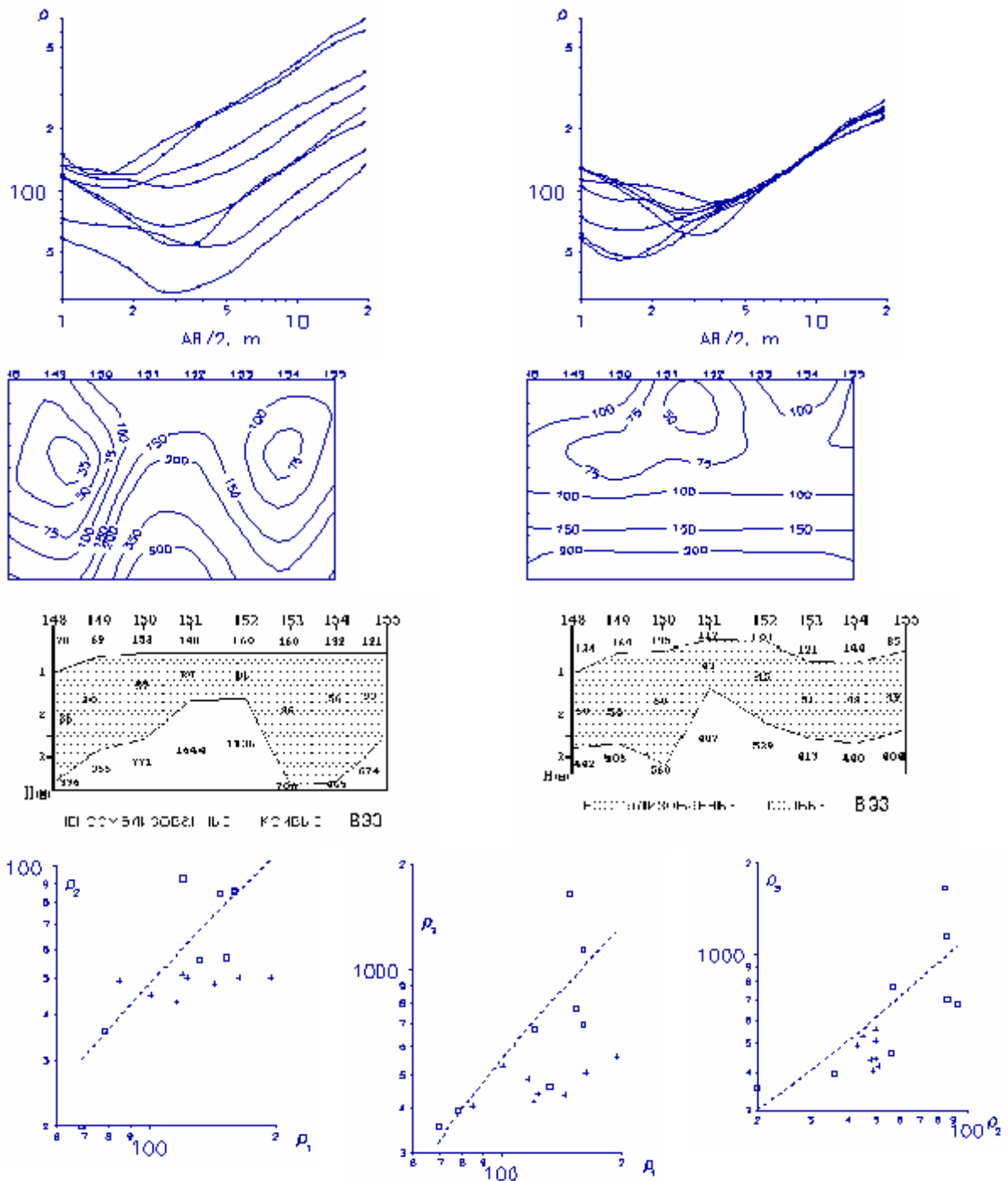


Рис.3.4.4. Влияние нормализации кривых ВЭЗ на результаты интерпретации. А. Полевые кривые ВЭЗ. Б. Нормализованные кривые ВЭЗ. В. Полевой разрез ρ_k . Г. Нормализованный разрез ρ_k . Д, Е. Геоэлектрические разрезы. Ж. Парные зависимости сопротивлений слоев: \square - для ненормализованных; $+$ - для нормализованных разрезов.

Расхождение ветвей ВЭЗ для разных приемных линий MN.

Увеличение длины линии MN по мере увеличения разноса АВ сопровождается смещением ветвей кривых ВЭЗ относительно друг друга. Для горизонтально слоистых сред это смещение, как правило, не превышает 3-5% и положение ветвей подчиняется строгим правилам [33]. И только на нисходящих крутых ветвях расхождение сегментов

кривой может достигать 60% (Рис.3.4.5). Появление на практических кривых значительных "ворот", превышающих 50-60%, связано с влиянием горизонтальных приповерхностных неоднородностей, которые приводят к резким изменениям электрического поля при переходе через вертикальные границы. Проблема устранения "ворот" до сих пор является дискуссионной темой среди электроразведчиков. Здесь необходимо сделать несколько замечаний. Во-первых, мы не рекомендуем устранять большие "ворота", заведомо невозможные для слоистой среды, с помощью приемов, которые применяются для случая горизонтально-слоистых сред. А именно, путем визуального сглаживания разрыва между сегментами без их смещения, трансформации кривой к идеальной установке Шлюмберже [33] или с помощью решения обратной задачи, учитывающей наличие разных линий MN [62].

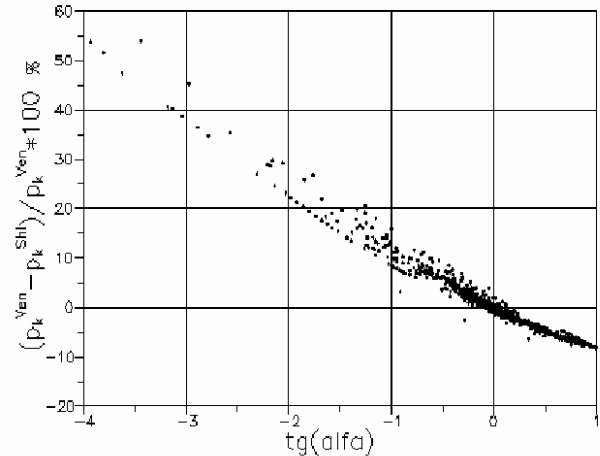


Рис.3.4.5. Зависимость величины "ворот" от наклона кривой ВЭЗ.

Во-вторых, последовательное соединение сегментов кривой ВЭЗ смещением по оси сопротивлений приводит к кривой, которая по форме близка к локально-нормальной кривой вне неоднородности. При этом наилучший эффект достигается смещением к сегменту с наибольшей длиной MN. В случае, когда смещение сегментов за счет слоистости разреза сравнимо с влиянием приповерхностных неоднородностей, необходимо сначала перенести ветви с малыми MN к их положению, характерному для слоистого разреза, а затем интерпретировать кривые в рамках одномерных подходов.

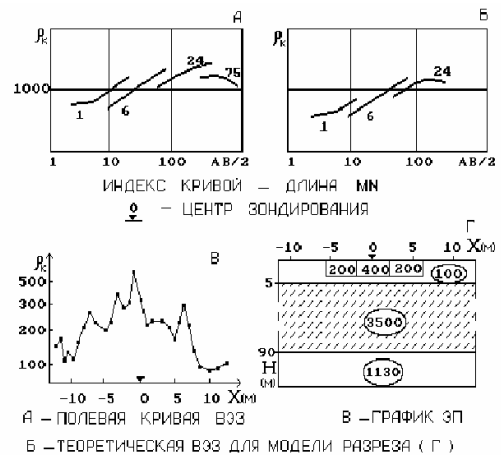


Рис.3.4.6. Возникновение "ворот" на кривых ВЭЗ.

На рис. 3.4.6 приведены материалы, полученные Д.А.Хачатряном в Араратской долине, и результаты численного моделирования ВЭЗ по программе IE2RL. Расчеты подтвердили модель геоэлектрического разреза, предложенную Д.А.Хачатряном. Локально-нормальная кривая вмещающего разреза соответствует правому сегменту полевой кривой (MN=75), которая обладает максимальным осредняющим действием.

Искажения кривых ВЭЗ, связанные с положением питающего электрода.

Наиболее сильное искажающее воздействие оказывают неоднородности вблизи приемных электродов MN. Однако уже первые расчеты ВЭЗ для горизонтально-неоднородных сред показали, что значительные возмущения на кривой кажущегося сопротивления связаны с положением питающего электрода. Причем, если приемные электроды неподвижны, а токовые передвигаются, то при переходе АВ через

неоднородность меняется форма кривой ВЭЗ. Эти изменения могут быть резкими, если границы выходят на поверхность земли, или плавными, если границы заглублены. В первом случае резкий выброс легко устранить путем сглаживания кривой. Во втором случае искажения кривых ВЭЗ могут быть неправильно истолкованы как геоэлектрические слои. Если в этих условиях зондирования выполнены по редкой сети, формальная интерпретация ВЭЗ может привести к неправильным построениям. Когда зондирования выполняются по густой сетке пикетов, удастся отследить аномалии, связанные с питающими электродами. Они проявляются на разносах $AB/2$, равных расстоянию до неоднородности.

На рис.3.4.7 показаны результаты численного моделирования установки зондирования с неподвижным питающим электродом A_{fix} . Точка записи относится к положению токового электрода. Правее A расположена приповерхностная неоднородность, которая проявляется в интервале разносов AO от 20 до 60 м в виде максимума. После сглаживания кривой видно, что она в целом опущена ниже локально-нормальной кривой ВЭЗ, что объясняется глобальным распределением тока в первом слое геоэлектрического разреза. Высокоомная неоднородность правее электрода A отталкивает ток в противоположную сторону. Поэтому вся кривая ВЭЗ опускается вниз. Устранение этого типа искажений проводится в два этапа.

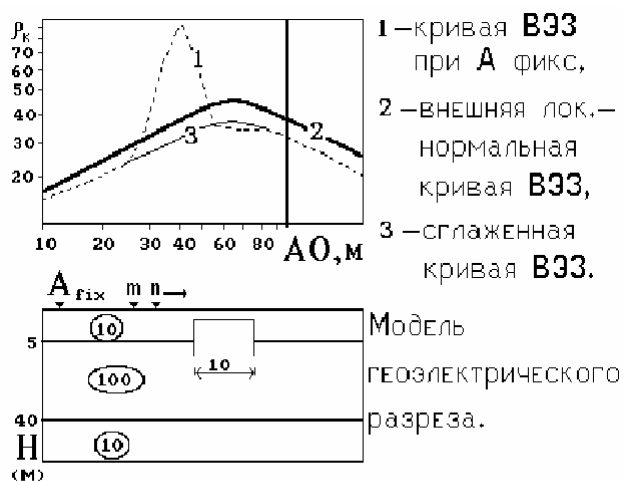


Рис.3.4.7. Смещение кривых ВЭЗ по оси ρ в зависимости от положения электрода A .

Сначала производится нормализация кривых ВЭЗ по S-эффекту с точкой записи в центре MN . Затем нормализуются кривые с точкой записи, относящейся к электроду A . Такая процедура позволяет существенно подавить искажения кривых ВЭЗ от приповерхностных неоднородностей вблизи MN и питающих электродов A . При этом предполагается, что зондирования выполняются в варианте с трехэлектродной установкой с густой сеткой разносов AO .

3.4.2. Эффект экранирования.

Рассмотрим результаты расчетов для четырехслойной модели с неоднородностью в виде вставки в третьем слое (рис.3.4.8). В модели фиксированы следующие параметры: $\rho_1=1$, $h_1=1$, $h_2=4$, $h_3=5$, $\rho_4=1000$, $d=20$. Третий слой модели $\rho_{3e}=1$ содержит проводящее включение $\rho_{3i}=1$. Расчеты проводились для значений $\rho_2=10$ и 100 . На рис.3.4.8 показаны следующие кривые ρ_k : 1 - внешняя локально-

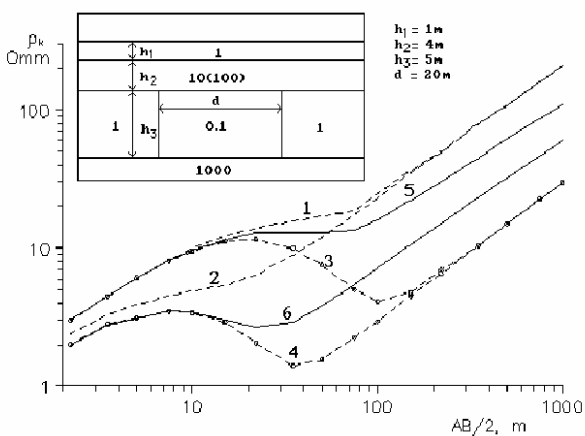


Рис.3.4.8. Эффект экранирования.

нормальная кривая для $\rho_2=100$; 2 - внешняя локально-нормальная кривая для $\rho_2=10$; 3 - внутренняя локально-нормальная кривая для $\rho_2=100$; 4 - внутренняя локально-нормальная кривая для $\rho_2=10$; 5 - реальная кривая при $\rho_2=100$; 6 - реальная кривая при $\rho_2=10$. Из анализа кривых видно: 1. При $\rho_2=10$ для высокоомной вставки эффект экранирования сильно ослаблен. Поперечные кривые ВЭЗ над центром вставки и в стороне от нее практически совпадают с соответствующими локально-нормальными кривыми. С увеличением сопротивления промежуточного горизонта кривые над включением и вне его начинают приближаться друг к другу. При $\rho_2=1000$ они практически совпадают и лежат очень близко к нормальной кривой для внешнего разреза.

2. Высокоомные включения экранируются слабее, чем низкоомные.

3. Кривые для установок AMN и MNB полностью совпадают друг с другом.

Таким образом, для этой модели кривые ВЭЗ зависят только от положения центра MN.

Физическая сущность эффекта экранирования заключается в следующем. Аномалии от глубинных неоднородностей могут сильно уменьшаться за счет экранирования тока вышележащими высокоомными слоями. В этом случае на глубину, где расположен изучаемый объект, проникает меньшая часть электрического тока по сравнению с разрезом, который не содержит высокоомных экранов. Вследствие этого "отклик среды" на внешнее электрическое поле становится меньше.

3.4.3. Глубинный эффект S.

Для исследования искажающего действия на кривые ВЭЗ глубинных проводящих включений, не выходящих на поверхность земли, рассмотрим трехслойный разрез типа К, во втором слое которого находится проводящее включение (рис.3.4.9). Сопротивление первого слоя $\rho_1=1$, проводящего включения $\rho_2^i=0.1$, третьего слоя $\rho_3=1$; мощность первого слоя $h_1=1$, глубина кровли включения - 5, толщина включения - 5.

В модели мощность второго слоя $h_2=49$. При $\rho_2^e=300$ и $2l=40$ проводящее включение полностью экранируется и в поле на земной поверхности практически не проявляется. При $\rho_2=30$ включение приводит к появлению глубинного эффекта S, - на больших разносах реальная кривая (сплошная линия) сначала совпадает с внутренней локально-нормальной кривой (пунктир с точками), а затем, начиная с разноса 100 м, повторяет форму внешней нормальной кривой (пунктирная линия), но при этом сильно смещена вниз. При увеличении ширины неоднородности до $2l=200$, на кривых ВЭЗ над центром модели включение начинает проявляться как слой (т.е. кривая близка к локально-нормальной) до разноса, равного половине ширины включения. На больших разносах кривая искажена глубинным эффектом S. Интересно отметить, что кривые ВЭЗ с внешней стороны включения оказываются существенно завышены по уровню по отношению к нормальной кривой. При уменьшении мощности второго слоя ожидалась нормализация кривой ВЭЗ над центром за счет перетекания тока из проводящего основания модели во

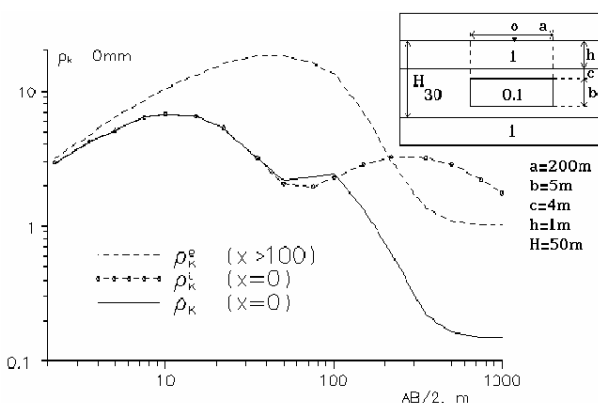


Рис.3.4.9. Глубинный эффект S.

включение. Однако, эффект нормализации поля над центром неоднородности проявился лишь при увеличении электропроводности основания.

Объяснение природы глубинного эффекта S заключается в следующем. Глубинные неоднородности обтекаются электрическим током сверху и снизу. Вытесненная к поверхности земли часть тока пропорциональна силе тока, протекающего в слое с неоднородностью. Поскольку в каждом слое вмещающего слоистого разреза формируется своя часть тока, правая ветвь кривой ВЭЗ параллельно сдвигается вдоль оси сопротивлений вверх (случай высокоомного включения) или вниз (случай проводящего включения). При этом форма левой ветви кривой кажущегося сопротивления, пока глубина проникновения тока не достигла верхней кромки тела, может соответствовать форме фоновой кривой ВЭЗ. Таким образом, в случае глубинного эффекта S на кривых ВЭЗ наблюдаются три участка:

- 1) левая неизменная ветвь кривой;
- 2) средняя ветвь, соответствующая, например, переходу питающих электродов через границы неоднородности;
- 3) правая ветвь, сдвинутая вверх или вниз.

Остановимся еще раз на особенностях проявления S-эффекта.

S-эффект, вызванный приповерхностными неоднородностями, как правило, приводит к смещению всей кривой вверх или вниз (иначе это явление называют статическим сдвигом). При этом форма локально-нормальной кривой ВЭЗ не изменяется. Поэтому влияние небольших приповерхностных неоднородностей на результаты электрических зондирований устраняется обратным сдвигом кривых вверх или вниз с таким расчетом, чтобы, например, совместились правые ветви кривых ВЭЗ. Этот случай имеет место, когда априори известно, что сопротивление геoeлектрического фундамента практически не изменяется. Если похожа форма левых ветвей кривых, а сопротивление нижних слоев может варьировать в больших пределах, то необходимо совмещать именно эти ветви кривых ВЭЗ.

Глубинный эффект S связан, как правило, с проявлением в электрическом поле объекта поиска. Однако, когда проводятся исследования неоднородностей геoeлектрического фундамента, глубинные объекты, расположенные в средней части разреза могут вызвать сильные аномалии- помехи. В такой ситуации выделение электрического поля, связанного со строением нижнего слоя, является очень сложной задачей, которая в настоящее время решается с помощью метода подбора. При этом неоднородности средней части разреза включаются в модель геoeлектрического разреза.

3.4.4. Эффект переноса формы.

Распределение электрического тока в среде в основном определяется средним фоновым геoeлектрическим разрезом, характерным для данного участка. Поэтому в каждом слое скапливается своя доля общего тока. Вертикальное перераспределение тока между отдельными геoeлектрическими горизонтами будет происходить только для широких протяженных структур, у которых горизонтальные размеры во много раз больше мощности. Для таких структур кривые ВЭЗ трансформируются по форме в кривые, соответствующие горизонтально-слоистому разрезу. Такое явление получило название нормализации кривых ВЭЗ.

Рассмотрим случай, когда мощность геологической структуры во много раз больше ее горизонтальных размеров, а верхняя кромка расположена на глубине, сравнимой с ее поперечными размерами. В этом случае перераспределение тока будет

происходить только в том геоэлектрическом горизонте, в котором расположена эта структура. Например, ток может либо просачиваться через объект, либо обтекать его. Однако, глобального перераспределения тока в разрезе не происходит. Поэтому электрическое поле на поверхности земли практически не изменяется и форма кривых ВЭЗ соответствует вмещающему геоэлектрическому разрезу. Таким образом, происходит пространственное перенесение формы локально-нормальной кривой ВЭЗ фонового разреза в аномальную зону. Такой эффект получил название эффекта переноса формы.

На рис.3.4.10 показан трехслойный геоэлектрический разрез типа Н. В районе нулевого пикета происходит резкое изменение свойств геоэлектрического разреза. При этом мощности слоев не меняются. Ширина аномальной зоны 40 м. На рис.3.4.10 представлены характерные кривые ВЭЗ для симметричной четырехэлектродной установки. Расчеты проведены для пикетов $X=-100$ и $X=0$. Теоретическая кривая В-1 практически не отличается от локально-нормальной кривой фонового разреза ρ_k . Теоретическая кривая В-2 не соответствует форме локально-нормальной кривой для аномальной части разреза, но повторяет форму фоновой кривой ВЭЗ. Это происходит вследствие обтекания снизу током неоднородности, расположенной во втором слое. При этом структура поля в первом слое практически не меняется.

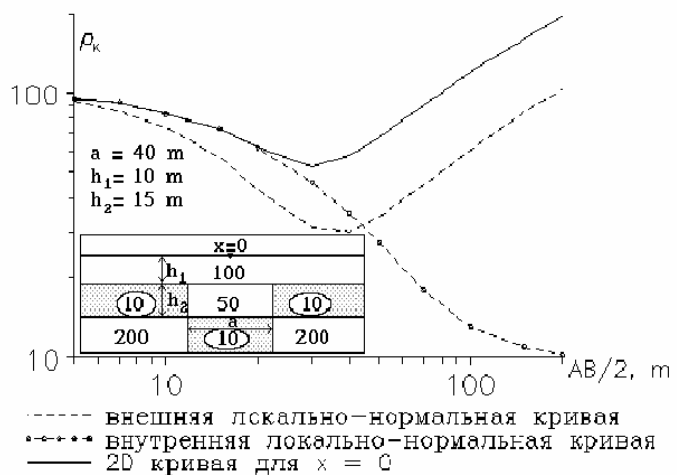


Рис.3.4.10. Эффект переноса формы.

Следует отметить, что эффект переноса формы тесным образом связан с S-эффектом, в результате влияния которого кривая В-1, начиная с некоторого разноса смещается вверх относительно фоновой кривой.

Таким образом, при интерпретации кривых ВЭЗ, полученных над подобными структурами, в рамках горизонтально-слоистых моделей без учета влияния этих эффектов, мы получим заведомо ложный результат. Например, в нашем случае вместо глубинного проводника может появиться тело высокого сопротивления.

3.4.5. Эффект перетекания.

Гальванические эффекты, которые были описаны выше, являются общими для всех модификаций электромагнитных зондирований [89]. Необходимо отметить, что существуют и специфические явления, характерные только для зондирований на постоянном токе. Эти эффекты связаны с положением

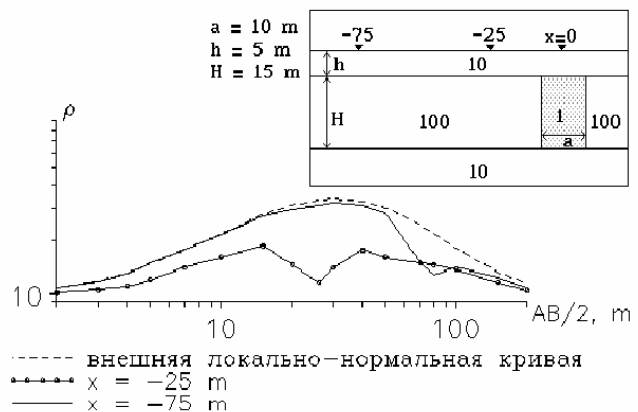


Рис.3.4.11. Эффект перетекания.

питающих электродов А и В. Безусловно, что кажущееся сопротивление зависит от плотности тока и сопротивления среды вблизи приемных электродов. Однако, общая структура электрического поля формируется в зависимости от того, как растекается ток в геоэлектрическом разрезе. Сильное воздействие на распределение тока оказывают неоднородности, расположенные рядом с питающими электродами, которые способны шунтировать ("перехватывать") ток и переносить его на значительные расстояния. Это приводит к явлениям концентрации тока внутри проводящих каналов и его деконцентрации во вмещающем разрезе. Чем ближе к питающим электродам расположены такого рода проводники, тем большую часть тока они "перехватывают", и тем значительней изменения кажущегося сопротивления на кривых ВЭЗ.

На рис.3.4.11 показана модель двумерного геоэлектрического разреза. Вмещающая среда является трехслойной типа К. В районе нулевого пикета во втором слое расположена проводящая вставка, удельное сопротивление которой составляет 1 Ом.м. Ширина вставки 10 м. С помощью программы IE2RL рассчитаны трехэлектродные зондирования, центры которых расположены на пикетах -75 м и -25 м. Питающий электрод относится направо. Рассмотрим результаты моделирования. В слоистом разрезе без неоднородности ток вынужден растекаться во все стороны по первому слою, чтобы захватить большую площадь поверхности высокоомного второго слоя. Увеличение плотности тока в первом слое за счет этого явления приводит к увеличению кажущегося сопротивления. Когда интегральное поперечное сопротивление второго слоя становится сравнительно небольшим, ток просачивается в нижний проводящий слой. Теперь рассмотрим ситуацию, когда в разрезе типа К имеется проводящая вставка. Когда питающий электрод проходит над неоднородностью, на кривых ВЭЗ в этом случае наблюдается резкий минимум (рис.3.4.11). Заметим, что аномалия кажущегося сопротивления, связанная с проводящей вставкой, затухает по мере удаления питающего электрода от объекта. В данном случае проводящее тело играет роль шунта, который способствует переносу тока в нижнее проводящее полупространство. Таким образом, эффект перетекания тока является локальным, то есть проявляется в ограниченном диапазоне разносов.

3.4.6. Эффект перехода питающего электрода через границу.

Классический эффект перехода наблюдается над моделью вертикального контакта двух проводящих сред. Пусть трехэлектродная установка МНВ направлена вкрест контакта (рис.3.4.12). Центр бесконечно малой MN расположен в 50 м от границы. Для такой задачи известно аналитическое решение. Если приемные и питающие электроды находятся в среде ρ_1 , включая границу раздела,

$$\rho_k^{(1)} = \rho_1 \left[1 + K_{12} \frac{r^2}{(2d - r)^2} \right], \quad (3.2)$$

$$\text{где } K_{12} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1},$$

d - расстояние от центра MN до контакта, r - разнос питающего электрода.

