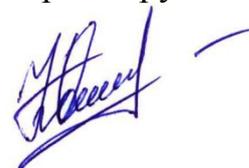


Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
«Новосибирский государственный технический университет»

На правах рукописи



Кошкина Юлия Игоревна

**РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ, АЛГОРИТМОВ И РЕАЛИЗУЮЩЕГО ИХ
ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ДЛЯ ВЫПОЛНЕНИЯ
МНОГОМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ИНДУКЦИОННОГО
КАРОТАЖА**

05.13.18 – Математическое моделирование,
численные методы и комплексы программ

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата технических наук

Научный руководитель:
д.т.н., профессор Персова М.Г.

Новосибирск – 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
Глава 1 Математические модели многомерной инверсии данных электромагнитного каротажа.....	13
1.1 Математическая модель для решения обратной задачи	13
1.2 Математические модели, используемые для решения прямых задач и расчета полей влияния в алгоритмах 2D-инверсии	18
1.3 Математические модели для расчета трехмерного поля	23
1.4 Выводы по главе.....	31
Глава 2 Верификация численных процедур решения прямой и обратной задач ..	32
2.1 Верификация решения прямой задачи	32
2.2 Верификация решения обратной задачи при определении структуры проводимости околоскважинного пространства.....	37
2.3 Верификация решения обратной задачи при совместном определении структуры проводимости и диэлектрической проницаемости околоскважинного пространства.....	49
2.4 Выводы по главе.....	65
Глава 3 Анализ применимости «ячеистой» 2D-инверсии и одномерной инверсии данных индукционного каротажа	67
3.1 «Ячеистая» 2D-инверсия.....	67
3.2 Одномерная инверсия	72
3.3 Выводы по главе.....	80
Глава 4 Разработка методики применения процедуры нелинейной многомерной геометрической для интерпретации данных индукционного каротажа	82
4.1 Анализ работоспособности разработанного метода 2D-инверсии при одновременном восстановлении параметров удельной электрической проводимости среды и относительной диэлектрической проницаемости. Анализ уровня искажения подбираемых геометрических параметров и параметров проводимости при неучете неоднородной относительной диэлектрической проницаемости	82

4.2 Обоснование возможности проведения 2D-инверсии по участкам	95
4.3 Анализ влияния зашумления сигналов на результаты геометрической 2D-инверсии	107
4.4 Применение геометрических многомерных инверсий для обработки данных индукционного каротажа в горизонтальных скважинах в присутствии разломов	118
4.5 Выводы по главе.....	127
Глава 5 Программный комплекс, реализующий метод геометрической 2D-инверсии для решения задач индукционного каротажа	129
5.1 Общая архитектура программного комплекса LogAx	129
5.2 Выводы по главе.....	136
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	137
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	139
ПРИЛОЖЕНИЕ А	158

ВВЕДЕНИЕ

Проведение поисково-разведочных работ необходимо для восполнения запасов углеводородов, а также для обеспечения стабильного роста их добычи. Бурение скважин является одним из самых распространенных методов, позволяющих более подробно проводить исследования Земных недр и решать вопросы о наличии полезных ископаемых и оценки их объема (запаса). Электромагнитные зондирования околоскважинного пространства являются важнейшей составляющей многих современных технологий бурения. Разработка методов математического моделирования и программного обеспечения для сопровождения этих технологий в части проектирования приборов и обработки получаемых данных является важнейшей составляющей этих технологий и отражена в работах многих авторов, например [1, 3, 7, 8, 38, 40–45, 47, 48, 50, 57–63, 67–69, 71, 72, 82–84, 90, 92, 94–97, 99–102, 105–109, 112–116, 131, 132, 134, 139–146, 148–151]. Высокоточное математическое моделирование необходимо не только в процессе разработки приборов для проведения электромагнитного зондирования околоскважинного пространства и создания интерпретационной базы для обработки полученных данных, но и на этапе подготовки к бурению скважины, например, для определения оптимальных параметров буровой установки (породоразрушающего инструмента – долот и бурильных головок) и способа бурения в конкретных геологических условиях [73–75].

В настоящее время для обработки получаемых в процессе бурения данных применяются, как правило, программы, в основе которых лежат одномерные подходы, например программное обеспечение MCWD [28, 133]. Однако, для высококачественной обработки полученных данных с построением геологических моделей во многих случаях требуется применение подходов, базирующихся на решении многомерных обратных задач [23, 26, 35, 55, 56, 66, 70, 80, 81, 89, 91, 103, 104, 111, 120, 124, 128, 138, 152]. Эти задачи являются некорректными. Существенному продвижению теории решения некорректных задач способствовал метод регуляризации, предложенный А.Н. Тихоновым [32, 33].

При решении задач обработки данных наиболее важными для практики являются два аспекта: качество восстановления геологической модели и вычислительная эффективность используемых процедур. Основные вычислительные затраты при этом приходится на расчеты электромагнитных полей, поскольку многомерная инверсия – это по сути решение многомерных обратных задач, в процессе которого требуется решение большого количества прямых задач как при вычислении поля для полученного очередного приближения геологической модели, так и для расчета полей влияния параметров этой модели. Поэтому на первый план выступает требование максимального повышения вычислительной эффективности методов и алгоритмов расчета электромагнитных полей [21, 22, 25, 27, 98, 117, 122, 123]. При этом важно, чтобы снижение вычислительных затрат при моделировании геоэлектромагнитных полей не ухудшало точность получаемого решения, поскольку снижение точности решения прямой задачи может крайне негативно сказаться как на устойчивости процесса нелинейной многомерной инверсии, так и на качестве восстановленной геологической модели.

Кроме вычислительной эффективности и точности решения прямой задачи, адекватность и вычислительная эффективность решения обратной задачи существенно зависит и от способов параметризации геологической модели, позволяющих не только существенно сократить число искомых параметров в обратной задаче без ущерба качеству описания геологической модели, но и сделать процедуру нелинейной многомерной инверсии более устойчиво и быстро сходящейся.

Наиболее распространенными подходами к решению многомерных обратных задач электромагнетизма являются подходы, основанные на использовании так называемых «ячеистых» структур. Они основаны на разбиении изучаемого объема среды на подобъемы (ячейки), в каждой из которых ищется значение удельной проводимости. Эти подходы развиваются в работах [9, 55, 56, 66, 70, 80, 81, 89, 91, 103, 104, 111, 128, 138, 152]. Основной проблемой этих подходов является большая зона эквивалентности, вызванная наличием большого числа слабо-влияющих параметров, и сильная зависимость от субъективного выбора парамет-

ров регуляризации из-за трудностей применения более объективных способов адаптивной регуляризации.

В данной работе будет предложен другой подход к решению обратной задачи индукционного каротажа, основанный на так называемой *геометрической* инверсии. Различные модификации этого подхода для различных технологий электроразведки представлены в работах [14–16, 26, 46, 53, 64, 65, 93, 120, 124, 129]. Принципиальными преимуществами геометрической инверсии перед «ячеистыми» подходами являются существенное снижение области эквивалентности и возможность использования более строгих алгоритмов подбора оптимальных параметров регуляризации, что в конечном итоге приводит к получению гораздо более адекватных геоэлектрических моделей околоскважинного пространства.

В большинстве работ, связанных с разработкой программно-математического аппарата для многомерной обработки данных индукционного каротажа, для расчета полей влияния параметров геоэлектрической модели (а зачастую и самих сигналов для очередного приближения) предлагается использовать упрощенные подходы. Такие упрощенные подходы развиваются, например, в работах [3–7, 11, 18, 19, 34, 36–44, 67–69, 72, 141, 142, 145, 146]. В ряде случаев это может существенно замедлять сходимость итерационного процесса, а иногда приводить к получению некорректной геоэлектрической модели. В любом случае при применении этих подходов сигналы от полученной в результате инверсии геоэлектрической модели должны быть рассчитаны с использованием программного обеспечения, реализующего точное (т.е. без существенных упрощений) многомерное моделирование и лишь после этого сопоставлены с практическими данными для определения уровня невязки.

Принципиальным отличием предлагаемых в данной работе подходов является использование точных (без существенных упрощений) математических моделей как для решения прямой задачи на очередной итерации инверсии, так и для расчета полей влияния с использованием метода конечных элементов [10, 30], что при достижении необходимого уровня невязки позволяет гарантировать корректность полученного результата без дополнительных проверок. При этом будет

обеспечиваться вычислительная эффективность, позволяющая использовать эти подходы на практике.

Основной научной проблемой, решаемой в данной диссертационной работе, является проблема разработки методов многомерной инверсии данных индукционного каротажа и соответствующего программного обеспечения (ПО), которое будет обладать возможностью получать адекватные геоэлектрические модели околоскважинного пространства с вычислительной эффективностью, достаточной для использования этого ПО при обработке практических данных, получаемых в процессе бурения скважин.

Цели и задачи исследования

Основной целью исследования является разработка методов, численных процедур и реализующего их ПО для выполнения многомерной инверсии данных индукционного каротажа на основе геометрической инверсии и конечноэлементного моделирования и обоснование возможности их применения для обработки практических данных, получаемых в процессе бурения скважин. Для достижения этой цели были решены следующие задачи.

1) Разработаны методы геометрической многомерной инверсии данных индукционного каротажа с перемещаемым вдоль скважины источником.

2) Разработаны алгоритмы, реализующие решение обратных задач с группированием прямых задач для различных положений источника и использованием прямых решателей для конечноэлементных расчетов электромагнитных полей в выделенных группах.

3) Разработаны методы адаптивной регуляризации при выполнении геометрической инверсии.

4) Подтверждена вычислительная эффективность разработанных методов и программного обеспечения и на основе этого обоснована возможность применения многомерной инверсии для обработки практических данных, получаемых в процессе бурения скважин.

5) Разработан программный комплекс, реализующий многомерные инверсии данных индукционного каротажа.

Научная новизна:

1) Предложен новый вычислительный алгоритм многомерной инверсии, основанный на параметризации с совместным использованием геометрических и электрофизических характеристик и конечноэлементном моделировании с группированием прямых задач для различных положений источника и использованием прямых решателей.

2) Предложены новые методы адаптивной регуляризации для геометрической инверсии и способы параметризации геологической модели.

3) Впервые с использованием программы многомерной инверсии проведены исследования, позволившие разработать методику многомерной геометрической инверсии для обработки данных, получаемых в процессе бурения скважин.

На защиту выносятся:

1) Вычислительные схемы выполнения геометрической 2D-инверсии данных индукционного каротажа с перемещаемым вдоль вертикальной скважины источником.

2) Алгоритмы, реализующие решение обратных задач с группированием прямых задач для различных положений источника и использованием прямых решателей для конечноэлементных расчетов электромагнитных полей в выделенных группах.

3) Методы адаптивной регуляризации при выполнении геометрической инверсии.

4) Программный комплекс, реализующий методы геометрической инверсии для решения задач индукционного каротажа.

5) Результаты сравнительного анализа разработанной геометрической инверсии с «ячеистой» 2D-инверсией и 1D-инверсией для модели сложнопостроенного коллектора.

6) Обоснование вычислительной эффективности и обусловленной ей возможности практического применения разработанных алгоритмов и программного обеспечения многомерной геометрической инверсии данных индукционного каротажа.

Достоверность результатов

Процедуры решения прямых задач протестированы путем сравнения с результатами, полученными с помощью программных комплексов, разработанных другими авторами. Разработанные процедуры многомерной геометрической инверсии протестированы на синтетических данных, полученных с использованием конечноэлементного моделирования для геоэлектрических моделей различной сложности.

Практическая значимость работы

Разработанное программное обеспечение, реализующее многомерную геометрическую инверсию данных индукционного каротажа, включая методику ее применения для длинных участков скважин, может применяться для обработки практических данных, получаемых в процессе бурения скважин.

Личный вклад

Лично автором разработаны и программно реализованы в виде программного комплекса методы выполнения нелинейной геометрической 2D-инверсии данных индукционного каротажа, основанные на специальной параметризации обратной задачи с использованием геометрических и электрофизических характеристик и конечноэлементном моделировании с группированием прямых задач для различных положений источника и с использованием прямых решателей. Предложена и обоснована методика применения многомерной геометрической инверсии для обработки практических данных индукционного каротажа. Проведены исследования работоспособности разработанного программного обеспечения с использованием синтетических данных, полученных с использованием конечноэлементного моделирования для геоэлектрических моделей различной сложности. Проведен анализ работоспособности методов 2D-инверсии, построенных на принципе использования ячеистых структур, и анализ работоспособности методов 1D-инверсии, построенных на основе цилиндрически-слоистой модели, для сложной геоэлектрической модели. Проведен анализ возможности совместного восстановления радиально- и вертикально-неоднородных распределений удельной электрической проводимости и относительной диэлектрической проницаемости.

Проведен анализ влияния различного уровня зашумления на результаты восстановления параметров геоэлектрической модели.

Апробация работы

Основные результаты работы были представлены и докладывались на зарубежной конференции EAGE: 22nd European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics Near Surface Geoscience 2016 (First Conference on Geophysics for Mineral Exploration and Mining) (Barcelona, Spain, 2016); международной научно-практической конференции "ГеоБайкал 2016" (Иркутск, 2016); международной конференции "Актуальные проблемы электронного приборостроения" (Новосибирск, 2012, 2014, 2016); 11-м международном форуме по стратегическим технологиям IFOST-2016 (Новосибирск, 2016); VII Всероссийской школе-семинаре имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли (ЭМЗ-2015) (Иркутск, 2015); 12-й международной конференции и выставке по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ RAO / CIS Offshore 2015 (Санкт-Петербург, 2015); XIX международном симпозиуме имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых "Проблемы геологии и освоения недр" (Томск, 2015); 11-й научно-практической конференции и выставке "Инженерная геофизика 2015" (Гелленджик, 2015); Российской научно-технической конференции "Инновации и научно-техническое творчество молодежи" (Новосибирск, 2014); Российской научно-технической конференции "Обработка информационных сигналов и математическое моделирование" (Новосибирск, 2013); Всероссийской научной конференции молодых ученых "Наука. Технологии. Инновации" (Новосибирск, 2013); международной конференции "Актуальные проблемы вычислительной и прикладной математики" (Новосибирск, Академгородок, 2014, 2015).

Работа проводилась в рамках прикладных научных исследований, выполняемых при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (Соглашение №14.577.21.0216, уникальный идентификатор ПНИЭР RFMEFI57716X0216)

и государственного задания по проекту № 5.978.2017/ПЧ.

Публикации

По материалам диссертационного исследования лично и в соавторстве опубликовано 26 научных работ, в том числе 4 научные публикации, опубликованные в журналах, входящих в перечень ВАК, 2 научные публикации, индексируемые в международных информационно-аналитических системах научного цитирования Web of Science, 3 научные публикации, индексируемые в международной информационно-аналитической системе научного цитирования Scopus, а также 11 работ, опубликованных в других изданиях и в сборниках трудов конференций, получено 6 свидетельств о государственной регистрации программ для ЭВМ.

Структура работы

Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав, заключения и списка использованных источников (152 наименования), приложение. Общий объем диссертации – 165 страниц, в том числе 54 рисунка и 8 таблиц.

Краткое содержание работы

Первая глава диссертационной работы посвящена описанию математического аппарата нелинейной геометрической многомерной инверсии и конечно-элементным схемам моделирования электромагнитных полей в задачах индукционного каротажа. В ней представлены принципы параметризации геоэлектрической модели, алгоритмы адаптивного выбора параметров регуляризации, а также математические модели для решения прямой задачи, эквивалентные вариационные постановки для прямых задач и дискретные аналоги.

Во **второй главе** диссертационной работы представлены результаты верификации решения прямой задачи путем сравнения с полуаналитическим методом, реализованным в программе Dipole1D (К.Кей), и обратной задачи с использованием синтетических данных, полученных с использованием конечноэлементного моделирования данных индукционного каротажа для модели сложнопостроенного коллектора.

Третья глава диссертационной работы посвящена анализу работоспособности методов 2D-инверсии, построенных на принципе использования ячеистых

структур, и анализу работоспособности методов 1D-инверсии, построенных на основе цилиндрически-слоистой модели, для сложной геоэлектрической модели.

В четвертой главе диссертационной работы представлены результаты анализа возможности совместного восстановления радиально- и вертикально-неоднородных распределений удельной электрической проводимости и относительной диэлектрической проницаемости. Представлены результаты анализа влияния различного уровня зашумления на результаты восстановления параметров геоэлектрической модели, а также влияния неучета неоднородного распределения диэлектрической проницаемости на результаты восстановления распределения электрической проводимости. Представлено обоснование возможности поинтервальной обработки данных индукционного каротажа в вертикальной скважине. Описана и обоснована методика применения геометрических многомерных нелинейных инверсий для обработки данных индукционного каротажа в горизонтальной скважине в присутствии разлома.

В пятой главе представлена общая архитектура программного комплекса LogAx, описаны основные взаимосвязи модулей и формируемые структуры данных.

В заключении приводятся основные результаты диссертационной работы.

ГЛАВА 1 МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МНОГОМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО КАРОТАЖА

1.1 Математическая модель для решения обратной задачи

При проведении индукционных измерений в скважине могут использоваться источники с различным направлением. Чаще всего используются катушки, у которых ось совпадает с осью прибора (т.е. является фактически параллельной оси скважины). При этом каротажный прибор может содержать несколько зондов с различными разносами и частотами.

Как уже говорилось выше, в данной работе будет рассмотрен подход к решению обратной задачи индукционного каротажа, основанный на *геометрической* инверсии. Принципиальную роль при выполнении геометрической инверсии играет способ параметризации геологической модели.

Рассмотрим случай вертикальной скважины.

Типовой геологической моделью в этом случае является скважина с буровым раствором, набор слоев (пластов) с параллельными горизонтальными границами, внутри которых могут быть радиальные границы, соответствующие зоне проникновения и окаймляющей зоне [4, 5, 44].

Искомymi параметрами при решении обратной задачи являются:

- 1) значения удельной электрической проводимости σ и диэлектрической проницаемости ε внутри блоков, ограниченных вертикальными и горизонтальными линиями;
- 2) z -координаты границ между слоями;
- 3) r -координаты радиальных границ внутри каждого слоя.

Значения искомых параметров будут определяться на основе минимизации функционала вида

$$\Phi^\alpha(\mathbf{b}) = \sum_{l=1}^L \sum_{k=1}^K (v_{lk} \delta \mathcal{E}_{lk}(\mathbf{b}))^2 + \sum_{m=1}^M \alpha_m (\Delta b_m)^2, \quad (1)$$

где первое слагаемое $\Phi(\mathbf{b})$ соответствует невязке между практическими и расчетными данными, а второе – регуляризирующей добавке.

В формуле (1) приняты следующие обозначения: $\delta\mathcal{E}_{lk} = \tilde{\mathcal{E}}_{lk} - \mathcal{E}_{lk}$ – ошибки (невязки) в сигналах, \mathcal{E}_{lk} – сигналы, зарегистрированные с помощью l -го зонда каротажного прибора для его k -го положения на траектории, $\tilde{\mathcal{E}}_{lk}$ – соответствующие теоретические сигналы, полученные в результате решения прямой задачи; \mathbf{b} – вектор искомых параметров b_m ; \mathbf{b}^0 – вектор параметров b_m^0 , полученных на предыдущей итерации процедуры нелинейной инверсии; $\Delta b_m = b_m - b_m^0$; α_m – параметры регуляризации; v_{lk} – некоторые веса, отражающие уровень погрешности при приеме сигнала в k -м положении l -го зонда и масштаб изменения принимаемого сигнала.

Вектор искомых параметров \mathbf{b} , как уже говорилось выше, включает в себя значения удельной проводимости блоков, а также варьируемые координаты границ между этими блоками (примеры параметризации будут представлены в следующих разделах).

Процедура минимизации функционала (1) строится на основе линеаризации теоретических сигналов $\tilde{\mathcal{E}}_{lk}$ по параметрам b_m в окрестности значений b_m^0 . В результате отклонения $\delta\mathcal{E}_{lk}$ между теоретическими $\tilde{\mathcal{E}}_{lk}$ и практическими \mathcal{E}_{lk} сигналами представляются в виде

$$\delta\mathcal{E}_{lk}(\mathbf{b}) \approx \delta\mathcal{E}_{lk}(\mathbf{b}^0) + \sum_{m=1}^M \frac{\partial(\delta\mathcal{E}_{lk})}{\partial b_m} \Delta b_m, \quad (2)$$

где $\frac{\partial(\delta\mathcal{E}_{lk})}{\partial b_m}$ – производные, отражающие влияние изменения m -го параметра в

l -м зонде для положения на траектории с номером k .