В случае, если приемные и питающие электроды находятся в разных средах, то

$$\rho_k^{(2)} = \frac{2\rho_1\rho_2}{\rho_2 + \rho_1}. \quad (3.3)$$

В этой ситуации кажущееся сопротивление не зависит от размеров установки и ее расположения относительно контакта. На рис.3.4.12 показаны кривые ВЭЗ, рассчитанные для этой модели. Маленькие разносы питающей линии характеризуются сферической структурой поля, поэтому левые асимптоты кривой ВЭЗ всегда равны ρ_1 . При приближении электрода В к контакту все большая часть тока проникает в

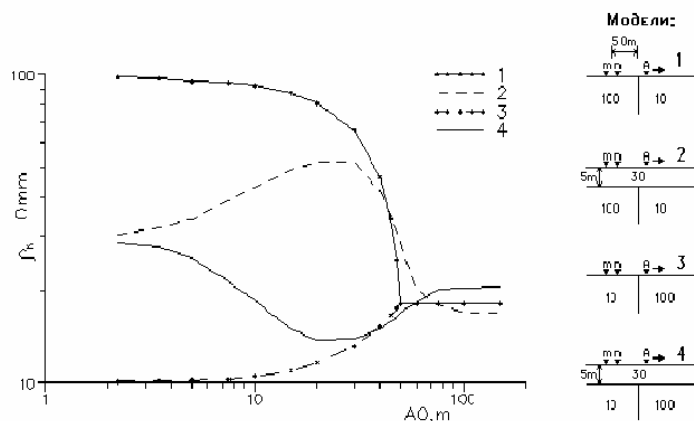


Рис.3.4.12. Эффект перехода питающего электрода через вертикальный контакт.

среду ρ_2 (при $\rho_2 < \rho_1$) или, наоборот, отталкивается в сторону электродов MN (при $\rho_2 > \rho_1$). Когда электрод В попадает на границу, кажущееся сопротивление достигает асимптотической величины в соответствии с формулой (3.1). При дальнейшем увеличении разноса ρ_k не меняется. В результате, когда питающий и приемные электроды находятся по разные стороны от контакта, кажущееся сопротивление не зависит от положения MN и электрода В и всегда равно $\rho_k = \text{const}$. Такое парадоксальное явление объясняется симметрией функции Грина для подобной среды и сферическим расхождением тока после преломления на границе. Нормирование поля к плотности тока в однородной среде в этом случае приводит к постоянству $\rho_k^{(2)}$. Таким образом, кажущееся сопротивление отражает лишь свойство среды преломлять электрический ток на границе раздела двух сред.

Для модели погруженного контакта характерны более гладкие кривые ВЭЗ (рис.3.4.12, кривые 2 и 4). Правая асимптота кривых по-прежнему равна $\rho_k^{(2)}$ (см. 3.1). Поэтому при интерпретации полевых кривых, необходимо помнить, что, если питающий электрод пересекает контакт, то форма кривых может быть сильно искажена и приобретает вид многослойной кривой ВЭЗ. К сожалению, нельзя получить нормальную правую асимптоту, равную ρ_1 , если питающий электрод отнести в противоположную сторону от контакта. В этом случае правая ветвь кривой выйдет на асимптотическое значение:

$$\frac{2\rho_1^2}{\rho_2 + \rho_1} \quad (3.4)$$

3.4.7. Эффект канализации тока над вытянутыми проводниками

Проводящие двумерные неоднородности вызывают резкие искажения кривых ВЭЗ, если разносы питающих электродов направлены вдоль тела. Левая асимптота кривой ρ_k совпадает с левой ветвью локально-нормальной кривой, рассчитанной для центра геоэлектрической модели,

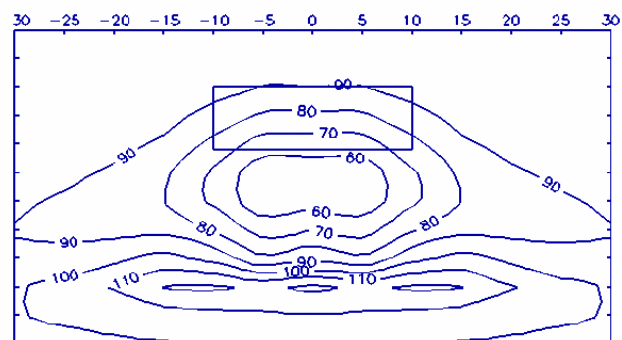


Рис.3.4.13. Разрез ρ_k продольной установки для проводящей вставки.

показанной на рис.3.4.13. Правая ветвь, начиная с разноса $AB/2=5.2$, резко поднимается вверх круче 45° . В диапазоне разносов питающих электродов от 100 до 250 метров наблюдается четко выраженный максимум. Затем кривые ρ_k выполаживаются и выходят на значения удельного сопротивления вмещающей среды. Резкое возрастание кажущегося сопротивления в определенном диапазоне разносов AB получило название эффекта канализации тока в проводниках.

Поясним физическую сущность этого эффекта. Область малых разносов AB характеризуется активным поглощением тока проводником. В связи с этим в приповерхностной части разреза вблизи MN резко уменьшается плотность тока, и кривая ВЭЗ стремится вниз. На разносах $AB/2$ свыше 5 метров в проводнике накапливается ток, который должен был растечься в области, окружающей неоднородность. Часть тока выталкивается вверх к приемным электродам, что приводит к резкому воздыманию кривой кажущегося сопротивления. Для разносов $AB/2$ порядка 100 метров наблюдается полное насыщение проводника током. При этом часть тока оттесняется к поверхности земли. На кривой ВЭЗ при этом возникает максимум кажущегося сопротивления. Для очень больших разносов питающих линий электрическое поле вблизи MN направлено строго параллельно оси Y и становится практически однородным. Величина поля определяется некоторой средней проводимостью среды вдоль двумерного объекта. Поскольку подавляющая часть тока распространяется по среде, вмещающей неоднородность, кажущееся сопротивление соответствует сопротивлению внешней среды.

Если горизонтальные размеры проводника ограничены по оси Y и проводится съемка градиента ($AB=400$ м), то над центром модели наблюдается максимум кажущегося сопротивления, который объясняется канализацией тока в неоднородности (рис.3.4.14).

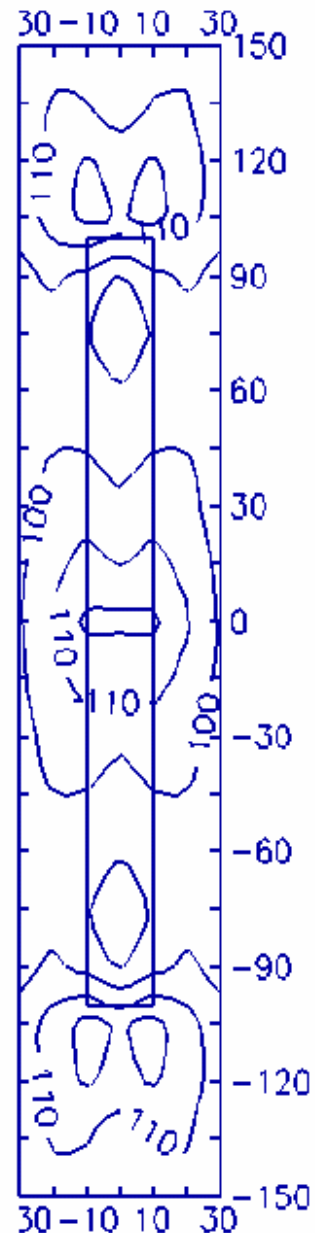


Рис.3.4.14. Эффект канализации тока над 2D проводником.

3.4.8. Особенности искажений электрического поля в трехмерных средах

Вопросу влияния трехмерных неоднородностей геоэлектрического разреза на результаты полевых наблюдений в методе сопротивлений посвящено большое число работ [И.Н.Модин, А.Г.Яковлев (1987); Н.Н.Серебренникова (1987); С.Beasley, S.Ward (1986); С.Poirmeur, G.Vasserur (1988); Т.Asch, Н.Morrison (1989)]. Однако эти исследования ограничивались рассмотрением и описанием результатов моделирования, проведенных для отдельных конкретных моделей. В последнее время в связи с успехами вычислительной техники и повсеместным распространением ПЭВМ, появилась возможность широко использовать результаты трехмерного математического моделирования при интерпретации электрических зондирований. И

хотя вычислительные ресурсы пока не позволяют автоматизировать решение обратной задачи, тем не менее результаты моделирования можно успешно применять при анализе искажений электрического поля, связанных именно с трехмерностью среды. Необходимость учета таких искажений связано с тем, что аномалии над двумерными и трехмерными телами могут различаться не только по амплитуде, но и по форме.

Многочисленные расчеты проведенные на кафедре геофизики Московского Университета показывают, что искажения электрического поля в двумерных средах, рассмотренные в предыдущем разделе, являются фундаментальными и имеют место в трехмерных средах. В связи с этим рассмотрим искажения связанные только с трехмерностью среды. Все результаты были получены с помощью программ: IE3R1 и IE3R2.

Рассмотрим трехслойную модель с высокоомной вставкой (рис.3.4.15). На рис.3.4.15 В представлены кривые ρ_k , рассчитанные для установки градиента (A-fix, B - в бесконечности). Кривая 1 рассчитана для профиля проходящего над центром аномалии. На начальных пикетах эта кривая идет ниже фоновой кривой 6 вследствие эффекта просачивания. Над неоднородностью, за счет обтекания тела током сверху, плотность тока вблизи MN увеличивается, и, как следствие этого, значения кажущегося сопротивления возрастают. Когда измерительные электроды проходят непосредственно над центром неоднородности, происходит частичная нормализация электрического поля, благодаря просачиванию части тока через объект.

Теперь рассмотрим кривые 2,3. Они рассчитаны для профилей, удаленных от центра соответственно на 1 и 2 метра. По сравнению с кривой 1 аномалия ρ_k над неоднородностью сглаживается. Уменьшение значений ρ связано с боковым обтеканием. На рис.3.4.15 D в плане представлена схематическая картина токовых линий во вмещающем слое, когда питающие электроды расположены симметрично относительно центра неоднородности. Чем ближе проходит линия профиля к краю неоднородности, тем сильнее проявляется эффект обтекания, что приводит к уменьшению плотности тока над неоднородностью и соответственно к сглаживанию кривых ρ_k . Обратимся теперь к кривым 4 и 5. Эти кривые рассчитаны для профилей, проходящих вне неоднородности. Увеличение плотности тока за границами тела ведет к повышению значений ρ_k относительно фона.

Отметим еще две особенности бокового обтекания. Во-первых, сильное боковое обтекание ведет к тому, что не будет наблюдаться минимум над центром неоднородности (рис.3.4.15). Расчеты показывают, что это происходит при соотношении длины (L) к ширине (W) больше 2, для данной модели и установки. Во-вторых, боковое обтекание может быть настолько сильным, что если $L / W > 4$, то аномалия над объектом не наблюдается.

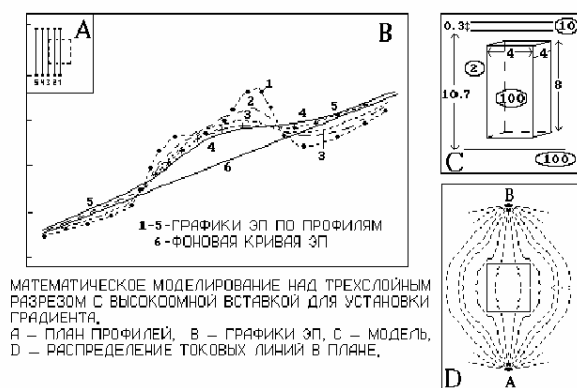


Рис.3.4.15. Результаты моделирования по программе IE3R2.

Рассмотрим, при каких соотношениях L / W тела можно пренебречь боковым обтеканием. На рис.3.4.16 приводятся результаты расчетов для трехслойной модели ($\rho_1=100$ Ом•м, $\rho_2=10$ Ом•м, $\rho_3=100$ Ом•м, $h_1=1$ м, $h_2=10$ м) с высокоомной вставкой во втором слое. При этом ширина вставки (W) увеличивалась без изменения остальных параметров модели. Отношения W/L составляли 1, 1.5, 2, 3, 5, 6. Самая нижняя кривая соответствует фоновому разрезу. Самая верхняя - двумерному случаю, т.е. когда W много больше L . Чем сильнее проявляется S эффект, тем выше расположена кривая относительно фоновой. Чем сильнее проявляется эффект обтекания, тем кривая располагается ниже двумерной кривой. При соотношении $W/L > 6$ кривые практически не отличаются от двумерных. При этом соотношении трехмерный объект можно аппроксимировать двумерным и полностью пренебречь боковым обтеканием.

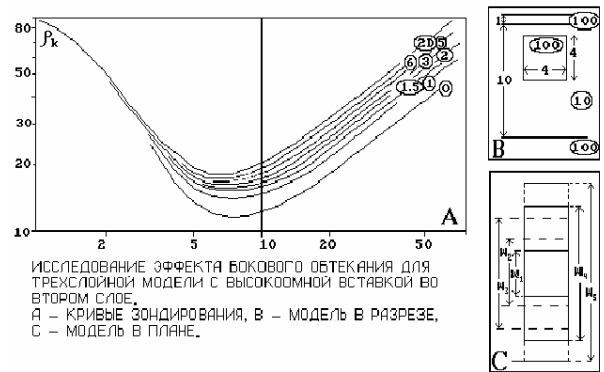


Рис.3.4.16. Сопоставление результатов моделирования над 2D и 3D моделями.

На основе проведенного анализа можно сделать ряд выводов:

1. Специфической особенностью искажений электрического поля над трехмерными объектами является боковое обтекание.
2. Оно приводит к сглаживанию кривых ρ_k относительно двумерных кривых.
3. Боковое обтекание оказывает влияние на кривые ρ_k , измеренные вне неоднородности аналогичное эффекту переноса формы.
4. Расчеты показывают, что при соотношении ширины к длине объекта больше 6 (для центрального профиля), можно считать тело двумерным.

3.5. Построение модели среды с помощью трансформации данных

В настоящем разделе рассмотрены три разных подхода к автоматическому или полуавтоматическому построению моделей неоднородных сред. Нет сомнения, что эти примеры являются только началом длительного и непростого процесса разработки алгоритмов интерпретации данных электроразведки для неоднородных сред. Общий термин "трансформации" данных в заголовке раздела не вполне точен по отношению к описанным здесь алгоритмам. Все три алгоритма скорее объединяет достаточно высокая автоматизация обработки и предварительный характер заключений о строении среды, выполняемых на их основе.

3.5.1. Трансформация данных для рудных задач. Алгоритм "Разрез"

Программа "Разрез" разработана К.М.Ермохиным, А.А.Петровым и А.Н.Федоровым и предназначена для построения кажущихся центров возмущающих объектов по данным точечных зондирований (ТЗ) и срединного градиента (СГ) в методе вызванной поляризации. Построение ведется для профильных измерений, получаемый при этом разрез позволяет судить о положении возмущающего тела в пространстве.

В основу способа, предназначенного для автоматизированного построения геоэлектрического разреза положена известная закономерность графиков η_k ,

установленная расчетным путем [39,85] и заключающаяся в том, что расстояние от токового электрода до центра сферического тела примерно равно расстоянию от источника тока до точки максимума η_k . Эта закономерность в течение длительного времени использовалась при ручной интерпретации данных ВП. Центр поляризованного изометричного тела находился по пересечению дуг окружностей, проведенных из ряда стоянок токового электрода А радиусом, равным расстоянию от А до точки максимума кажущейся поляризуемости.

В алгоритме "Разрез" на вертикальную плоскость, проходящую через профиль наблюдений наносится координатная сетка. Узлам сетки присваиваются значения кажущейся поляризуемости (η_k), равные измеренным, находящимся на таком же расстоянии от токового электрода, что и рассматриваемый узел (P1 и P2 на рис.3.5.1). Значения η_k , измеренные на участке профиля справа от токового электрода А, наносятся на правую половину плоскости разреза, а значения

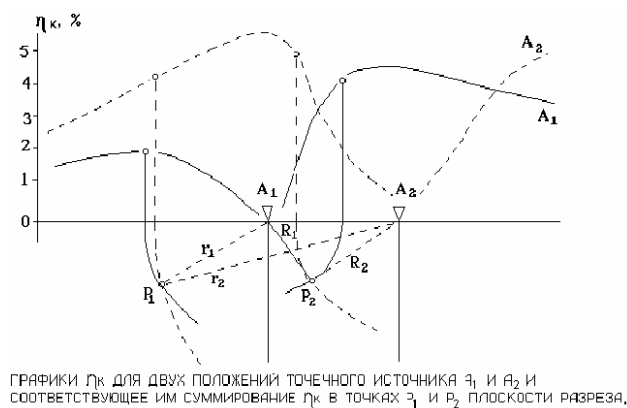


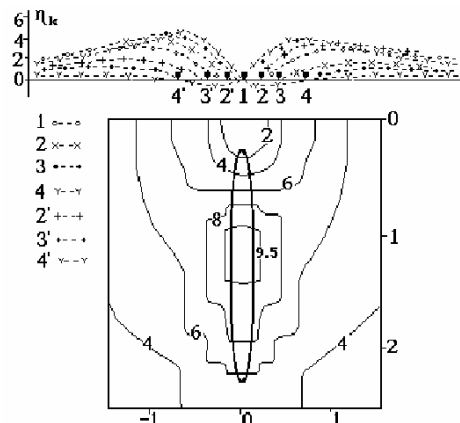
Рис.3.5.1.

η_k с левой ветви графика ТЗ - на левую половину плоскости разреза. Границей правой и левой полуплоскости служит вертикальный луч, проведенный из стоянки токового электрода вертикально вниз. В каждой узловой точке значения η_k суммируются для всех имеющихся ТЗ. Для большей достоверности построений желательно иметь не менее трех стоянок питающих электродов. Как показано на рис.3.5.1, взятом из [39], значение η_k в точке P1 для электрода A1 равно 2, а для электрода A2 равно 4.5, так что их сумма равна 6.5. В точке P2 первое значение равно 4, а второе 5, их сумма равна 9.

Чтобы учесть возможное различие числа суммируемых значений η_k в разных узловых точках, вычисляют их средние значения. Затем находят среди средних максимальное для рассматриваемой плоскости разреза и на него делят полученные средние значения в каждой узловой точке. В результате получают относительные интенсивности вызванной поляризации (ОИ-ВП). Аналогичные операции для ТЗ-РК дают относительные интенсивности кажущегося сопротивления (ОИ-РК). Значения относительных интенсивностей кодируются целыми числами (индексами), для большего удобства вывода их на печать. Полученный разрез можно разбить на области с одинаковыми индексами. Область, где значения индексов максимальны, дает наиболее вероятное местоположение центра возмущающего тела. Данные срединного градиента в программе "Разрез" преобразуются аналогично кривым ТЗ, но учитываются при построении разреза несколько иначе.

Идея построения геоэлектрического разреза, заложенная в данном алгоритме, базируется на закономерностях поведения аномальной кажущейся поляризуемости для сферического тела. Вполне естественным следствием этого является конечный итог работы программы - выделение центра поляризуемого тела. Нельзя рассматривать изолинии ОИ-ВП как истинное распределение поляризуемости пород в плоскости разреза.

Методика построения геоэлектрического разреза по алгоритму "Разрез" была опробована на телах сфероидальной формы. Примеры графиков η_k и разрезов ОИ-ВП для вертикального сфероида из работы [39] приведены на рис.3.5.2. Для расчетов использовалась модель сфероида с отношением осей $a/c=10$, отношением сопротивлений $\rho_2/\rho_1=0.1$ и с избыточной поляризуемостью 40%. Судя по рис.3.5.2, гипоцентр находится близко к истинному центру вертикального сфероида. Для других моделей это совпадение может быть хуже.



ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ГРАФИКИ η_k НАД ВЕРТИКАЛЬНЫМ СФЕРОИДОМ, ГРАФИКИ ВВЕРХУ СООТВЕТСТВУЮТ НОМЕРУ ИСТОЧНИКА ТОКА.

Рис.3.5.2. Расчеты по программе "Разрез" над вертикальным сфероидом.

Более подробно вопросы истолкования данных ТЗ и СГ ВП с помощью алгоритма "Разрез" и примеры применения рассмотрены в [39].

3.5.2. Решение обратных задач электроразведки при поисках локальных объектов

В практике полевых работ в рудной электроразведке приходится сталкиваться с ситуациями, требующими проведения измерений на одном участке с различными установками (срединный градиент (СГ), точечные зондирования (ТЗ), вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) (с определением как кажущегося сопротивления, так и кажущейся поляризуемости), а также измерений методом естественного электрического поля (ЕП). Цель подобных совместных работ - поиск и определение параметров локальных проводящих и поляризующихся объектов - диктует и общий подход к обработке и интерпретации всех результатов. Эффективная методика, решающая эту задачу, может быть создана только на базе математических методов с применением современных персональных компьютеров. Совокупность программ должна образовывать систему обработки и интерпретации (СОИ), позволяющую не только проводить действия, указанные в ее названии, но и планировать проведение полевых работ. Персональный компьютер с размещенной на нем СОИ, по сути дела, является автоматизированным рабочим местом геофизика-интерпретатора. Необходимо, чтобы СОИ работала в диалоговом взаимодействии с пользователем на протяжении всех этапов обработки и интерпретации, обеспечивала визуализацию исходных данных и результатов вычислений на любом этапе.

Отдельные программы в системе должны быть независимы, а пользователь должен иметь возможность опробовать различные варианты обработки и интерпретации.

Общие принципы построения подобных систем изложены в работах В.В.Ломтадзе /1982/ и В.И.Гольдшмидта /1983/. Наиболее близкими по решаемым задачам в электроразведке с использованием потенциальных полей можно считать систему АСОИС-ВП, разработанную в КОМЭ МГ КазССР под руководством Л.Д.Евтифеева /1986/ для обработки и интерпретации площадных съемок с установкой СГ, и систему АСОД-ЭР для интерпретации ВЭЗ и ВЭЗ-ВП над сложнопостроенными средами, созданную в ПГО "Приморгеология" под руководством Н.Г.Шкабарни [83].

В НПО "Рудгеофизика" (г.Санкт-Петербург) коллективом специалистов (А.А.Петров, А.Н.Федоров, Л.Ф.Московская, С.А.Илюшин) при участии К.М.Ермохина

(СГИ) разрабатывается автоматизированная СОИ данных электроразведки методами постоянного тока, ВП и ЕП, получаемых при съемках с установками СГ, ТЗ и с установками с произвольным положением питающих и приемных электродов.

Система состоит из двух основных комплексов. В комплексе обработки формируются массивы значений параметров ρ_k и η_k , оценивается качество съемки, строятся графики этих параметров. Комплекс интерпретации включает в себя программы решения прямых и обратных задач. В этот же комплекс входит и оценка качества решения. Дальнейшее уточнение геологической модели должно производиться путем комплексирования данных электроразведки с данными других методов.

Программы, входящие в систему работают в диалоговом режиме, снабжены развитым сервисом, обеспечивают вывод данных в графическом виде. В первой части пособия [84] рассмотрены основные уравнения, описывающие потенциальные электрические поля в кусочно-однородных средах. Этим уравнениям оказывается достаточно для построения решений обратных задач электроразведки при поисках локальных аномалиеобразующих объектов.

При решении задачи интерпретации используется двухэтапный метод, где на первом этапе наблюдаемое поле после внесения соответствующих поправок аппроксимируется полем некоторой совокупности сингулярных источников, а на втором этапе решается "теоретическая обратная задача" (ТОЗ), когда для заданных источников строятся семейства тел, эквивалентных по создаваемому ими внешнему полю.

Рассмотрим, каким образом, посредством двухэтапного метода реализуется решение обратной задачи электроразведки ПТ и ВП.

Первый этап. Аппроксимация наблюдаемых полей полем совокупности сингулярных источников.

Ставится задача обнаружения неизвестных локальных объектов в известной вмещающей среде. Внешний по отношению к аномальному объекту потенциал, создаваемый точечными источниками, расположенными на поверхности кусочно-однородной среды, представляет собой совокупность первичного потенциала точечных источников, потенциалов, создаваемых известными структурными неоднородностями вмещающей среды, и потенциала, создаваемого искомыми аномальными телами. В качестве источников, аппроксимирующих аномальные поля используется система диполей, помещенных в заданную вмещающую среду. Одна из первых попыток такой аппроксимации была осуществлена в работе Е.Б.Изотовой и др. [24], в которой аномальное поле чисто формально последовательно подбиралось сначала одним диполем, разность подбиралась вторым диполем и т.д. Удовлетворительные результаты здесь получились лишь, когда поля различных объектов хорошо разделялись в суммарном поле и каждое из них описывалось одним диполем. Более перспективными являются способы, позволяющие одновременно определять некоторую совокупность источников, учитывая при этом и их взаимовлияние. Это можно осуществить с помощью алгоритма подбора, путем минимизации невязки экспериментального и теоретического полей. Цель решения задачи состоит в том, чтобы найти совокупность диполей, которые при наименьшем их числе обеспечат заданную точность аппроксимации исходных данных. Задав вначале один диполь, минимизируют функционал невязки, определяя при этом координаты диполя и его момент. Если

достигнутая точность подбора не устраивает, количество диполей увеличивают и процесс повторяется.

Важным моментом при аппроксимации является оценка качества решения. В данном случае мерой качества, наряду с величиной невязки, могут служить дисперсии оценок найденных параметров диполей. Может сложиться такая ситуация, что параметры найдутся с погрешностями, превышающими их значения. Причиной этого являются все те факторы, которые и определяют некорректность обратных задач. Увеличение числа диполей сверх некоторого оптимального (оптимальная параметризация обратной задачи), практически не меняя невязки, делает оценки параметров малоэффективными.

В статистической теории интерпретации геофизических данных давно разработаны приемы определения эффективности оценок параметров (Ф.М.Гольцман, [68]). Этот же математический аппарат может с успехом применяться и при планировании геофизического эксперимента. Например, для выбора оптимального положения точечного электрода А при проведении точечного зондирования для поисков одиночного локального объекта, или для оценки оптимального местоположения двух точечных зондирований вблизи одного локального объекта и т.д. Планируя реальные геофизические исследования, следует оптимизировать не только оценки изучаемых параметров, но и трудозатраты на проведение экспериментов.

Второй этап. Решение теоретической обратной задачи.