В результате, минимизируемый функционал (1) принимает вид:

$$\tilde{\Phi}^\alpha(\mathbf{b}) = \sum_{l=1}^L \sum_{k=1}^K \left(v_{lk} \delta\mathcal{E}_{lk}(\mathbf{b}^0) + v_{lk} \sum_{m=1}^M \frac{\partial(\delta\mathcal{E}_{lk})}{\partial b_m} \Delta b_m \right)^2 + \sum_{m=1}^M \alpha_m (\Delta b_m)^2. \quad (3)$$

В результате минимизации функционала (3) по Δb_m получается СЛАУ вида

$$(\mathbf{C} + \mathbf{\alpha}) \Delta \mathbf{b} = \mathbf{d}, \quad (4)$$

где \mathbf{A} – диагональная матрица с компонентами α_m на главной диагонали, а элементы матрицы \mathbf{C} и вектора правой части \mathbf{d} определяются соотношениями

$$C_{ij} = \sum_{l=1}^L \sum_{k=1}^K (v_{lk})^2 \frac{\partial(\delta\mathcal{E}_{lk})}{\partial b_i} \frac{\partial(\delta\mathcal{E}_{lk})}{\partial b_j}, \quad (5)$$

$$d_i = -\sum_{l=1}^L \sum_{k=1}^K (v_{lk})^2 \delta\mathcal{E}_{lk}(\mathbf{b}^0) \frac{\partial(\delta\mathcal{E}_{lk})}{\partial b_i}, \quad i, j = 1 \dots M. \quad (6)$$

Используемая в данной работе геометрическая параметризация восстанавливаемой геоэлектрической модели позволяет сделать выбор параметров регуляризации адаптивным и благодаря этому улучшить сходимость процедуры нелинейной инверсии.

Определение параметров регуляризации α_m на каждой итерации нелинейной инверсии осуществляется следующим образом. Сначала берутся некоторые (достаточно малые) начальные значения α_m (они промасштабированы соответствующим образом для геометрических параметров и для проводимостей) и определяются значения приращений Δb_m из решения системы (4).

Далее проверяется, чтобы каждое из значений $b_m = b_m^0 + \Delta b_m$ не выходило за границы, установленные для данного параметра. Кроме того, для геометрических параметров контролируется, чтобы значения координат левых (нижних) границ блоков не превышали значений координат правых (верхних) и не чрезмерно приближались к ним. Для тех параметров b_m , для которых это условие нарушается, соответствующие параметры регуляризации увеличиваются в χ раз и решение системы (4) повторяется. Поскольку размер системы (4) очень мал, эта процедура практически не требует вычислительных затрат (вычислительно малозатратна), но позволяет получить новые параметры b_m , как минимизирующие линеаризованный функционал $\tilde{\Phi}(\mathbf{b})$, так и удовлетворяющие наложенным на b_m ограничениям. В результате сходимость процедуры нелинейной инверсии значительно улучшается.

Заметим, что часть параметров в геоэлектрической модели может быть фиксирована. Тогда соответствующие строки в матрице СЛАУ (4) заменяются уравнениями вида: $b_m = \bar{b}_m$, где \bar{b}_m – значения фиксированных параметров.

Очередные значения параметров по полученным приращениям вычисляются с использованием соотношения $b_m = b_m^0 + \beta \Delta b_m$. При этом начальное значение коэффициента β на текущей итерации берется равным единице. При переходе к следующей итерации полученное значение функционала невязки (рассчитанное для геоэлектрической модели с параметрами b_m) сравнивается со значением функционала на предыдущей итерации (рассчитанного для геоэлектрической модели с параметрами b_m^0). Переход к расчету полей влияния и получению очередного приближения параметров осуществляется лишь в том случае, если «новое» значение функционала меньше. В противном же случае коэффициент релаксации β уменьшается вдвое и снова осуществляется расчет «нового» значения функционала. Этот процесс повторяется до тех пор, пока либо «новое» значение функционала не станет меньше (чем на предыдущей итерации по нелинейности), либо β не станет слишком малым числом.

Заметим, что в зависимости от значения частоты удаленные на некоторое расстояние от каротажного прибора параметры не оказывают влияние на измеряемые сигналы, поэтому для сокращения вычислительных затрат обрабатываемая траектория может разбиваться на участки. Исследования этой возможности и соответствующие рекомендации будут приведены в разделе 4.2.

Кроме того, в следующих разделах при описании результатов исследований мы будем приводить сравнение с подходом, когда инверсия выполняется в «ячеистой» структуре. Как мы уже говорили выше, этот подход заключается в поиске значений проводимости в каждой ячейке, на которые разбит исследуемый объем. Затем по полученному распределению проводимости пытаются выделить структурные части геологической модели. Таким образом, вектор искомых параметров \mathbf{b} будет содержать только значения удельной проводимости σ в ячейках, т.е. фактически $b_m = \sigma_m$ (где m – номер ячейки). В этом подходе помимо регуляризации, аналогичной рассмотренной выше, которая обеспечивает нахождение параметров проводимости из допустимого диапазона значений (т.е., например, неотрицательных и не слишком больших), необходимо ввести еще регуляризирующее

слагаемое, обеспечивающее так называемое сглаживание – т.е. недопущение слишком сильных контрастов проводимости в соседних ячейках. Для этого к функционалу (1) добавляется соответствующее слагаемое, и он принимает следующий вид:

$$\Phi^\alpha(\mathbf{b}) = \sum_{l=1}^L \sum_{k=1}^K (v_{lk} \delta \mathcal{E}_{lk}(\mathbf{b}))^2 + \sum_{m=1}^M \alpha_m (\Delta b_m)^2 + \sum_{m=1}^M \left[\gamma_m \sum_{r \in M_m} (b_m - b_r)^2 \right], \quad (7)$$

где γ_m – параметры регуляризации, M_m – множество номеров ячеек, которые являются соседними с ячейкой с номером m .

Заметим, что в этом случае получаемая в результате минимизации СЛАУ (4) преобразуется к виду

$$(\mathbf{C} + \mathbf{\alpha} + \mathbf{G}) \Delta \mathbf{b} = \mathbf{d} + \mathbf{d}^\gamma, \quad (8)$$

где элементы матрицы \mathbf{G} и вектора \mathbf{d}^γ определяются следующим образом:

$$G_{ii} = \sum_{r \in M_i} (\gamma_i + \gamma_r), \quad G_{ij} = -(\gamma_i + \gamma_j), \quad j \in M_i, \quad G_{ij} = 0, \quad j \notin M_i, \quad (9)$$

$$d_i^\gamma = \sum_{r \in M_i} (\gamma_i + \gamma_r) (b_r^0 - b_i^0). \quad (10)$$

Существуют различные способы выбора регуляризирующих параметров, рассмотренные, например, в работах [36–38, 40–42, 45, 48, 94, 134, 142, 146, 151]. В данной работе был реализован адаптивный выбор параметров регуляризации γ_m . Сначала берутся некоторые (достаточно малые) начальные значения γ_m и определяются значения приращений Δb_m из решения системы (8). Затем параметр b_m (как уже говорилось выше, в описываемом нами подходе это фактически σ_m) для каждой ячейки сравнивается с значениями b_r , $r \in M_m$, т.е. с значениями проводимостей в соседних ячейках. Если различие между проводимостями хотя бы с одной из соседних ячеек выше, чем некоторое (наперед заданное) значение, то параметр регуляризации γ_m увеличивается в χ раз.

Заметим также, что при существенном влиянии повышенных значений диэлектрической проницаемости на измеряемые сигналы, эти значения (как значения внутри блоков) могут быть включены в вектор параметров как искомые величины. Далее, в разделе 4, будет проведен анализ возможности совместного восстановления параметров удельной электрической проводимости и относительной

диэлектрической проницаемости, а также влияние неучета неоднородной диэлектрической проницаемости на результат восстановления распределения электрической проводимости.

1.2 Математические модели, используемые для решения прямых задач и расчета полей влияния в алгоритмах 2D-инверсии

Значения $\tilde{\mathcal{E}}_{lk}$ вычисляются путем решения прямой задачи. Ее решение выполняется с помощью метода конечных элементов для следующей математической модели.

Если электромагнитное поле в вертикальной скважине возбуждается катушкой, ось которой совпадает с осью скважины (т.е. ее ось, очевидно, перпендикулярна границам слоев и параллельна радиальным границам внутри них), то напряженность электрического поля в цилиндрических координатах $\{r, \varphi, z\}$ полностью описывается единственной ненулевой компонентой $E_\varphi(r, z)$, которая может быть найдена из решения уравнения

$$-\frac{1}{\mu_0} \Delta E_\varphi + \frac{1}{\mu_0 r^2} E_\varphi + i\omega\sigma E_\varphi = -i\omega I \delta^{E_\varphi}, \quad (11)$$

где μ_0 – магнитная проницаемость вакуума, I – величина тока в катушке, а δ^{E_φ} – дельта-функция, сосредоточенная на окружности $r = r_\delta$, $z = z_\delta$, соответствующей контуру катушки.

По значению E_φ значение ЭДС на приемной катушке зонда может быть вычислено с помощью соотношения

$$\mathcal{E} = 2\pi r_p E_\varphi(r_p, z_k),$$

где r_p – это радиус приемника, а z_k – z-координата положения приемной катушки.

Заметим, что в качестве измеряемых величин ($\tilde{\mathcal{E}}_{lk}$) мы будем рассматривать амплитудные A и фазовые кривые φ , которые вычисляются по значениям ЭДС следующим образом

$$A = \sqrt{(\mathcal{E}^{\text{Re}})^2 + (\mathcal{E}^{\text{Im}})^2}, \quad \varphi = \text{arctg}\left(\frac{\mathcal{E}^{\text{Im}}}{\mathcal{E}^{\text{Re}}}\right).$$

Для трехкатушечных зондов (например, ВИКИЗ [1, 2, 44]) в качестве измеряемых величин используются отношения амплитуд и разности фаз.

Эквивалентная вариационная постановка для уравнения (11), определяющего поле «горизонтальной» катушки (петли), имеет вид

$$\frac{1}{\mu_0} \left(\int_{\Omega^{rz}} \nabla E_\varphi \cdot \nabla v r dr dz + \int_{\Omega^{rz}} \frac{1}{r} E_\varphi v dr dz \right) + i\omega \int_{\Omega^{rz}} \sigma E_\varphi v r dr dz = -i\omega I v(r_\delta, z_\delta) r_\delta, \quad (12)$$

где $v(r, z)$ – вещественная пробная функция, Ω^{rz} – расчетная область в цилиндрической системе координат. Выражение в правой части (12) получено как результат действия дельта-функции δ^{E_φ} (которая сосредоточена на окружности $r = r_\delta, z = z_\delta$) на пробную функцию $v(r, z)$.

Решение E_φ уравнения (12) ищется в виде

$$E_\varphi = \sum_{j=1}^{n^{rz}} q_j^{E_\varphi} \psi_j, \quad (13)$$

где $\psi_j(r, z)$ – (вещественные) узловые базисные функции, n^{rz} – их количество (которое совпадает с количеством узлов в 2D сетке).

В результате подстановки (13) в (12) и замены пробной функции v поочередно на все базисные ψ_l получается СЛАУ

$$\left(\mathbf{G}^{E_\varphi} + i\omega \mathbf{M}^{E_\varphi} \right) \mathbf{q}^{E_\varphi} = -i\omega \mathbf{f}^{E_\varphi}, \quad (14)$$

где компоненты матриц \mathbf{G}^{E_φ} , \mathbf{M}^{E_φ} и вектора \mathbf{f}^{E_φ} определяются соотношениями

$$G_{lj}^{E_\varphi} = \frac{1}{\mu_0} \left(\int_{\Omega^{rz}} \nabla \psi_l \cdot \nabla \psi_j r dr dz + \int_{\Omega^{rz}} \frac{1}{r} \psi_l \psi_j dr dz \right), \quad M_{lj}^{E_\varphi} = \int_{\Omega^{rz}} \sigma \psi_l \psi_j r dr dz, \\ f_l^{E_\varphi} = I \psi_l(r_\delta, z_\delta) r_\delta. \quad (15)$$

При построении КЭ аппроксимации для данной задачи малая окрестность около $r = 0$ (далее мы будем обозначать эту величину r_0) вырезается из расчетной об-

ласти Ω^{rz} , на ее границе Γ_0 задается однородное краевое условие $E_\varphi|_{\Gamma_0} = 0$ (как и на границе «бака»).

В принципе, для расчета полей влияния параметров геоэлектрической модели при определении величин $\frac{\partial(\delta\mathcal{E}_{lk})}{\partial b_m} \approx \frac{\Delta(\mathcal{E}_{lk})}{\Delta b_m^e}$ в функционале (3) может быть использована та же математическая модель, что для расчета сигналов на текущей итерации (т.е. модель (11)). В этом случае должна использоваться та же конечно-элементная сетка, что при решении прямой задачи. Поэтому процедура расчета полей влияния является самой затратной составляющей всего вычислительного процесса, поскольку включает в себя решение M прямых задач.

Уменьшить вычислительные затраты за счет упрощения конечноэлементных сеток, используемых для расчета полей влияния, без потери точности решения можно, если использовать математическую модель следующего вида:

$$-\frac{1}{\mu_0}\Delta E_\varphi + \frac{1}{\mu_0 r^2} E_\varphi + i\omega\sigma E_\varphi = -i\omega(\sigma - \sigma^0)E_\varphi^0, \quad (16)$$

где σ^0 и E_φ^0 – распределения проводимости и напряженности электрического поля в среде, поле для которой было рассчитано на предыдущей итерации нелинейной инверсии, σ – проводимость среды, получаемой в результате прибавления к параметру b_m^0 эталонного приращения Δb_m^e .

Вариационная постановка для уравнения (16) имеет вид

$$\begin{aligned} \frac{1}{\mu_0} \left(\int_{\Omega^{rz}} \nabla E_\varphi \cdot \nabla v r dr dz + \int_{\Omega^{rz}} \frac{1}{r} E_\varphi v r dr dz \right) + i\omega \int_{\Omega^{rz}} \sigma E_\varphi v r dr dz = \\ = -i\omega \int_{\Omega^{rz}} (\sigma - \sigma^0) E_\varphi^0 v r dr dz. \end{aligned} \quad (17)$$

С учетом того, что E_φ^0 было получено из решения задачи (11) в виде $E_\varphi^0 = \sum_{j=1}^{n^{rz}} q_j^{E_\varphi^0} \psi_j$, в результате конечноэлементной аппроксимации (17) получим

СЛАУ вида

$$\left(\mathbf{G}^{E_\varphi} + i\omega \mathbf{M}^{E_\varphi} \right) \mathbf{q}^{E_\varphi} = -i\omega \tilde{\mathbf{M}}^{E_\varphi} \mathbf{q}^{E_\varphi^0}, \quad (18)$$

где компоненты матрицы $\tilde{\mathbf{M}}^{E_\varphi}$ определяются соотношением

$$\tilde{M}_{ij}^{E_\varphi} = \int_{\Omega^z} (\sigma - \sigma^0) \psi_i \psi_j r dr dz.$$

Для решения конечноэлементных СЛАУ (14) и (18) могут быть использованы как итерационные методы решения СЛАУ [29], так и прямые [31, 127]. При этом специфика рассматриваемого класса задач такова, что для расчета всех положений прибора на траектории (а, точнее, на ее участке) удобно использовать одну и ту же конечноэлементную сетку, равномерную по координате z между первым и последним положением на траектории и разряжающуюся по z к границам «бака» (по координате r сетка строится равномерной от r_0 до r_δ и дальше с разрядкой до границы «бака»). В этом случае эффективность использования прямых методов может быть увеличена многократно [12, 24]. Если среда не изменяется, а меняется только положение источника поля, то для всех таких задач при использовании одной и той же сетки матрица конечноэлементной СЛАУ будет одна и та же, а различаться будут только векторы правой части (в соответствии с положением источника). Тогда при использовании прямого метода решения разложение матрицы СЛАУ на треугольные сомножители можно сделать только один раз для всех положений источника, а при вычислении решения для каждого положения источника решать системы только с треугольными матрицами (являющимися сомножителями матрицы конечноэлементной СЛАУ).

Таким образом, поскольку для расчета сигналов вдоль траектории от геоэлектрической модели, полученной на текущей итерации нелинейной инверсии, так и для расчета полей влияния для каждого из параметров используется одна и та же конечноэлементная сетка, то использование прямых решателей позволяет более чем на два порядка уменьшить вычислительное время.

Заметим также, что как при расчете полей влияния, так и при расчете откликов от геоэлектрической модели, получаемой на очередной итерации, поскольку границы блоков смещаются, требуется перестроение конечноэлементной сетки, которое выполняется автоматически с учетом изменения геометрии расчетной области.

При необходимости учета неоднородной магнитной и диэлектрической проницаемости пород вместо математической модели (11) должна быть использована математическая модель вида

$$-\nabla\left(\frac{1}{\mu}\nabla E_\varphi\right)+\frac{1}{\mu r^2}E_\varphi-\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{1}{\mu}\right)\frac{E_\varphi}{r}+i\omega\sigma E_\varphi-\omega^2\varepsilon E_\varphi=-i\omega I\delta^{E_\varphi}, \quad (19)$$

где $\mu = \tilde{\mu}\mu_0$ – магнитная проницаемость, $\varepsilon = \tilde{\varepsilon}\varepsilon_0$ – диэлектрическая проницаемость.

С учетом рассуждений, представленных в работе [30], вариационная постановка для уравнения (19) примет вид

$$\int_{\Omega^z} \frac{1}{\mu} \nabla E_\varphi \cdot \nabla v r dr dz + \int_{\Omega^z} \frac{1}{\mu} \frac{1}{r} E_\varphi v dr dz + \int_{S^\mu} \left[\frac{1}{\mu} \right] n_r E_\varphi v dz + \quad (20)$$

$$+ i\omega \int_{\Omega^z} \sigma E_\varphi v r dr dz - \omega^2 \int_{\Omega^z} \varepsilon E_\varphi v r dr dz = -i\omega I v(r_\delta, z_\delta) r_\delta,$$

где S^μ – это вертикальные внутренние границы расчетной области между подобластями с различным значением μ . При этом скачок $\left[\frac{1}{\mu} \right]$ вычисляется следующим образом: из значения $\frac{1}{\mu}$ на границе со стороны области, для которой вы-

бранная нормаль \vec{n} является внешней, вычитается значение $\frac{1}{\mu}$ в той же точке на

границе, но со стороны области, для которой \vec{n} является внутренней.

В результате выполнения конечноэлементной аппроксимации (20) мы получим СЛАУ вида

$$\left(\mathbf{G}^{E_\varphi} + \mathbf{G}^{S,E_\varphi} + i\omega \mathbf{M}^{E_\varphi} - \omega^2 \mathbf{M}^{\varepsilon,E_\varphi} \right) \mathbf{q}^{E_\varphi} = -i\omega \mathbf{f}^{E_\varphi}, \quad (21)$$

где компоненты матрицы $\mathbf{M}^{\varepsilon,E_\varphi}$ определяются соотношениями вида

$$M_{ij}^{\varepsilon,E_\varphi} = \int_{\Omega^z} \varepsilon \psi_i \psi_j r dr dz. \quad (22)$$

Компоненты матрицы \mathbf{G}^{S,E_φ} приведем для соответствующей локальной матрицы $\hat{\mathbf{G}}^{S,E_\varphi}$ конечного элемента $\Omega^e = (r_\lambda, r_{\lambda+1}) \times (z_\eta, z_{\eta+1})$:

$$\hat{G}_{lj}^{S,E\varphi} = - \int_{z_\eta}^{z_{\eta+1}} \frac{1}{\mu} \psi_l(r_\lambda, z) \psi_j(r_\lambda, z) dz + \int_{z_\eta}^{z_{\eta+1}} \frac{1}{\mu} \psi_l(r_{\lambda+1}, z) \psi_j(r_{\lambda+1}, z) dz .$$

1.3 Математические модели для расчета трехмерного поля

В данном разделе будут представлены математические модели и соответствующие им вариационные постановки и конечноэлементные аппроксимации, которые будут использованы в процедуре многомерной инверсии в горизонтальных скважинах.

Электромагнитное поле в задачах индукционного каротажа, выполняемого в горизонтальных или наклонных скважинах, является трехмерным. В этом случае напряженность электрического поля ищется в виде суммы двух составляющих $\vec{E}^t = \vec{E}^p + \vec{E}^s$ [20, 21, 30, 52, 98, 117, 119, 130], где \vec{E}^p – напряженность первичного электрического поля, возбуждаемого источником электромагнитного поля в горизонтально-слоистой среде, а \vec{E}^s – напряженность электрического поля, определяемая полем влияния трехмерных неоднородностей, таких как выклинивание слоев, сдвиг пород, непараллельность слоев и т.д.

Поле влияния трехмерных неоднородностей \vec{E}^s без учета токов смещения может быть найдено из решения векторного дифференциального уравнения вида

$$\frac{1}{\mu_0} \nabla \times \nabla \times \vec{E}^s + i\omega\sigma\vec{E}^s = -i\omega(\sigma - \sigma^p)\vec{E}^p, \quad (23)$$

где μ_0 – магнитная проницаемость вакуума, $\sigma(x, y, z)$ – удельная электрическая проводимость трехмерной среды, σ^p – удельная электрическая проводимость горизонтально-слоистой среды (для которой рассчитывается поле \vec{E}^p), ω – круговая частота, $i = \sqrt{-1}$. При этом $\sigma \neq \sigma^p$ только в местах расположения трехмерных неоднородностей.

При проведении индукционных измерений могут использоваться источники с различным направлением. Чаще всего используются катушки, у которых ось совпадает с осью прибора (фактически, параллельной оси скважины). Но иногда рассматриваются варианты прибора, в которых используется несколько (две или

три) ортогональные катушки (у одной из них ось совпадает с осью прибора). Для расчета поля \vec{E}^p , возбуждаемого произвольно ориентированной генераторной катушкой в горизонтально-слоистой вмещающей среде, достаточно рассчитать два поля для двух ориентаций катушек: первой – когда ось катушки перпендикулярна слоям, а второй – когда параллельна. По значениям трех компонент магнитного поля для этих ориентаций можно получить значения компонент электромагнитного поля для любой ориентации, и даже если прибор оснащен тремя ортогональными катушками, поля для них могут быть получены из полей для двух рассмотренных выше основных ориентаций.