На втором этапе уже предполагается, что вне аномальных тел поле или его потенциал известны аналитически, как поле совокупности дипольных источников, помещенных в заданную среду. Так как при формальном подборе, как правило заранее не известно поле скольких аномальных тел описывают найденные диполи, и какие из них относятся к конкретному телу, у интерпретатора есть возможность проверить различные гипотезы объединения диполей в группы, соответствующие отдельным телам. Каждая из таких гипотез в одинаковой степени не противоречит наблюдаемому полю и лишь привлечение дополнительной информации сможет помочь отдать предпочтение какой-нибудь из них.

Основная неопределенность остается при данном подходе на первом этапе (аппроксимации модели). Второй этап должен быть строго детерминирован. Ответ на вопрос о единственности решения ТОЗ зависит от класса объектов, в котором оно ищется. Если внутри локального объекта нет источников тока, то можно показать, что решение ТОЗ единственно. Если источник тока попадает внутрь тела (метод заряда) - единственности нет. Зафиксировав величину электропроводности однородного аномального объекта, можно единственным образом построить его поверхность. Меняя электропроводность, можно получить семейство поверхностей объектов, создающих эквивалентные поля. В наблюдаемом поле не содержится сведений о том, какому из объектов семейства следует отдать предпочтение. Такую информацию могут дать геологические представления о строении среды, данные других геофизических методов и т.п.

Практическая реализация двухэтапного метода решения обратных задач при интерпретации потенциальных электрических полей.

А. Решение обратной задачи электроразведки для случая горизонтальной дневной поверхности.

Программно-математическая реализация двухэтапного метода была начата в НПО "Рудгеофизика" в 1983 г. Для решения обратных задач в случае однородного полупространства были разработаны программы "Подбор-2-ПТ", "Подбор-3-ПТ", "Подбор-2-ВП", "Подбор-3-ВП". Число, входящее в название, обозначает размерность решаемой обратной задачи. Программы с аббревиатурой "ПТ" позволяют определять элементы залегания локальных объектов, отличающихся от вмещающей среды по электропроводности, а программы с аббревиатурой "ВП" - только по поляризуемости. Все программы были опробованы на модельных примерах и применялись для интерпретации полевых наблюдений

Б. Решение обратной задачи электроразведки при наличии неровного рельефа.

Для интерпретации двумерных потенциальных электрических полей в случае неровного рельефа разработан модифицированный способ двухэтапного решения обратной задачи (А.А.Петров, А.Н.Федоров [56]), предполагающий одновременный учет влияния рельефа как на первичные, так и на вторичные поля.

Алгоритм решения обратной задачи состоит из трех основных частей.

1. Определение значений аномального потенциала на поверхности наблюдения, путем вычитания из наблюдаемого поля нормальной составляющей.

2. Аппроксимация аномального потенциала потенциалом диполей. Часть поля, обязанная своим происхождением дневной поверхности, вычисляется как аналитическое продолжение с неровной поверхности заданного потенциала в область, не имеющую особенностей.

3. Построение поверхности аномального объекта. Этот этап полностью аналогичен построению в случае ровного рельефа.

Этот алгоритм реализован в программе "Рельеф-2-ПТ".

В. Решение обратной задачи электроразведки при наличии проводящих наносов.

Подобное решение используется для интерпретации электроразведочных данных при поисках локальных объектов, полученных над двухъярусными структурами. Схема реализована в комплексе программ, в состав которого входят программы вычисления параметров системы аппроксимирующей влияние проводящих наносов и программа "Наносы-2-ПТ", в которой осуществляется решение двумерной обратной задачи с использованием найденной аппроксимации.

Схематическое изображение перечисленных выше трех геоэлектрических ситуаций, для которых можно решать обратные задачи показано на рис.3.5.3.

Решение обратной задачи электроразведки методом естественного электрического поля.

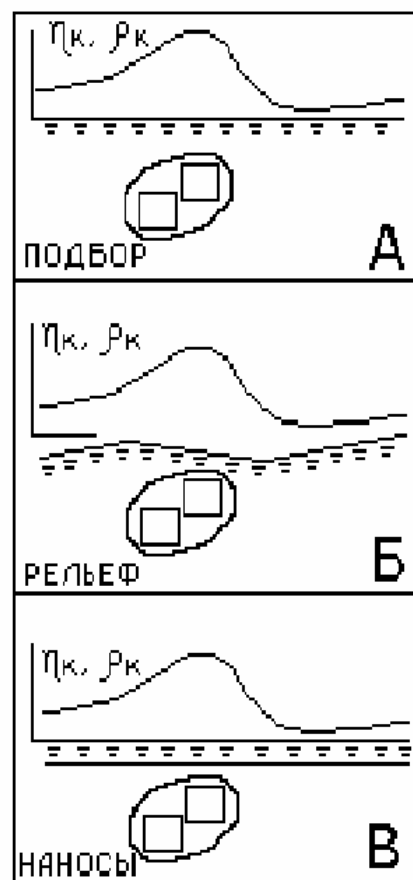


Рис.3.5.3. Схематические модели для программ "Подбор", "Рельеф" и "Наносы".

В случае ЕП потенциальное поле сразу подбирается системой диполей. В отличие от полей постоянного тока или объемной ВП, эти диполи направлены не по полю E , а по некоторому фиктивному полю E_c , состоящему из поля E и поля, определяемого распределением потенциалопределяющих факторов во вмещающей среде. Если направление поля E_c при подборе задано верно, то найденные диполи попадают внутрь тела, в противном случае их положение может не отразить истинного положения объекта.

Двухэтапный метод решения обратных задач, реализованный в программах "Подбор", "Наносы", "Рельеф", лег в основу системы обработки и интерпретации (СОИ) данных рудной электроразведки методами ПТ, ВП и ЕП.

На основе решения двумерных обратных задач программы позволяют получить в первом приближении контуры аномальных объектов в однородном полупространстве, как с ровной дневной поверхностью, так и при наличии рельефа, и в двухслойной проводящей среде с плоскопараллельными границами. При интерпретации полевых данных эти программы могут использоваться для качественных оценок элементов залегания локальных аномальных объектов. Количественная оценка возможна, если наблюдаемые поля близки к двумерным. Такая ситуация вполне может возникнуть при измерениях с установкой срединного градиента.

Для более точных количественных оценок могут применяться программы, реализующие решение 2.5 и 3-мерных прямых и обратных задач.

3.5.3. Трансформации для решения структурных задач (Методика выявления неоднородностей геоэлектрического разреза по данным ВЭЗ)

В настоящее время доминирует подход, при котором кривая вертикального электрического зондирования рассматривается как некоторая функция изменения электропроводности с глубиной. Поэтому считается, что каждую отдельно взятую кривую ВЭЗ можно интерпретировать самостоятельно. Если интерпретируемые кривые похожи по форме друг на друга и геологический разрез от точки к точке меняется не кардинально, то ищутся способы передачи информации о разрезе от зондирования к зондированию. В благоприятной ситуации это позволяет связать все результаты интерпретации в единый геоэлектрический разрез. Искаженные кривые, которые противоречат априорной информации и результатам других ВЭЗ, либо бракуются, либо подбираются с заведомо низкой точностью к полевой кривой для того, чтобы соответствовать априорной информации. Такой подход в ряде случаев может оказаться неэффективным или малоинформативным из-за влияния искажений кривых ВЭЗ, вносимых локальными приповерхностными неоднородностями, асимметрией трехэлектродных установок ВЭЗ вблизи интересующих нас неоднородностей разреза и некоторыми другими факторами. В этом случае рассмотрение каждой кривой ВЭЗ в отдельности может привести к серьезным ошибкам, так как для реальных разрезов кривые кажущегося сопротивления оказываются взаимосвязаны.

Перед началом интерпретации вертикальных зондирований полезно иметь предварительную наиболее полную информацию о геоэлектрическом разрезе в целом (число слоев, их сопротивления и мощности, распространение отдельных слоев на профиле и их взаимоотношения в разрезе), типах кривых, характере искажений кривых ВЭЗ, изменчивости поля вдоль профиля наблюдений. Для этого на этапе обработки требуется ряд дополнительных операций, которые можно объединить в общий

алгоритм, реализованный в настоящее время не персональном компьютере типа IBM-PC/AT.

Предлагаемый алгоритм ориентирован на обработку двусторонних трехэлектродных зондирований. Зондирования выполняются вдоль профиля наблюдений по достаточно густой сети, когда существенно перекрываются участки профиля, охваченные питающими линиями на двух соседних пикетах. Кроме этого на каждом пикете необходимо проводить измерения с помощью нескольких линий MN, для получения сегментированных кривых ВЭЗ (содержащих "ворота")

Обработка проводится в несколько этапов.

Первый этап. Предварительная обработка кривых ВЭЗ

На этом этапе осуществляется контроль исходных полевых данных. Суть этой операции заключается в устранении трехкратных и десятикратных отскоков, характерных для случайных ошибок, связанных с невнимательностью оператора или вычислителя. Поиск осуществляется, исходя из априори известной, минимальной гладкости кривых ВЭЗ, с помощью программы сглаживающего сплайна (Е.А. Андреева, А.Г. Яковлев). Все кривые просматриваются в автоматическом режиме, при этом программа сама останавливается на сомнительных кривых, рисует их на экране монитора и указывает с помощью курсора на аномальный разнос. По решению пользователя выброс на кривой может быть устранен автоматически, отредактирован вручную или оставлен без изменения.

Второй этап. Классификация кривых ВЭЗ

Следующим этапом предлагаемого алгоритма является анализ кривых зондирования, позволяющий выделять кривые соответствующие одномерным, двумерным или трехмерным геоэлектрическим разрезам. Классификация кривых осуществляется по некоторым критериям, которые были получены в результате численных экспериментов с помощью программ моделирования электрического поля для сложных сред, разработанных на кафедре геофизики МГУ. Были выделены следующие признаки.

1. Гладкость кривых зондирования. В результате численных экспериментов была установлена максимальная изменчивость кривых, характерная для кривых над слоистыми разрезами. Когда наблюдаются сильные отклонения от гладких кривых за пределы пятипроцентной точности, то такие кривые относятся к искаженным кривым ВЭЗ.
2. Крутизна восходящих ветвей ВЭЗ. Если кривая имеет восходящие ветви круче 45° , то она может быть отнесена к классу двумерных или трехмерных. Если указанные кривые являются гладкими и наблюдается хорошее совпадение кривых для установок AMN и MNB, то они причисляются к классу двумерных продольных кривых.
3. Смещение ветвей кривых ВЭЗ с разными линиями MN. Положение "ворот" может быть точно рассчитано по наклону соответствующей ветви, смещение ветвей от рассчитанного на 5-10% свидетельствует о наличии неоднородностей вблизи приемных линий.
4. Расхождение кривых ВЭЗ, полученных взаимно-встречными установками. Для горизонтально-слоистых сред расхождение кривых не превышает 10-20%. Если средняя невязка превышает этот уровень, то, следовательно, среда вблизи точки наблюдения имеет горизонтальные неоднородности.
5. Изменчивость кажущегося сопротивления по горизонтали. В результате численных экспериментов по программе двумерного моделирования производная $d \ln \rho_k / dx$ по горизонтали для практически горизонтально-слоистых ситуаций не превышает 0.05 м^{-1} .

Большая изменчивость поля однозначно указывает на присутствие горизонтальных неоднородностей (рис.3.5.4).

Третий этап. Построение предварительного псевдогеоэлектрического разреза.

Процедура построения геоэлектрического разреза начинается с устранения "ворот", смещение "ворот" проводится к правым ветвям кривых ВЭЗ. Далее осуществляется некоторое

изменение кривых кажущегося сопротивления, имеющих ветви круче 45° . Эта операция связана с тем, что дифференциальные трансформации, в частности ST-трансформация, необходимая в дальнейшем, чтобы получить сопротивления более близкие к истинным, дает физически неоправданные результаты, если ветви исходных кривых идут круче 45° вверх или вниз. Поэтому крутые ветви кривых выравниваются. Математически это осуществляется следующим образом: угол $>45^\circ$ пересчитывается в

$$\Phi_M = \begin{cases} \frac{\pi}{4} + \phi^3, & \text{при } \rho_k^i < \rho_k^{i-1}, \\ \frac{\pi}{4} - \phi^3, & \text{при } \rho_k^i > \rho_k^{i-1}, \end{cases} \quad (3.5)$$

а затем рассчитывается новое значение кажущегося сопротивления

$$\rho_k^D = \begin{cases} \rho_k^{i-1} - \frac{r^i - r^{i-1}}{\operatorname{tg} \phi_M}, & \text{при } \rho_k^i < \rho_k^{i-1}, \\ \operatorname{tg} \phi_M (r^i - r^{i-1}) - \rho_k^{i-1}, & \text{при } \rho_k^i > \rho_k^{i-1}, \end{cases} \quad (3.6)$$

где r^i - значения разносов АО. При этом, если кривые пологие ($\phi < 45^\circ$), то они в результате этой операции никак не меняются.

Следующим шагом на этом этапе является сглаживание кривых ρ_k^i с помощью программы сглаживающего сплайна и сгущение сеток разносов с помощью программы интерполирующего сплайна. Значения ρ_k^i в промежуточных точках необходимы для того, чтобы не терять информацию с последних разносов после ST-трансформации. Кривая ρ_{ST} получается в результате следующих преобразований:

$$\rho_{ST} = \begin{cases} \frac{\rho_k^2}{\rho_k - r \cdot \frac{\partial \rho_k}{\partial r}}, & \text{при } \rho_k^i < \rho_k^{i-1}, \\ \rho_k + r \cdot \frac{\partial \rho_k}{\partial r}, & \text{при } \rho_k^i > \rho_k^{i-1}, \end{cases} \quad (3.7)$$

Далее на основе анализа типа кривой ρ_{ST} осуществляется приблизительная количественная оценка параметров геоэлектрического разреза (ρ и h слоев). На кривой ищутся максимумы (элементы К), минимумы (элементы Н), минимумы первой производной ρ_k в области положительных значений $\partial \rho_{ST} / \partial r$ (элементы А) и максимумы первой производной ρ_k в области отрицательных значений $\partial \rho_{ST} / \partial r$ (элементы Q). Все "особые точки" трактуются как границы соответствующих слоев, поэтому значения их координат по оси абсцисс считаются глубинами залеганий подошв слоев, а по оси ординат - сопротивлениями слоев.

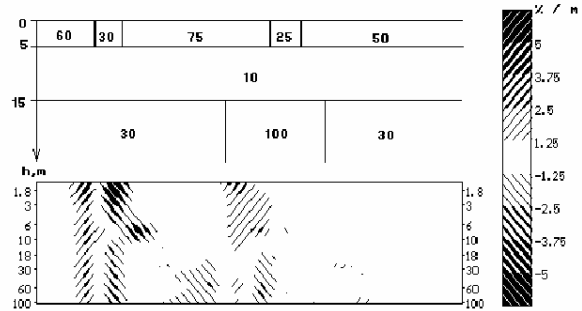


Рис.3.5.4. Модель разреза и поле горизонтальной производной для него.

По результатам ST-трансформации может быть рассчитана кривая Дар-Заррук (DZ), с помощью которой можно осуществить слияние малых по мощности и близких по сопротивлению слоев, исходя из следующих условий [84]:

1. Если граничат два слоя с малыми вкладами, они могут быть объединены независимо от излома на их границе.
2. Если слой с малым вкладом оказывается между двумя слоями со значительными вкладами, он объединяется с тем из них, граница с которым менее контрастна.
3. Если угол излома на границе близок к 180° , а вклады слоев не слишком велики.

Математически вклад и излом выражаются следующим образом:

$$C_k = \sqrt{\left(\frac{S_k}{\sum_{i=1}^{k-1} S_i}\right)^2 + \left(\frac{T_k}{\sum_{i=1}^{k-1} T_i}\right)^2} \quad (3.8)$$

$$G_k = \cos(\alpha_{k-1} - \alpha_k), \quad (3.9)$$

$$\alpha_k = \arctg \frac{\lg\left(\frac{\rho_k}{\rho_{k-1}}\right)}{\lg\left(\frac{h_k}{h_{k-1}}\right)}, \quad \alpha_1 = 0, \quad (3.10)$$

где k - номер слоя,

$S_k = h_k / \rho_k$ - продольная проводимость,

$T_k = h_k \cdot \rho_k$ - поперечное сопротивление.

Введение количественных мер вклада и излома позволило найти их пороговые значения, при которых отличия кривых ВЭЗ со слитыми слоями от исходных не превышает 3-5%. Установлено, что пороговое значение вклада слоя, при котором он не должен проявляться на кривой, равно 1, а пороговое значение излома равно 0.96 (угол излома 164°). При значениях излома >0.98 объединяются слои с вкладом <3 , а при вкладах <1 могут быть объединены любые слои независимо от излома.

Слияние слоев осуществляется по формулам:

$$S_i = S_i + S_{i+1}, \quad T_i = T_i + T_{i+1}, \quad (3.11)$$

после чего вычисляются параметры $|i|$ и h_i объединенного слоя:

$$\rho_i = \sqrt{\frac{T_i}{S_i}}, \quad h_i = \sqrt{T_i \cdot S_i}. \quad (3.12)$$

В заключение этого этапа на экран монитора выводится изображение шкалы классификации кривых ВЭЗ на одномерные, двумерные и трехмерные и псевдогеоэлектрические разрезы для установок AMN и MNB. Подобная информация поможет пользователю составить общее представление о разрезе и выделить на профиле участки с различным строением.

Четвертый этап. Выделение горизонтальных неоднородностей.

Выделение аномалий, создаваемых горизонтальными неоднородностями на глубине, обычно затрудняется тем, что эти аномалии, особенно в случае проводящего объекта, сильно подавляются фоном, вносимым слоистой частью разреза, и имеют различную конфигурацию и положение для установок AMN и MNB. Для устранения этих осложнений поля $|k$ предлагается следующая трансформация, состоящая из трех операций:

1. Построение разностного разреза:

$$\rho_{ij}^{разн} = \frac{\rho_{ij}^{AMN}}{\rho_{ij}^{AMN} + \rho_{ij}^{MNB}} \quad (3.13)$$

где i - номер пикета, j - номер разнота.

2. Построение дифференциально-разностного разреза:

$$\rho_{ij}^* = \frac{\Delta \rho_{ij}^{разн}}{\Delta x}, \quad (3.14)$$

где Δx - расстояние между пикетами.

3. Сглаживание полученного результата путем медианного осреднения по девяти точкам (рис.3.5.5).

В результате этой трансформации мы получим картину, в которой устраняется фон слоистого разреза и выделяются аномалии от горизонтальных неоднородностей разреза в "чистом виде", а кроме этого подавляются точечные случайные выбросы. Таким образом, мы можем приблизительно определить следующие характеристики неоднородности: ширину объекта, глубину залегания верхней кромки, а также высокоомный этот объект или проводящий. Зная эти параметры, можно переходить к дальнейшей обработке.

Пятый этап. Нормализация кривых ρ_k .

Цель нормализации кривых ВЭЗ - подавление искажающего влияния приповерхностных неоднородностей. Визуально искажения проявляются в том, что все кривые ρ_k сильно различаются по уровню. Причина этого, как известно, - резкое изменение проводимости верхнего приповерхностного слоя, который с точки зрения поиска глубинных тектонических разрывных нарушений не представляет интереса. Суть процедуры нормализации заключается в том, что все кривые ВЭЗ на некотором разноте приводятся к единому уровню, в результате чего снижается разброс кривых в целом. Разнос, по которому должна проводиться нормализация, может выбираться самим интерпретатором из качественного анализа данных и априорной информации. Например, если известно, что нижняя часть разреза однородна и на графиках кривых зондирования видно, что правые ветви кривых близки по форме, то нормализацию можно проводить по правым ветвям. И, наоборот, как в нашем случае, если нижняя часть разреза изменчива по электрическим свойствам, а первые разносы уже много больше мощности приповерхностных неоднородностей, ясно, что нормализацию необходимо проводить по левым ветвям кривых ВЭЗ. Наконец, может быть ситуация, когда на маленьких разносах мы получаем кажущиеся сопротивления, близкие к сопротивлению приповерхностных неоднородностей, на больших разносах влияет сопротивление неоднородности геoeлектрического фундамента, и существует какая-то "спокойная" часть разреза, которая выражается на кривых кажущегося сопротивления на некоторых средних разносах. В последнем случае необходимо нормализацию проводить на этих средних разносах.

При автоматической нормализации оценкой качества нормализации служит коэффициент корреляции, рассчитывающийся в "плавающем окне" для пары кривых по следующей формуле:

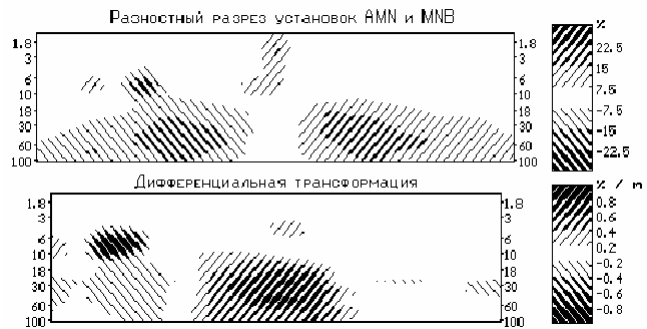


Рис.3.5.5. Разностный и дифференциально-разностный разрезы.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N \rho_i' \cdot \rho_i'' - \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N \rho_i' \cdot \sum_{i=1}^N \rho_i'' \right)}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^N \rho_i'^2 - \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N \rho_i' \right)^2 \right] \cdot \left[\sum_{i=1}^N \rho_i''^2 - \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N \rho_i'' \right)^2 \right]}}, \quad (3.15)$$

где N - количество разносов в "плавающем окне",

ρ_k', ρ_k'' - значения кажущихся сопротивлений пары кривых.

В качестве оптимального разноса выбирается тот, на котором суммарный коэффициент корреляции (для всех пар кривых) максимален. Коэффициент нормализации вычисляется следующим образом:

$$K_i = \frac{1}{N} \frac{\sum_{r=1}^N \rho_r^i}{\rho_r^i}, \quad (3.16)$$

где: g - разнос, по которому производится нормализация, N - число кривых ВЭЗ, i - номер кривой, K_i - коэффициент нормализации.

В результате нормализации в рамках выделенных интерпретатором участков может возникнуть ситуация, когда сопротивление маркирующего горизонта, которое известно из априорных данных и считается выдержанным по всему профилю, несколько различается на соседних участках. Поэтому необходимо "увязать" участки профиля по сопротивлению маркирующего слоя, для этого на нужном участке этому слою интерпретатором задается нужное сопротивление. Этот этап обработки завершается выводом на экран нормализованных разрезов ρ_k и нормализованных псевдогеоэлектрических разрезов.

Шестой этап. Направленное суммирование и построение окончательного псевдогеоэлектрического разреза.

Как уже говорилось выше, при зондировании встречными трехэлектродными установками картинки разрезов кажущегося сопротивления для двух установок как бы смещены относительно друг друга: для установки AMN направо, а для установки MNB налево, что связано со смещением точки записи. Для трехэлектродной установки точки записи расположены приблизительно посередине между приемным и питающим электродом. Поэтому при обработке встречных зондирований имеет смысл привести реально-физические точки записи к пикетам зондирования, посредством направленного суммирования массивов кажущегося сопротивления для установки MN и MNB. Оптимальное направление суммирования было получено в результате анализа полей многочисленных моделей, рассчитанных по программе двумерного моделирования. При этом было выявлено, что форма фильтра зависит от ширины объекта, глубины его залегания, а также от того проводящий это объект или высокоомный. Формы фильтров для высокоомного и проводящего объектов показаны на рис.3.5.6.

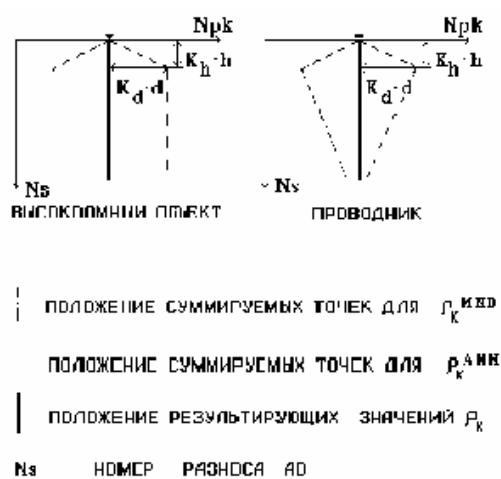


Рис.3.5.6. Формы фильтров для высокоомного и проводящего объектов.

Для заданного разнosa АО суммарные значения ρ_k , в случае высокоомного объекта, находятся по следующим формулам:

1. Если $АО < K_h \cdot H$ (где H - предполагаемая глубина залегания объекта, K_h - некоторый коэффициент, полученный экспериментально зависящий от $Cont = \rho_{объекта} / \rho_{среды}$. Например, $Cont=10$, $K_h=0.7$).

$$\rho_{ij}^+ = \frac{\rho_{ij}^{AMN} + \rho_{ij}^{MNB}}{2}, \quad (3.17)$$

где i - номер пикета, j - номер разнosa.

2. Если $K_h \cdot H < АО < H$, координаты "точек суммирования" вычисляются с помощью следующих формул:

$$\rho_{ij}^+ = \frac{\rho_{xA,j}^{AMN} + \rho_{xB,j}^{MNB}}{2}, \quad \text{где} \quad (3.18)$$

$$xA = \frac{r_j - BA}{A}, \quad xB = \frac{r_j - BB}{A},$$

$$A = (1 - K_h) \cdot H \cdot K_d \cdot d,$$

$$BA = K_h \cdot H - A \cdot x_i, \quad BB = K_h \cdot H + A \cdot x_i, \quad (3.19)$$

где r_j - значения АО, d - предполагаемая ширина объекта, K_d - коэффициент, аналогичный K_h , x_i - координата пикета, к которому относятся суммарные значения. В случае, когда точка xA или xB попадает между пикетами, значения ρ_k в этих точках вычисляются путем линейной интерполяции.

3. Если $АО > H$:

$$xA = x_i + K_d \cdot d, \quad xB = x_i - K_d \cdot d. \quad (3.20)$$

В случае низкоомного объекта формулы будут различаться только для случая $АО > H$. В этой ситуации формулы суммирования будут иметь вид:

$$\rho_{ij}^+ = \frac{\rho_{xA,j}^{AMN} + \rho_{xB,j}^{MNB}}{2}, \quad \text{где} \quad (3.21)$$

$$xA = -\frac{r_j - BA}{A}, \quad xB = \frac{r_j - BB}{A},$$

$$A = r_N - \frac{H}{K_d \cdot d}, \quad (3.22)$$

$$BA = r_j + A \cdot x_i, \quad BB = r_j - A \cdot x_i,$$

где r_N - значение последнего разнosa.