В принципе, для расчета составляющей \vec{E}^p поля могли бы быть использованы аналитические и полуаналитические методы. Первым и самым простым является способ, в котором в качестве \vec{E}^p берется поле однородного пространства, которое может быть вычислено аналитически. Недостатком такого способа является то, что даже в случае, когда в качестве удельного сопротивления пространства выбирается сопротивление слоя, где находится источник, все равно не удастся достичь даже слабого подобия той эффективности, которую дает выделение поля горизонтально-слоистой среды, поскольку слои в данном случае будут так же, как и трехмерные неоднородности, являться источниками аномального поля, и поэтому для достижения требуемой точности необходимо использовать достаточно подробные конечноэлементные сетки (и это приводит к гораздо более высоким вычислительным затратам).

Полуаналитические методы вплоть до недавнего времени достаточно активно развивались [4, 17, 39]. Они очень эффективны при расчете поля в относительно небольшом числе точек (соответствующих положениям приемников), а при необходимости выдачи значений поля в большом числе точек их вычислительная эффективность не столь высока. При реализации метода расчета электромагнитного поля с выделением поля вмещающей горизонтально-слоистой среды необходимо рассчитывать первичное поле (т.е. поле вмещающей среды) в довольно большом числе точек (ячеек) подобластей расчетной области, где находятся 3D-неоднородности. Соответственно, более выгодными в этом случае стано-

вятся подходы, позволяющие эффективно вычислять поле горизонтально-слоистой среды сразу во всем изучаемом объеме. Поэтому для расчета первичного поля \vec{E}^p используется другой подход, основанный на использовании метода конечных элементов.

Итак, как уже говорилось выше, для расчета поля \vec{E}^p (поля в горизонтально-слоистой среде) достаточно рассчитать поле \vec{E}^p для двух ориентаций.

Математическая модель для расчета поля $\vec{E}^{p,1}$, которое порождается «горизонтальной» катушкой, которая лежит параллельно слоям вмещающей горизонтально-слоистой среды (т.е. ее ось перпендикулярна слоям), была представлена в предыдущем разделе (уравнение (11) или (19)).

Поле же $\vec{E}^{p,2}$ «вертикальной» катушки, ориентация которой такова, что ее ось параллельна границам слоев вмещающей горизонтально-слоистой среды, фактически является трехмерным даже для одномерной (горизонтально-слоистой) среды, т.е. компоненты вектора напряженности электрического поля $\vec{E}^{p,2}$ зависят от всех трех пространственных координат.

Для вычисления этого поля применяется подход, основанный на представлении по сути трехмерного поля в одномерной среде в виде суммы полей от источников, каждое из которых может быть получено из решения задачи меньшей размерности [21].

Для получения поля "вертикальной" рамки необходимо решить две задачи [21]: для уравнения

$$-\frac{1}{\mu_0} \Delta A_L + i\omega \sigma^{p,rz} A_L = I h_L (\delta^{z_1} - \delta^{z_2}), \quad (24)$$

и для системы уравнений

$$-\frac{1}{\mu_0} \Delta \tilde{A}_r + \frac{1}{\mu_0 r^2} \tilde{A}_r + \sigma^{p,rz} \left(i\omega \tilde{A}_r + \frac{\partial V}{\partial r} \right) = 0, \quad (25)$$

$$-\frac{1}{\mu_0} \Delta A_z + \sigma^{p,rz} \left(i\omega A_z + \frac{\partial V}{\partial z} \right) = J_z, \quad (26)$$

$$-\nabla \cdot (\sigma^{p,rz} \nabla V) - i\omega \nabla \cdot \left(\sigma^{p,rz} \begin{pmatrix} \tilde{A}_r \\ A_z \end{pmatrix}^T \right) = i\omega \sigma^{p,rz} u. \quad (27)$$

В уравнении (24) функция $A_c(r, z)$ – компонента вектор-потенциала соответствующая направлению токовой линии (образующей верхнюю или нижнюю границу токовой рамки), I – сила тока в рамке, h_c – длины подинтервалов, на которые разбиваются верхняя и нижняя границы токовой рамки, δ^{z_1} и δ^{z_2} являются дельта-функциями сосредоточенными в точках (центрах подинтервалов токовых линий). Функция $\sigma^{p,rz}$ представляет собой распределение удельной электрической проводимости в цилиндрической расчетной области,

В уравнении (27) функции \tilde{A}_r, A_z – являются компонентами вектор-потенциала, функция V – является скалярным электрическим потенциалом, а J_z – это плотность тока в вертикальной линии токовой рамки. Функция u в правой части уравнения (27) может быть найдена из решения уравнения, аналогичного уравнению (24).

Значения поля $\vec{E}^{p,2}$ после решения уравнения (24) и системы уравнений (25)–(27) вычисляются следующим образом.

В случае, когда ось «вертикальной» рамки параллельна оси X (т.е. ее вершины имеют координаты (x_c, y_1, z_1) , (x_c, y_2, z_1) , (x_c, y_2, z_2) , (x_c, y_1, z_2)), значения компонент поля $\vec{E}^{p,2}$ в точке (x, y, z) могут быть вычислены с помощью следующих соотношений:

$$E_x^{p,2}(x, y, z) = \left(i\omega \tilde{A}_r(r_1, z) + \frac{\partial V(r_1, z)}{\partial r} \right) \cdot \frac{(x - x_c)}{r_1} - \left(i\omega \tilde{A}_r(r_2, z) + \frac{\partial V(r_2, z)}{\partial r} \right) \cdot \frac{(x - x_c)}{r_2}, \quad (28)$$

$$E_y^{p,2}(x, y, z) = -i\omega A_y^{hor} + \left(i\omega \tilde{A}_r(r_1, z) + \frac{\partial V(r_1, z)}{\partial r} \right) \cdot \frac{(y - y_1)}{r_1} - \left(i\omega \tilde{A}_r(r_2, z) + \frac{\partial V(r_2, z)}{\partial r} \right) \cdot \frac{(y - y_2)}{r_2}, \quad (29)$$

$$E_z^{p,2}(x, y, z) = \left(i\omega \tilde{A}_z(r_1, z) + \frac{\partial V(r_1, z)}{\partial z} \right) - \left(i\omega \tilde{A}_z(r_2, z) + \frac{\partial V(r_2, z)}{\partial z} \right), \quad (30)$$

где $r_1 = \sqrt{(x-x_c)^2 + (y-y_1)^2}$, $r_2 = \sqrt{(x-x_c)^2 + (y-y_2)^2}$, а поле $A_y^{hor}(x, y, z)$ получено суммированием решения уравнения (24) по подынтервалам горизонтальных токовых линий рамки с пересчетом полей $A_L(r, z)$ из цилиндрической в декартову систему координат.

Подробно вывод соотношений (24)–(30) представлен в работе [21].

Если частота поля высокая, для расчета поля $\vec{\mathbf{E}}^s$ вместо уравнения (23) необходимо использовать уравнение вида

$$\frac{1}{\mu_0} \nabla \times \nabla \times \vec{\mathbf{E}}^s + i\omega\sigma\vec{\mathbf{E}}^s - \omega^2\varepsilon\vec{\mathbf{E}}^s = -i\omega(\sigma - \sigma^p)\vec{\mathbf{E}}^p + \omega^2\varepsilon\vec{\mathbf{E}}^p, \quad (31)$$

где $\varepsilon(x, y, z)$ – диэлектрическая проницаемость трехмерной среды.

Эквивалентная вариационная постановка для уравнения (24) имеет вид

$$\frac{1}{\mu_0} \int_{\Omega^{rz}} \nabla A_L \cdot \nabla v r dr dz + i\omega \int_{\Omega^{rz}} \sigma^{p,rz} A_L v r dr dz = I h_L (v(0, z_1) - v(0, z_2)), \quad (32)$$

где $v(0, z_1)$ и $v(0, z_2)$ – результат действия дельта-функций δ^{z_1} и δ^{z_2} на пробную функцию $v(r, z)$. И при решении этой задачи в окрестности точек $(0, z_1)$ и $(0, z_2)$ конечноэлементное решение с дроблением сетки может неограниченно расти, и поэтому при вычислении поля $\vec{\mathbf{E}}^{p,2}$ не следует приближаться к ним ближе некоторого расстояния.

Решение A_L уравнения (32) также ищется в виде разложения по базисным функциям $\psi_j(r, z)$:

$$A_L = \sum_{j=1}^{n^{rz}} q_j^{A_L} \psi_j. \quad (33)$$

В результате подстановки (33) в (32) и замены пробной функции поочередно на все базисные функции ψ_l получается СЛАУ

$$\left(\mathbf{G}^{A_L} + i\omega\mathbf{M}^{A_L} \right) \mathbf{q}^{A_L} = -i\omega\mathbf{f}^{A_L}, \quad (34)$$

где компоненты матриц \mathbf{G}^{A_L} , \mathbf{M}^{A_L} и вектора \mathbf{f}^{A_L} определяются соотношениями

$$G_{ij}^{A_L} = \frac{1}{\mu_0} \int_{\Omega^{rz}} \nabla \psi_i \cdot \nabla \psi_j r dr dz, \quad M_{ij}^{A_L} = \int_{\Omega^{rz}} \sigma^{p,rz} \psi_i \psi_j r dr dz, \\ f_i^{A_L} = Ih_L (\psi_i(0, z_1) - \psi_i(0, z_2)). \quad (35)$$

Эквивалентная вариационная постановка для системы уравнений (25)–(27) имеет вид

$$\frac{1}{\mu_0} \left(\int_{\Omega^{rz}} \nabla \tilde{A}_r \cdot \nabla v r dr dz + \int_{\Omega^{rz}} \frac{1}{r} \tilde{A}_r v dr dz \right) + i\omega \int_{\Omega^{rz}} \sigma^{p,rz} \tilde{A}_r v r dr dz + \int_{\Omega^{rz}} \sigma^{p,rz} \frac{\partial V}{\partial r} v r dr dz = 0, \quad (36)$$

$$\frac{1}{\mu_0} \int_{\Omega^{rz}} \nabla A_z \cdot \nabla v r dr dz + i\omega \int_{\Omega^{rz}} \sigma^{p,rz} A_z v r dr dz + \int_{\Omega^{rz}} \sigma^{p,rz} \frac{\partial V}{\partial z} v r dr dz = \int_{\Omega^{rz}} J_z v r dr dz, \quad (37)$$

$$\int_{\Omega^{rz}} \sigma^{p,rz} \nabla V \cdot \nabla v r dr dz + i\omega \int_{\Omega^{rz}} \sigma^{p,rz} (\tilde{A}_r, A_z)^T \cdot \nabla v r dr dz = i\omega \int_{\Omega^{rz}} \sigma^{p,rz} u v r dr dz, \quad (38)$$

где $v(r, z)$, по-прежнему, пробная функция.

Функции \tilde{A}_r , A_z и V ищутся в виде

$$\tilde{A}_r = \sum_{i=1}^{n^{rz}} q_i^{\tilde{A}_r} \psi_i, \quad A_z = \sum_{i=1}^{n^{rz}} q_i^{A_z} \psi_i, \quad V = \sum_{i=1}^{n^{rz}} q_i^V \psi_i. \quad (39)$$

Значения $q_i^{\tilde{A}_r}$, $q_i^{A_z}$ и q_i^V находятся из СЛАУ, которая получается путем подстановки (39) в систему уравнений (36)–(38) и заменой пробной функции v в каждом уравнении на базисные функции ψ_i . Полученная СЛАУ примет вид:

$$\mathbf{C}^{AV} \mathbf{q}^{AV} = \mathbf{f}^{AV}, \quad (40)$$

Размерность системы (40) равна $3n^{rz} \times 3n^{rz}$. Матрица \mathbf{C}^{AV} имеет блочную структуру с элементами-блоками размера 3×3 , вектора \mathbf{q}^{AV} и \mathbf{f}^{AV} так же имеют блочную структуру с элементами-блоками размера 3×1 . Вектор \mathbf{q}^{AV} имеет вид:

$$\mathbf{q}^{AV} = \left\{ q_1^{\tilde{A}_r}, q_1^{A_z}, q_1^V, q_2^{\tilde{A}_r}, q_2^{A_z}, q_2^V, \dots \right\}^T.$$

Элементы-блоки матрицы \mathbf{C}^{AV} имеют вид:

$$\mathbf{C}_{ij}^{AV} = \begin{bmatrix} G_{ij}^{\tilde{A}_r} + i\omega M_{ij}^r & 0 & D_{ij}^r \\ 0 & G_{ij}^{A_z} + i\omega M_{ij}^z & D_{ij}^z \\ i\omega D_{jl}^r & i\omega D_{jl}^z & G_{ij}^V \end{bmatrix}, \quad (41)$$

где

$$G_{ij}^{\tilde{A}_r} = \frac{1}{\mu_0} \left(\int_{\Omega^z} \nabla \psi_l \cdot \nabla \psi_j r dr dz + \int_{\Omega^z} \frac{1}{r} \psi_l \psi_j dr dz \right), \quad G_{ij}^{A_z} = \frac{1}{\mu_0} \int_{\Omega^z} \nabla \psi_l \cdot \nabla \psi_j r dr dz, \quad (42)$$

$$G_{ij}^V = \int_{\Omega^z} \sigma^{p,rz} \nabla \psi_l \cdot \nabla \psi_j r dr dz, \quad D_{ij}^r = \int_{\Omega^z} \sigma^{p,rz} \psi_l \frac{\partial \psi_j}{\partial r} r dr dz,$$

$$D_{ij}^z = \int_{\Omega^z} \sigma^{p,rz} \psi_l \frac{\partial \psi_j}{\partial r} r dr dz, \quad (43)$$

$$M_{ij}^r = \int_{\Omega^z} \sigma^{p,rz} \psi_l \psi_j r dr dz, \quad M_{ij}^z = \int_{\Omega^z} \sigma^{p,rz} \psi_l \psi_j r dr dz. \quad (44)$$

Элементы-блоки вектора \mathbf{f}^{AV} имеют вид

$$\mathbf{f}_l^{AV} = \begin{bmatrix} 0 \\ f_l^z \\ i\omega f_l^u \end{bmatrix}, \quad f_l^z = \int_{\Omega^z} J_z \psi_l r dr dz, \quad f_l^u = \int_{\Omega^z} \sigma^{p,rz} u \psi_l r dr dz. \quad (45)$$

Заметим, что функция u при вычислении f_l^u в (45) ищется в виде

$$u = \sum_{j=1}^{n^z} q_j^u \psi_j \text{ из решения задачи, аналогичной задаче для уравнения (24) (или (32)),}$$

т.е. с использованием соотношений (34)–(35) при $h_c = 1$.

Поэтому компонента f_l^u в (45) может быть найдена в виде $f_l^u = \sum_j M_{lj}^r q_j^u$,

где M_{lj}^r определена в (44).

Заметим также, что для получения комплексно-симметричной СЛАУ необходимо каждую третью строку системы разделить на $i\omega$.

Для построения конечноэлементных аппроксимаций используется векторный МКЭ [9–13, 26, 40, 45–47].

Эквивалентная вариационная постановка для уравнения (31) имеет вид

$$\begin{aligned} \int_{\Omega} \frac{1}{\mu_0} (\nabla \times \vec{\mathbf{E}}^s) \cdot (\nabla \times \vec{\Psi}) d\Omega + i\omega \int_{\Omega} \sigma \vec{\mathbf{E}}^s \cdot \vec{\Psi} d\Omega - \omega^2 \int_{\Omega} \varepsilon \vec{\mathbf{E}}^s \cdot \vec{\Psi} d\Omega = \\ = -i\omega \int_{\Omega} (\sigma - \sigma^p) \vec{\mathbf{E}}^p \cdot \vec{\Psi} d\Omega + \omega^2 \int_{\Omega} \varepsilon \vec{\mathbf{E}}^p \cdot \vec{\Psi} d\Omega, \end{aligned} \quad (46)$$

где Ω – расчетная область (и $d\Omega = dx dy dz$), пробная вектор-функция $\vec{\Psi}$ и иско-
мая вектор-функция \vec{E}^s принадлежат пространству $\mathbf{H}^{\text{curl}}(\Omega)$ вектор-функций $\vec{\Phi}$ с
непрерывными касательными составляющими, для которых выполняются условия
 $\int_{\Omega} \vec{\Phi} \cdot \vec{\Phi} d\Omega < \infty$ и $\int_{\Omega} (\nabla \times \vec{\Phi}) \cdot (\nabla \times \vec{\Phi}) d\Omega < \infty$.

Решение \vec{E}^s ищется в виде

$$\vec{E}^s = \sum_{j=1}^n q_j^s \vec{\psi}_j, \quad (47)$$

где $\vec{\psi}_j$ – базисные вектор-функции (edge-функции), n – их количество (которое
совпадает с количеством ребер в трехмерной сетке).

В результате подстановки (47) в (46) и замены пробной функции $\vec{\Psi}$ пооче-
редно на все базисные функции $\vec{\psi}_l$ получается СЛАУ

$$(\mathbf{G} + i\omega\mathbf{M}^\sigma - \omega^2\mathbf{M}^\varepsilon)\mathbf{q}^s = \mathbf{f}, \quad (48)$$

где компоненты матриц \mathbf{G} , \mathbf{M}^σ , и \mathbf{M}^ε и вектора \mathbf{f} определяются соотношениями

$$G_{ij} = \frac{1}{\mu_0} \int_{\Omega} (\nabla \times \vec{\psi}_i) \cdot (\nabla \times \vec{\psi}_j) d\Omega, \quad M_{ij}^\sigma = \int_{\Omega} \sigma \vec{\psi}_i \cdot \vec{\psi}_j d\Omega, \quad M_{ij}^\varepsilon = \int_{\Omega} \varepsilon \vec{\psi}_i \cdot \vec{\psi}_j d\Omega, \quad (49)$$

$$f_l = -i\omega \int_{\Omega} (\sigma - \sigma^p) \vec{E}^p \cdot \vec{\psi}_l d\Omega + \omega^2 \int_{\Omega} \varepsilon \vec{E}^p \cdot \vec{\psi}_l d\Omega. \quad (50)$$

Поле \vec{E}^p представляется в виде линейной комбинации базисных функций
 $\vec{\psi}_j$

$$\vec{E}^p = \sum_{j=1}^n q_j^p \vec{\psi}_j, \quad (51)$$

где коэффициенты разложения q_j^p являются значениями касательных составляю-
щих \vec{E}^p на ребрах конечных элементов. В этом случае правой частью конечно-
элементной СЛАУ (45) может быть вычислена по формуле

$$\mathbf{f} = (-i\omega\bar{\mathbf{M}}^\sigma + \omega^2\mathbf{M}^\varepsilon)\mathbf{q}^p, \quad (52)$$

где компоненты матрицы $\bar{\mathbf{M}}^\sigma$ определяется формулой

$$\bar{M}_{ij}^{\sigma} = \int_{\Omega} (\sigma - \sigma^p) \bar{\psi}_i \cdot \bar{\psi}_j d\Omega. \quad (53)$$

Для сокращения вычислительных затрат для моделирования трехмерных электромагнитных полей используются нерегулярные сетки. При этом достаточно много встречается работ, где для этой цели используются тетраэдральные конечные элементы [49, 51, 85, 86, 88, 121, 125, 135–137, 147]. Однако исследования показывают, что использование несогласованных нерегулярных параллелепипедальных сеток [30, 76–79, 118, 119] является гораздо более вычислительно эффективным [12]. Поэтому в данной работе при решении прямой трехмерной задачи использовались несогласованные нерегулярные сетки с терминальными узлами [30, 119].

1.4 Выводы по главе

1. Разработан математический аппарат выполнения геометрической нелинейной многомерной инверсии для выполнения обработки данных индукционного каротажа. Расчеты сигналов для геоэлектрических моделей, получаемых на очередной итерации нелинейной инверсии, и расчеты полей влияния каждого из восстанавливаемых параметров геоэлектрической модели выполнялись с использованием конечноэлементных аппроксимаций с автоматическим перестроением сеток с учетом положения каротажного прибора и изменения границ подобластей расчетной области.

2. Разработан алгоритм решения больших серий прямых задач на основе группирования положений прибора в скважине и использовании прямых решателей конечноэлементных СЛАУ [24].

3. Предложена параметризация геоэлектрической модели и соответствующие подходы к регуляризации, обеспечивающие устойчивую сходимость нелинейной инверсии, основанной на использовании метода Гаусса-Ньютона.

ГЛАВА 2 ВЕРИФИКАЦИЯ ЧИСЛЕННЫХ ПРОЦЕДУР РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧ

2.1 Верификация решения прямой задачи

Для верификации численной процедуры решения прямой задачи использовалась программа Dipole1D (К.Кей [87]), которая позволяет рассчитывать поле в горизонтально-слоистой среде в каждой точке расчетной области отдельно. Поскольку программа Dipole1D позволяет рассчитывать поле только от электрического диполя, то для получения поля токовой петли суммировалось поле от четырех диполей. В качестве тестовой была взята модель, показанная на рисунке 2.1.