На заключительном этапе осуществляется построение "суммарного" псевдогеоэлектрического разреза по методике, описанной в п.3 (рис.3.5.7).

В заключение хотелось бы отметить, что предлагаемая методика, позволяющая извлечь наибольшее количество информации из данных ВЭЗ и достаточно быстро получить первое представление о геоэлектрическом

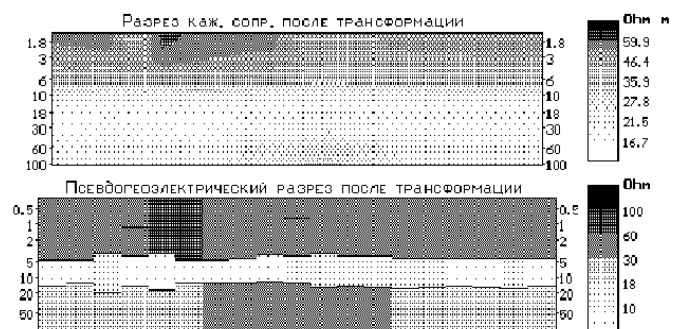


Рис.3.5.7. Разрез ρ_k и псевдогеоэлектрический после трансформации.

разрезе, несомненно существенно расширяет возможности применения зондирований при решении тектонических задач.

3.6. Метод подбора

Уровень современных программ двумерного моделирования кажущегося сопротивления позволяет использовать их при решении обратной задачи методом подбора. При этом процесс подбора из-за сравнительно большой длительностью решения прямой задачи осуществляет сам интерпретатор геофизических материалов. В таких условиях, опираясь на опыт и интуицию геофизика, можно за 10-15 итераций достаточно точно подобрать геоэлектрический разрез. Можно отметить следующие особенности метода подбора при решении сложных структурных задач в рамках двумерных или трехмерных моделей.

1. Использование априорной информации и согласованность на профиле всех результатов интерпретации друг с другом осуществляется наиболее оптимальным образом. Во-первых, все геологические данные объединяются в разрез. Меняющиеся параметры геоэлектрического разреза также могут быть использованы при интерпретации. Во-вторых, результаты расчетов обратной задачи на профиле наблюдений должны быть автоматически согласованы друг с другом при подборе теоретического поля к наблюдаемому.

2. Подбор двумерной модели осуществляется в две стадии. На первой стадии поле достаточно грубо подбирается с помощью программы IE2RL. Напомним, что кривые ρ_k от линейных электродов сдвинуты влево в 1.3-1.4 раза относительно кривых ρ_k для точечных электродов. Однако, асимптотические значения ρ_k от точечных и линейных электродов одинаковые. Кроме того, если разнос питающих электродов достаточно велик, чтобы сформировать однородное поле, то в этом случае какой бы установкой мы не пользовались кажущиеся сопротивления также будут одинаковыми. На второй стадии для подбора используется программа IE2RP1, с помощью которой можно добиться решения обратной задачи с точностью до действия принципа эквивалентности.

3. В результате интерпретации кривых ВЭЗ в двумерном и трехмерном приближении строятся достаточно сложные геоэлектрические разрезы. В связи с этим возникает вопрос об устойчивости полученного решения обратной задачи. Существует мнение, что такого рода подбор обладает полной неопределенностью, и рамки действия принципа эквивалентности сильно расширяются по сравнению с одномерной интерпретацией. На наш взгляд, такая позиция ничем не обоснована. Наоборот, можно привести по крайней мере два довода, в поддержку противоположной точки зрения.

Во-первых, при двумерном подборе учитываются сразу все кривые ВЭЗ, расположенные на данном профиле наблюдений. Если плотность точек зондирований достаточно велика, удается устойчиво определить параметры геоэлектрического разреза. При этом нюансы геометрии каждого отдельного блока разреза диктуются априорной информацией. При одномерной интерпретации кривые ВЭЗ для всех модификаций установок Шлюмберже должны быть одинаковы (имеются ввиду трех- и четырехэлектродные установки различной ориентации). С точки зрения двумерной и трехмерной интерпретации различные установки будут давать существенно разные кривые ВЭЗ. Таким образом, расширяется возможность использования всего объема информации для двухсторонних и крестовых ВЭЗ.

Во-вторых, можно более активно использовать априорную геологическую информацию. При одномерной интерпретации резкие изменения в разрезе геометрии

слоев и их электрических свойств никак не могут быть учтены и являются осложняющим фактором, ухудшающим решение обратной задачи. При двумерной и трехмерной интерпретации размерность геоэлектрической модели среды стремится к размерности изучаемого массива горных пород.

Рассмотрим несколько типов эквивалентности для 2D- и 3D-разрезов на примере простейших геоэлектрических моделей.

Эквивалентность по S для тонкого горизонтального проводника (структура типа линзы) показана на рис.3.6.1. Аномалия над проводником определяется тем, какую часть тока он поглощает из вмещающей среды. Это свойство проводника зависит от его продольной проводимости $S=N/\rho$. Соответствующее увеличение сопротивления тела и его мощности практически не меняет структуру электрического поля на поверхности земли.

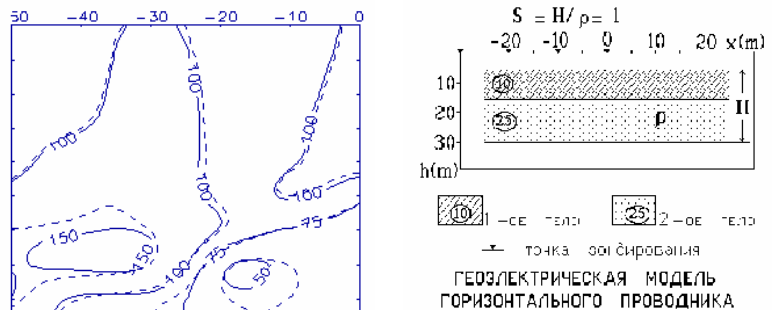


Рис.3.6.1 Эквивалентность по S для горизонтального проводника.

На рис.3.6.2 показана эквивалентность по T для узкого вертикального высокоомного тела (структура типа дайки). Часть тока, которая вытесняется неоднородностью к поверхности земли, определяется поперечным сопротивлением дайки $T=L \cdot \rho$. Одновременное увеличение L и уменьшение ρ практически не меняет кривые ВЭЗ.

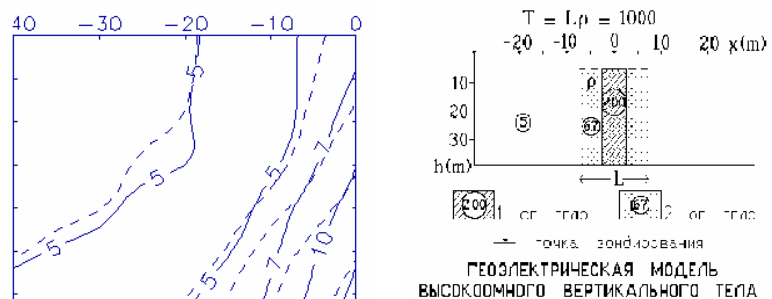


Рис.3.6.2 Эквивалентность по T для вертикального высокоомного тела.

Эквивалентность по T для тела, расположенного внутри проводника показана на рис.3.6.3. Во вмещающем разрезе типа Н имеется высокоомная вставка, наличие которой вызывает обтекание тока сверху и снизу. Амплитуда аномалии зависит от проводимости второго слоя. При низком сопротивлении этого слоя и высоком сопротивлении геоэлектрического фундамента

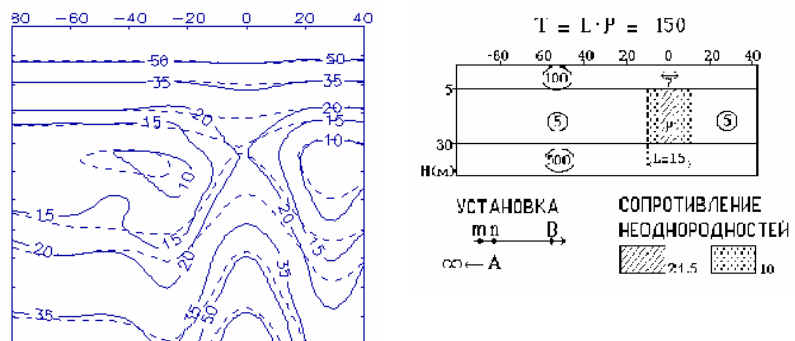


Рис. 3.6.3 Эквивалентность по T для высокоомной вставки в слоистом разрезе.

основная часть тока идет по второму слою, поэтому даже небольшая неоднородность в этом слое может вызвать значительную аномалию кажущегося сопротивления.

Эквивалентность по S для проводящей вставки во втором слое разреза типа К показана на рис.3.6.4. В этом случае основная часть тока перетекает из верхнего слоя в нижний через проводящий канал. Если ширина канала с глубиной не меняется, то электрическое поле зависит от $S=L/\rho$. В

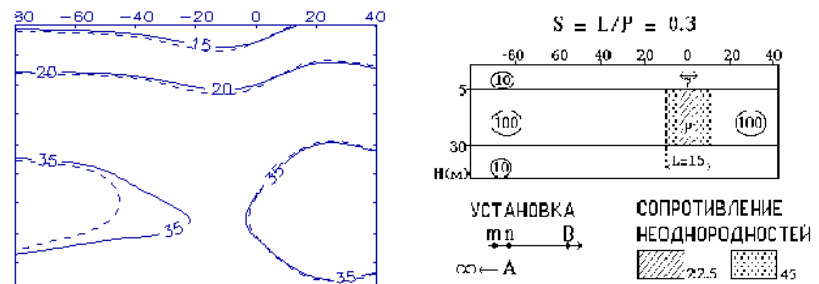


Рис. 3.6.4 Эквивалентность по S для проводника в слоистом разрезе.

случае, когда ширина аномального тела и его сопротивление меняются с глубиной, наблюдается эквивалентность по интегральному сопротивлению проводника для вертикального направления тока.

Эквивалентность по ρ для тел, имеющих очень высокое или очень низкое сопротивление, показана на рис.3.6.5. Аномалия электрического поля в присутствии контрастных по сопротивлению неоднородностей определяется коэффициентом электрического отражения K на поверхности тела. Когда K по модулю близко к единице, аномалия кажущегося сопротивления при изменении сопротивления вставки не меняется. Поэтому, когда отношение сопротивлений между вмещающей средой и неоднородностью достигает соотношения 1:30, аномалия к практически достигает своего насыщения. Если такая вставка является поляризующимся объектом, то аномалия кажущейся поляризуемости над ней может совсем пропасть. Такой парадокс объясняется одинаковостью аномалий электрического поля для неполяризующегося и поляризующегося объектов, если их сопротивление сильно отличается от сопротивления вмещающей среды.

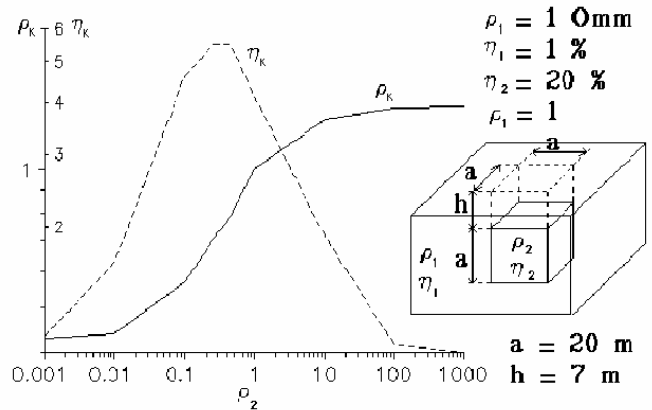


Рис.3.6.5. Эквивалентность по ρ .

При редкой сети наблюдений применение симметричной установки

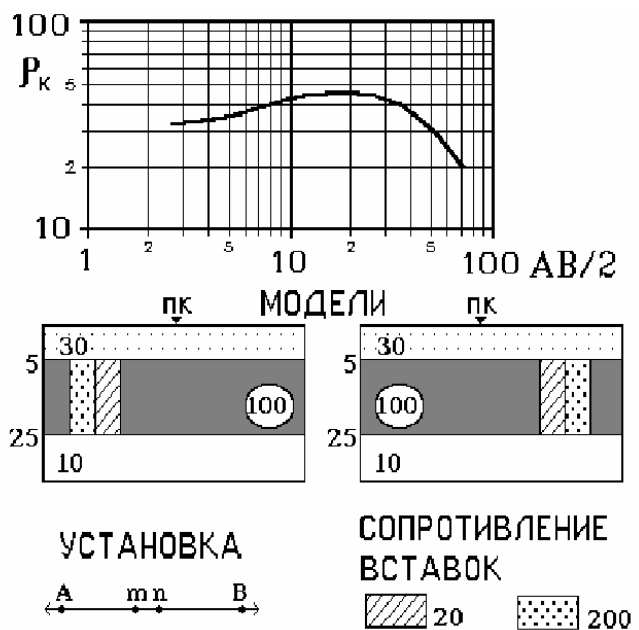


Рис.3.6.6. "Зеркальная" эквивалентность.

Шлюмберже может привести к эквивалентности, названной нами "зеркальной" (рис.3.6.6). Поскольку неизвестно, какой из электродов, А или В проходит над неоднородностью, эта неоднородность может быть изображена как слева, так и справа относительно центра зондирования. Единственный способ преодолеть "зеркальную" эквивалентность - сгустить шаг наблюдений и отказаться от использования симметричной четырехэлектродной установки.

По-видимому, существуют и более сложные виды эквивалентности, обусловленные взаимодействием нескольких тел. Однако необходимо оговориться, что пределы действия принципа эквивалентности вовсе не безграничны для сложных двумерных и трехмерных разрезов, так как при интерпретации резко возрастает объем используемой информации. Зачастую особенности картины электрического поля диктуют достаточно жесткие правила построения геоэлектрического разреза.

4. Тактика подбора разреза кажущегося сопротивления заключается в том, чтобы сначала подобрать область малых разностей и соответственно малых глубин, а затем в модель включать все более глубокие слои и объекты. Такой подход позволяет двигаться вперед на каждом шаге интерпретации.

5. Если в геоэлектрическом разрезе несколько неоднородностей или групп неоднородностей, которые разнесены на такое расстояние, что мало влияют друг на друга, то можно подбирать такие участки разреза отдельно.

Рассмотрим пример подбора двумерной модели таликовой зоны по результатам речных зондирований, выполненных в одном из районов северной Чукотки. На рисунке 4.6.7.А представлен разрез кажущегося сопротивления по результатам речных ВЭЗ. Модель первого приближения была составлена на основе дифференциальных ST - трансформаций. Разрез ρ_{ST} приведен на рисунке 4.6.7.Б. Затем несколько раз решалась прямая задача для моделей, у которых последовательно изменялись геометрия и электрические свойства. Причем на каждом этапе подбора сравнивались теоретические и полевые кривые ВЭЗ. Если расхождение между наблюдаемыми и рассчитанными полями были велики, то производилась корректировка первоначальной модели. Окончательная модель межмерзлотной таликовой зоны представлена на рисунке 4.6.7.В. На рисунке 4.6.7.Г приведен разрез кажущегося сопротивления для этой модели. Из рисунка видно, что полевой и теоретический разрезы кажущегося сопротивления в целом совпадают, что говорит о достаточно высоком качестве подбора.

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Несмотря на многолетнее применение метода сопротивлений для изучения геологической среды, возможности основной модификации этого метода - вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) используются слабо. Во всяком случае, количество извлекаемой информации при традиционной интерпретации ВЭЗ вряд ли превышает 10%. Нам представляется, что предложенная в настоящей работе нетрадиционная интерпретация может резко повысить эффективность электрических зондирований. Для этого требуется компьютеризация процесса интерпретации и творческое использование геолого-гидрогеологической информации, т.е. новый уровень комплексирования геолого-геофизических работ при изучении геологической среды.

Электрические зондирования широко используются при:

1. Гидрогеологических и гидромелиоративных исследованиях, направленных на изучение поверхностных отложений и почв, т.е. зоны аэрации, с точки зрения выявления их состава, обводненности и засоленности; поисков и разведки грунтовых вод; поисков артезианских вод; оценки условий обводнения открытых и подземных горных выработок; при строительстве тех или иных сооружений и эксплуатации месторождений твердых полезных ископаемых; определения свойств горных пород и динамики подземных вод.

2. Мерзлотно-гляциологических исследованиях, предназначенных для выявления льдов, мерзлых и талых пород, их строения и физических свойств.

3. Инженерно-геологических изысканиях, включающих расчленение осадочных толщ; изучение глубины залегания скального основания, его строения и прежде всего зоны выветривания; выявление зон тектонических нарушений, трещиноватости; изучение погребенных долин, карста, оползней; определение физико-механических и водно-физических свойств горных пород; изыскания под различные сооружения.

4.1. Изучение гидрогеологических условий территорий при поисках и разведке подземных вод и гидромелиоративных изысканиях

4.1.1. Поиски и разведка подземных вод

При поисках и разведке грунтовых, трещинно-карстовых, артезианских, пресных, минеральных и термальных подземных вод электрическим зондированиям принадлежит ведущая роль. Они служат для: 1) поисков коллекторов (песков, гравия, галечника), трещиноватых карбонатных отложений и водоупоров (глинистых, скальных); 2) изучения рельефа коренного ложа современных рек и древних погребенных долин; 3) оконтуривания площадей с пресными и минерализованными грунтовыми и подземными водами; 4) дифференциации по литологическому составу и фильтрационным свойствам отложений водоносных горизонтов, а также водоупорных пород; 5) определения динамики грунтовых вод (скорости и направления подземного потока, зон разгрузки и др.).

Решение перечисленных задач с помощью метода ВЭЗ достаточно эффективно лишь в благоприятных условиях: наличие пресных вод (минерализация вод $M < 3$ г/л); выдержанность литологии и глинистости по простиранию; присутствие слоев с мощностью, превышающей глубину залегания; заметной (свыше двух, но не очень резкой (до десяти)) контрастности УЭС. В частности, чем крупнее зернистость рыхлых

осадочных отложений, тем легче по снижению УЭС отделить водонасыщенные породы от сухих, определить глубину залегания грунтовых и подземных вод, мощность водоносных пород. Наоборот, в суглинисто-глинистых породах, вследствие высокой капиллярной каймы, наблюдается горизонт с градиентной электропроводностью, и границу сухих и водонасыщенных пород установить трудно. Достаточно большой опыт гидрогеологической электроразведки, обобщенный в учебниках, справочниках и специальной литературе, в том числе в 1-й части настоящей монографии (1988), исключает необходимость рассматривать особенности методики, интерпретации ВЭЗ [19,20,37,75]. Следует лишь подчеркнуть важность комплексирования ВЭЗ с ВЭЗ-ВП и сейсморазведкой методом преломленных волн (МПВ), а самое главное, необходимость иметь опорные скважины, по которым определены литология (Л), глинистость (Г), коэффициенты фильтрации (K_{ϕ}) и другие геолого-гидрогеологические параметры. Благодаря низкой стоимости ВЭЗ можно, опираясь на редкую сеть скважин, сделать сколь угодно высокой плотность ВЭЗ, а в целом резко повысить геологическую и экономическую эффективность совместных геолого-геофизических работ. Это объясняется единой природой электрогеофильтрационных аномалий геологической среды и связью электрических и геолого-гидрогеологических параметров.

Вместе с тем, характер достоверно получаемой информации зависит от строения геоэлектрического разреза и соотношения УЭС отдельных слоев горизонтально-слоистого разреза. Самые высокие погрешности (десять процентов) получаются при определении мощностей слоев (h_i) и толщ (Н), несколько меньшие погрешности в расчетах ρ_i и ρ_{cp} . Лишь те или иные параметры эквивалентности (поперечные сопротивления T_i , Т или продольные проводимости S_i , S) определяются однозначно с погрешностью до 10-20%. В зависимости от соотношения УЭС слоев: перекрывающего (ρ_{i-1}), изучаемого (ρ_i) и подстилающего (ρ_{i+1}) такие параметры эквивалентности приведены в таблице 4.1. По ним, имея параметрические скважины, можно установить корреляционные связи и получить уравнения регрессии для определения послойных геофильтрационных параметров: коэффициентов фильтрации ($K_{\phi i}$), водопроницаемости (T_{Vi}), гидравлического сопротивления (R_{Vi}) через геофизические параметры (T_i , S_i).

Таким образом, при поисках и разведке подземных вод кроме геоэлектрических разрезов, на которых выделяются водоносные коллектора и водоупоры, можно с помощью ЭВМ получить количественную информацию о литологии и глинистости, а также водопроницаемости пород (K_{ϕ} , T_B , R_B , V_B , λ_B). Карты тех или иных из перечисленных параметров, составленные по геолого-геофизическим данным, являются основной для промышленного бурения на воду и решения других гидрогеологических и экологических проблем.

4.1.2. Гидромелиоративные и почвенные исследования

Гидромелиоративные и почвенно-мелиоративные исследования служат для проектирования и проведения осушения, обводнения, сельскохозяйственного улучшения земель. Если на первых этапах, при мелко-среднемасштабных исследованиях, в гидромелиоративной геофизике используются дистанционные и ускоренные съемки (инфракрасные, радиолокационные, радиоволновые, радиокомпарационные, магнитные, радиометрические), то на этапах изучения ключевых участков большая роль принадлежит ВЭЗ и ВЭЗ-ВП [5,34,40,85]. Целью таких работ является расчленение почво-грунтов по составу, водно-физическим свойствам, засоленности. Поэтому в ходе интерпретации ВЭЗ основное внимание

уделяется построению физико-геолого-гидрогеологических моделей (ФГГМ) и получению достоверных физических характеристик слоев. Например, типичной ФГГМ верхней части геологической среды для платформенных условий является горизонтально-слоистый разрез, в которых достоверными (параметрами эквивалентности) являются: сопротивление (ρ_1) и мощность (h_1) верхнего слоя; поперечное сопротивление зоны аэрации ($T_2=\rho_2 \cdot h_2$); иногда глубина грунтовых вод ($H_2=h_1+h_2$); поперечное сопротивление водоносных песков ($T_3=h_3 \cdot \rho_3$), подстилаемых глинами с продольной проводимостью ($S_4=h_4/\rho_4$). Установив связи этих электрических параметров с водно-почвенными характеристиками, можно получить такие крайне необходимые параметры, как глинистость, пористость, влажность и засоленность почв, водопроницаемость водоносных горизонтов, гидравлические сопротивления и коэффициенты перетекания водоупорных пород, минерализацию грунтовых вод (см.табл.4.1). Карты тех или иных перечисленных параметров, полученные по густой сети ВЭЗ и микро-ВЭЗ, дополненные опорными анализами и опытами на скважинах и шурфах, т.е. построенные геофизиками и почвоведо-гидрогеологами совместно, могут резко повысить качество мелиорации земель. В частности, по ним можно выявить "окна" в водоупоре, определить глинистость водоносных пород и т.п. Периодически повторяя геофизические работы, например, в разные сезоны, хотя бы на ключевых участках, можно давать прогнозы изменения водно-физических свойств, т.е. вести мониторинг почв и зоны аэрации.

Примеры использования ВЭЗ в гидро- и почвенно-мелиоративных исследованиях приведены в ряде публикаций, в том числе и авторов настоящей работы [5,34,36,43,75,82,85,90].

4.2. Изучение обводненности горных выработок и тоннелей

4.2.1. Возможности ВЭЗ для расчета водопритоков в горные выработки

При строительстве тоннелей, горных выработок, а также в ходе эксплуатации месторождений угля, рудных и нерудных ископаемых практически повсеместно для осушения выработок ведутся откачки подземных вод. Если вмещающие и перекрывающие породы достаточно хорошо проницаемы (песчано-глинистые породы), то над шахтами и рудничными полями образуются депрессионные воронки различных размеров. В теории динамики подземных вод для разного типа подземных вод, природных условий и формы выработок имеется множество формул для расчета удельных водопритоков в выработки [65,67,81]. В расчетные формулы водопритоков (q_j) основным изменяющимся параметром входит водопроницаемость толщи $T_{Bj}=K_{фj} \cdot H_j$, где H_j -мощность водоносного горизонта над водоупором в j -ой точке профиля или изучаемой площади, а $K_{фj}$ - средний коэффициент фильтрации пород в пределах H_j . Параметр (A), входящий в формулу для расчета водопритоков ($q_j=A \cdot T_{Bj}$), можно принять за постоянную для изучаемой площади или, во всяком случае, мало меняющуюся величину. Его используют для расчетов абсолютных водопритоков. Для оценки же относительных водопритоков, характеризующих степень обводненности пород по площади, а значит изменение опасности при проходке выработки и эксплуатации месторождений, вследствие неконтролируемых водопритоков, можно использовать водопроницаемость T_{Bj} . Карта водопроницаемости над месторождением служит для оценки возможных водопритоков в выработки и выбора мест для бурения скважин с целью откачки подземных вод. Очевидно, для ее построения в условиях неоднородных по фильтрационным свойствам пород ($K_{ф}$ может меняться в сотни и

тысячи раз) необходим большой объем дорогостоящего бурения с откачками для расчетов K_{ϕ} . Значительную его часть можно заменить постановкой ВЭЗ. Водоносные породы над глинистым водоупором выделяются на кривых ВЭЗ ветвями кривых типа К и Q (см. табл.4.1). По ним достаточно точно можно определить суммарное поперечное сопротивление надводоупорной толщ $T = \sum h_i \cdot \rho_i$, которое корреляционно связано с T_B (см 1.2). Параметры, пропорциональные T_{Bj} в любой j-той точке ВЭЗ, можно получить без их послойной количественной интерпретации путем их интегральных трансформаций, т.е. расчета T_{Σ}

$$T_{\Sigma} = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \rho_k \cdot dr, \quad (4.1)$$

где за r_{\min} можно взять первый разнос, (например, $r_{\min}=1\text{м}$), а за r_{\max} - абсциссу (разнос) креста на кривой $\rho_k(r)$ ($r_{\max} = r^+$), полученного при совпадении той части кривой, которая соответствует переходу от водоносных пород к водоупорным, с двухслойной палеткой ВЭЗ [34].

4.2.2. Изучение обводненности шахтных полей Подмосквовного угольного бассейна методом ВЭЗ

В качестве примера применения ВЭЗ для изучения обводненности месторождений приведем результаты авторов в Подмосквовном угольном бассейне. Для решения поставленной задачи была разработана следующая методология интерпретации ВЭЗ, обеспечивающая оценку разных факторов обводнения выработок на основе логико-теоретических связей между геолого-геофизическими параметрами [5,34,85].