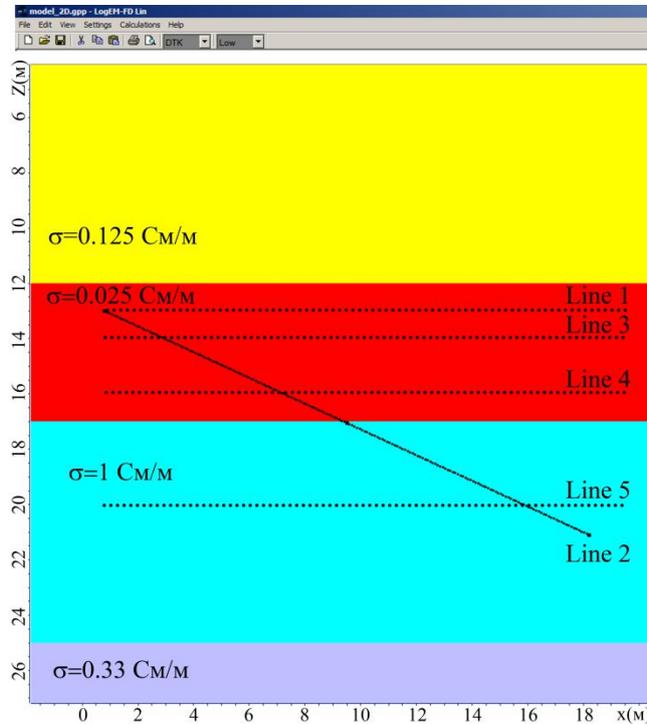


Рисунок 2.1 – Тестовая геоэлектрическая модель 1

Центр источника со стороной 0.1 м расположен в точке (0,0,13). Частота 100 кГц. Для верификации значений поля в приемниках, мы будем выдавать ненулевые компоненты магнитной индукции \vec{B} вдоль линий «Line 1» и «Line 2» (см. рисунок 2.1).

Для дополнительной верификации мы будем также проверять точность расчета ненулевых компонент напряженности электрического поля \vec{E} . Мы будем

анализировать точность расчета \vec{E} вдоль линий «Line 3», «Line 4» и «Line 5» (см. рисунок 2.1), а также вдоль линий «Line 6» и «Line 7», которые параллельны «Line 3» и имеют такую же z-координату, но удалены вдоль оси y на расстояние 2 м и 4 м, соответственно. Заметим, что такая верификация также важна для 2.5D- и 3D-моделирования, поскольку при расчете 3-D поля правая часть уравнения (см. (23)) определяется значениями напряженности электрического поля источника в горизонтально-слоистой среде, которая выбрана в качестве нормальной.

На рисунке 2.2 (верхний ряд) представлены графики реальной и мнимой x- и z-компонент поля \vec{B} вдоль линий «Line 1» и «Line 2». Нижний ряд графиков на рисунке 2.1 представляет абсолютные значения отклонений значений \vec{B} , вычисленных разработанной численной процедурой, от значений \vec{B} , вычисленных с использованием программы Dipole1D (К.Кей). Представленные результаты показывают, что до удаления в 10 м отличие для всех компонент не превышает 0.5%, а до удаления в 20 м – не превышает 1%. Увеличение погрешности соответствует подобластям смены знака в кривых (т.е. подобластям малых значений).

На рисунках 2.3 и 2.4 (верхний ряд графиков) представлены графики ненулевых компонент поля \vec{E} вдоль линий 3–7. Нижний ряд графиков на рисунках 2.3 и 2.4 представляет абсолютные значения отклонений значений \vec{E} , вычисленных разработанной численной процедурой, от значений \vec{E} , вычисленных с использованием программы Кей. Представленные результаты показывают, что погрешность расчета преимущественно не превышает 0.5% и увеличивается до 1–1.5% только в подобластях низких значений поля.

Таким образом, результаты верификации подтвердили точность расчета электромагнитного поля в горизонтально-слоистой среде с использованием предложенного в данной работе метода.

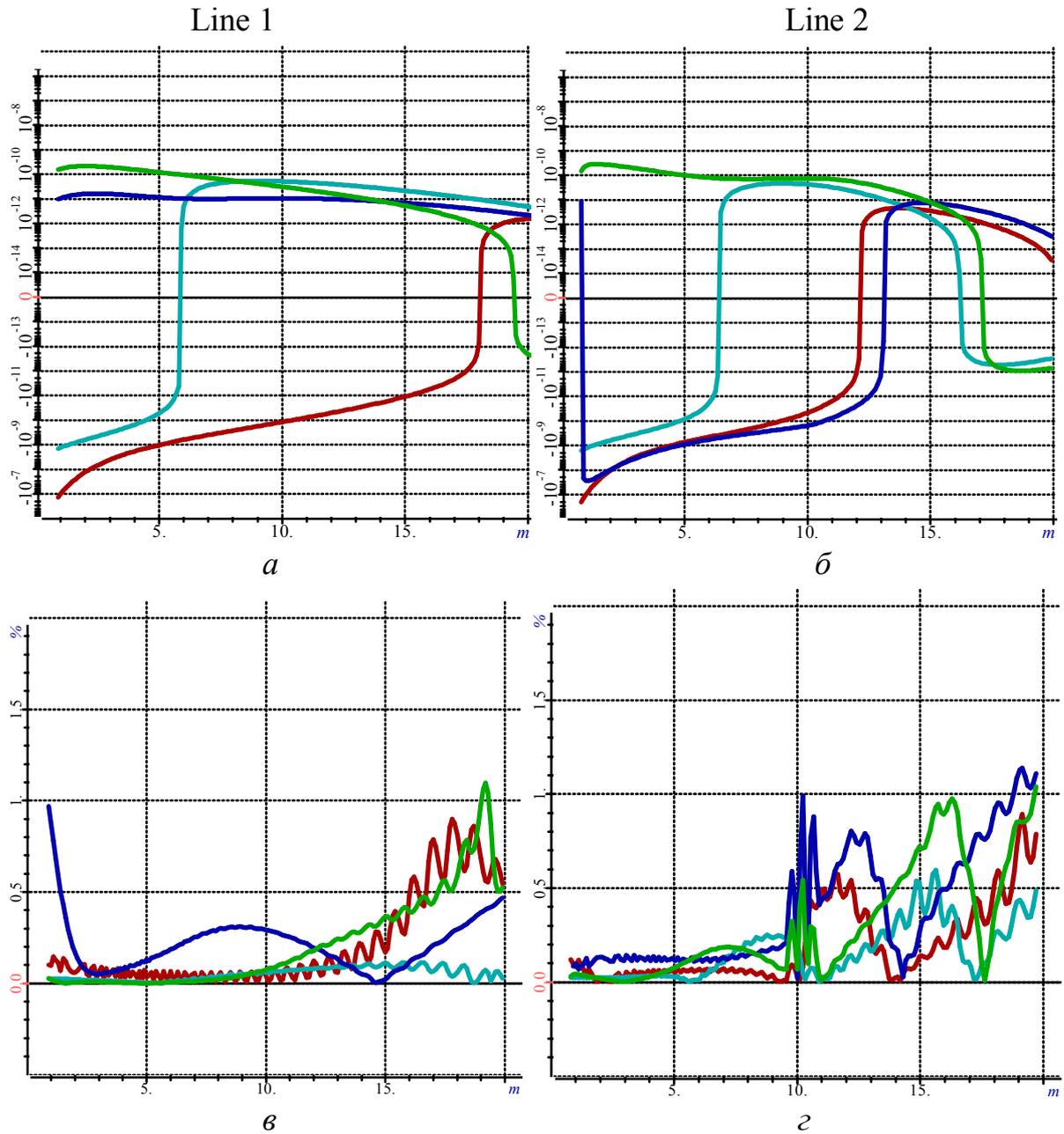
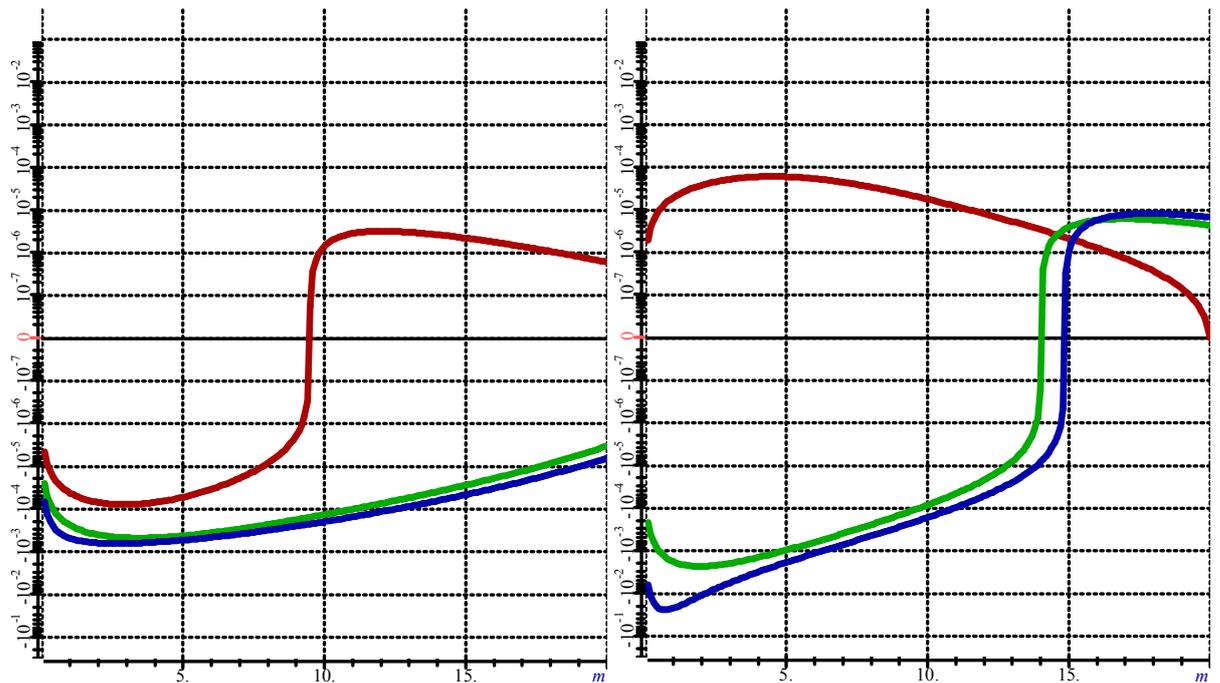
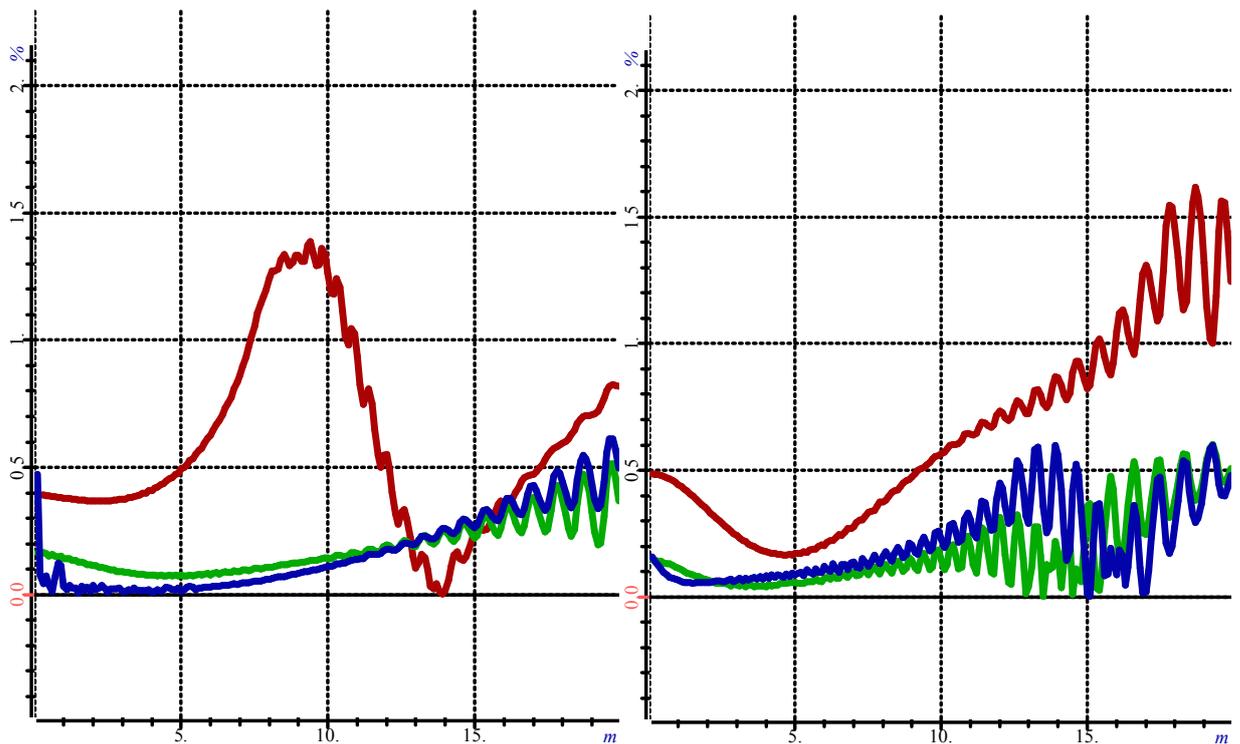


Рисунок 2.2 – Графики B_x^{Re} (синяя кривая), B_x^{Im} (зеленая кривая), B_z^{Re} (красная кривая), B_z^{Im} (голубая кривая) вдоль линий «Line 1» (а, в) и «Line 2» (б, г) (см. рисунок 2.1) (верхний ряд – а, б), рассчитанные с помощью разработанной численной процедуры, и их отклонения (нижний ряд – в, г) от вычисленных с использованием программы *Dipole1D* (K.Key)

E_y^{Re} , Lines 3,4,5 E_y^{Im} , Lines 3,4,5

а

б



в

г

Рисунок 2.3 – Графики ненулевых компонент \vec{E} вдоль линий 3–5 (см. рисунок 2.1) (верхний ряд – а, б рассчитанные с помощью разработанной численной процедуры, и их отклонения от вычисленных с использованием программы *Dipole1D* (K.Key)

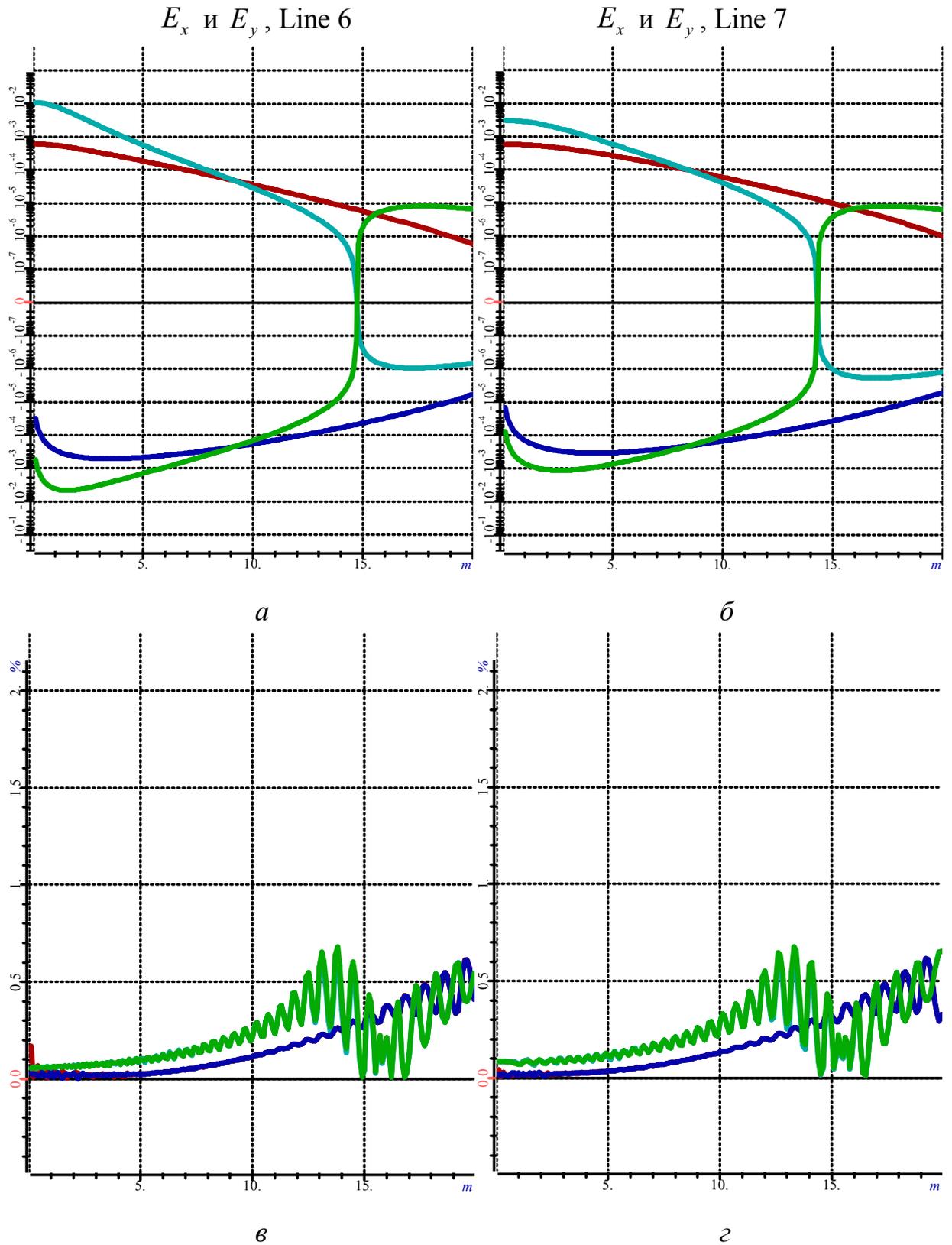


Рисунок 2.4 – Графики ненулевых компонент \vec{E} вдоль линий 6–7 (см. рисунок 2.1) (верхний ряд – а, б рассчитанные с помощью разработанной численной процедуры, и их отклонения от вычисленных с использованием программы *Dipole1D* (K.Key) – в, г

2.2 Верификация решения обратной задачи при определении структуры проводимости околоскважинного пространства

Верификация численной процедуры, реализующей 2D-инверсию, выполнялась с использованием синтетических аналогов полевых данных индукционного каротажа, которые были получены с использованием 2D-моделирования (далее эти данные будем называть «практическими»).

В качестве геоэлектрической модели, для которой были синтезированы аналоги практических данных, была взята типичная для сложнопостроенных коллекторов Западной Сибири модель, приведенная в работе [4]. Эта модель показана на рисунке 2.5а. Графики сигналов, синтезированные посредством 2D-моделирования для рассматриваемой геоэлектрической модели представлены на рисунке 2.5б.

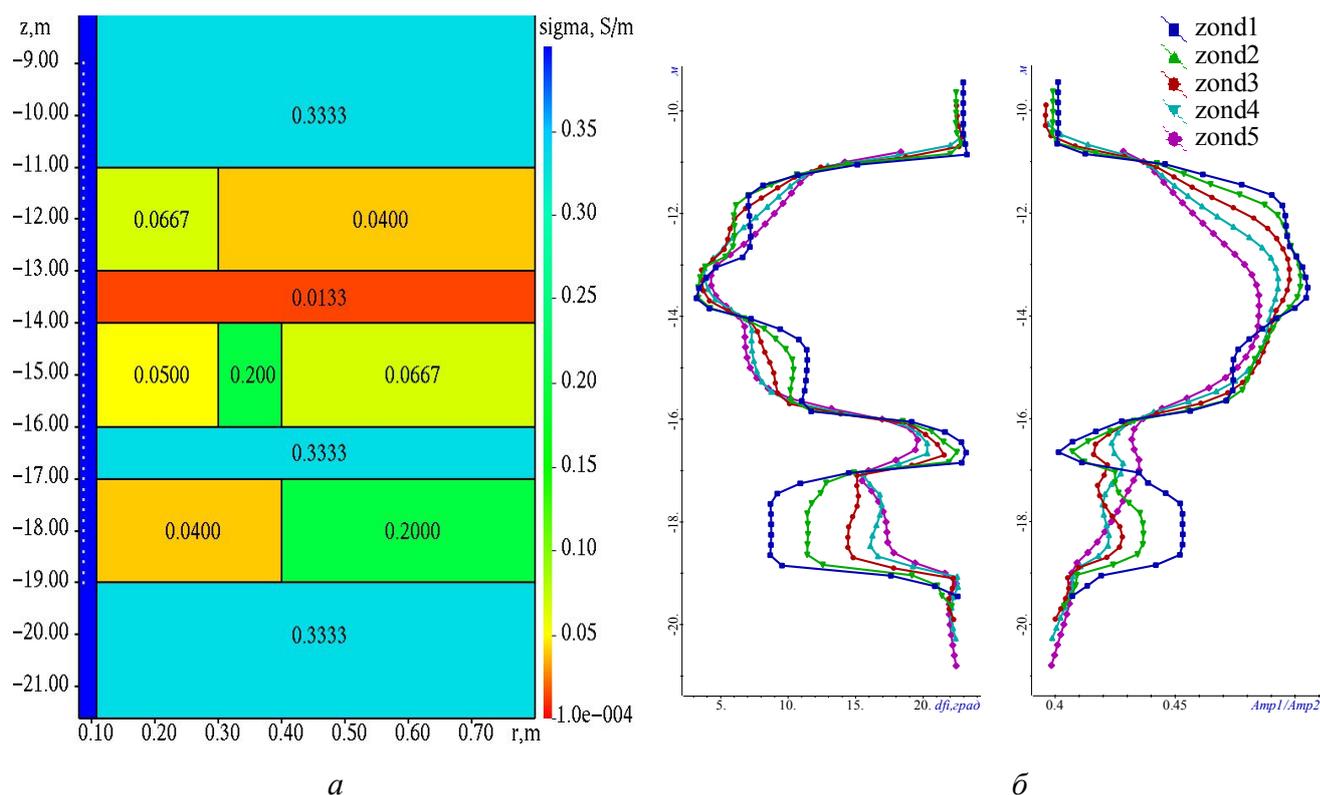


Рисунок 2.5 – Тестовая геоэлектрическая модель 2 (а) и графики «практических» сигналов (б)

Данная модель содержит пять слоев. В трех из них: нефтенасыщенном, нефтеводонасыщенном и водонасыщенном пластах присутствует зона проникновения

радиусом 0.3-0.4 м. Кроме того, в нефтеводонасыщенном пласте присутствует еще так называемая окаймляющая зона, происхождение которой описывается в работе [44]. Перекрывающие глинистый и карбонатный прослои, а также вмещающая среда являются однородными вдоль оси r .