Подмосквовное буроугольное месторождение (Мосбасс) является типично платформенным малоглубинным. Поэтому разработанная и приведенная ниже методология интерпретации ВЭЗ является не только примером их геолого-гидрогеологического истолкования, но и может использоваться для изучения обводненности других платформенных месторождений. Геолого-гидрогеологическое строение южного крыла этого бассейна кратко может быть охарактеризована следующим образом [5,12,13,41]. Под неоднородными четвертичными (Q) песчано-глинистыми отложениями с мощностью (h_Q) в несколько метров и удельным электрическим сопротивлением ρ_Q от 10 до 300 Ом.м залегают мезозойские глины с $\rho_{MZ}=10$ Ом.м и пески с $\rho_{MZ}=20-200$ Ом.м непостоянной мощности ($h_{MZ}=0-15\text{м}$). Мощный слой глин служит препятствием ("барражом") для инфильтрации атмосферных и поверхностных вод, что может менять обводненность выработок. Глубже залегают окские известняки ($C_{1ок}$) мощностью ($h_{ок}$) до 20 м, в разной степени закарстованные и обводненные, что и проявляется изменением УЭС от 50 до 400 Ом.м. Еще глубже расположена мощная ($h_{тл}$ до 75 м) тульская ($C_{1тл}$) песчано-глинистая и карбонатная толща, неравномерно обводненная и создающая вместе с окскими известняками водопритоки в виде безнапорных вод. Глубже идет продуктивная толща промышленных углей в несколько метров, залегающая преимущественно в переуглубленной кровле упинских известняков ($C_{1уп}$), в разной степени закарстованных и обводненных и являющихся источником водопритоков за счет напорных (подугольных) вод.

Горные выработки, расположенные на глубинах 40-100 м, подвергаются неравномерной, иногда слабой, иногда очень сильной (в сотни раз меняющейся) обводненности. Удельные водопритоки в горные выработки (q) обусловлены

упомянутыми выше тремя факторами: инфильтрационными водами (q_1), безнапорными водами углевмещающей толщи (q_2) и напорными водами углеподстилающей толщи (q_3). Осушение месторождения проводится с помощью водопонизительных скважин, эффективно работающих лишь в случае когда, они пройдены в обводненных породах. Поэтому выделение на шахтных полях мест с повышенными водопритоками для бурения таких скважин представляет актуальную задачу. Геоэлектрические условия данного месторождения неблагоприятны для решения этой задачи, о чем свидетельствуют неудачные попытки ее решения с помощью ВЭЗ. Связано это с особенностями геоэлектрического разреза. Как отмечалось выше, УЭС горных пород меняется от 10 Ом.м для глин до 500 Ом.м для массивных сухих известняков. В разной степени обводненные песчано-глинистые породы имеют УЭС - 20-100 Ом.м, а карбонатные - 50-400 Ом.м. В целом за счет переслаивания в стометровой толще наблюдается до 10 геоэлектрических горизонтов, отмечающихся по УЭС в плане и по глубине. Вследствие малой мощности горизонтов и непостоянства УЭС по простиранию, сильное влияние оказывает принцип эквивалентности, и традиционная интерпретация, сводящаяся к построению геоэлектрических разрезов, не только условна, но и мало что дает для изучения обводненности. На рис.4.2.1 приведены типичные кривые ВЭЗ, а на рис.4.2.2 - фрагмент геоэлектрического разреза на Березовском месторождении Мосбасса.

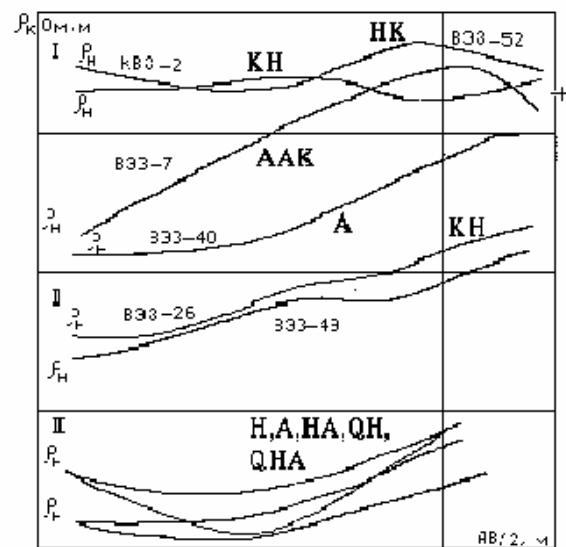


Рис.4.2.1. Типичные кривые ВЭЗ для Мосбасса.

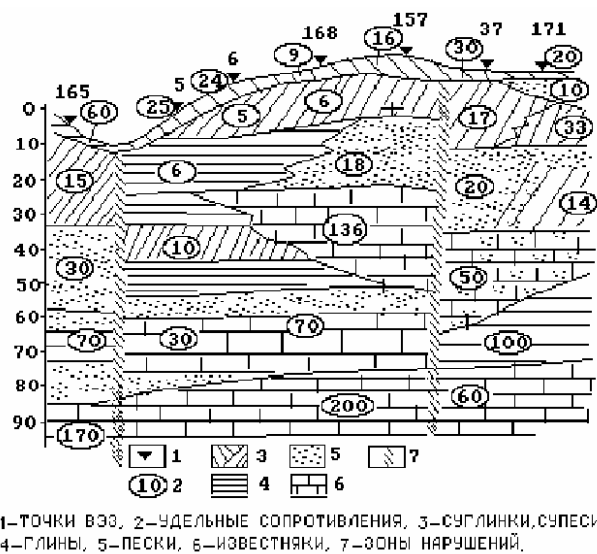


Рис.4.2.2. Геоэлектрический разрез Бельковского участка.

пород, являющихся источником инфильтрационного обводнения атмосферными и поверхностными водами (q_1), второй горизонт надугольных песчано-карбонатных отложений, создающих обводнение безнапорными водами (q_2) и третий горизонт - подугольные карбонатные породы - источник обводнения выработок напорными подземными водами (q_3). Для расчета удельных водопритоков q_1 , q_2 , q_3 (на единицу площади выработок) в гидрогеологии известны формулы, приведенные в таблице 4.2 [43].

Разработанная нами нетрадиционная геолого-гидрогеологическая интерпретация ВЭЗ, поставленных на шахтных полях Мосбасса, базировалась на рассмотренной выше обобщенной физико-геолого-гидрогеологической модели (ФГГМ) среды. Она содержит верхний электрический горизонт из перекрывающих песчано-глинистых

На основе логико-эвристических представлений всем геолого-гидро-геологическим параметрам подобраны электрические и геоморфологические аналоги. В качестве электрических аналогов взяты лишь самые достоверные параметры, полученные в результате интерпретации ВЭЗ: $\rho_Q, h_Q, S_Q = h_Q/\rho_Q,$

$$S_{MZ} = \frac{h_{MZ}}{\rho_{MZ}}, \quad T_{OK} = h_{OK} \cdot \rho_{OK}, \quad (4.2)$$

$$S_{\Sigma}, \quad T_{\Sigma}, \quad H_{\Sigma}, \quad \rho_{CP} = \sqrt{\frac{T_{\Sigma}}{S_{\Sigma}}}, \quad \rho_{HP}.$$

К таблице 4.2 необходимы следующие пояснения. Коэффициент инфильтрации атмосферных и поверхностных вод (w), измеряемый в м³/сутки, будет больше в понижениях рельефа, где меньше абсолютные отметки местности ($H_{абс}$), где увеличивается проницаемость четвертичных и мезозойских отложений, т.е. с ростом ρ_Q и ρ_{MZ} и уменьшением мощностей h_Q и h_{MZ} , а значит и продольных проводимостей этих слоев,

$$S_Q = \frac{h_Q}{\rho_Q}, \quad S_{MZ} = \frac{h_{MZ}}{\rho_{MZ}}, \quad (4.2)$$

определяемых однозначно, поскольку они являются параметрами эквивалентности, A_1 - неизвестный коэффициент размерности. В качестве примера на рис 4.2.3 приведена карта прогноза обводненности Бельковского участка. Зоны повышенной инфильтрации атмосферных и поверхностных вод незначительны и локальны. При анализе полученных результатов было выяснено, что величина q_1 распределена по логнормальному закону, со средним значением около 250 усл. ед. График ее распределения отличается сложностью, обусловленной множеством факторов, влияющих на коэффициент инфильтрации (рис.4.2.4).

При расчете обводненности за счет ненапорных вод в перекрывающих отложениях за глубину залегания водоупора ($H_{вод}$) условно можно принять пропорциональную ей суммарную мощность надупинских пород (H_{Σ}), а время осушения считать постоянным, включив, как и другие постоянные величины, в неизвестный коэффициент размерности A_2 . Для расчета активной пористости, или водоотдачи (K_{μ}) надугольных отложений, можно взять величину, обратную УЭС водосодержащих песчано-известковых отложений ($\rho_{ни}$) взято $\rho_{cp} = \sqrt{T_{\Sigma} \cdot S_{\Sigma}}$; за величину ρ_r принята постоянная величина $\rho_r = 10$ Ом.м, так как сопротивление глин достаточно выдержано по всему месторождению, коэффициент глинистости (K_r) известен из данных бурения, т.е.

$$\rho_{ни} = \frac{\rho_{cp} \cdot (1 - K_r)}{1 - \frac{\rho_{cp} \cdot K_r}{\rho_r}}. \quad (4.4)$$

За водопроводимость $T_B = H_{вод} K_{ф\ cp}$ можно принять пропорциональное ей поперечное сопротивление надупинской толщи, определяемое по ВЭЗ достаточно точно.

На рис.4.2.3 приведены зоны прогнозной обводненности надугольных отложений.

Для оценки обводненности за счет напорных упинских вод (см. табл. 4.2) надо оценить по ВЭЗ мощность упинских пород и их УЭС, что сделать с высокой точностью невозможно. Поэтому зоны ожидаемого водопритока за счет упинских вод, приведенные на

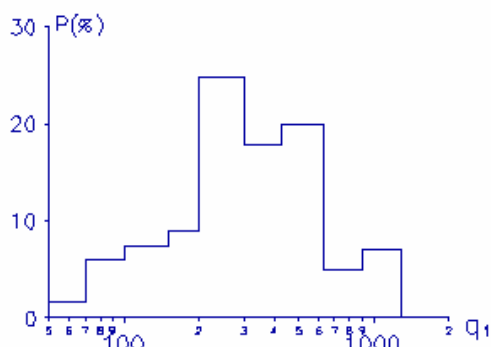
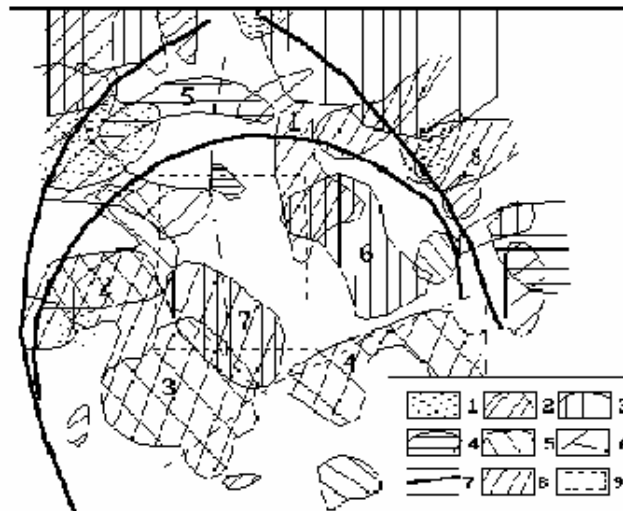


Рис.4.2.4. Гистограмма параметра q_1 Бельковского месторождения.



1-3 - ЗОНЫ ПОВЫШЕННОЙ ОБВОДНЕННОСТИ, 4 - ЛИНИИ ЭЛЕМЕНТЫ, 5 - ГРАНИЧНО-КАРЬЕРНОЙ СТРУКТУРЫ, 6 - ПРОГНОЗНЫЕ ЗОНЫ ОБВОДНЕННОСТИ, 7 - Контур шахтного поля

Рис.4.2.3. Карта прогноза обводненности Бельковского участка.

рис.4.2.3, являются лишь вероятными. В результате статистической обработки и нормировки параметров q_1 , q_2 , q_3 максимальными значениями (рис.4.2.4), можно получить зоны относительно повышенной обводненности, например, на уровне $0.7q_{max}$.

Такие зоны и приведены на рис.4.2.3. Участки, на которых наблюдается перекрытие зон повышенной обводненности разной природы, относятся к наиболее опасным с точки зрения обводненности. Если иметь сведения по изучаемому шахтному полю о доле (вероятности влияния) разных факторов обводненности (p_1 , p_2 , p_3 , $p_1 + p_2 + p_3 = 1$) в водопритоках в горные выработки, то можно получить суммарные ожидаемые удельные водопритоки на разных участках шахтного поля: Карты параметров q являются обобщенным результатом интерпретации ВЭЗ для изучения обводненности месторождения.

4.3. Изучение инженерно-геологических условий строительства в городах

В последнее время проведение геофизических исследований при изучении площадок под строительство зданий и инженерных сооружений в пределах городских территорий приобрело широкий размах. Использование геофизических методов на стадии проектирования является наиболее сложившейся областью инженерной геофизики, в которой сосредоточено не менее 80 % общего объема инженерно-геофизических работ. В последние годы по всему миру резко сократились капиталовложения в разведочную геофизику. Однако инженерная и экологическая геофизика - ее единственные бурно развивающиеся отрасли, в которые продолжают вкладываться немалые средства. В нашей стране также проявляется эта тенденция. Необходимо отметить, что конечная цель инженерно-геологических изысканий - оценка геологических условий сооружения различных строительных объектов. От качества этой оценки может зависеть здоровье и жизнь людей, поэтому геофизические исследования на всех стадиях изысканий должны проводиться с максимальной степенью надежности.

С помощью электроразведки решается обширный круг геологических задач. Однако все эти задачи можно свести к одной глобальной проблеме - оценке прочностных свойств массива горных пород и соответственно прогнозу возможных деформаций поверхности земли под влиянием геодинамических процессов, вызванных естественными и техногенными явлениями. В каждом конкретном случае это могут быть различные геологические задачи. Например, изучение закарстованности карбонатных пород и оценка активности карстово-суффозионных процессов в г. Москве, или исследования оползневых явлений на черноморском побережье Кавказа или Южном берегу Крыма, или изучение зон малоамплитудных тектонических нарушений в пределах подрабатываемых территорий в районе Донбасса. В первом случае основной задачей является предсказание возможного размыва грунтов, деформации или обрушения приповерхностного горного массива. Этой задаче подчиняется множество сопряженных с ней подзадач:

- 1) картирование гидрогеологических "окон" и изучение мощности и строения регионального водоупора;
- 2) определение степени разрушенности и закарстованности верхней части карбонатного разреза;
- 3) оценка гранулометрического состава и мощности приповерхностных песчано-глинистых отложений;
- 4) картирование и изучение глубинного строения древних речных долин;
- 5) оценка обводненности верхней части геологического разреза.

С помощью электрических зондирований при изучении оползневых явлений решаются следующие геологические задачи:

- 1) картируются коренные породы, слагающие ложе оползня;
- 2) определяется мощность оползневого тела и его строение по вертикали;
- 3) изучается трещиноватость пород, слагающих тело оползня;
- 4) производится оценка обводненности ложа.

При оценке устойчивости массивов горных пород на территориях, подрабатываемых глубокими горными выработками, важнейшей задачей является картирование зон тектонических нарушений. Просадка столба горного массива над пустой горной выработкой приводит к накапливанию напряжений в верхней части геологического разреза. Разлом выступает в данном случае в роли своеобразного "спускового крючка", который способствует разрядке напряжений в горном массиве. При электрометрических исследованиях определяется ширина зоны измененных пород, мощность рыхлых отложений. Геолого-геофизические признаки, указывающие на наличие тектонических нарушений могут быть самые разнообразные:

- 1) различный литологический состав пород и соответственно удельное электрическое сопротивление, а также разные характеристики эллипса анизотропии крыльев разлома;
- 2) наличие заметной по мощности зоны измененных пород, отличающейся по электрическим свойствам от вмещающих пород;
- 3) различная гипсометрия крыльев разлома;
- 4) развитие вдоль зон тектонических нарушений палеодолин, заполненных осадками.

Таким образом, первой особенностью применения электрических зондирований в городах является сложный характер инженерно-геологических задач. Как правило необходимо точное картирование горизонтальных границ геологических образований и детальное расчленение разреза по вертикали. В таких условиях успешно решать геологические задачи с помощью традиционной методики полевых работ и интерпретации материалов в рамках горизонтально-слоистой среды практически невозможно. Наш опыт показывает, что только повсеместное применение аппарата

двумерного и трехмерного моделирования электрического поля позволяет при интерпретации приближаться к реальным геологическим средам. Необходимо учитывать, что если в процессе интерпретации сделаны неправильные структурные построения геоэлектрического разреза, то это вызовет грубые ошибки в оценке удельного электрического сопротивления отдельных блоков пород. Это, в свою очередь, может привести к непредсказуемым погрешностям при оценке прочностных свойств изучаемых грунтов. Только на основе достоверных построений геоэлектрического разреза возможен переход к физико-механическим и водно-физическим характеристикам горных пород.

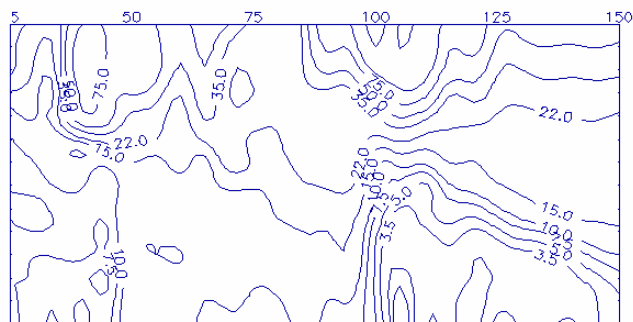


Рис.4.3.1. Разрез ρ_k для установки MNB на ул. Р. Люксембург (г.Донецк).

Второй особенностью применения электроразведки в городах является сильная нарушенность естественного покрова рыхлых отложений. Обычно он заменен насыпным грунтом, крайне неоднородным по своим электрическим свойствам. Насыпной грунт часто имеет пестрый литологический состав от хорошо проводящих глин до каменистых шлаков. Минимальные горизонтальные размеры неоднородностей насыпных отложений зачастую сравнимы с величиной приемной линии. Это создает огромное количество неоднородностей - помех в приповерхностном слое, которые сильно искажают кривые ВЭЗ и маскируют глубинные структуры, являющиеся объектом исследования. Кроме этого, практически всегда вдоль улиц, по которым обычно прокладываются геофизические профили, проходят водопроводные, тепловые и кабельные коммуникации, уложенные в траншеи и бетонные короба. Такого рода искусственные неоднородности приводят к сильным искажениям результатов электрических зондирований. Инженерно-технические коммуникации и сравнительно густая сеть воздушных электрических линий создают высокий уровень электрических помех (иногда до 1-2 мВ/м). Поэтому использование такого распространенного прибора как АЭ - 72 сильно затруднено, и обычно измерения проводятся на переменном токе с помехозащищенной аппаратурой (типа АНЧ-3). В связи с этим сильно возрастает время измерения, требуются мощные источники тока, представляющие определенную опасность, особенно в городских условиях. Высокий уровень геологических и промышленных помех вынуждает проводить геофизические

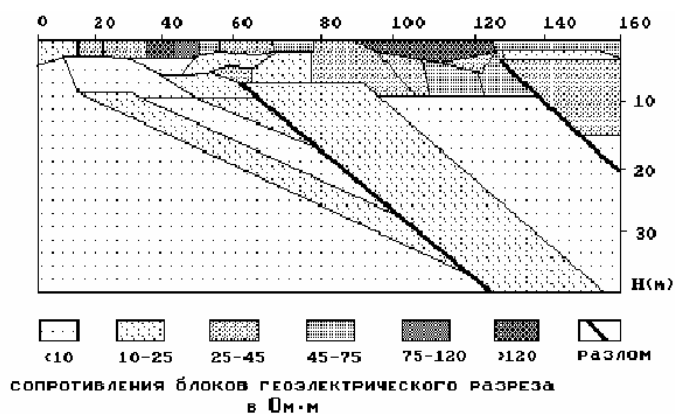


Рис.4.3.1,б. Геоэлектрический разрез по 2D ВЭЗ, которые были выполнены в интерпретации и данным бурения.

исследования с очень высокой плотностью точек наблюдений. При этом шаг между точками наблюдений электрического зондирования составляет обычно не более $0.1 AB_{max}$. Только в этом случае удается эффективно накапливать полезную информацию и правильно решать геологическую задачу.

Рассмотрим пример интерпретации трехэлектродных

центре г. Донецка вдоль улицы Розы Люксембург. Главной задачей являлось точное картирование двух систем разломов с целью проектирования нового корпуса Донецкого университета. Геологическое строение коренных пород на участке работ чрезвычайно сложное: на небольшом профиле длиной 160 метров три моноклиналильные песчано-глинистые толщи, имеющие разные углы падения и простирания, через разломы сменяют друг друга в горизонтальном направлении. Поверхностные грунты имеют мощность около 3-5 метров. На расстоянии 25 метров от профиля наблюдений расположены 3 скважины, с помощью которых удалось построить приближенный геологический разрез. Электрические зондирования выполнялись с шагом 5 метров. Максимальные разности АО составили 100 метров. На рис.4.3.1а представлен разрез рк. Обработка зондирований велась в несколько этапов. Сначала была проведена одномерная интерпретация материалов и построен геоэлектрический разрез для верхних 5-7 метров. На втором этапе с учетом априорной геологической информации по бурению была составлена двумерная модель геоэлектрического разреза. Затем последовательно сверху вниз по мере увеличения разностей вручную за 16 итераций был подобран двумерный разрез, представленный на рис.4.3.1б.

4.4. Электрические зондирования на мелководных акваториях

В последние годы у нас в стране и за рубежом активно ведутся геофизические исследования на мелководных пресноводных акваториях. Внутренние водоемы представляют интерес общенаучный (как объекты, внутри которых протекают интенсивные геологические процессы) и промышленный (в связи с расширением хозяйственной деятельности на акваториях). Такого рода деятельность включает гидротехническое строительство, строительство водохранилищ, развитие водного транспорта, создание нерестилищ ценных рыб, возведение крупных промышленных и жилых объектов на берегах водоемов, поиски полезных ископаемых и т.д. С геолого-геофизической точки зрения верхняя часть геологического разреза мелководных акваторий имеет свои особенности строения, и в связи с этим требуются специальные модификации электрометрии, которые отличаются от методов, применяемых на суше.

Характер хозяйственных задач, которые перечислены выше, требуют детальности и сверхдетальности исследований и их комплексности. Малая глубина воды, редко превышающая 10-15 метров, обуславливает особые требования к методике и технике электроразведочных работ.

Такие работы у нас в стране, основанные на современном техническом уровне и направленные на решение сложных инженерно-геологических задач на мелководных акваториях, были выполнены лабораторией сейсмоакустики геологического факультета МГУ под руководством А.В.Калинина и В.В.Калинина. Сотрудником лаборатории А.А.Мусатовым был разработан высокопроизводительный и помехозащищенный аналого-цифровой электроразведочный комплекс, который позволяет во время движения судна в автоматическом режиме одновременно с электрическими зондированиями (используются косы до 300 метров длиной) проводить съемку трех компонент естественного электрического поля (E_x , E_y и E_z), температурного поля (один канал) и резистивиметрии. За сравнительно короткий срок были выполнены исследования на акваториях рек Москвы, Волги, Сухоны, Онеги и Камы. Эти работы выявили две существенные особенности полевых материалов. Во-первых, был получен очень большой объем информации. Например, при скорости судна 8 км/час производится до 40 точек зондирования на одном км профиля наблюдений. Таким образом, за одну смену регистрируется свыше 2000 электроразведочных зондирований. В связи с

этим были стимулированы исследования, направленные на разработку автоматизированных способов обработки данных на ЭВМ. Во-вторых, была отмечена резкая изменчивость и сложность электрических полей, связанная с характерной для рек литологической и структурной неоднородностью по всем направлениям. В результате появилась острая необходимость в изучении геоэлектрического разреза не только в рамках горизонтально-слоистых моделей, но и с позиции его двумерной и трехмерной неоднородности.

При геофизических исследованиях на акваториях, как правило, остается неохарактеризованной самая верхняя часть геологического разреза, имеющая суммарную мощность слоев меньше глубины воды. Ведущим методом при детальном геофизическом исследовании рек и озер является сейсмоакустическое профилирование (НСП). В НСП для достижения глубинности 150-200 м возбуждаются упругие колебания с центральной частотой, как правило, не более 300-500 Гц. В воде такая сейсмическая волна будет иметь длину не менее 3-5 м. Увеличение скорости сейсмоакустических волн в горных породах приводит к увеличению длины волны до 4-7 м. В этих условиях тонкие слои верхней части геологического разреза неразличимы вследствие интерференции волн, отраженных от нижних и верхних поверхностей слоев донных осадков. В последнее время получают распространение высокочастотные методы НСП с центральной частотой около 1000-1500 Гц. При интерпретации таких записей удается выделять слои мощностью 1-1.5 м до глубин не более 20-30 м. В этом случае появляется возможность для более детальных структурных построений. Однако литология пород остается при этом неохарактеризованной и не удается получить информацию о свойствах горных пород без дополнительной сложной обработки на ЭВМ. В этом отношении возможности сейсмоакустического профилирования ограничены в основном качественным анализом волновой картины отраженных волн. При обработке временных разрезов НСП в ряде случаев можно определить принадлежность данного типа записи, например, к ледниковым морским или современным русловым отложениям и проследить границу между этими типами осадков и более глубокими консолидированными породами. Однако оперативно изучить изменение физических свойств с глубиной и по горизонтали, сопоставить похожие с точки зрения акустической волновой картины комплексы пород, уверенно определить состав тех или иных осадков с помощью НСП до сих пор не представляется возможным.

Таким образом, исследование литологии русловых отложений с помощью сейсмоакустики затруднительно. Для решения этой задачи требуется специальная методика для изучения электрических свойств самой верхней части разреза. Исследования на акваториях с помощью электроразведки на постоянном токе (зондирование и профилирование) выполняются с установками плавающего типа и погруженными установками (донные и плавающие в толще воды). Поверхностные установки обладают небольшой разрешающей способностью. Например, на реке Волге в нижнем течении средняя глубина реки составляет 7-8 м, и при обычной мощности русловых отложений 2-3 м определить достаточно точно их мощность и удельное электрическое сопротивление без дополнительной информации нельзя. С другой стороны, на внутренних водоемах опасно использовать донные установки из-за очень большой вероятности обрыва забортных геофизических коек. При исследованиях на море при глубинах 100 м и более (например, шельф Баренцева моря) донная установка становится слишком громоздкой. Полупогруженные установки, расположенные горизонтально на некотором расстоянии от дна, требуют строгого контроля глубины погружения питающих и приемных электродов. Кроме этого, располагаясь на

значительном удалении от дна (5-10 м), такие установки могут не обеспечить требуемой точности в определении ρ и h верхних тонких слоев. Чтобы обойти изложенные трудности, используется установка, расположенная вертикально в толще воды [84].

Если вертикальная установка целиком расположена в первом водном слое, то для многослойной среды получаем выражение для ρ_k :

$$\rho_k = \rho_1 \left[1 - \frac{(z^2 - z_0^2)^2}{z^2 + z_0^2} \int_0^\infty ch \eta z_0 sh \eta z F(\eta) d\eta \right]. \quad (4.6)$$

Из возможных установок остановимся на двух вариантах: 1) питающий электрод А расположен на поверхности воды, MN движется вниз;

2) MN расположено у дна, электрод А при этом опускается вниз.

3) Если эти два варианта осуществить последовательно, то кривая зондирования будет состоять из двух ветвей. При этом максимальная глубинность исследования достигается при максимальном разnose между приемными и питающими электродами, то есть, когда электрод А расположен на поверхности воды, а MN на дне. Для расчетов кривых ρ_k были составлены программы на языках ФОРТРАН-4 и БЕЙСИК для ЭВМ БЭСМ-6, СМ-4, и "Электроника-60". Расчеты по программам, использующим разные алгоритмы, показали хорошую сходимость результатов. Авторами были проведены численные расчеты для ряда моделей, характерных для морского и речного случаев. На рис.4.4.1 приведена одна из палеток трехслойных кривых зондирования с вертикальными установками (ЗВУ).

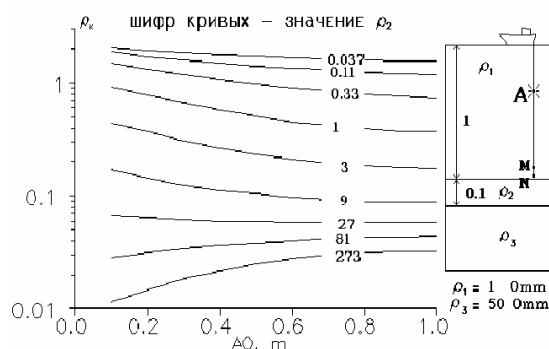


Рис.4.4.1. Пример палетки трехслойных кривых ЗВУ.

Следует отметить следующие свойства кривых ЗВУ.

1. Полученные кривые ЗВУ отражают геоэлектрические свойства разреза до глубин $0.5 h$ воды.

2. Верхний придонный геоэлектрический слой при ЗВУ становится первым и его параметры определяются однозначно. Таким образом, решается основная задача, поставленная в данной работе.

3. Кривые ЗВУ являются инверсными по отношению к зависимости удельного электрического сопротивления от глубины. То есть, чем выше удельное сопротивление слоя, тем ниже ρ_k , соответствующее этому слою. Такое поведение кривых ЗВУ легко объясняется изменением вертикальной компоненты плотности тока, которую мы фиксируем на MN, вблизи горизонтальных границ. Чем ниже сопротивление слоя, тем выше вертикальная компонента плотности тока, протекающего через его верхнюю границу, и наоборот.

4. Левые ветви кривых ЗВУ в большей степени зависят от параметров водного слоя и некоторой интегрально-осредненной проводимости всей пачки донных отложений. Правые ветви отражают разрез придонных отложений.

5. Значения ρ_k при $z \rightarrow h$ и $z_0 \rightarrow h$ соответствуют коэффициенту прохождения между водой и первым донным слоем:

$$\rho_k = \rho_1 (1 - K_{12}), \quad (4.7)$$

где ρ_1 - удельное электрическое сопротивление воды, а K_{12} - коэффициент отражения поверхности вода - дно.

Интерпретация кривых ЗВУ может быть проделана с помощью рассчитанных на ЭВМ палеток. При этом необходимо иметь в виду, что возможно введение более удачных нормировок поля, которые лучше отражают геоэлектрический разрез. Например, можно использовать другой эффективный параметр сопротивления:

$$\rho_k^* = \frac{2\rho_1^2}{\rho_k} - \rho_1. \quad (4.8)$$

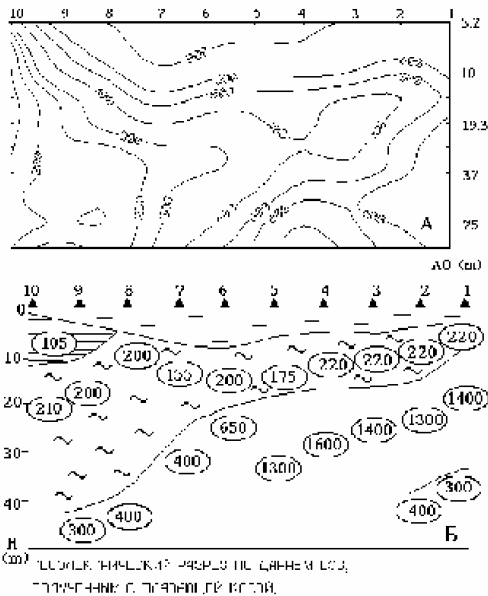


Рис.4.4.2.

разрешением в верхней части разреза. По результатам зондирования ЗВУ выделяются два тонких слоя, сопротивление которых превышает сопротивление воды. Мощность верхнего слоя составляет не более 0.5 м ($\rho_{уд}$ 2-5 кОм·м), а мощность второго - не более 2-2.5 м при сопротивлении около 1 кОм·м. На кривой ρ_k для плавающей горизонтальной трехэлектродной установки проявляется лишь более мощный нижележащий слой, имеющий сопротивление 150-220 Ом·м. Кроме этого, в результате работ было доказано, что технологически подобные зондирования вполне осуществимы, уровень сигналов достаточно высок для того, чтобы его можно было зарегистрировать. Колебания установки относительно вертикальной оси в пределах 10% ее длины практически не сказываются на результатах съемки.

Таким образом, ЗВУ могут быть рекомендованы для целей детального литологического картирования на мелководных акваториях в дрейфе или на якорю. Здесь необходимо сделать предостережение относительно применения обратной установки MNA, в которой A находится на дне, а MN движется вниз. Как показывают численные расчеты на ЭВМ, эта установка мало эффективна. При значительных изменениях в параметрах геоэлектрического разреза кривые

На рис.4.4.1 показаны некоторые кривые $\rho_k(AO)$. По форме они напоминают обычные графики ВЭЗ. Численные расчеты показывают, что, когда мощность воды много больше исследуемого разреза (случай глубокого моря или микроустановок), кривые ЗВУ ρ_k похожи на кривые ВЭЗ. То есть левая асимптота ρ_k равна ρ_2 , а правая - ρ_N . Действующий разнос в этом случае есть расстояние между питающим электродом A и центром MN.

Летом 1987 г. на одном из озер арктического побережья Чукотки были выполнены комплексные акваторные исследования, включающие зондирования с плавающей косой и электрзондирования с вертикальной установкой (рис.4.4.2).

Эксперимент показал, что ЗВУ действительно обладают очень высоким разрешением в верхней части разреза. По результатам зондирования ЗВУ выделяются два тонких слоя, сопротивление которых превышает сопротивление воды. Мощность верхнего слоя составляет не более 0.5 м ($\rho_{уд}$ 2-5 кОм·м), а мощность второго - не более 2-2.5 м при сопротивлении около 1 кОм·м. На кривой ρ_k для плавающей горизонтальной трехэлектродной установки проявляется лишь более мощный нижележащий слой, имеющий сопротивление 150-220 Ом·м. Кроме этого, в результате работ было доказано, что технологически подобные зондирования вполне осуществимы, уровень сигналов достаточно высок для того, чтобы его можно было зарегистрировать. Колебания установки относительно вертикальной оси в пределах 10% ее длины практически не сказываются на результатах съемки.

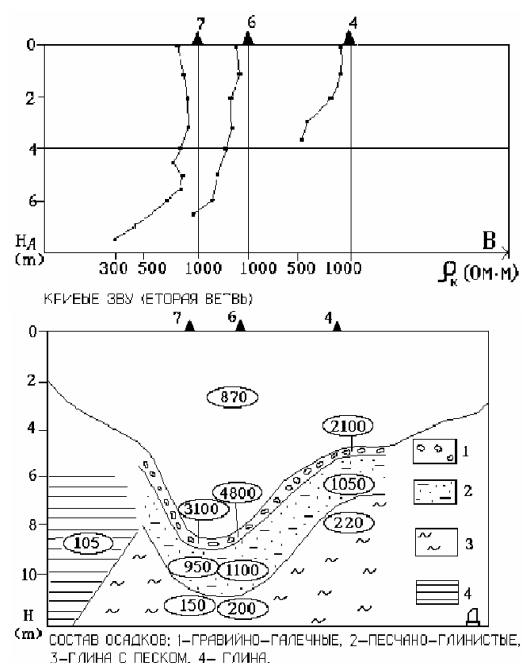


Рис.4.4.2. Результаты ЗВУ.

MNA меняются в пределах нескольких процентов. Чувствительность установки сильно загрублена и применять ее для целей зондирования донных осадков, по-видимому, нецелесообразно.

Можно отметить очень высокую чувствительность вертикальной установки AMN при исследованиях методом ВП. В условиях экранирующего действия соленой морской воды ($\rho_B = 0.2-0.3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) с помощью такой установки можно зарегистрировать значительные аномалии кажущейся поляризуемости. При этом аномалия η_k - ЗВУ может в несколько раз превосходить аномалию η_k - ВЭЗ по амплитуде. Горизонтальная установка весьма чувствительна к высоте над дном. Незначительное увеличение высоты горизонтальной установки до 2-3 м приводит к практически полному исчезновению аномалий эффективных параметров среды. Уровень сигналов ЗВУ наоборот устойчив и аномалии сохраняют значительную амплитуду при достаточно высоких положениях MN над дном.

4.5. Изучение археологических объектов.

В последние годы электроразведка все чаще используется для решения археологических задач. Как правило, при фиксации археологических объектов в плане, предпочтение отдается электропрофилированию с различными установками. Когда же стоит задача изучения уже локализованного объекта, на первый план выходит электрическое зондирование. Наш опыт использования электроразведки в археологии показывает, что максимальный эффект применение метода ВЭЗ приносит при решении следующих задач:

1. Изучение различных форм палеорельефа, поиск и изучение погребенных русел и долин;
2. Поиск остатков крепостных укреплений и изучение их строения;
3. Поиск остатков стен и фундаментов строений;
4. Расчленение верхней (2-15 м) части геологического разреза;
5. Поиск и изучение склепов, камер, погребений в плотных породах;

Подавляющее большинство археологических объектов залегает на глубине, не превышающей первых метров, в редчайших случаях десятков метров. Как правило, большинство объектов имеет локальный характер и располагается на относительно небольшой площади. Эти объекты рассматривались бы нами как помехи при решении более глубоких задач, но в данном случае они представляют объект изучения.

Все это делает логичной следующую методику наблюдений. Зондирования проводятся с трехэлектродной установкой AMN, причем линия "бесконечность", соединяющая установку с электродом "В", устраивается один раз и используется для проведения всех ВЭЗ на изучаемой площади. Точки ВЭЗ располагаются по профилям с шагом 1 - 5 м, разнос питающего электрода направляется по профилю всегда в одну сторону. Это позволяет достичь многократного перекрытия изучаемого объекта питающей линией, без чего построение его детальной негоризонтально - слоистой модели при интерпретации становится невозможным. Использование для намотки питающих проводов катушек становится нецелесообразным. Гораздо быстрее выполнять ВЭЗ со специальным мерным шнуром, растягиваемым по профилю. В этом случае производительность бригады из трех человек составляет около 10 ВЭЗ в час с разносом АО от 0,3 до 50 м. Некоторые исследователи используют электроразведочные косы, но наш опыт показал, что их надежность оставляет желать лучшего, в то время, как выигрыша в производительности они не дают.

Следует отметить, что конечная цель электроразведки - это построение на основе полученных данных геоэлектрической модели разреза. Истолкование этой модели, с точки зрения конкретной решаемой задачи (геологической или археологической), требует привлечения дополнительной информации и, строго говоря, выходит за рамки электроразведочных исследований. Таким образом, электроразведка дает важную информацию об изучаемых объектах: размерах, свойствах, внутреннем строении, но окончательная трактовка

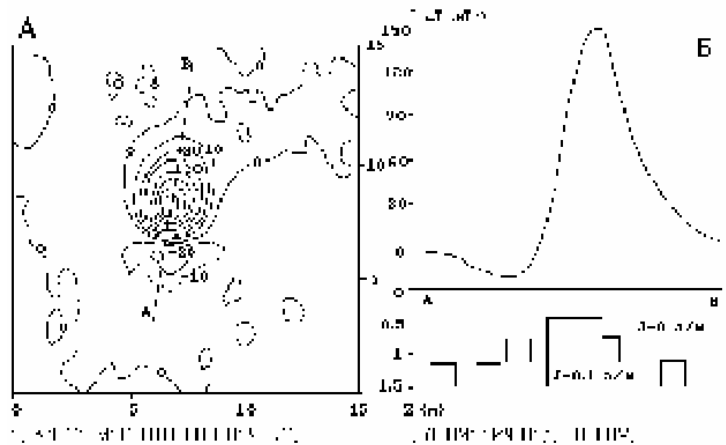


Рис.4.5.1. Результаты магнитной съемки над горном.

полученных результатов невозможна без их проверки прямыми методами исследований (бурением, раскопками и т.п.). Прекрасные результаты дает комплексирование ВЭЗ с магниторазведкой.

В качестве примера, иллюстрирующего этот факт, ниже приводятся результаты геофизических исследований на одном из древнерусских памятников, расположенных в районе с. Монастырщина Тульской области. Настоящие работы являются частью работ, проводимых Государственным Историческим музеем по изучению археологических памятников Куликова поля. Задачей исследований было комплексное изучение геофизическими методами ряда поселений 12-14 веков. При проведении площадной съемки магниторазведкой была выделена интенсивная аномалия магнитного поля ΔT (Рис.4.5.1а). При ее археологической проверке был обнаружен объект гончарного производства (горн), верхняя кромка которого залегает на глубине около 0,5 м от поверхности (Рис.4.5.1б).

Для оценки эффективности электроразведки на такого рода объектах над горном был пройден профиль ВЭЗ из 9 точек зондирования. Шаг по профилю составлял 1 м, со сгущением до 0,5 м над центром, разности - от 0.5 до 26,8 м.

Результаты работ показаны на рис.4.5.1в. Над центром объекта наблюдается сильная аномалия кажущегося сопротивления, превышающая фоновые значения в 1.5-1.7 раза. Аномальная зона имеет

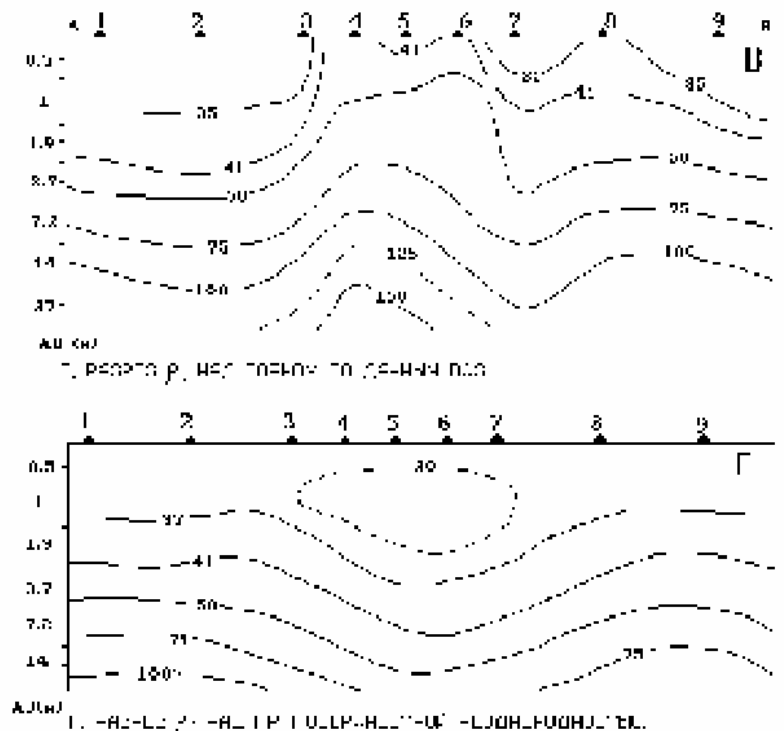


Рис.4.5.1.В,Г. Результаты электроразведки методом ВЭЗ.

ширину около 1.5 м. Аномалия возникает на начальных и устойчиво прослеживается вплоть до последних разносов, что вероятно, связано с изменением приповерхностного слоя под влиянием изучаемого объекта. На следующем участке нами изучалась магнитная аномалия похожей формы и интенсивности, но был получен разрез совершенно другого типа (Рис.4.5.1г) - со слабой проводящей зоной. При проверке было установлено, что аномалию создавал далекий от археологии объект - металлическая деталь от трактора. Результаты проведенных исследований позволяют сделать вывод, что электроразведка может с успехом использоваться при разбраковке магнитных аномалий проблематичной природы на заведомо приповерхностные аномалии помехи и полезные аномалии от объектов гончарного производства.

4.6. Мерзлотные исследования

Подобно тому, как на водосодержании базируется гидрогеологическая электроразведка, на водо-льдосодержании основана мерзлотная электроразведка.

4.6.1. Особенности мерзлотно-геоэлектрических разрезов и задачи метода сопротивлений при мерзлотных исследованиях

Мерзлотно-геоэлектрические разрезы благодаря скачкообразному или плавному возрастанию удельных электрических сопротивлений (УЭС) при замерзании свободной или связанной воды в породе отличаются следующими особенностями [6,34,42,43,53,54,77,85]:

- непостоянством УЭС в плане и по глубине в связи с изменением температуры, литологии, структуры, текстуры, влажности, минерализации подземных вод, льдистости и криогенного строения;
- скачкообразным увеличением УЭС (в $2 \cdot 10^4$ раз) при замерзании породы, а затем плавным его возрастанием по мере понижения отрицательных температур;
- резким ростом УЭС зимой по сравнению с летом в верхнем слое годовых колебаний температур мощностью до 0.3-3 м, и плавным возрастанием - в нижнем слое годовых теплообменов, мощностью до 10-30 м;
- наличием в средней части многолетнемерзлых отложений горизонта мощностью от 0.1 до 0.3 от общей мощности многолетней мерзлоты очень высоких ($10^4 - 10^7$ Ом•м) и достаточно постоянных УЭС, а иногда присутствием в ней талых пород (межмерзлотные талики), особенно под руслами рек;
- градиентным уменьшением УЭС от горизонта мерзлых пород с очень высоким сопротивлением до талых пород с часто низким УЭС, особенно, если они представлены рыхлыми отложениями.

Как видно из сказанного, геоэлектрические разрезы в условиях многолетнемерзлых пород отличаются большой сложностью, поэтому мерзлотные исследования относятся к малоблагоприятным как для метода электроразведки, так и других геофизических методов. Только при тесном сочетании ряда геофизических, геологических и мерзлотных исследований можно ожидать положительных результатов при исследованиях многолетнемерзлых разрезов.

В комплексе с терморазведкой, сейсморазведкой, гравиразведкой, электроразведке при мерзлотных исследованиях принадлежит большая роль. При этом методы профилирования используются для картирования в плане мерзлых и талых отложений (выявление литологических контактов, тектонических нарушений, зон трещиноватости, выделения участков сквозных и несквозных таликов, подземных

льдов, поисков и разведки обводненных зон), а методы зондирований - для расчленения мерзлых и талых зон по глубине (определения кровли и подошвы многолетнемерзлых пород, изучения распространения на глубине мерзлых и талых пород, сквозных и несквозных таликов, выявления строения мерзлоты, типов сезонного оттаивания, промерзания и динамики мерзлотных процессов, поисков и разведки межмерзлотных и подмерзлотных подземных вод).

Методика, техника и интерпретация данных ВЭЗ при мерзлотных исследованиях достаточно полно описаны в литературе [6,25,36,43,54,85]. Следует отметить сложности интерпретации, обусловленные:

- сильной изменчивостью параметров ρ_i и h_i слоев геоэлектрического разреза, а также типов кривых ВЭЗ по площади, препятствующей использованию известного приема переноса параметрических данных для интерпретации соседних зондирований;
- высокой контрастностью сопротивлений, вследствие которой расширяются пределы действия принципа эквивалентности и погрешностей в определении ρ_i и h_i ;
- градиентным законом изменения удельного сопротивления слоев с глубиной и нередко слабой дифференциацией пород по ρ у подошвы мерзлой толщи, приводящим к появлению по данным обычной интерпретации фиктивных (не существующих) слоев и неверному определению многолетнемерзлых пород;
- экранирующим влиянием сезонно-талого слоя и верхнего наиболее льдистого горизонта мерзлой толщи, приводящим к появлению затянутых максимумов ρ_k (элементов кривых ВЭЗ типа К), затрудняющих выделение нижележащих горизонтов;
- искажением кривых ВЭЗ, обусловленным горизонтальной неоднородностью разреза и прежде всего прерывистостью распространения мерзлых и талых пород в плане;
- изменчивостью кривых ВЭЗ во времени.

Типы кривых ВЭЗ для мерзлых пород подобны двухслойным кривым ($\rho_1 > \rho_2$), трехслойным типа К и А, четырехслойным типам АК и КQ и некоторым другим (см.1.2). В общем случае в разрезе многолетнемерзлых пород выделяются несколько геоэлектрических горизонтов, а обобщенная ФГМ представляется следующим образом. Первый верхний горизонт связывается с активным слоем, мощность которого варьирует от первых десятков сантиметров до нескольких метров, а сопротивление меняется от десятков до сотен Ом•м летом до 105 - 106 Ом•м зимой. Второй горизонт на кривых ВЭЗ, полученных в летний период, проявляется восходящей ветвью кривой типа А и часто является градиентным. При наблюдениях в зимний период первый и второй горизонты обычно образуют единый высокоомный слой. Третьим геоэлектрическим горизонтом служит слой многолетнемерзлых пород мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров, который круглогодично характеризуется очень высокими сопротивлениями, и создает ветви кривых ВЭЗ типа К. Слой мерзлых, а иногда и подстилающие талые породы образуют нередко градиентную по УЭС толщу, которая вместе с низкоомным подстилающим слоем выделяется на кривых ВЭЗ ветвями типа Q. Традиционную количественную интерпретацию начинают с параметрических ВЭЗ и ВЭЗ, выполненных в пределах горизонтально однородных участков. При отсутствии градиентности разреза, например, в песках, гравийно-галечных отложениях, интерпретацию проводят обычными способами с помощью палеток или ЭВМ. Когда анализ опорных данных указывает на наличие градиентности, целесообразно строить разрезы трансформированных сопротивлений и применять соответствующие приемы интерпретации [34,50,53]. Результаты интерпретации кривых ВЭЗ представляются в виде геоэлектрических разрезов с выделением границ мерзлых и талых пород, слоев различного сопротивления, различной льдистости и др. Основными недостатками

традиционной интерпретации данных ВЭЗ является низкая точность определения положения границ слоев разреза, особенно высокоомных многолетнемерзлых пород, являющихся экранами. Кривые зимних ВЭЗ из-за отсутствия экранирующего влияния сезонно-талых пород, как правило, более дифференцированы и информативны. Однако сезонный характер электроразведочных работ и трудность осуществления измерений в зимних условиях не позволяют широко использовать эти преимущества. Качество интерпретации можно повысить, применив рассматриваемые в настоящей работе нетрадиционные приемы, в том числе двумерное моделирование, статистические мерзлотно-электрические характеристики и т.п.

Изучение многолетней мерзлоты важно для поисков и разведки твердых полезных ископаемых, их эксплуатации, а также всевозможного строительства в районах распространения многолетнемерзлых пород.

Поиски и разведка различных полезных ископаемых, в том числе подземных вод, с привлечением методов электроразведки в условиях распространения многолетнемерзлых пород значительно сложнее, чем в районах, где нет мерзлоты. Главные затруднения связаны с резким изменением электромагнитных свойств поверхностных отложений в пространстве и во времени (зимние и летние свойства), сложностью выполнения заземлений при работе гальваническими методами электроразведки, экранирующим влиянием слоя многолетней мерзлоты на изучение подмерзлотного геоэлектрического разреза, сложностью электрического каротажа "сухих" скважин и др. Особые трудности возникают при интерпретации электромагнитных зондирований, так как в условиях сильно контрастных по сопротивлению горизонтов расширяются пределы действия принципа эквивалентности, что препятствует раздельному определению таких параметров как мощность и сопротивление слоев. В подобных условиях более достоверными являются лишь параметры эквивалентности (S,T).

В качестве примера нетрадиционных подходов к интерпретации ВЭЗ, рассмотрим опыт работы авторов на одном из месторождений на Чукотке.

4.6.2. Изучение обводненности месторождения на Чукотке.

Для подземной разработки твердых полезных ископаемых низкотемпературные мерзлые породы благоприятны, так как в них проходку выработок и отработку ископаемых можно вести при минимальном креплении стенок и кровли. Наличие талых водонасыщенных пород представляет серьезную опасность при эксплуатации месторождений с точки зрения обводненности и повышенного горного давления. В подобных условиях необходимо сплошное крепление выработок, что в условиях, например, арктического побережья Чукотки чрезвычайно сложно и дорого. Проще его осуществлять на отдельных заранее известных участках рудника. Поэтому повышение эффективности геолого-геофизических исследований для выявления таких участков имеет важное значение и авторы включились в его решение.