При получении «практических» данных использовались параметры каротажного прибора ВИКИЗ [1, 2, 4, 44], которые приведены в таблице 2.1.

Прибор содержит 5 зондов («zond1»-«zond5»), каждый из которых включает две измерительных катушки «И1» и «И2» и одну генераторную «Г». В качестве измеряемых сигналов для каждого зонда выдаются значения отношений амплитуд и разности фаз.

Таблица 2.1 – Величины рабочих частот и геометрические размеры зондов

Зонд	Схема зонда	Длина, м	Частота, МГц
zond1	И1 0.10 И2 0.40 Г	0.500	14.000
zond2	И1 0.14 И2 0.57 Г	0.707	7.000
zond3	И1 0.20 И2 0.80 Г	1.00	3.500
zond4	И1 0.28 И2 1.13 Г	1.414	1.750
zond5	И1 0.40 И2 1.60 Г	2.000	0.875

Стартовая модель задается следующим образом. Для определения количества слоев (т.е. количества границ по оси z) осуществляется анализ графиков сигналов вдоль траектории движения каротажного прибора. Количество границ по z определяется количеством относительно резких изменений сигнала. В рассматриваемом случае (рисунок 2.5б) таких переходов шесть. Количество границ по оси r задается равным двум на основе описанных выше геологических представлений о том, что в слоях возможно наличие зоны проникновения и окаймляющей зоны. Построенная на основании вышесказанного стартовая модель проводимости представлена на рисунке 2.6. Черными линиями показано положение границ по r и по z в стартовой модели (фактически, разбиение модели на блоки), белым пунк-

тиром показаны границы блоков истинной модели. Цифрами показано стартовое значение проводимости в блоках. Значение функционала невязки для стартовой модели

$$\Phi(\mathbf{b}^0) = \sum_{l=1}^L \sum_{k=1}^K (v_{lk} \delta \mathcal{E}_{lk}(\mathbf{b}^0))^2 \text{ составило } 1.2922 \cdot 10^2.$$

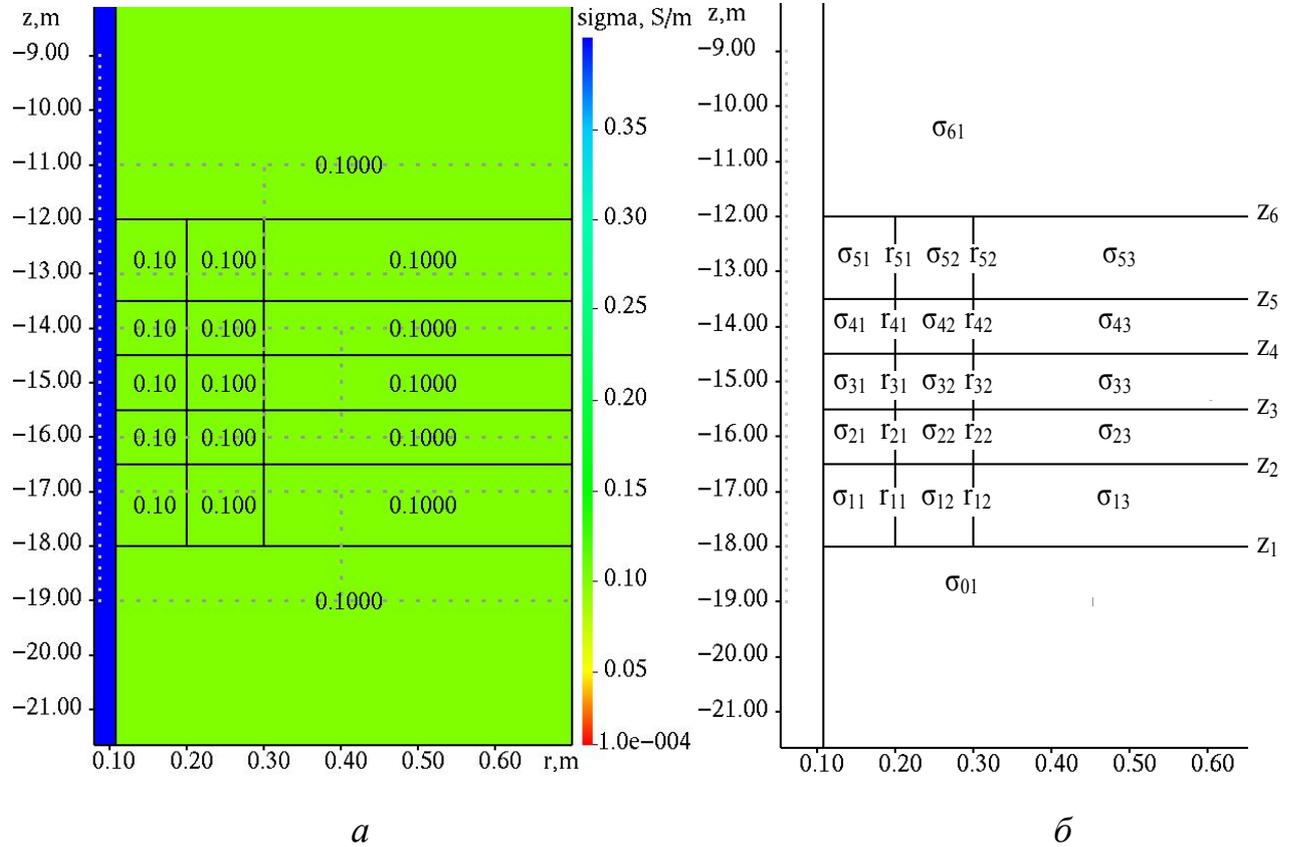
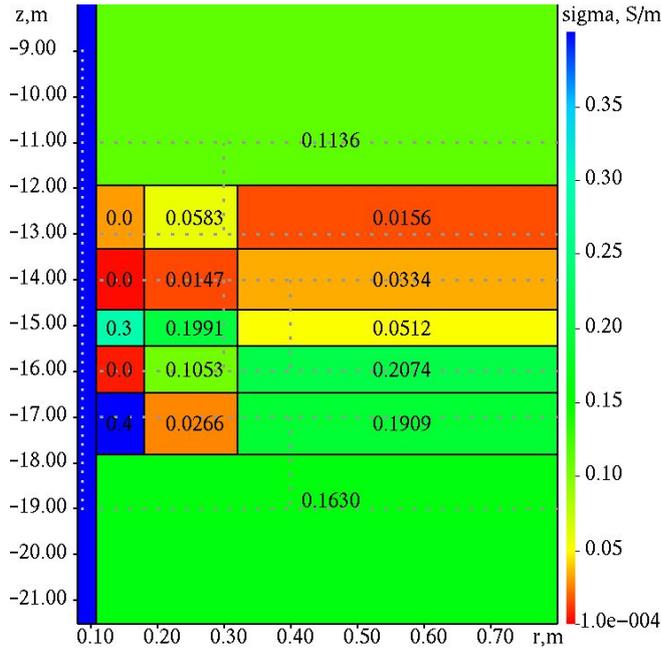


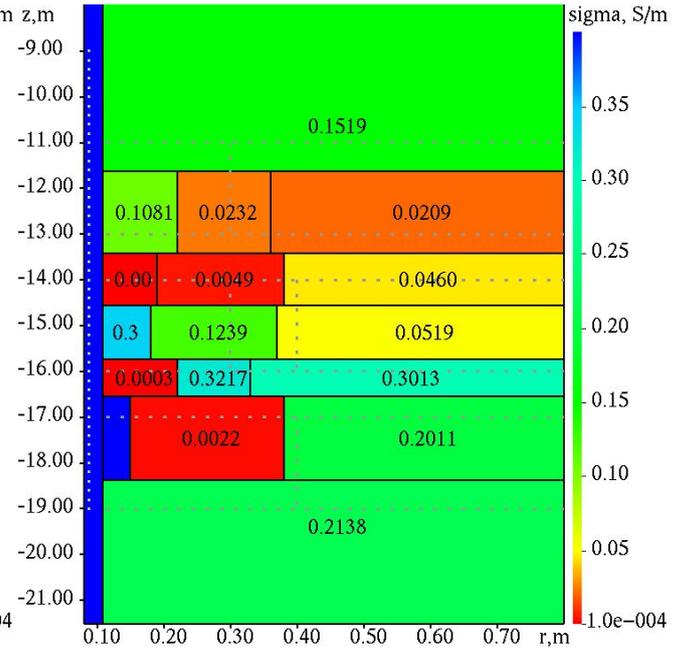
Рисунок 2.6 – Стартовая геоэлектрическая модель проводимости для нелинейной 2D-инверсии (а), условные обозначения искомых параметров (б)

На рисунке 2.7 представлены геоэлектрические модели, полученные на 1-й, 2-й, 4-й и 6-й итерациях процесса нелинейной 2D-инверсии, и соответствующие значения функционала невязки, а на рисунке 2.8 – графики сигналов (отношений амплитуд и разностей фаз для каждого из зондов прибора), рассчитанных для получаемых на этих итерациях геоэлектрических моделей (показаны черным цветом) в сравнении с «практическими» сигналами (показаны красным цветом). Здесь и далее (если не оговаривается специально) верхний ряд графиков соответствует разностям фаз, а нижний – отношениям амплитуд по каждому из зондов рассматриваемого прибора.



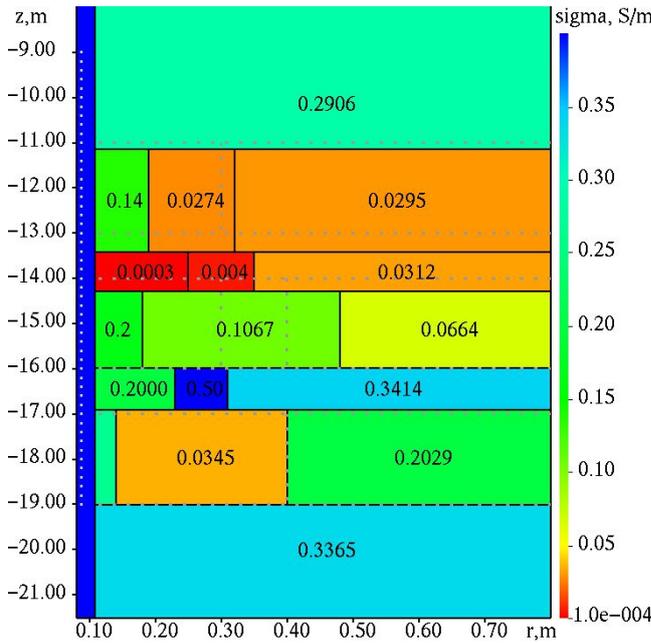
1-я итерация.

$$\Phi(\mathbf{b}^1) = 21.2490$$



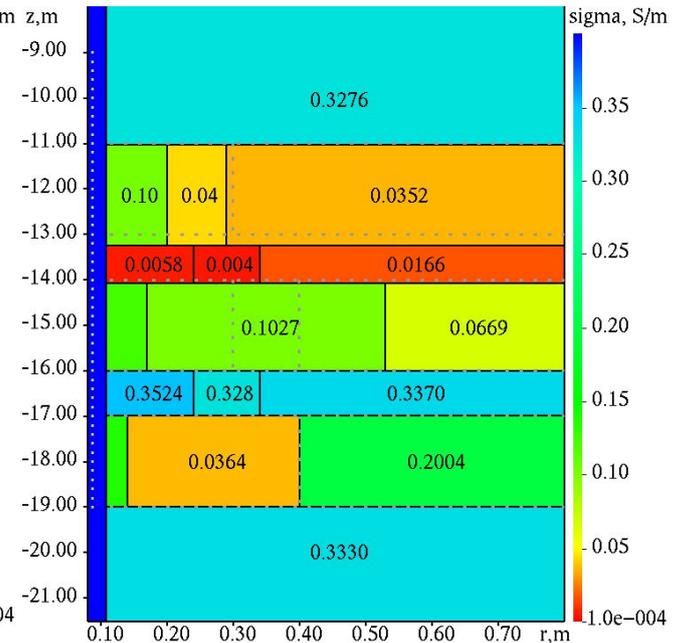
2-я итерация

$$\Phi(\mathbf{b}^2) = 12.9782$$



4-я итерация

$$\Phi(\mathbf{b}^4) = 2.1897$$

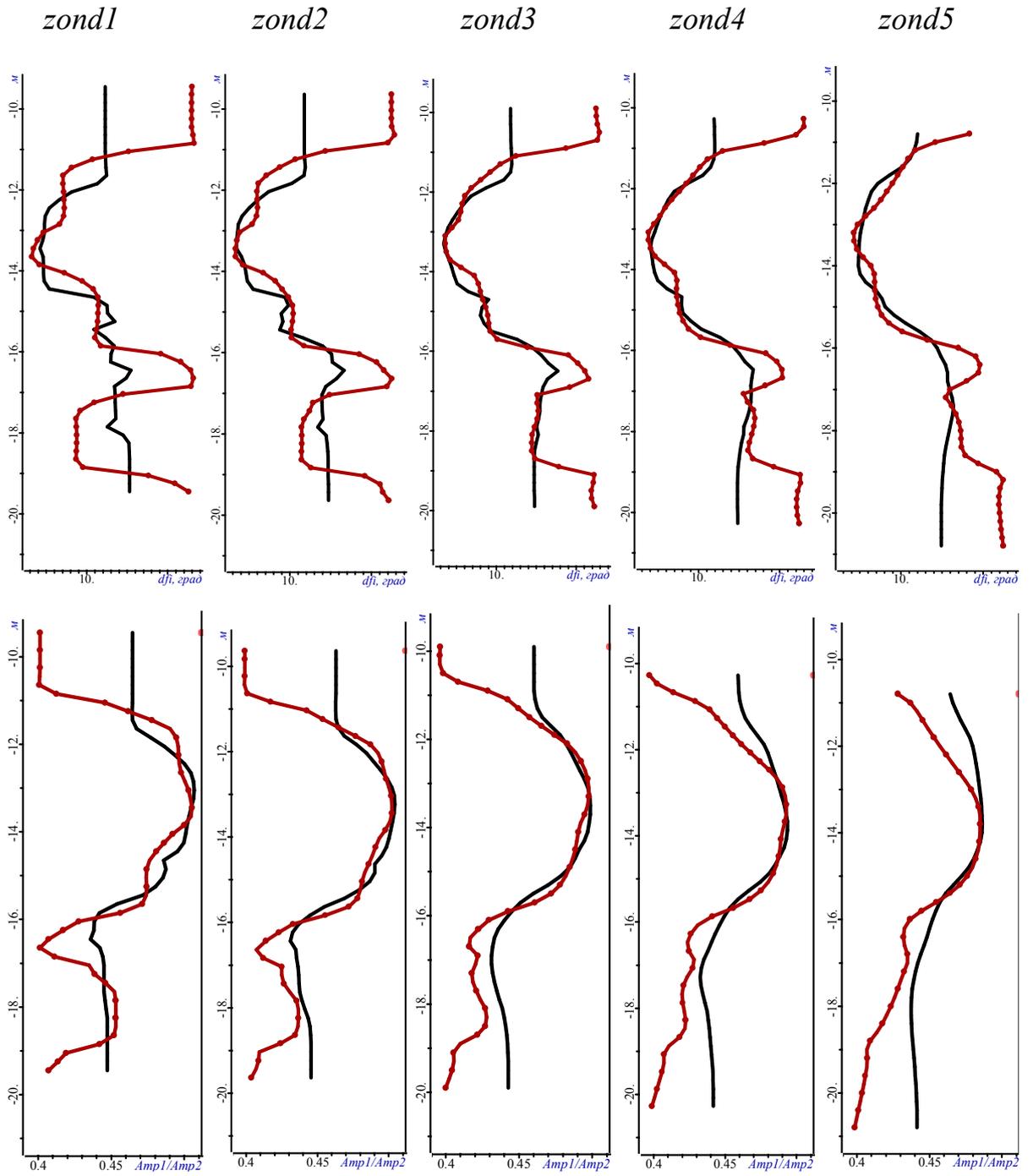


6-я итерация

$$\Phi(\mathbf{b}^6) = 5.2140 \cdot 10^{-1}$$

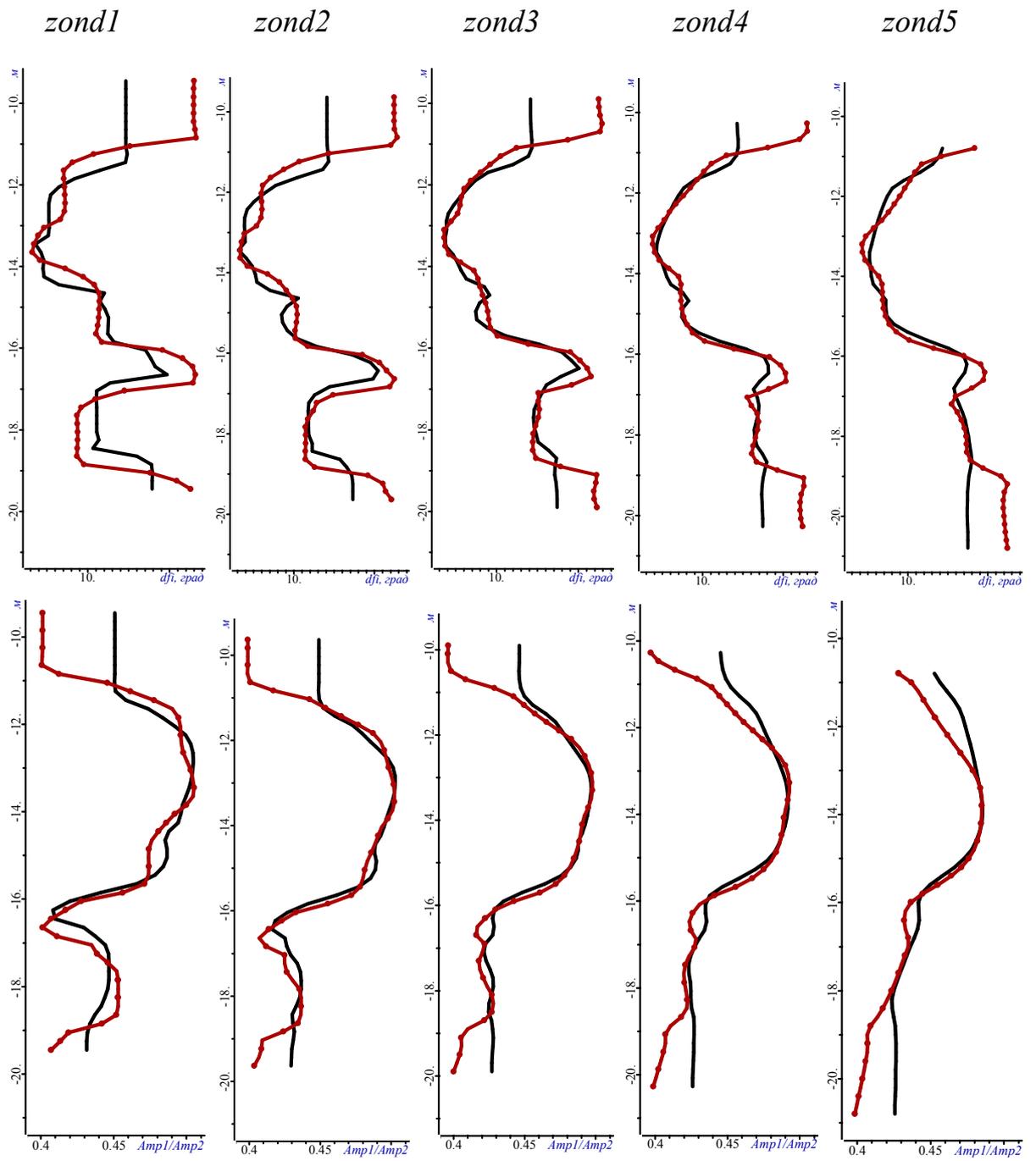
Рисунок 2.7 – Геоэлектрические модели, полученные в процессе нелинейной 2D-инверсии на 1, 2, 4 и 6-й итерациях