Изучаемое месторождение расположено на севере Чукотки в долине неглубокой реки и имеет достаточно простое геологическое строение [13,54]. Сверху залегает толща четвертичных флювиогляциальных и аллювиальных отложений мощностью 60-90 м, представленная галечниками, песками с небольшими прослоями глин. Ниже залегают коренные пермско-триасовые породы, сложенные толщей из переслаивания мелко- и тонкозернистых алевроитистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. На кровле коренных пород расположены россыпные рудные полезные ископаемые, добыча которых и ведется с помощью подземных выработок. Район расположен в зоне

мощных (до 300 м) мерзлых пород. Однако в них имеются талики, приуроченные к руслам, долинам и террасам рек и озер. Их формирование связано с отепляющим влиянием поверхностных вод рек и озер. При значительной мощности таликов, достигающих до уровня проходки выработок, возможны прорывы вод (подземных и поверхностных) в горные выработки. Поэтому основной задачей электроразведки и являлось выделение таликов в плане и на глубине.

Геоэлектрический разрез месторождения представляется таким. Верхний горизонт с $\rho_1 = 1.2-1.5$ килоометров (кОм•м) соответствует талым рыхлым отложениям мощностью от 2 до 40 м. Второй горизонт отвечает мерзлым рыхлым породам с $\rho_2 = 15$ кОм•м и мощностью 35-85 м. Третий горизонт - мерзлые коренные породы с $\rho_3 = 1$ кОм•м и мощностью несколько сот метров. Указанные УЭС являются средними. Они, как и мощности горизонтов, непостоянны. Внутри мерзлых пород могут быть подрусловые талики с $\rho_T < 2$ кОм•м, "козырьки" мерзлых пород над талыми и другие неоднородности УЭС.

Переинтерпретация имевшихся кривых ВЭЗ традиционными методами, в том числе с помощью ЭВМ, и одномерное математическое моделирование, выполненное в МГУ, показали, что если границы между слоями ρ_1 и ρ_2 , ρ_2 и ρ_3 выявить можно, то определить градиентную границу между слоями ρ_3 и ρ_4 и особенно выявить контуры подрусловых таликов в слое ρ_3 практически невозможно. Для выбора методики детализационных

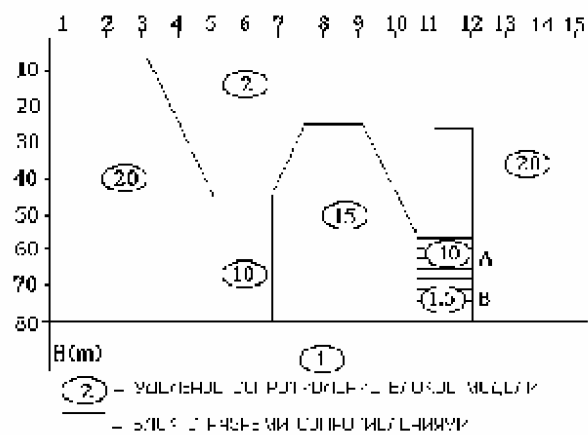


Рис.4.6.1. Модель таликовой зоны.

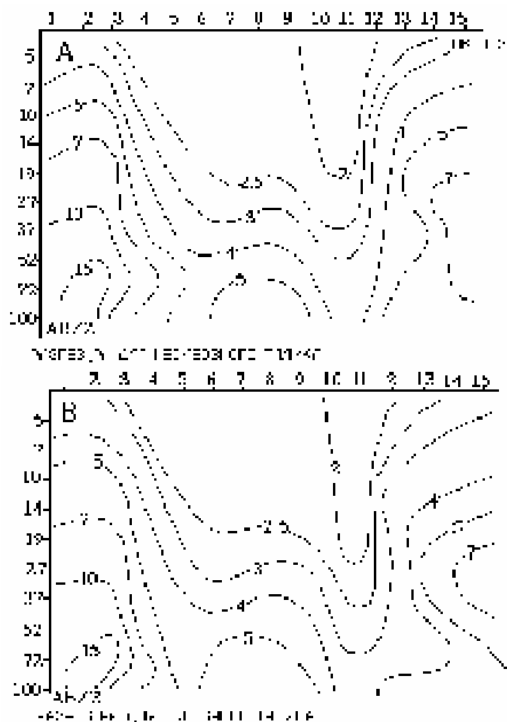


Рис.4.6.3. Результаты математического моделирования над таликовой зоной.

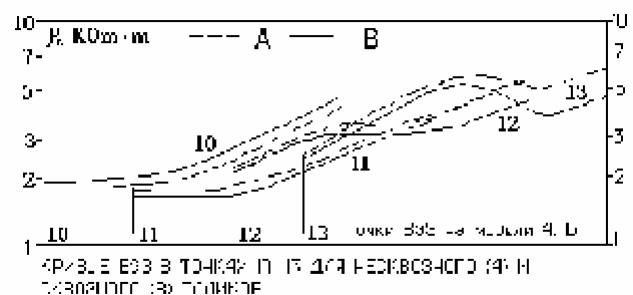


Рис.4.6.2. Кривые ВЭЗ над моделью таликовой зоны.

работ методом ВЭЗ и разработки нетрадиционных приемов интерпретации было проведено математическое моделирование. На рис.4.6.1 приведена обобщенная стартовая двумерная ФГМ изучаемого района, аппроксимирующая реальный геоэлектрический разрез и позволяющая оценить возможности выявления методом ВЭЗ несквозных (А, с $\rho = 10$ кОм•м) или сквозных (В, с $\rho = 1.5$ кОм•м) таликов, т.е. таких, у

которых нижние кромки соответственно не достигают или достигают коренных пород с $\rho_3 = 1 \text{ кОм}\cdot\text{м}$. Результаты расчетов КС по программе IE2DL, (см. гл. 3) для кривых, полученных трехэлектродной установкой AMN, приведено на рис.4.6.2 в виде кривых ВЭЗ, а на рис. 4.6.3 в виде разрезов КС.

Анализируя кривые ВЭЗ в точках 10-13, можно заметить, что их форма в одних и тех же точках обеих моделей не меняется. Происходит лишь небольшое смещение кривых по уровню, не превосходящее 10%. Наибольшее различие КС (15%) достигается на кривой ВЭЗ-13 на больших разносах АО, несмотря на то, что точка записи находится за пределами изучаемой зоны, а разносы ее пересекают. Это связано с тем, что на больших разносах возникает эффект "просачивания" тока от питающего электрода через нависающий блок с сопротивлением $20 \text{ кОм}\cdot\text{м}$ ("kozyрек"), что приводит к уменьшению плотности тока и КС в районе измерительных электродов. В случае несквозного талика этот эффект не возникает, так как сопротивление заштрихованного блока достаточно велико. Разрезы КС для двух рассматриваемых моделей различаются слабо. Если внести в результаты моделирования геологические помехи и погрешности измерений, то отличить сквозной талик от несквозного по ним окажется практически невозможно. Нужны специальные подходы к интерпретации подобных разрезов КС, что и сделано при интерпретации поставленных здесь полевых и речных ВЭЗ встречными трехэлектродными установками с максимальными разносами до 500 м и повышенной плотностью как точек наблюдения (до 200 м), так и числа разносов на каждой точке. Следует особо отметить предложенную методику речных наблюдений в русле малоглубинных (до 1 м) рек с помощью электроразведочной косы. Коса с жестко закрепленными электродами с максимальными разносами до 200 м протаскивалась вверх по течению и через 10-20 м регистрировались кривые ВЭЗ. Процесс измерения для речных ВЭЗ оказался в 5 и более раз быстрее, чем наземных. Кроме того, речные кривые ВЭЗ, благодаря постоянству сопротивлений заземлений, помещенных в реку электродов, меньше подвержены влиянию поверхностных неоднородностей, легче контролируются, отличаются повышенной точностью при расчетах КС и высокой плотностью получаемой информации. Это позволило перейти от традиционной интерпретации отдельных кривых ВЭЗ к машинной интерпретации продольных речных разрезов КС. Интерпретация данных ВЭЗ проводилась в соответствии с предложенной авторами и изложенной в настоящей работе методикой.

1) Сначала велась нормализация речных кривых по правой асимптоте, т.е. не искаженные речные кривые приводились к единому уровню. Благодаря этому исключался S-эффект, возникающий за счет разной мощности хорошо проводящей ток воды в реке. Наряду с ВЭЗ участок был покрыт симметричным (AB = 10, 50, 160 м) профилированием с шагом по профилям 10-20 м и межпрофильными расстояниями до 200 м.

2) На следующем этапе обработки выделяются участки, соответствующие горизонтально-слоистой модели разреза. При этом значения кажущегося сопротивления ρ_k для установок AMN и AMNB на одинаковых разносах питающих линий АО и AB/2 над горизонтально-слоистой средой практически совпадают [54]. Если разрез содержит горизонтальные неоднородности, то значения ρ_k для этих двух типов установок отличаются тем сильнее, чем резче меняется геоэлектрический разрез по горизонтали. Для оценки степени неоднородности среды вводится коэффициент $K_n = \rho_{k \text{ AMN}} / \rho_{k \text{ AMNB}}$, где $\rho_{k \text{ AMN}}$ - значения кажущегося сопротивления по результатам русловых электроразведываний на разносе АО=25 м; $\rho_{k \text{ AMNB}}$ - значения кажущегося сопротивления по результатам СЭП с AB = 50 м. Участки профиля, на которых

значение K_n близко к единице и изменяется в сравнительно небольших пределах от 0.85 до 1.15 считаются горизонтально-слоистыми. При других значениях K_n в разрезе наблюдаются вертикальные и крутопадающие границы, а формальная одномерная интерпретация на таких участках ведет к существенным ошибкам.

3) Следующий этап обработки - использование дифференциальных трансформаций. Кривые и разрезы кажущихся сопротивлений (КС) заменялись трансформированными сопротивлениями (ТС или ρ_{ST}) (см.гл.1). На рис 4.6.4 приведены разрезы ТС для модельных разрезов КС, представленных на рис 4.6.3. Сгущение изолиний ρ_{ST} соответствует положению границ мерзлых и талых пород. Сравнивая разрезы для "сквозного" (рис 4.6.4Б) и "несквозного" (рис 4.6.4А) таликов, нетрудно заметить, что они различаются гораздо сильнее, чем разрезы КС на рис 4.6.3 - А,В. Более того, на рис 4.6.4Б хорошо видна зона пониженных значений ρ_{ST} , соответствующая сквозному талику, в то время как на рис 4.6.3Б она отсутствует. Общий уровень значений ρ_{ST} гораздо ближе к удельному сопротивлению блоков модели, чем значения ρ_k . Структура и аномалии на разрезе ρ_{ST} резче, чем на разрезе ρ_k . Эти особенности трансформированного разреза позволяют использовать его для следующих целей:

- поиска сквозных таликов небольшого размера, плохо проявляющихся на кривых ВЭЗ и разрезах ρ_k ;
- задания стартовых моделей для подбора при помощи двумерного моделирования ситуации, наиболее близкой к реальной;
- выделения участков, на которых необходимы более детальные исследования или работы другими геофизическими методами.

В качестве иллюстрации описанного приема трансформаций на рис.4.6.5 приведен фрагмент разреза, полученного при проведении речных ВЭЗ в изучаемом районе. На них фиксируются сквозные талики.

4) Следующий этап обработки данных русловых зондирований сводится к интерпретации ВЭЗ в рамках горизонтально-слоистой модели с помощью пакета программ, созданных в МГУ (см.гл.2).

Для точного определения

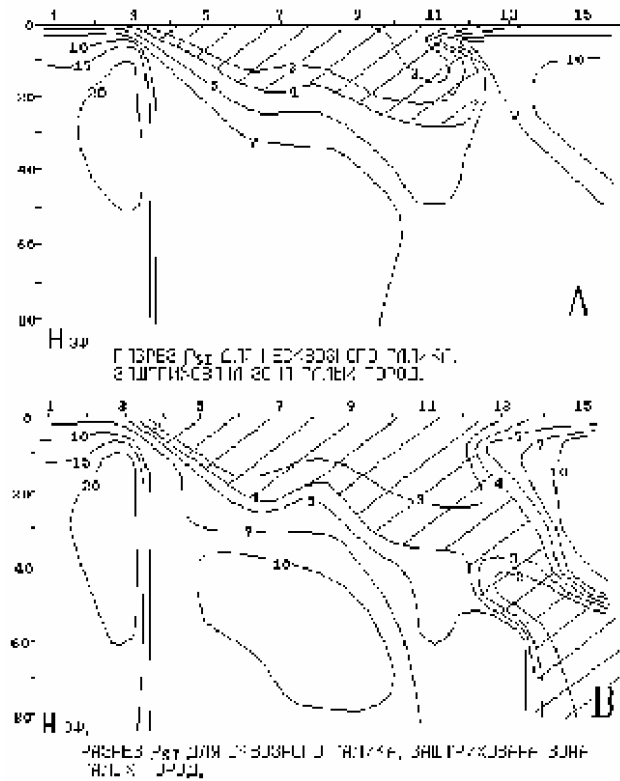


Рис.4.6.4. Результаты дифференциальных трансформаций модельного разреза.

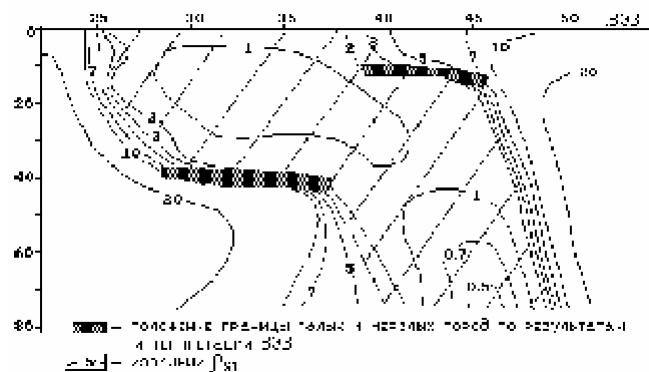


Рис.4.6.5. Сквозная таликовая зона под руслом реки по данным ВЭЗ.

глубины верхней границы мерзлых пород накладываются ограничения на удельное сопротивление талых пород. С этой целью используются все источники дополнительной информации:

- а) результаты интерпретации средней кривой ВЭЗ по участку;
- б) результаты интерпретации кривых ВЭЗ на участках с большими мощностями соответствующих слоев талой зоны;
- в) результаты бурения, электрического каротажа и температурных измерений в скважинах, возле которых выполняются параметрические ВЭЗ.

Такой подход позволяет сузить пределы действия принципа эквивалентности и, соответственно, повысить точность интерпретации полевого материала. На участках профилей, где справедлива горизонтально - слоистая модель (кривые ρ_{AMN} и ρ_{MNB} , ρ_{AMNB} совпадают), по данным одномерной интерпретации с учетом разрезов ρ_{ST} строились геоэлектрические разрезы. Так как на таких разрезах по вертикали вниз откладываются глубины, а на разрезах ρ_{ST} - эффективные глубины $h_{эф}$, то для построения опорных границ между ними целесообразно установить связи. Так в изучаемом районе между глубиной залегания кровли мерзлых пород ($H_{тал}$) и H_{ST} по разрезу ρ_{ST} получена корреляционная связь (см. рис 4.6.6).

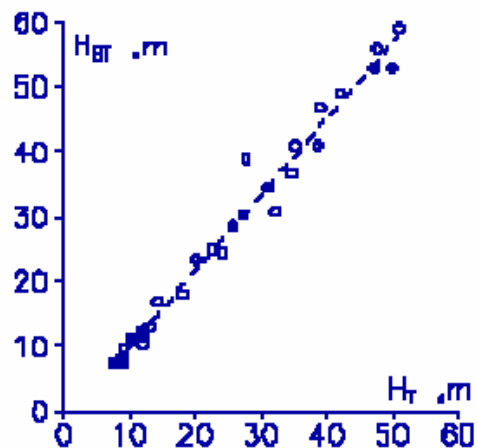


Рис.4.6.6. Корреляционная связь глубин H_{ST} и H_T .

5) Следующий этап - машинная интерпретация разрезов КС и ТС горизонтально неоднородных участков профиля в рамках двумерного моделирования (см гл.3).

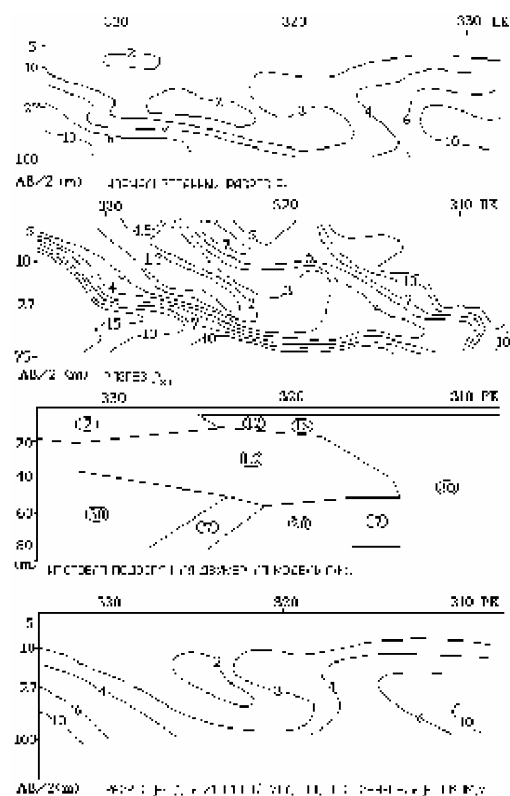


Рис.4.6.7. Результаты двумерной интерпретации речных ВЭЗ.

Стартовой моделью для подбора двумерных математических разрезов являются результаты одномерной интерпретации или разрезы ρ_{ST} . Последовательно изменяя параметры геоэлектрического разреза и строя разрезы КС, добиваются наилучшего совпадения наблюдаемого разреза с теоретическими. На рис 4.6.7 приведены результаты двумерной интерпретации ВЭЗ на одном из отрезков речного профиля изучаемого района.

6) На завершающем этапе геофизической интерпретации происходит стыковка геоэлектрических разрезов, полученных в горизонтально- слоистых частях профиля и на неоднородных участках. Эту операцию интерпретатор пока что проводит вручную, но она может быть в будущем автоматизирована.

7) Ответственным заключительным этапом интерпретации полевых и русловых ВЭЗ является их мерзлотно- гидрогеологическое истолкование. Поскольку результаты физической интерпретации кривых ВЭЗ, вследствие действия принципа

эквивалентности, неоднозначны, для такого истолкования используются параметры эквивалентности: послойные или обобщенные продольные проводимости (S_i или S) талых пород и поперечные сопротивления (T_i и T) мерзлых пород.

Иными словами, наряду с геометрией разреза (мощности талых и мерзлых пород) следует получать такие электрические характеристики, которые могут дать информацию о температурах пород, их устойчивости, обводненности, но при этом должны удовлетворять следующим требованиям:

- устойчивость;
- слабая зависимость от принципа эквивалентности;
- высокая чувствительность к изменению криогенных свойств изучаемых отложений.

По виду все полученные кривые ВЭЗ условно можно разделить на две группы: мерзлые и талые (рис 4.6.8). Предлагается следующая обработка таких кривых ВЭЗ, основанная на их интегральных трансформациях.

Участок "А" совмещается с двуслойной теоретической палеткой ВЭЗ наилучшим образом, крест палетки переносится на бланк с полевой кривой. Этот крест назовем "Т", поскольку он характеризует талые породы. По его координатам определяется продольная проводимость S_T и поперечное сопротивление талой толщи T_T :

Если обработка проводится на ЭВМ, эти величины можно получить и путем интегральной трансформации:

$$S_T = \frac{r_T}{\rho_{kT}}, \quad T_T = r_T \cdot \rho_{kT}. \quad (4.9)$$

$$S_T^{TP} = \int_{r_1}^{r_T} \frac{1}{\rho_k} dr, \quad T_T^{TP} = \int_{r_1}^{r_T} \rho_k \cdot dr, \quad (4.10)$$

где r_1 и r_T - начальный полуразнос кривой ВЭЗ и координата креста "Т" соответственно. Заметим, что все эти величины являются "кажущимися", так как определяются через кажущееся сопротивление. Однако, сопоставление их с истинными S и T на большом количестве фактического материала показало их тесную связь (коэффициент корреляции между S и S_T , T и T_T составляет 0.85 - 0.98), что позволяет использовать "кажущиеся" параметры наряду с истинными. Совмещение участка "В" на рис 4.6.8 с нисходящей ветвью двуслойной палетки позволяет получить крест "М", характеризующий мерзлые отложения, залегающие на коренных породах. Координаты этого креста дают значения поперечного сопротивления надкоренных отложений и их продольной проводимости, причем мерзлых и талых вместе:

$$T_{TM} = r_M \cdot \rho_{kM}, \quad S_{TM} = \frac{r_M}{\rho_{kM}}. \quad (4.11)$$

Интегральная трансформация кривой на ЭВМ дает аналогичные значения по формулам:

$$T_{TM} = \int_{r_1}^{r_{TM}} \rho_k \cdot dr, \quad S_{TM} = \int_{r_1}^{r_{TM}} \frac{1}{\rho_k} dr. \quad (4.12)$$

Так как густота точек ВЭЗ на изучаемом месторождении значительно меньше, чем точек СЭП, то последние также использовались для количественной

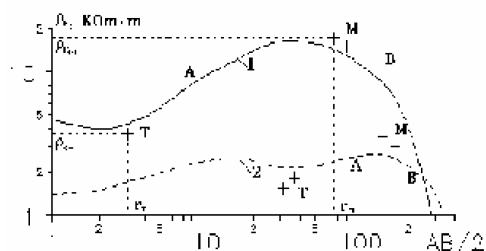


Рис.4.6.8. "Мерзлая" (1) и "талая" (2) кривые ВЭЗ.

интерпретации. С этой целью по трем значениям КС с использованием асимптотических значений КС по соседним ВЭЗ удалось построить кривые "псевдо ВЭЗ". Интерпретируя такие псевдо кривые, по рассмотренным выше формулам можно резко увеличить плотность геофизической информации.

Для получения поперечного сопротивления только мерзлых отложений следует вычислить разность: $T_M = T_{TM} - T_T$.

В песчано-глинистых разрезах величина T характеризует водопроницаемость слоя или толщи [34,82,85]. Для мерзлотно-гидрогеологических исследований следует, видимо, рассматривать T_M как показатель устойчивости толщи мерзлых пород. Чем ближе температура этих пород к 0 град. С, тем меньше значение T_M , и, наоборот, повышенные значения T_M говорят о мощной низкотемпературной толще. По найденным параметрам предлагается рассчитать:

- коэффициент суммарной "неблагополучности" разреза над проектируемой на глубине H горной выработкой - K_{TM} :

$$K_{TM} = \sqrt{S_T \frac{H}{T_{TM}}}, \quad (4.13)$$

- коэффициент устойчивости мерзлых надкоренных отложений K_M :

$$K_M = \sqrt{\frac{T_M}{S_T}}, \quad (4.14)$$

- коэффициент мощности талых отложений ST (см. 4.4-4.5).

Физический смысл этих параметров следующий:

- параметр S_T отражает мощность талых пород. Привязав его значения к истинной мощности по 1-2 скважинам, можно построить по этим данным карту мощностей талого слоя;

- коэффициент K_M тесно связан с устойчивостью и надежностью таломерзлых рыхлых отложений. Чем меньше их сопротивление и мощность, тем хуже устойчивость, тем более опасны такие участки при проходке;

- параметр K_{TM} носит обзорный характер. Его, видимо, можно успешно применять при картировании. Кроме того, он дает оценку мощности талика и общей неблагоприятности разреза для подземной отработки месторождения. Статистическая обработка коэффициента K_{TM} по всей площади изученного месторождения и построение кривых плотностей распределения K_{TM} для мерзлых и талых пород позволило их надежно разделить. На рис 4.6.9 приведена карта K_{TM} , нормированного на среднее значение, на которой значения $K_{TM} > 1$ соответствуют талым кривым и характеризуют более опасные обводненные участки. Зоны, в которых $K_{TM} < 1$ практически безопасны.

Наиболее важным параметром при проходке выработок в условиях многолетнемерзлых пород считается их температура. Сравнение карты K_{TM} с картой температур на кровле коренных пород (на уровне выработок) - $T_{ПЛ}$ указывает на их сходство, с той разницей, что карта $T_{ПЛ}$ определяется с гораздо меньшей детальностью.

Нулевые температуры на профиле можно ожидать при $K_{TM} \approx 5$. При значениях $K_{TM} > 5$ можно ожидать сквозные талики и положительные температуры на кровле коренных пород.

Такие зоны при проходке представляют первоочередную опасность. Наиболее опасные из таких зон находятся у слияния рек (рис 4.6.9). Значения K_{TM} доходят здесь до 8 условных единиц, следовательно, в этом месте расположен глубокий сквозной талик. Скважина, пробуренная в этой зоне показала правильность наших предположений. Температура на границе коренных и рыхлых отложений составляет здесь $+2^{\circ}\text{C}$. Это подтверждает правильность и эффективность предлагаемого подхода.

Таким образом, разработанные нетрадиционные приемы интерпретации данных ВЭЗ и ЭП, включающие одномерную и двумерную интерпретацию кривых КС, их дифференциальные и интегральные трансформации, получение логико-эвристических коэффициентов, характеризующих таломерзлое состояние массивов горных пород и ориентировочные прогнозные температуры на уровне выработки, где ведется отработка месторождения, являются новым качественным уровнем применения электроразведки. Аналогичная методология обработки и интерпретации данных метода сопротивлений может найти применение для мерзлотных исследований и решения разнообразных задач в условиях развития многолетнемерзлых пород.

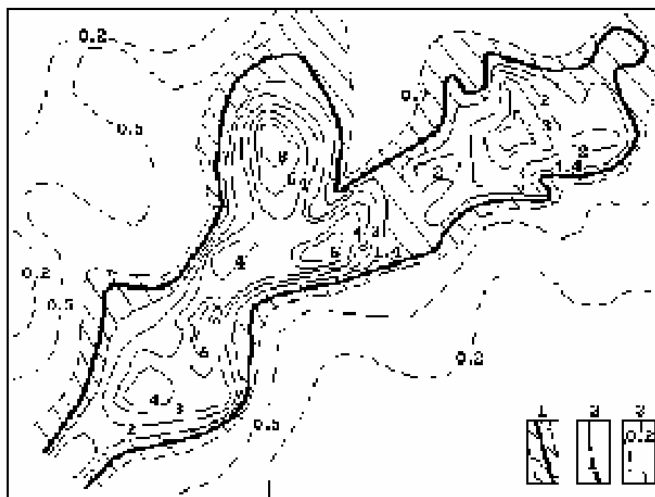


Рис.4.6.9. Результаты картирования талой зоны по комплексному параметру K_{TM} .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный этап развития электроразведки методом сопротивлений характеризуется резким усилением детальности и сложности решаемых геологических задач. Традиционный интервал глубин исследования для метода сопротивлений составляет от первых метров первых сот метров. Его некоторое расширение наблюдается в основном сверху – за счет решения археологических и экологических задач. Резкое увеличение объема работ на территории городов, на археологических памятниках и рудных месторождениях потребовало решить значительно более сложных геологических задач, как с точки зрения геометрии (двумерные и трехмерные задачи), так и с точки зрения состава пород, их гидрогеологических, инженерно-геологических и мерзлотных свойств.