1-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^1) = 21.2490$

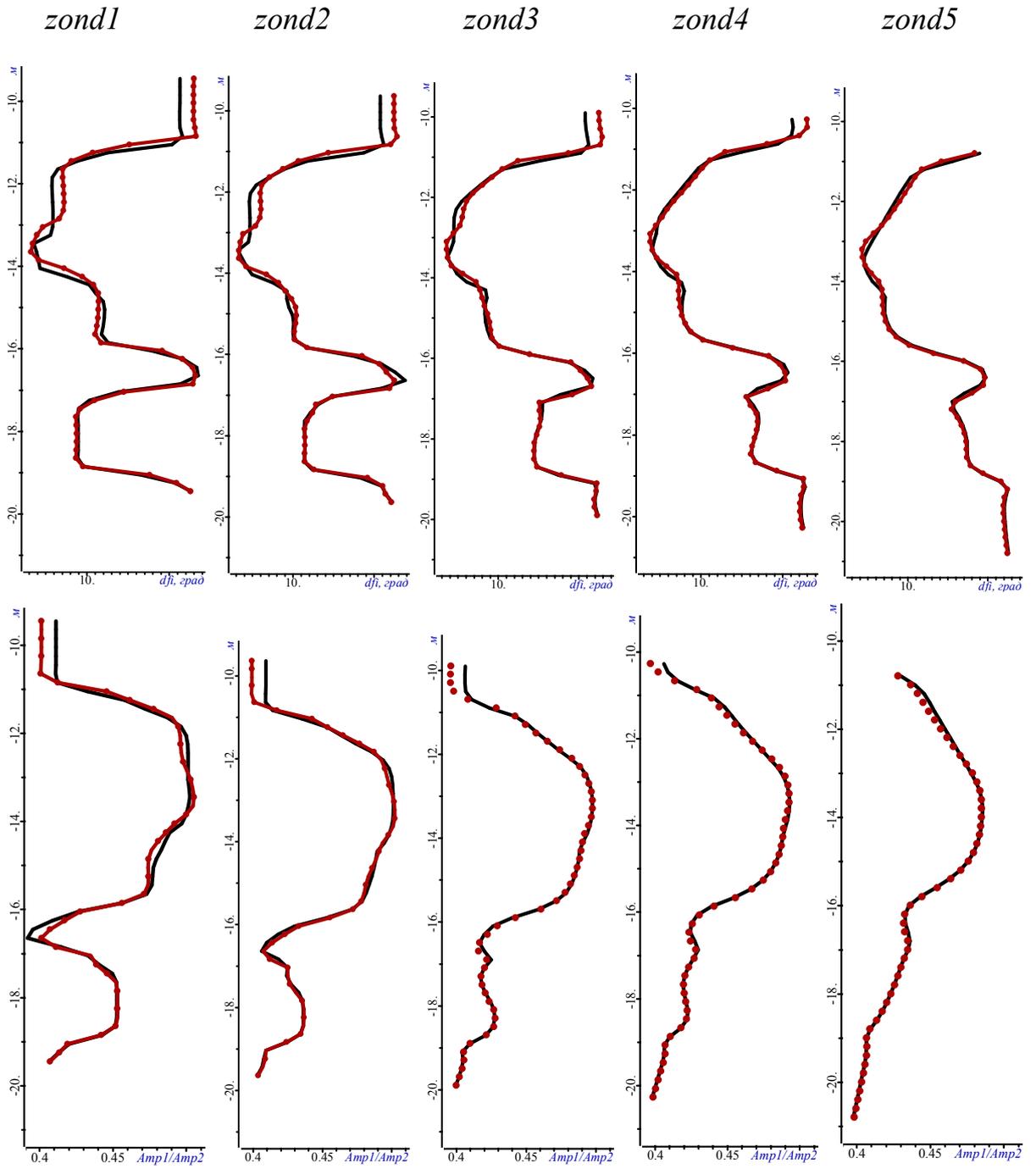


a

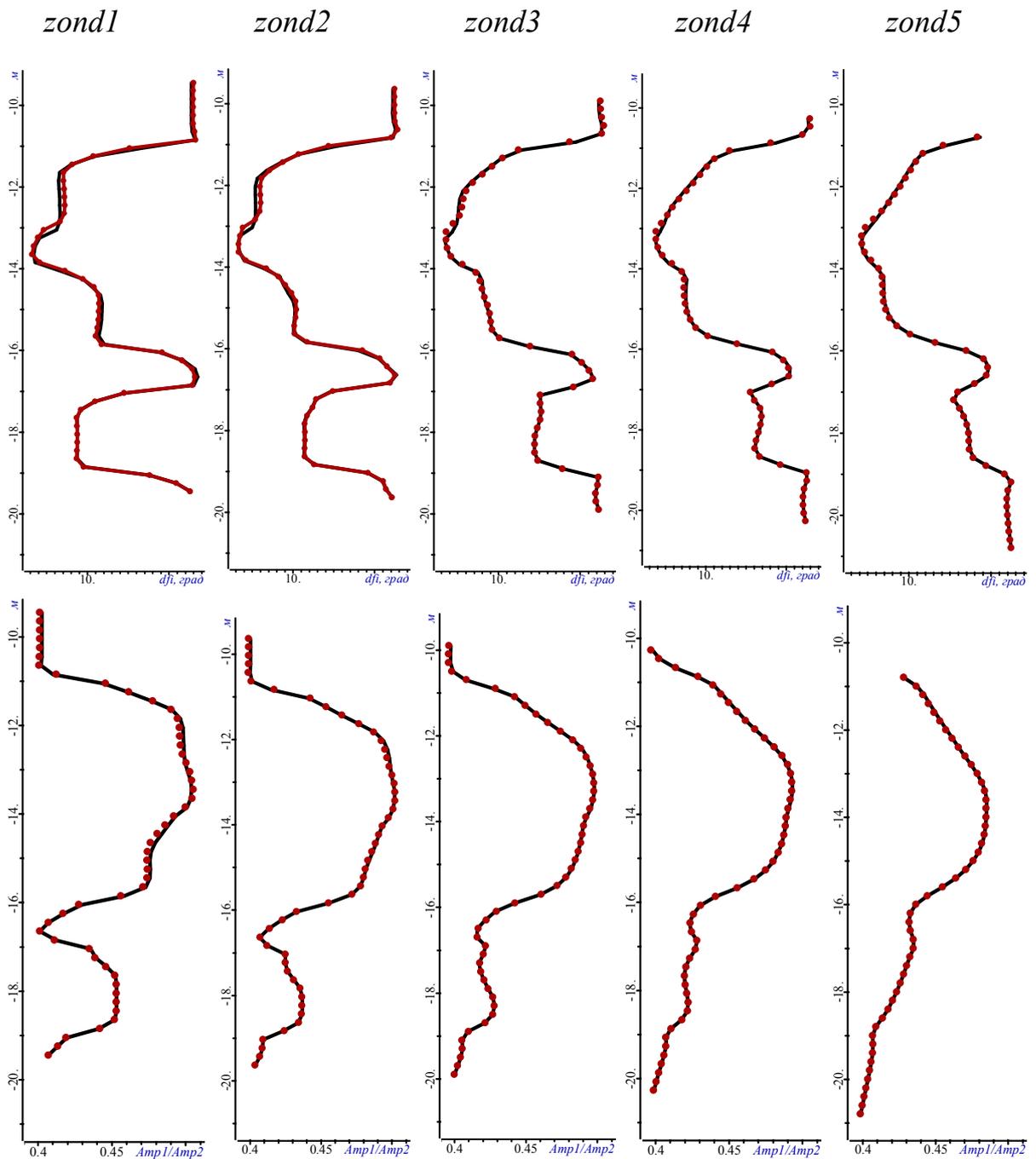
2-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^2) = 12.9782$



4-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^4) = 2.1897$



6-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^6) = 5.2140 \cdot 10^{-1}$



2

Рисунок 2.8 – Графики сигналов, соответствующие геоэлектрическим моделям, полученным на 1,2,4 и 6-й (рисунки *a-g* соответственно) итерациях нелинейной 2D-инверсии (черный цвет) в сравнении с «практическими» (красный цвет)

В таблице 2.2 представлены значения параметров восстанавливаемой геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях нелинейной 2D-инверсии, и соответствующие значения функционала.

Таблица 2.2 – Параметры геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях, и соответствующие значения функционала

Параметр	Номер итерации							
	0	1	2	4	6	8	10	17
σ_{01}	0.1	0.16298	0.213817	0.336526	0.332986	0.333337	0.333321	0.333328
σ_{11}	0.1	0.44317	1.230458	0.267555	0.137018	0.041362	0.039433	0.040016
σ_{12}	0.1	0.026608	0.002246	0.034461	0.036364	0.040124	0.040344	0.040213
σ_{13}	0.1	0.19087	0.201107	0.202879	0.200351	0.199903	0.199859	0.199896
σ_{21}	0.1	0.005564	0.000298	0.199993	0.352416	0.334821	0.333568	0.333728
σ_{22}	0.1	0.10534	0.321717	0.501551	0.327781	0.331833	0.33343	0.33316
σ_{23}	0.1	0.207411	0.301325	0.341364	0.337006	0.333483	0.333211	0.333283
σ_{31}	0.1	0.294575	0.342382	0.166894	0.123493	0.030882	0.04931	0.050256
σ_{32}	0.1	0.199141	0.123906	0.106663	0.102688	0.110755	0.177636	0.199676
σ_{33}	0.1	0.051221	0.051893	0.066358	0.066928	0.065651	0.066624	0.066663
σ_{41}	0.1	0.002216	0.001073	0.000255	0.005758	0.011377	0.013452	0.013499
σ_{42}	0.1	0.014749	0.004895	0.004145	0.004467	0.014003	0.01318	0.013115
σ_{43}	0.1	0.033375	0.046021	0.031189	0.016596	0.013051	0.013344	0.013339
σ_{51}	0.1	0.030186	0.108066	0.13548	0.104535	0.072862	0.066819	0.067064
σ_{52}	0.1	0.058267	0.023239	0.027423	0.043014	0.069211	0.066753	0.06668
σ_{53}	0.1	0.015576	0.020949	0.029485	0.035181	0.03994	0.03998	0.039987
σ_{61}	0.1	0.113644	0.1519	0.290586	0.327615	0.333174	0.333325	0.333308
Γ_{11}	0.2	0.18	0.15	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14
Γ_{12}	0.3	0.32	0.38	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Γ_{21}	0.2	0.18	0.22	0.23	0.24	0.26	0.21	0.26
Γ_{22}	0.3	0.32	0.33	0.31	0.34	0.35	0.43	0.43
Γ_{31}	0.2	0.18	0.18	0.18	0.17	0.2	0.29	0.3
Γ_{32}	0.3	0.32	0.37	0.48	0.53	0.52	0.41	0.4
Γ_{41}	0.2	0.18	0.19	0.25	0.24	0.25	0.32	0.29
Γ_{42}	0.3	0.32	0.38	0.35	0.34	0.38	0.42	0.37
Γ_{51}	0.2	0.18	0.22	0.19	0.2	0.23	0.16	0.15
Γ_{52}	0.3	0.32	0.36	0.32	0.29	0.28	0.3	0.3
Z_1	-18	-17.81	-18.38	-19.01	-18.99	-19	-19	-19
Z_2	-16.5	-16.47	-16.55	-16.9	-16.99	-17	-17	-17
Z_3	-15.5	-15.44	-15.74	-15.98	-16	-16	-16	-16
Z_4	-14.5	-14.65	-14.56	-14.28	-14.08	-14	-14	-14
Z_5	-13.5	-13.33	-13.41	-13.42	-13.24	-13.02	-13	-13
Z_6	-12	-11.94	-11.63	-11.14	-11.03	-11	-11	-11
$\Phi(b)$	$1.292 \cdot 10^2$	21.249	12.9782	2.189715	$5.214 \cdot 10^{-1}$	$2.214 \cdot 10^{-3}$	$1.168 \cdot 10^{-5}$	$5.966 \cdot 10^{-6}$

На рисунке 2.9а представлена итоговая геоэлектрическая модель, полученная на последней (17-й) итерации нелинейной инверсии. Белым пунктиром на рисунке 2.9а показано положение границ истинной модели. Значение функционала для этой модели составляет $5.966 \cdot 10^{-6}$. Для сопоставления на рисунке 2.9б представлена истинная геоэлектрическая модель.

На рисунке 2.10 представлены графики сигналов (мы будем называть их теоретическими), полученные на последней итерации нелинейной инверсии (т.е. соответствуют модели, представленной на рисунке 2.9а) в сопоставлении с «практическими» (т.е. рассчитанными для истинной модели, приведенной на рисунках 2.5 и 2.9б).

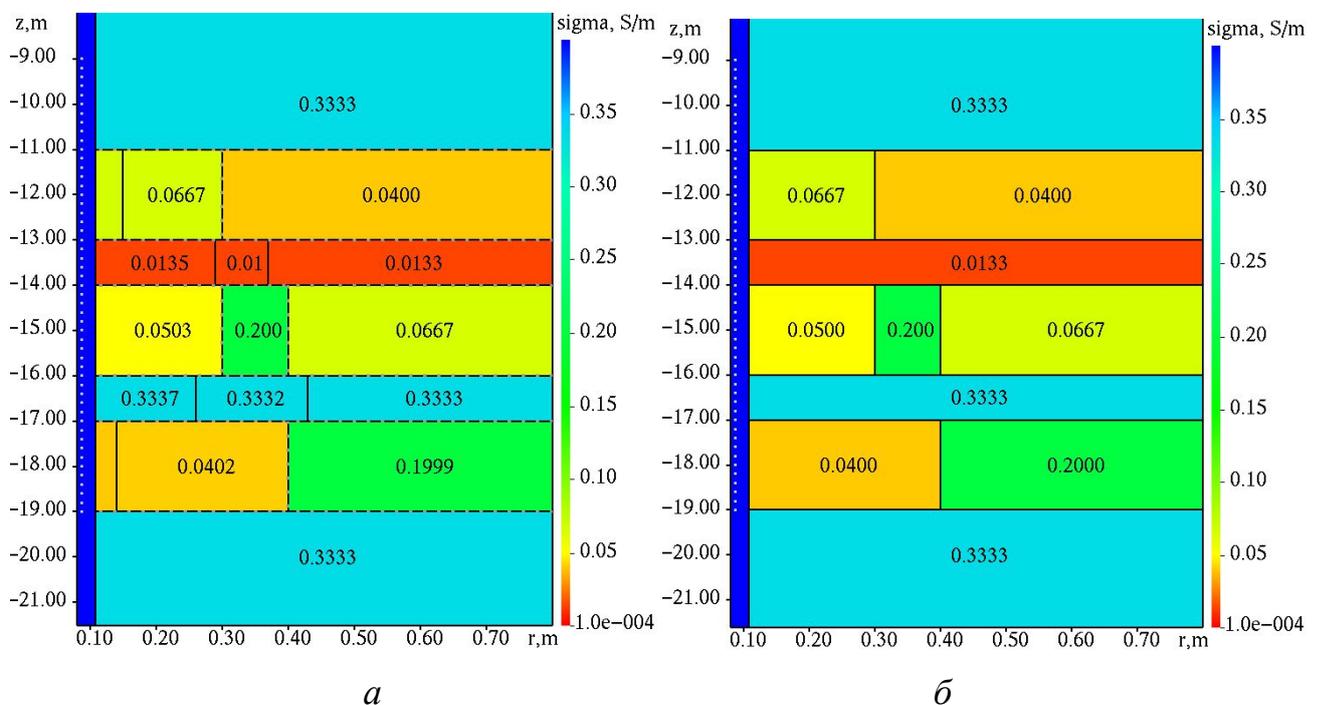
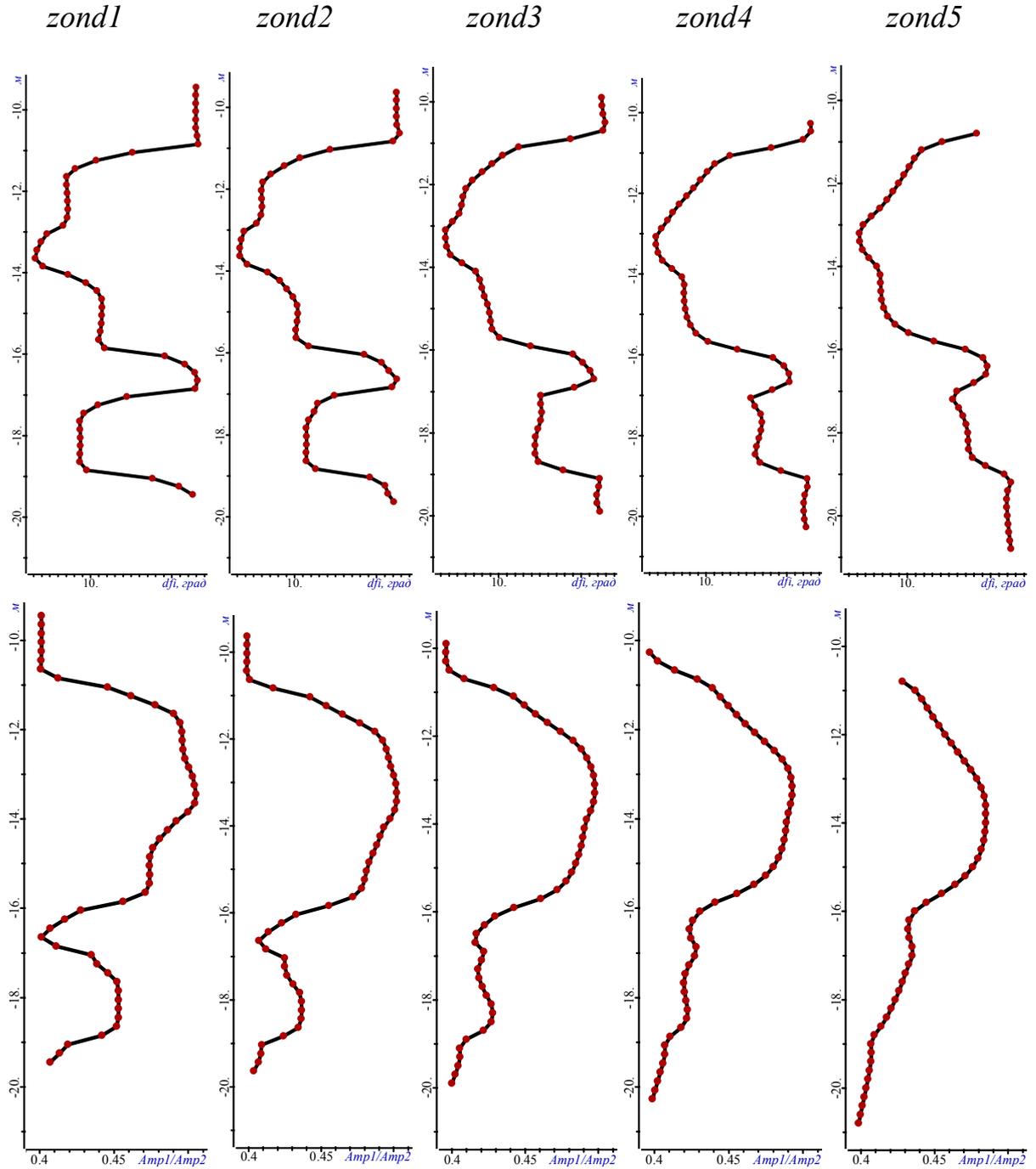


Рисунок 2.9 – Итоговая геоэлектрическая модель, полученная на последней итерации нелинейной инверсии (а), в сравнении с истинной моделью (б)

Из представленных на рисунках 2.9-2.10 и в таблице 2.2 результатов видно, что восстановленная геоэлектрическая модель практически полностью соответствует истинной. Подобранные границы (показанные черным цветом), разбивающие блоки, в которых были подобраны разные значения удельной электрической проводимости, практически полностью совпадают с границами истинной модели. Ос-

тальные же границы фактически были подобраны как фиктивные (т.е. по результатам подбора эти границы разделяют блоки с очень близкими значениям проводимости), что также соответствует истинной модели, в которой эти границы фактически отсутствуют.



17-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}) = 5.9660 \cdot 10^{-6}$

Рисунок 2.10 – Графики разности фаз (сверху) и отношения амплитуд (снизу) для «практических» (показаны красными точками) и теоретических данных (сплошные черные линии)

Аналогичные исследования были проведены для ситуации, когда проводимость стартовой модели была взята равной 0.3333 См/м (значение удельной электрической проводимости вмещающей среды). После 17-ти итераций нелинейной инверсии была получена геоэлектрическая модель, практически полностью аналогичная представленной на рисунке 2.9б. Значение функционала невязки для этого случая было получено равным $2.2643 \cdot 10^{-6}$

Заметим также, что в рассматриваемом примере количество подбираемых параметров было равно 33 (из них 16 геометрических параметров и 10 параметров, соответствующих значениям проводимости). Количество положений прибора было взято равным 51 (перемещение с шагом 20 см), количество частот соответствовало количеству зондов, т.е. было взято равным 5. При этом полное время решения обратной задачи, включающее 17 итераций, на каждой из которых решалось 8670 прямых задач (включая расчет полей влияния для каждого из параметров), составило около 6 часов на персональном компьютере с 4 ядерным процессором (Intel(R) Core(TM) i7-3770k CPU 3.50 GHz).

Как уже говорилось в разделе 1.1, выбор параметров регуляризации α_m осуществлялся адаптивно в соответствии с описанной в разделе 1.1 процедурой. При этом границы поиска параметров задавались следующим образом. Для параметров, соответствующих значениям проводимости в блоках, σ_{\min} и σ_{\max} были взяты равными 10^{-4} и 5 См/м соответственно. Для геометрических параметров (не более 10 шагов по структурной сетки и не менее 1-го шага до соседней границы – для границ по оси OR, не более 100 шагов по структурной сетки и не менее 1-го шага до соседней границы – для границ по оси OZ). Шаг структурной сетки по осям OR и OZ был взят равным 1 см.

2.3 Верификация решения обратной задачи при совместном определении структуры проводимости и диэлектрической проницаемости околоскважинного пространства

Рассмотренный выше прибор ВИКИЗ использует довольно высокие частоты, поэтому влияние относительной диэлектрической проницаемости может быть существенным [4, 5].

Оценим это влияние для геоэлектрической модели, представленной в работе [6] и на рисунке 2.11 (значения относительной диэлектрической проницаемости в структурных частях геоэлектрической модели взяты из работы [4]).

На рисунке 2.12 приведены графики сигналов, полученные для модели, представленной на рисунке 2.5 с относительной диэлектрической проницаемостью $\tilde{\epsilon} = 1$ (как и в представленных в предыдущем разделе расчетах) и с распределением $\tilde{\epsilon}$, представленным на рисунке 2.11.

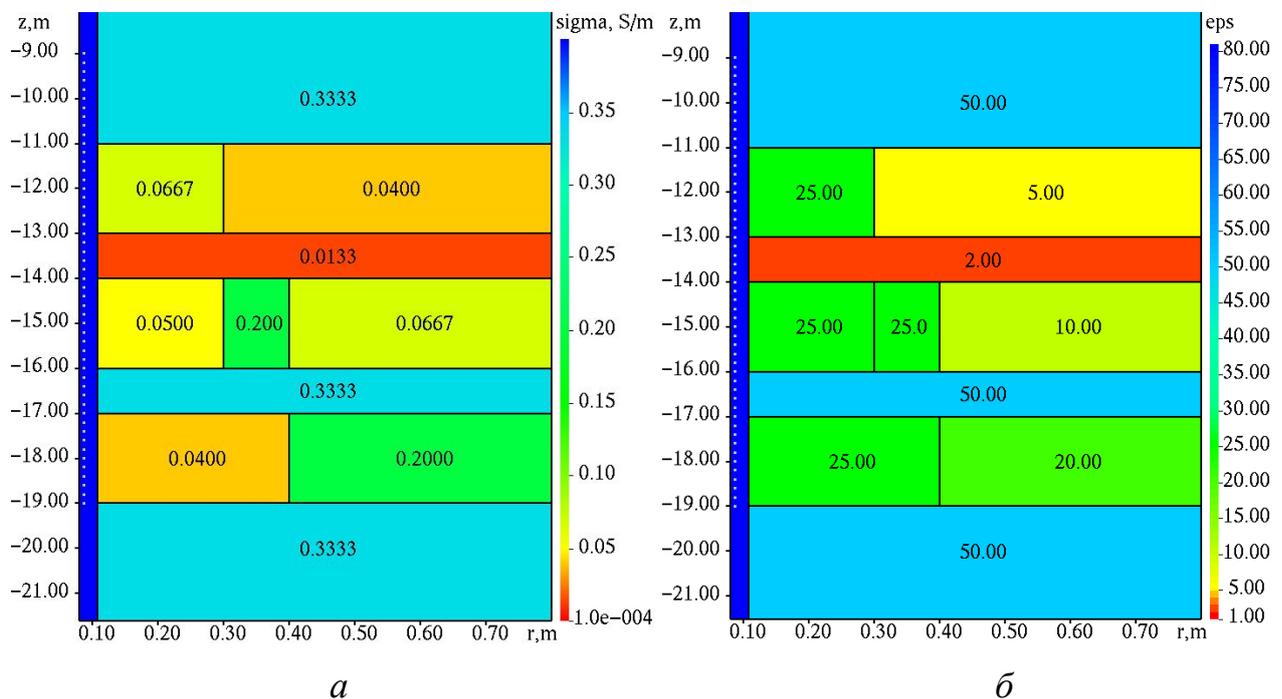


Рисунок 2.11 – Геоэлектрическая модель с неоднородными σ и $\tilde{\epsilon}$: а) значения удельной электрической проводимости; б) значения относительной диэлектрической проницаемости

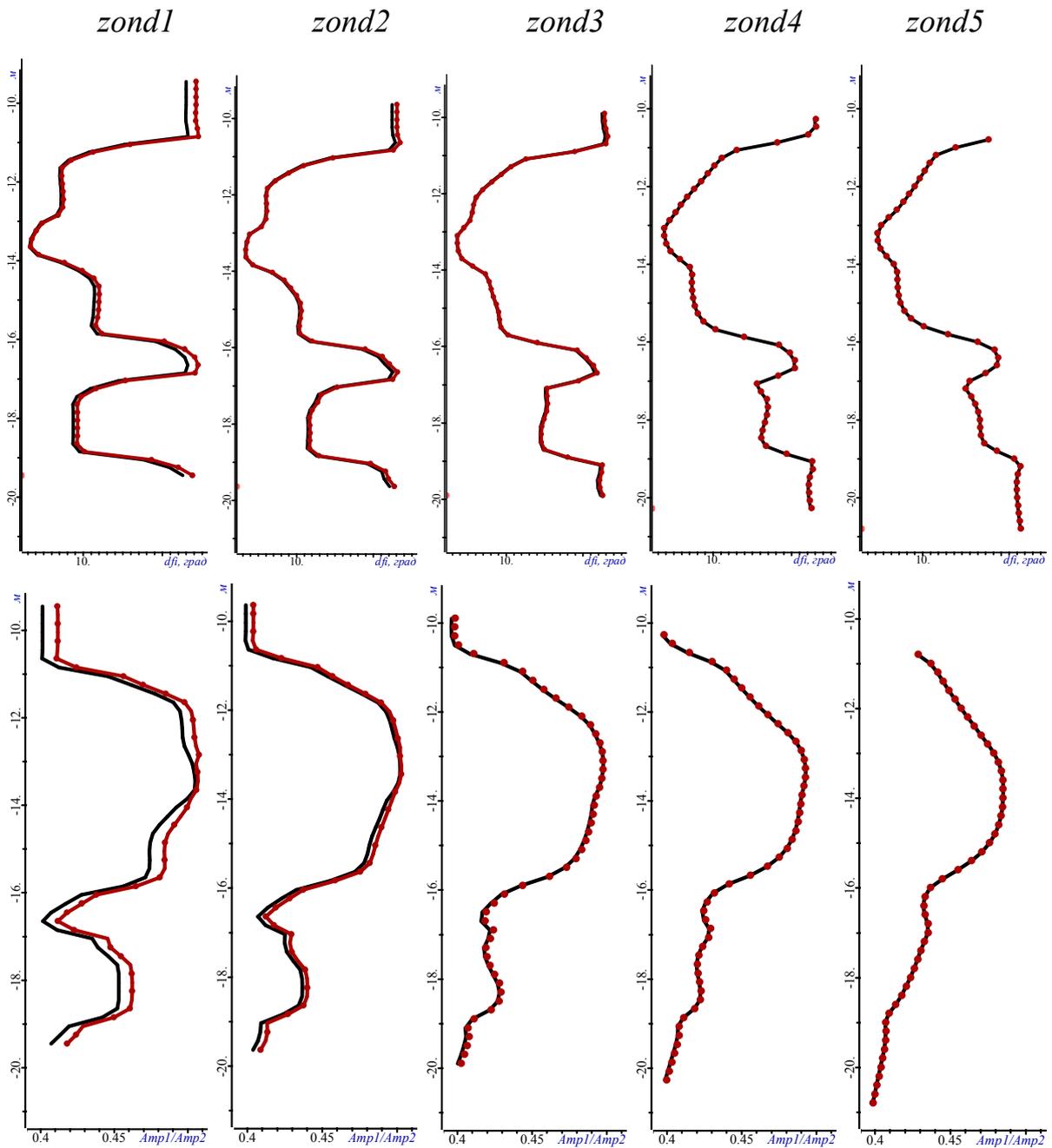


Рисунок 2.12 – Графики сигналов, полученные для случая однородной $\tilde{\epsilon} = 1$ (черные линии на графиках, модель на рисунке 2.5) и неоднородной диэлектрической проницаемости (графики красного цвета, модель на рисунке 2.11)

Представленные результаты свидетельствуют о том, что на высоких частотах (свыше 2 МГц) в сигналах наблюдается ощутимое влияние диэлектрической проницаемости. Однако, поскольку в отличие от удельной проводимости чувствительность к этому параметру в радиальном направлении не ясна, для верификации процедуры решения обратной задачи, в которой в качестве параметров выступают

не только геометрические параметры и параметры поблочковой удельной электрической проводимости, но и параметры поблочковой относительной диэлектрической проницаемости, вначале (в этом разделе) мы рассмотрим более простую модель.

Более простая геоэлектрическая модель (тестовая модель 3) проводимости и диэлектрической проницаемости, для которой синтезировались аналоги практических данных индукционного каротажа, представлена на рисунке 2.13.

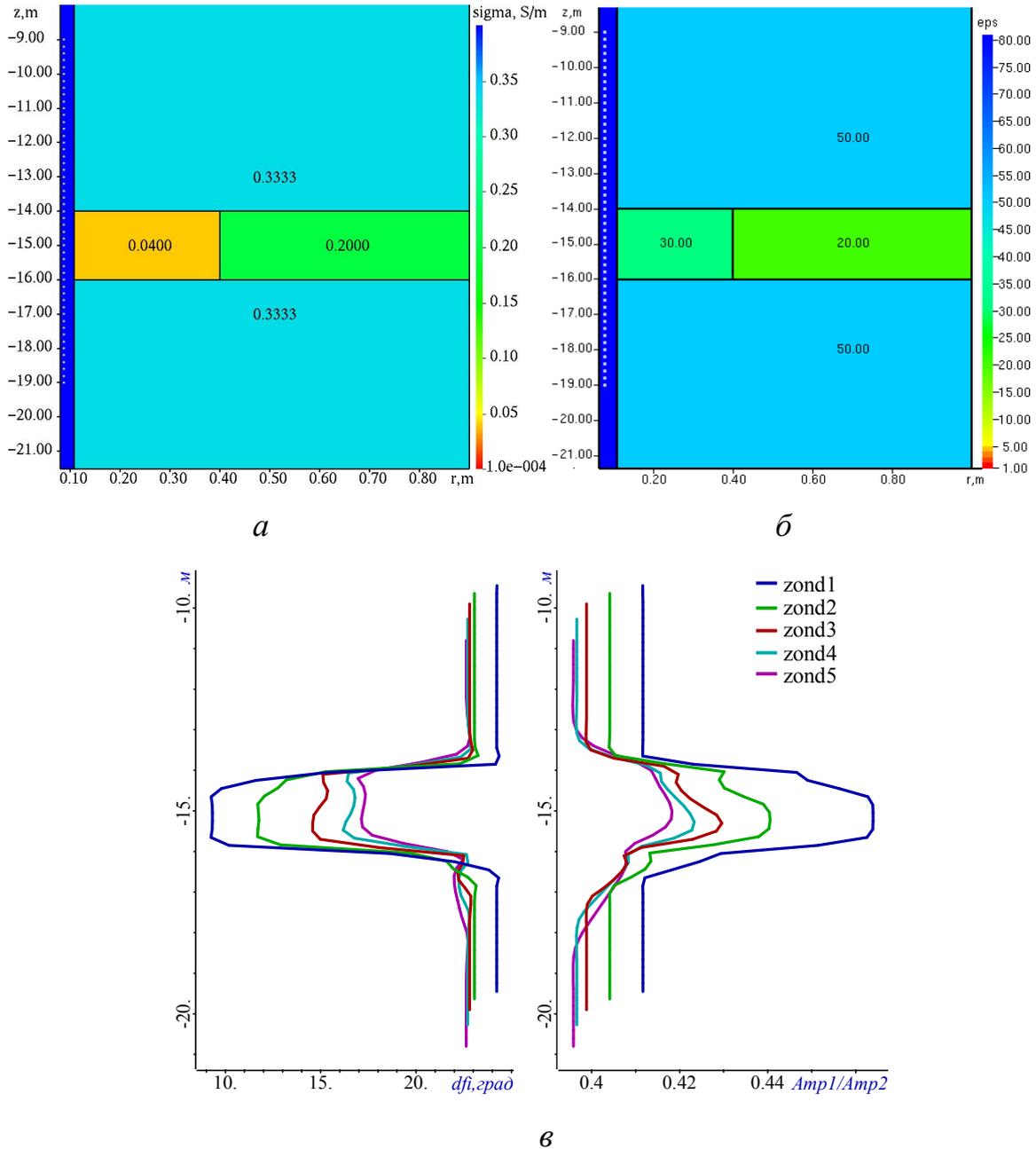


Рисунок 2.13 – Тестовая геоэлектрическая модель 3 с неоднородными σ (а) и $\tilde{\epsilon}$ (б). Графики «практических» сигналов (в)

Принцип выбора стартовой геоэлектрической модели (количества границ по z и количества границ по r) аналогичен тому, который был описан в разделе 2.2. Графики «практических» сигналов и стартовая геоэлектрическая модель проводимости и относительной диэлектрической проницаемости представлены на рисунке 2.14. Значение функционала невязки для стартовой геоэлектрической модели составило $\Phi(\mathbf{b}^0) = 29.7619$.

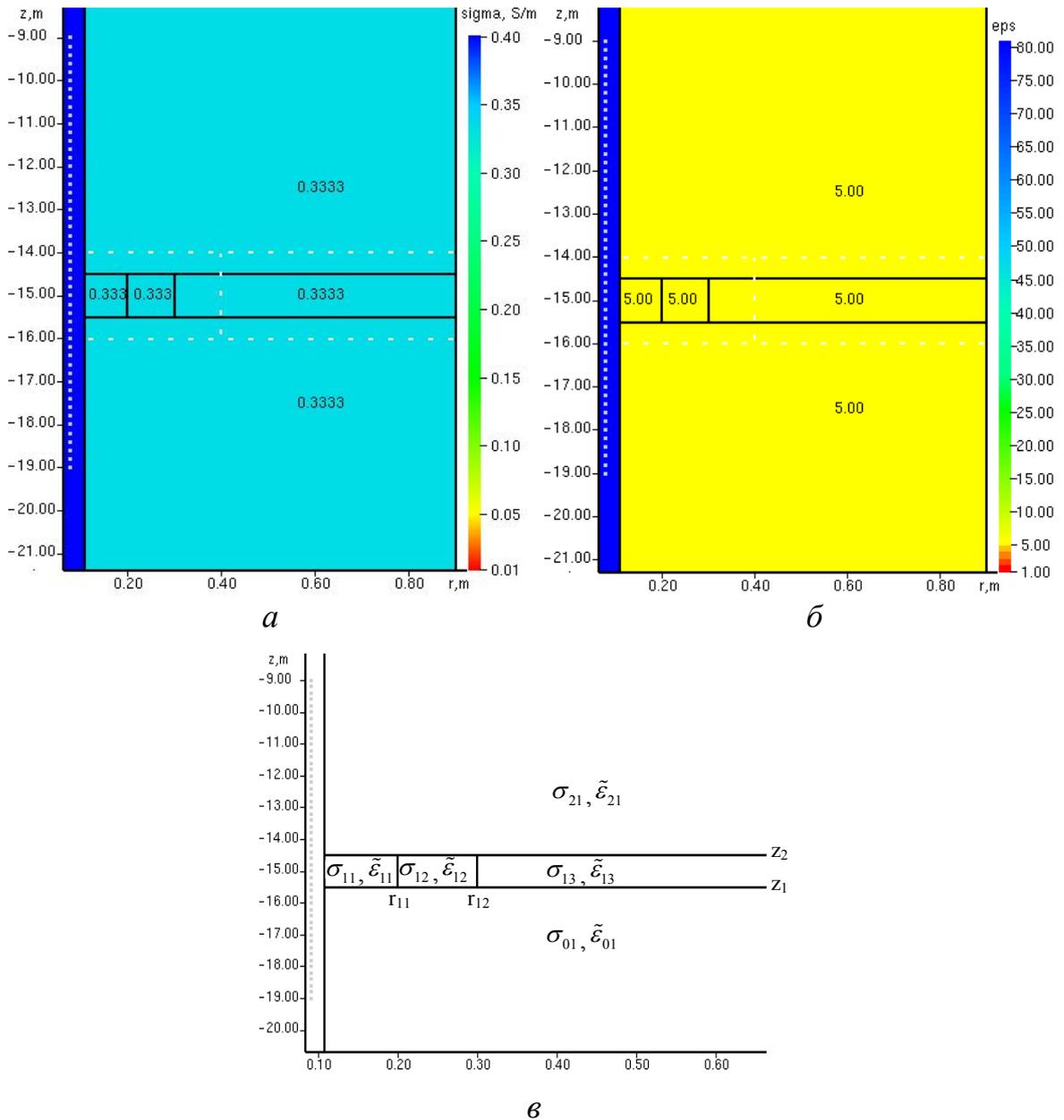
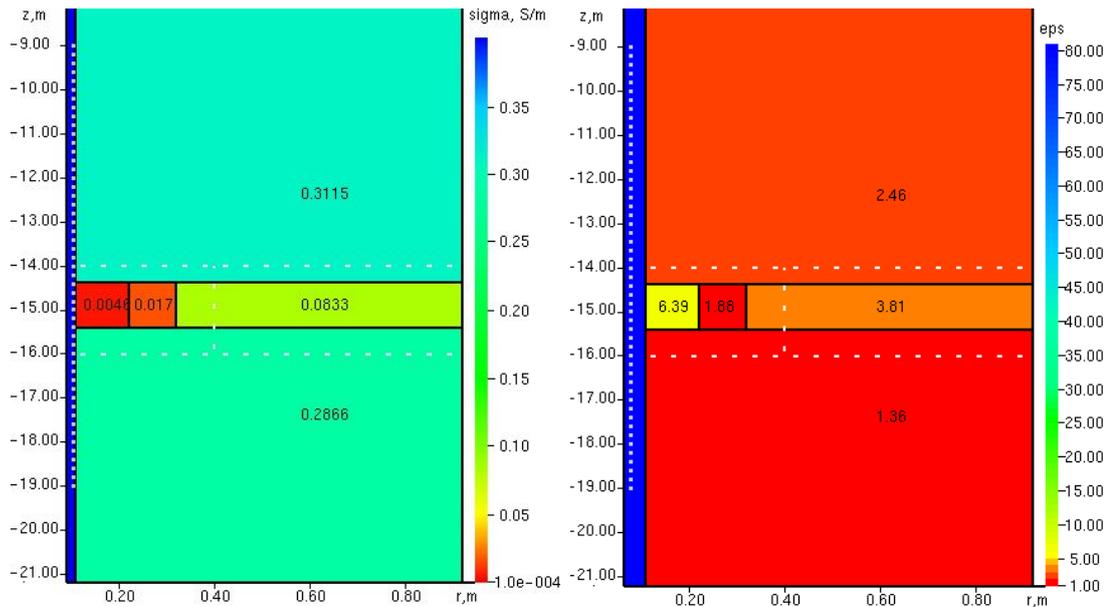


Рисунок 2.14 – Стартовая геоэлектрическая модель проводимости (*a*) и диэлектрической проницаемости (*б*), условные обозначения искомых параметров на стартовой модели (*в*)

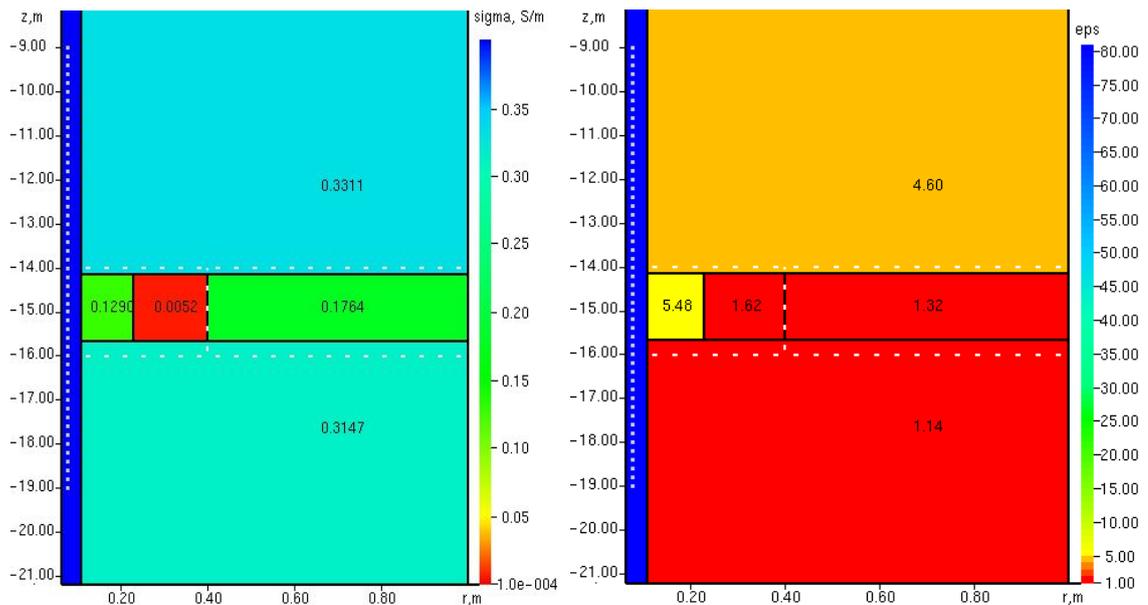
На рисунке 2.15 представлены геоэлектрические модели, полученные на 1-й, 2-й, 3-й, 4-й и 5-й итерациях нелинейной 2D-инверсии, а на рисунке 2.16 – графики сигналов, рассчитанные для получаемых на различных итерациях геоэлектрических моделей (показаны черным цветом), в сравнении с «практическими» (показаны красным цветом).