Опыт кафедры геофизики геологического факультета МГУ в решении подобных задач не является исчерпывающим, но многолетние усилия многих специалистов кафедры, направленные на решение подобных задач, позволили найти достаточно новые ответы на вопросы, которые ставит геологическая практика.

Появление персональных ЭВМ с большими вычислительными возможностями и исключительными средствами визуализации заставляет активно перерабатывать и развивать как отдельные приемы, так и всю технологическую цепочку обработки и интерпретации данных. Современные средства математического моделирования задач метода сопротивлений в неоднородных средах позволяют быстро накапливать опыт изучения весьма сложных ситуаций, анализировать искажения данных электроразведки различными неоднородностями, создавать и проверять приемы подавления этих искажений. Это помогает разрабатывать технологии все более адекватного восстановления изучаемого разреза по наблюдаемым над ним электрическим полям.

Средства математического моделирования позволяют более оперативно проверять новые схемы наблюдений, виды установок, оптимизировать методику наблюдений, обработку и интерпретацию данных.

Если в области решения прямых и обратных задач для горизонтально-слоистых сред наступил этап алгоритмического, технологического, сервисного улучшения алгоритмов и программ без их принципиального изменения, то для более сложных двумерных и трехмерных задач еще продолжается этап активного расширения перечня решаемых прямых задач и лишь первых попыток подхода к решению обратных задач.

По-прежнему особой, недостаточно освещенной в литературе и слабо автоматизированной областью интерпретации, остается этап геологического осмысления результатов, получения оценки не только структур, но и вещества, его состояния и прогноза изменения. Ряд примеров практической интерпретации полевых данных, приведенных в книге, дает возможность оценить как успехи, так и ограниченные возможности электроразведки в этой области.

На фоне значительных достижений в области интерпретации особенно заметно отставание в области аппаратуры для метода сопротивлений. Для создания единой технологической цепочки от проектирования работ до заключительной интерпретации необходима разработка и серийный выпуск новой аппаратуры. Эта аппаратура должна быть приспособлена под новые методики наблюдений (высокая плотность наблюдений, многократные перекрытия для электрических зондирований, одновременное использование разнотипных установок, запись измерений в цифровой форме на носители, позволяющие непосредственно вводить ее в ЭВМ, возможность работать на разных частотах, и при этом определять знак (фазу) сигнала).

Опыт работы с методом сопротивлений позволяет утверждать, что его возможности далеко не исчерпаны и могут достаточно быстро расширяться во многих направлениях. Широкое применение этого метода многими производственными организациями и большое число новых научных публикаций говорят о значительных перспективах метода сопротивлений в будущем.

ЛИТЕРАТУРА к книге 2 (1992)

1. АБРАМОВА Е.Ш. Способы решения обратной задачи ВЭЗ / Изв.АН СССР. Физика Земли. 1979. N11. С. 89-96.
2. АЛЬПИН Л.М. Дифференциальные кривые зондирования / Бюлл. нефтяной геофизики. Вып. IY. 1937. 22 с.
3. БОБАЧЕВ А.А., ЯКОВЛЕВ А.Г., МОДИН И.Н., КУСКОВ В.В. Система диалоговой интерпретации результатов ВЭЗ на персональном компьютере / Мат. 14 научн. конф. аспирантов и молодых ученых геол. ф-та МГУ. Депон. в ВИНТИ, N 853-888. 1988. С. 125-128.
4. БОГОЛЮБОВ А.Н., БОГОЛЮБОВ Н.П., МОЗГАНОВА Е.А. Руководство по интерпретации кривых ВЭЗ МДС. М., Стройиздат. 1984. 200 с.
5. БОГОСЛОВСКИЙ В.А. и др. Геофизические и аэрокосмические методы изучения обводненности шахтных полей Подмосковского угольного бассейна. Депон. в ВИНТИ N 4383-86. 1986. 131 с.
6. БОЙКОВ С.А., РОМАНОВСКИЙ В.Е. Применение методов электроразведки постоянным током при решении задач мерзлотно-гидрогеологических исследований в зоне освоения трассы БАМ / Мерзлотн. исследования. М., 1980. N 19. С. 145-153.
7. БУРСИАН В.Р. Теория электромагнитных полей, применяемых в электроразведке. Л., Недра. 1972 г., 368 с.
8. БЕРДИЧЕВСКИЙ М.Н., ЯКОВЛЕВ А.Г. Аналитическая модель МТЗ, искаженного эффектом S / Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. N 9. С. 82-88.
9. БЕРДИЧЕВСКИЙ М.Н., ЯКОВЛЕВ А.Г., МОДИН И.Н. Искажения кривых ВЭЗ в горизонтально-неоднородных средах / Использование новых геофизических методов для решения инж.-геол. и гидрогеол. задач / Тез. докл. 10 Всесоюзн. науч.-техн. семинара. М., 4-6 июня 1989. С. 14-16.
10. Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике. Справочник геофизика // Под ред. В.И.Дмитриева. М., Недра. 1982, 1990. 222 с.
11. ГАЛИН Д.Л. Прогноз фильтрационных характеристик пород по обобщенным электрическим параметрам / Разведка и охрана недр. 1984. N 5. С. 43-44.
12. ГАЛИН Д.Л. Интерпретация данных инженерной геофизики. М., Недра. 1989. 124 с.
13. Гидрогеология. М., 1984. 315 с.
14. Гидрогеология. 27-й Международный геол. конгресс. Т.1. М., Наука. 1984. 145 с.
15. ДАХНОВ В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М., Недра. 1982. 340 с.
16. ДЕННЕРТ У., МУНДРИ Э. Метод Гаусса наименьших квадратов и модификация Марквардта. Пер. с немецкого. М., ВЦП. 1984. 30 с.
17. ДИАНОВА В.И. Комплекс программ автоматической обработки кривых вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) / Геол. - геофиз. аспекты изучения и оценки оловорудных районов Востока СССР. М., 1984. С. 132-145.
18. ДМИТРИЕВ В.И. Методы решения обратных задач разведочной геофизики / Вестн. МГУ. Вычисл. мат. и кибернет. 1986. N3. С.42-51.
19. ЖДАНОВ М.С. Электроразведка. М., Недра. 1986. 316 с.
20. ЗАБОРОВСКИЙ А.И. Электроразведка. М., Гостоптехиздат. 1963. 424 с.
21. ЗЕМЦОВ В.Н., ШАК В.Г. Электрические зондирования на постоянном токе в рудных районах. М., Недра. 1990. 108 с.

22. ЗИНЕНБЕРГ В.И., КИРШИН А.В. Площадная интерпретация геофизических данных с помощью ЭВМ. / Геофиз. исследования на нефть и газ в Узбекистане. Ташкент, 1974. С. 28-32.
23. ИЗОТОВА Е.Б., ЕРМОХИН К.М., ПЕТРОВ А.А., ФЕДОРОВ А.Н. Интерпретация зондирований в неоднородных средах. Зап. ЛГИ, 1987. Т. 113. С. 73-79.
24. ИЗОТОВА Е.Б., НИКИТИНА Л.А., ЕРМОХИН К.М. Способ интерпретации площадных съемок стационарных электрических полей / Методы развед. геофиз. Теория и практика интерпретации в рудной геофизике. Л., 1981. С. 9-18.
25. Инструкция по электроразведке. Л., Недра. 1984. 352 с.
26. КАЛЕНОВ Е.Н. Интерпретация кривых ВЭЗ. М., Гостоптехиздат. 1957. 472 с.
27. КОЛЕСНИКОВ В.П. Обработка и интерпретация результатов вертикального электрического зондирования с помощью ЭВМ. М., Недра. 1981. 141 с.
28. КОЛЧЕНСКИЙ Г.Н., КЛИМЕНТОВ П.П., ОВЧИННИКОВ А.М. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых. М., Госгеолиздат. 1953. 355 с.
29. КИРИЛЛОВ В.А., КОТОВ И.А., ПИСАРЕВ С.А. Градиентный мерзлотно-геологический разрез типа Агр и примеры палеточной интерпретации / Мат-лы по геол. и полез. ископаемым Сев. - Вост. СССР. Магадан, 1982. N26. С. 187-196.
30. КУСКОВ В.В. К вопросу об искажениях кривых ВЭЗ в условиях негоризонтальных границ раздела / Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1979. N5. С. 68-72.
31. КУСКОВ В.В. Численное моделирование вертикальных электрических зондирований в двумерно-неоднородных средах / Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1985. С. 51-55.
32. КУСКОВ В.В., ЯКОВЛЕВ А.Г. Электрическое поле в неоднородной среде. Электроразведка, справочник геофизика. М., Недра. 1989. С. 59-75.
33. КУФУД О. Зондирование методом сопротивлений. М., Недра. 1984. 270 с.
34. ЛЯХОВИЦКИЙ Ф.М., ХМЕЛЕВСКОЙ В.К., ЯЩЕНКО З.Г. Инженерная геофизика. М., Недра. 1989. 252 с.
35. МАТВЕЕВ Б.К. Интерпретация электромагнитных зондирований. М., Недра. 1974. 232 с.
36. МАТВЕЕВ Б.К. Электроразведка при поисках месторождений полезных ископаемых. М., Недра. 1982. 376 с.
37. МАТВЕЕВ Б.К. Электроразведка. М., Недра. 1990. 368 с.
38. Методические указания при интерпретации кривых ВЭЗ. М., 1972. 38 с.
39. Методические рекомендации по применению точечных зондирований для построения геоэлектрического разреза. Л., 1989. 62 с.
40. Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии. М., Недра. 1985. 184 с.
41. Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии. М., Недра. 1972. 184 с.
42. МОДИН И.Н., ОДИНЦОВ К.Л. Использование результатов математического моделирования электрических полей в двумерно-неоднородных средах для изучения таликов / Мат-лы 14 науч. конф. молодых ученых и асп. геол. ф-та МГУ. Сек. геофиз. Деп. в ВИНТИ N856-388. 1988. 8 с.
43. МОДИН И.Н., ПЕТРУХИН Б.П., ОДИНЦОВ К.Л., ХМЕЛЕВСКОЙ В.К. Электроразведка методами сопротивлений при изучении геометрии и теплового состояния мерзлых пород / Вестн. МГУ. Сер. Геол. N1. 1991. С. 88-92.
44. МОДИН И.Н., ШЕВНИН В.А., ДРОЗДОВА О.Л. Анализ геологических возможностей ВЭЗ с использованием кривых Дар-Заррук / Вестн. МГУ. Сер. Геол. N3. 1986. С. 88-95.

45. МОДИН И.Н., ШЕВНИН В.А. Соответствие данных электроразведки лог-нормальному закону распределения / Прикладная геофизика. Вып. 109. 1984. С. 75-82.
46. МОДИН И.Н., ЯКОВЛЕВ А.Г. Алгоритм и некоторые результаты численного моделирования поля постоянного тока в трехмерно- неоднородных средах методом интегральных уравнений / Мат-лы 13 научн. конф. молодых ученых и асп. геол. ф-та МГУ. Секция геофиз. М., 1987. Деп. в ВИНТИ, N 6660-B87. 10 с.
47. МУНДРИ Э. О решении общей задачи обращения. Пер. с немецк., М., ВЦП. 1984. 15 с.
48. МЫЩИК Н.В. Алгоритм интерпретации кривых вертикальных электрических зондирований / Геол. и геогр. Минск, 1984. N6. С. 30-39.
49. МЫЩИК Н.В. Программа для машинной интерпретации ВЭЗ и опыт ее применения в Белоруссии / Геол., гидрогеол., полезн. ископ. Белоруссии, методы их исследования. Минск, 1982. 137 с.
50. НГУЕН В.Т., ОДИНЦОВ К.Л., ХМЕЛЕВСКОЙ В.К. Трансформации кривых ВЭЗ для повышения эффективности инженерно-геологических и гидрогеологических исследований / Вестн. МГУ. Сер. Геол. N1. 1987. С. 85-89.
51. НИКИТИН А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М., Недра. 1979. 280 с.
52. ОГИЛЬВИ А.А., ХМЕЛЕВСКОЙ В.К. Сборник задач и упражнений по курсу электроразведки (с приложением альбома палеток). М. Изд-во МГУ. 1964. 204 с.
53. ОДИНЦОВ К.Л. Приемы интерпретации ВЭЗ и ЭП при изучении таликовых зон / Мат-лы 14 научн. конф. молодых ученых и асп. МГУ. 10-17 апреля 1987. Сер. геофиз. М., 1988. Деп. в ВИНТИ N 853-B88. С. 2-10.
54. ОДИНЦОВ К.Л., МОДИН И.Н. Пешеходная русловая электроразведка методом сопротивлений для изучения таликов / Мат-лы ХУ науч. конф. молодых ученых и асп. МГУ. Сер. геофизика, М., 1988. Деп. в ВИНТИ N6253-B88. 8 с.
55. ПЕТРОВ А.А., ФЕДОРОВ А.Н. Решение обратной задачи электроразведки методами постоянного тока и вызванной поляризации / Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N 11. С. 60-65.
56. ПЕТРОВ А.А., ФЕДОРОВ А.Н. Интерпретация данных электроразведки постоянным током в условиях неровного рельефа / Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. N 12. С. 84-88.
57. ПРОМЫШЛЯЕВ Б.Р., ЯРОШ О.Я., ЖИЛИНА Л.А. Отчет о детальной разведке Березовского месторождения угля Веневского р-на Тульской обл. Тула. 1970. 120 с.
58. ПОРОХОВА Л.Н., ШЕВНИН В.А., БАХИРОВ А.Г. Интерпретация кривых ВЭЗ на ЭВМ с оценкой эффективности решения / Изв. Вузов. Геология и разведка. 1987. N8. С. 74-80.
59. ПЫЛАЕВ А.М. Руководство по интерпретации ВЭЗ. М., Недра. 1968. 148 с.
60. РАБИНОВИЧ Б.И., КЕЖУТИН П.Г. Электрические зондирования методом вычитания полей / Геология и геофиз. N5. 1962. С. 107-119.
61. РАБИНОВИЧ Б.И. Об основных положениях метода вычитания полей / Прикладная геофиз. Вып.43. М., Недра. 1965. С. 47-59.
62. РЫЖОВ А.А., КАРИНСКАЯ И.Д. Программы решения прямой и обратной задач ВЭЗ и ВЭЗ-ВП для ЭВМ серии ЕС. М., 1981. 134 с.
63. Сборник научных программ на Фортране. Вып.1-2 // Под ред. Виленкина С.Я., М., Статистика. 1974. 400 с.
64. СЕМЕНЕЦ Н.В. Методика построения оптимальных моделей среды при решении обратных задач геофизики. Петропавловск-Камчатский. 1987. 36 с.

65. СКАБАЛЛАНОВИЧ Н.А., СЕДЕНКО М.В. Гидрогеология, инженерная геология и осушение месторождений. М., Недра. 1980. 205 с.
66. СМЕРНОВ А.А., ЗАКУТСКИЙ С.Н., ПРИТЫКА И.В. Руководство по обработке и интерпретации результатов наземной электроразведки. Воронеж. 1985. 232 с.
67. Справочник-руководство гидрогеолога. Л., Гостоптехиздат. 1959. 836 с.
68. Статистическая интерпретация геофизических данных // Под ред. Ф.М. Гольцмана. Л., Изд. ЛГУ. 1981. 255 с.
69. СТРАХОВ В.Н. О решении обратной задачи в методе ВЭЗ / Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1968. N4. С. 15-20.
70. СТРАХОВ В.Н., КАРЕЛИНА Г.Н. Об интерпретации данных ВЭЗ на ЭВМ / Прикладная геофизика. Вып.56. М., Недра. 1969. С.118-129.
71. ТАРХОВ А.Г., БОНДАРЕНКО В.М., НИКИТИН А.А. Комплексирование геофизических методов. М., Недра. 1982. 293 с.
72. ТИХОНОВ А.Н., ГЛАСКО В.Б., ДМИТРИЕВ В.И. Математические методы в разведке полезных ископаемых. М., Знание. 1983. 63 с.
73. УАЙЛД Д. Методы поиска экстремума. М., Наука. 1967. 220 с.
74. ФОРСАЙТ ДЖ., МАЛЬКОЛЬМ М., МОУЛЕР К. Машинные методы математических вычислений. М., Мир. 1980. 280 с.
75. ХМЕЛЕВСКОЙ В.К. Электроразведка. М., 1984. 420 с.
76. ХМЕЛЕВСКОЙ В.К., ОДИНЦОВ К.Л. Нетрадиционные приемы интерпретации при решении задач осушения / Мат-лы XIII научн. конф. молодых ученых и асп. МГУ. М., 1987. Деп. в ВИНТИ N 6660В-87. С. 33-41.
77. ХМЕЛЕВСКОЙ В.К. и др. Методы сопротивлений при изучении таликовых зон / Тез. докл. на Всесоюз. совещ. по применению геофиз. в инж. геол., гидрогеол. и шахтной геологии. Донецк, 1987. С. 49-50.
78. ХУТОРЯНСКИЙ В.К. Повышение геологической эффективности интерпретации ВЭЗ и ВЭЗ-ВП в неоднородных средах с помощью ЭВМ. / Повышение эффективности геол. методов поиска и оценки местор. полезн. иск. на основе мат. моделей. Новосибирск, 1986. С.111-117.
79. ЧАНТУРИШВИЛИ Л.С. Специальные задачи электроразведки при проектировании дорог. М., Трансиздат. 1983. 170 с.
80. ШЕВНИН В.А. Опыт использования ЭВМ в учебном процессе по электроразведке / Изв. вузов. Сер. Геол. и Развед. N12. 1985. С. 108-111.
81. ШЕСТАКОВ В.И. Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ. 1979. 318 с.
82. ШЕМШУРИН В.А., УВАРОВ А.А. О геофизических методах определения фильтрационных свойств песчано-глинистых пород. М., Информ. бюлл. ЦТИСИЗ. N2. 1970. С. 39-43.
83. ШКАБАРНЯ Н.Г. Автоматизированная интерпретация кривых ВЭЗ и ВЭЗ-ВП в рудных районах / Разведка и охрана недр. N11. 1986. С. 40-45.
84. Электрическое зондирование геологической среды. Часть 1. Прямые задачи и методика работ // Под ред. В.К.Хмелевского и В.А.Шевнина. М., 1988. 176 с.
85. Электроразведка. Справочник геофизика. М., Недра. 1989. Кн.1. 438 с.; Кн.2. 378 с.
86. ЭПОВ М.И., ДАШЕВСКИЙ И.Н., ЕЛЬЦОВ И.Н. Автоматизированная интерпретация электромагнитных зондирований. Новосибирск, 1990. 29 с.
87. ЯКОВЛЕВ А.Г., МОДИН И.Н. Моделирование электрического поля в неоднородных средах методом интегральных уравнений / Тез.докл.10 Всесоюз. науч. - техн. семинара. М., ВСЕГИНГЕО. 1989. С. 58-60.

88. ЯКОВЛЕВ А.Г. и др. Пакет программ решения прямых задач электроразведки методом сопротивлений и вызванной поляризации / Тез. докл. 10 Всесоюзного науч.-техн. семинара. М., ВСЕГИНГЕО. 1989. С. 60-61.

89. ЯКОВЛЕВ А.Г. Влияние геоэлектрических неоднородностей на результаты электромагнитных зондирований / Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. М., 1989. 17 с.

90. ЯКУБОВСКИЙ Ю.В. Электроразведка. М., 1980. 384 с.

91. ЯНОВСКАЯ Т.Б., ПОРОХОВА Л.Н. Обратные задачи геофизики. Л., Изд-во ЛГУ. 1983. 210 с.

92. JOHANSEN H.K. An interactive computer/graphic-display-terminal system for interpretation of resistivity soundings / Geophys. Prospect. 1975. 23. N3. P. 449-458.

93. JOHANSEN H.K. A man/computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth / Geophys. Prospect. 1977. 25. N4. P. 667-691.

94. ZOHDY A.A.R. Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves using modified Dar-Zarrouk functions / Geol. Survey Bulletin. 1313-E, Washington, 1975. 92 p.

95. 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.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (В.К.Хмелевской)	3
Глава 1. Общие вопросы интерпретации данных вертикальных электрических зондирований	5
1.1. Постановка обратной задачи электрических зондирований (Б.П.Петрухин, В.К.Хмелевской, В.А.Шевнин)	5
1.1.1. Вопросы единственности, устойчивости, корректности обратных задач	5
1.1.2. Эквивалентность решений обратных задач	9
1.1.3. Параметризация решений обратных задач	11
1.1.4. Учет априорной информации	12
1.2. Физико-геометрическая интерпретация данных электрических зондирований (В.К.Хмелевской)	14
1.2.1. Сущность качественной, количественной и геолого-гидрогеологической интерпретации ВЭЗ	14
1.2.2. Дифференциальные трансформации ВЭЗ (К.Л.Одинцов)	20
1.2.3. Расчет суммарных продольной проводимости и поперечного сопротивления	21
1.2.4. Ускоренная интерпретация ВЭЗ	23
1.3. Геолого-гидрогеологическое истолкование данных электрических зондирований (К.Л.Одинцов, Б.П.Петрухин, В.К.Хмелевской)	25
1.3.1. Принципы геолого-гидрогеологического истолкования ВЭЗ	25
1.3.2. Электрогеофильтрационные свойства слоев и толщ	26
Глава 2. Методы одномерной интерпретации с помощью ЭВМ (В.А.Шевнин)	31
2.1. Различные подходы к интерпретации ВЭЗ на ЭВМ	31
2.2. Метод снятия слоев	32
2.3. Метод подбора.	35
2.3.1. Блок-схема и основные элементы алгоритма подбора	35
2.3.2. Автоматизированный подбор в рамках многослойных моделей	39
2.3.3. Автоматизированный подбор как задача нахождения минимума функции нескольких переменных с помощью метода наискорейшего спуска	42
2.3.4. Линеаризация обратной задачи (С.А.Рогова)	45
2.3.5. Подбор с использованием принципа регуляризации	50
2.4. Информационно-статистический подход к обратной задаче ВЭЗ (Л.Н.Порохова)	51
2.4.1. Статистическое оценивание параметров	52
2.4.2. Оценка качества решения	56
2.4.3. Учет априорной информации	58
2.4.4. Информационно-статистический анализ и планирование эксперимента	60
2.5. Краткие сведения о некоторых программах интерпретации ВЭЗ	63
2.5.1. Программа PVS - диалоговой статистической интерпретации с оценкой эффективности решения (Л.Н.Порохова)	63
2.5.2. Пакет программ IPI - для интерпретации ВЭЗ и ВЭЗ-ВП (А.А.Бобачев, С.А.Рогова)	68
Глава 3. Методы интерпретации ВЭЗ для горизонтально-неоднородных сред (И.Н.Модин).	74
3.1. Модели геоэлектрического разреза для горизонтально-неоднородных сред	74
3.2. Общая методика интерпретации ВЭЗ для горизонтально-неоднородных сред	77
3.3. Краткие сведения о программах моделирования электрических полей в двумерно- и трехмерно-неоднородных средах.	81
3.3.1. Программы двумерного моделирования (Е.В.Перваго, А.Г.Яковлев)	82

3.3.2. Программа моделирования электрического поля над трехмерными телами, помещенными в одномерное полупространство (IE3R1) (Е.В.Перваго, Т.Ю.Смирнова, А.Г.Яковлев).	85
3.3.3. Программа моделирования электрического поля над трехмерными телами, помещенными в горизонтально-слоистую среду (IE3R2) (Е.В.Андреева, М.М.Симонс, А.Г.Яковлев).	89
3.4. Основные искажающие эффекты в горизонтально-неоднородных средах. (А.Г.Яковлев)	91
3.4.1. Влияние приповерхностных неоднородностей на результаты электрических зондирований и способы его подавления	92
3.4.2. Эффект экранирования	102
3.4.3. Глубинный эффект S	103
3.4.4. Эффект переноса формы	105
3.4.5. Эффект перетекания	107
3.4.6. Эффект перехода питающего электрода через границу	108
3.4.7. Эффект канализации тока над вытянутыми проводниками	111
3.4.8. Особенности искажений электрического поля в трехмерных средах (М.М.Симонс).	112
3.5. Построение модели среды с помощью трансформации данных	115
3.5.1. Трансформация данных для рудных задач. Алгоритм "Разрез" (В.А.Шевнин)	116
3.5.2. Решение обратных задач электроразведки при поисках локальных объектов (А.А.Петров)	119
3.5.3. Трансформации для решения структурных задач (А.А.Бобачев, А.В.Любчикова).	125
3.6. Метод подбора	136
Глава 4. Результаты практического применения электрических зондирований геологической среды	143
4.1. Изучение гидрогеологических условий территорий при поисках и разведке подземных вод и гидромелиоративных изысканиях (Хмелевской В.К)	144
4.1.1. Поиски и разведка подземных вод.	144
4.1.2. Гидромелиоративные и почвенные исследования.	145
4.2. Изучение обводненности горных выработок и тоннелей (К.Л.Одинцов, Хмелевской В.К)	146
4.2.1. Возможности ВЭЗ для расчета водопритоков в горные выработки	146
4.2.2. Изучение обводненности шахтных полей Подмосковского угольного бассейна методом ВЭЗ	149
4.3. Изучение инженерно-геологических условий строительства в городах (И.Н.Модин, К.Л.Одинцов)	155
4.4. Электрические зондирования на мелководных акваториях (И.Н.Модин)	159
4.5. Изучение археологических объектов (К.Л.Одинцов)	167
4.6. Мерзлотные исследования (К.Л.Одинцов, Б.П.Петрухин, В.К.Хмелевской)	170
4.6.1. Особенности мерзлотно-геоэлектрических разрезов и задачи метода сопротивлений при мерзлотных исследованиях	170
4.6.6. Изучение обводненности месторождения на Чукотке	174
Заключение	188
Литература.	190