1-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^1) = 8.1451$



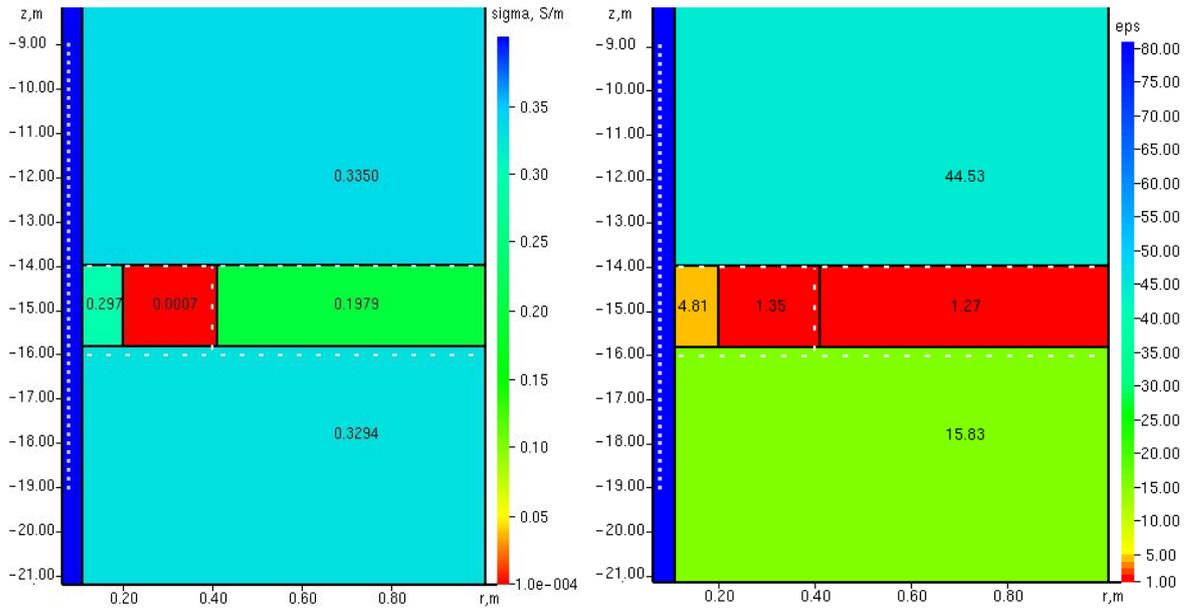
a

2-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^2) = 2.8069$



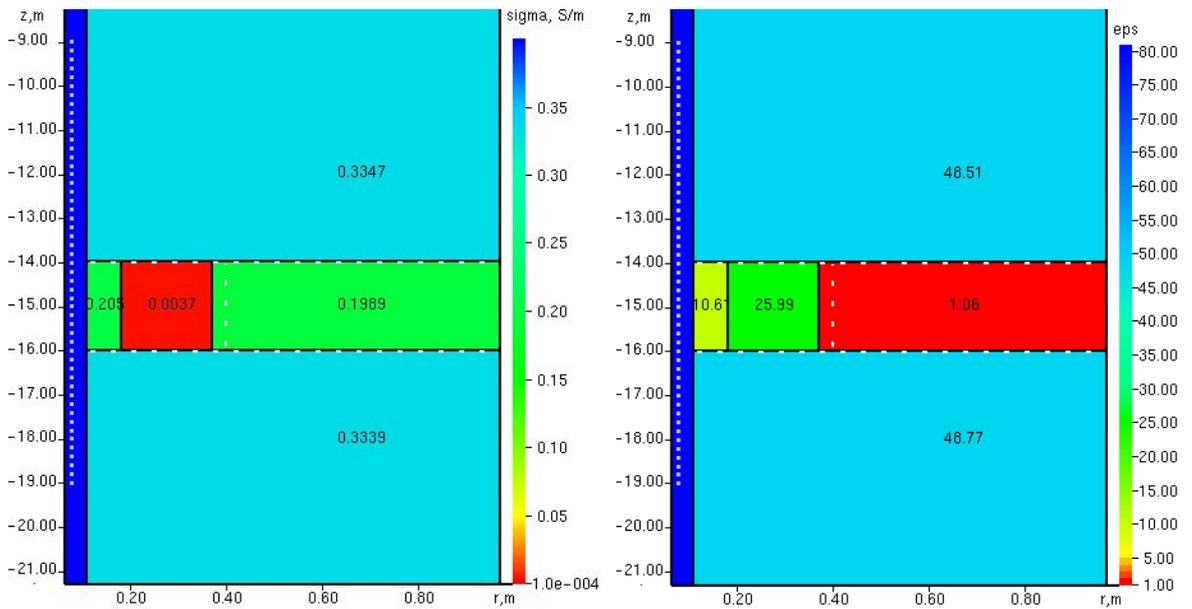
б

3-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^3) = 6.1737 \cdot 10^{-1}$



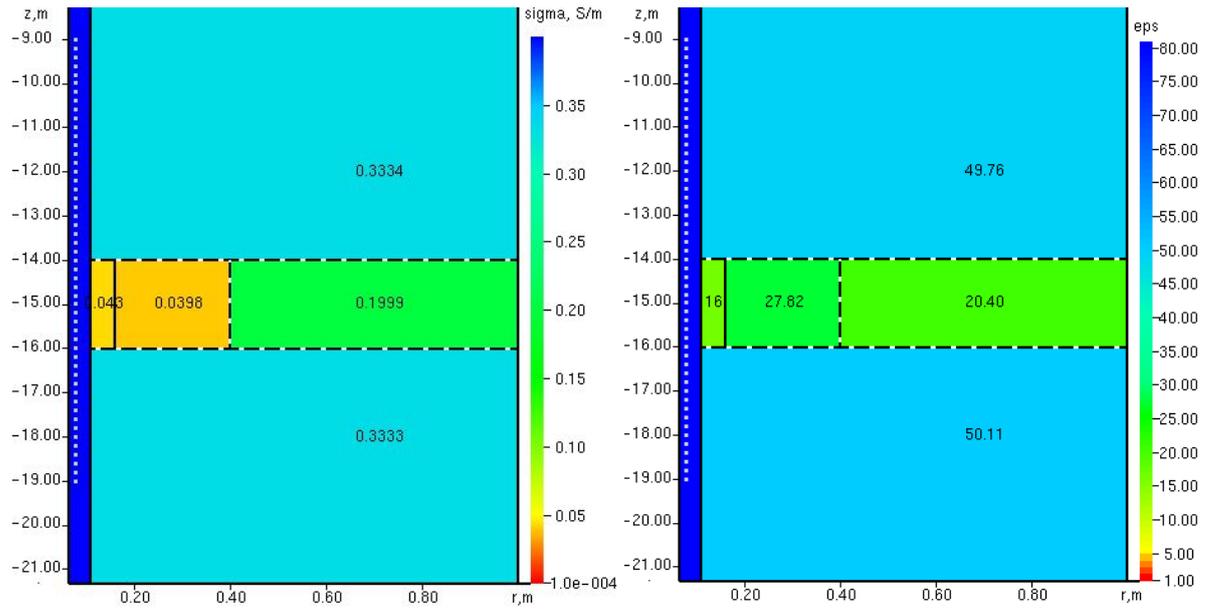
6

4-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^4) = 1.2962 \cdot 10^{-2}$



2

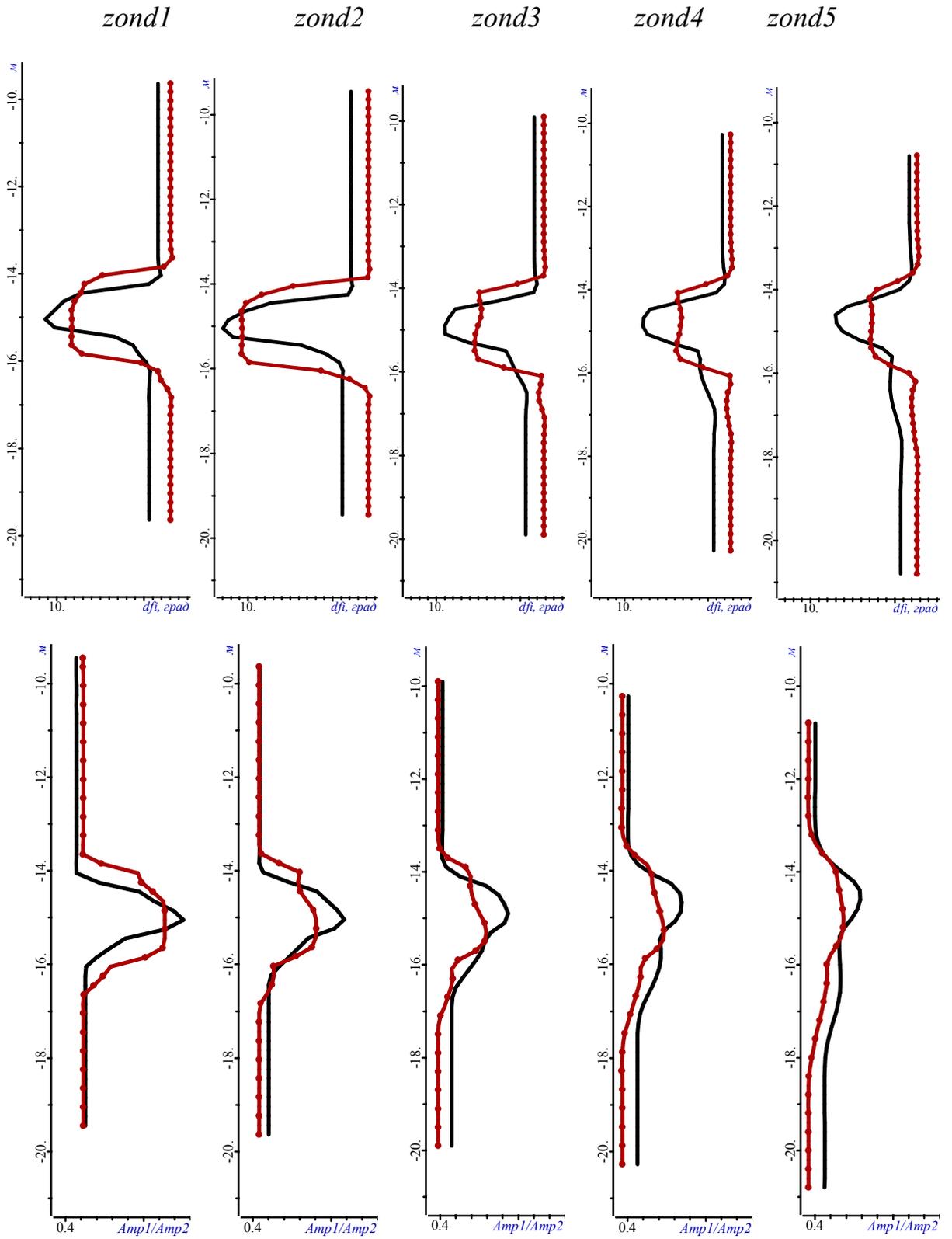
5-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^5) = 6.4438 \cdot 10^{-5}$



∂

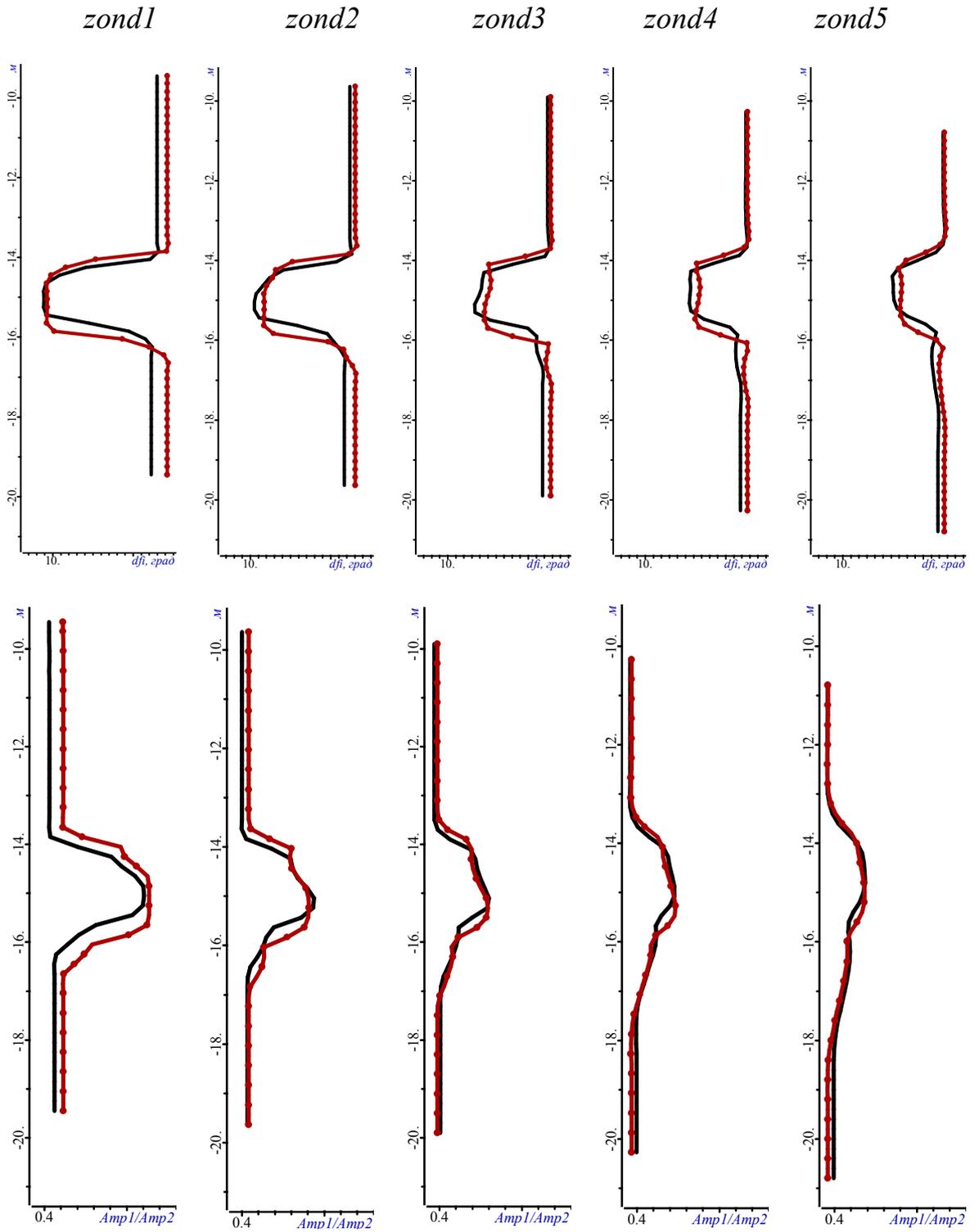
Рисунок 2.15 – Геоэлектрические модели, полученные в процессе нелинейной 2D-инверсии на 1–5-й итерациях (рисунки a - ∂ соответственно)

1-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^0) = 8.1451$



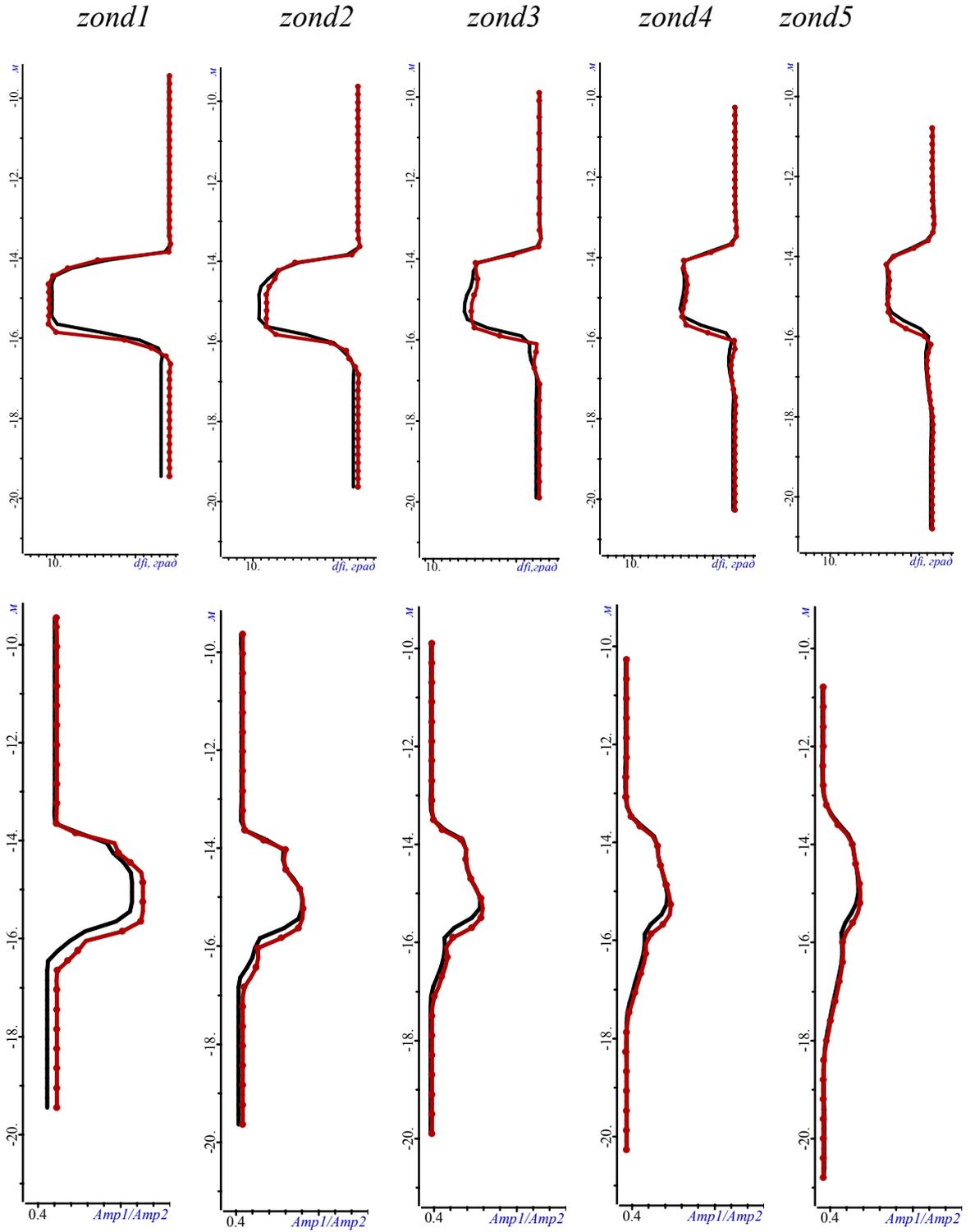
a

2-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^2) = 8.1451$



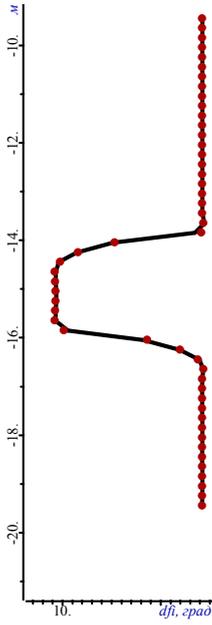
б

3-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^3) = 6.1737 \cdot 10^{-1}$

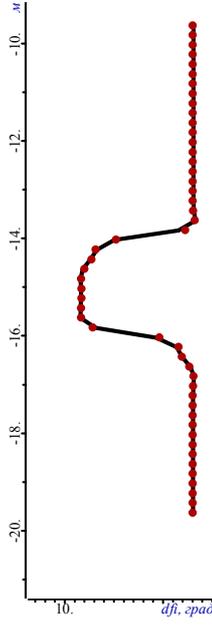


4-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^4) = 1.2962 \cdot 10^{-2}$

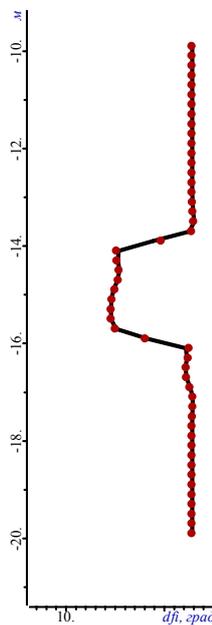
zond1



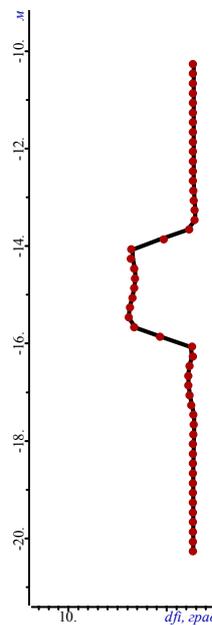
zond2



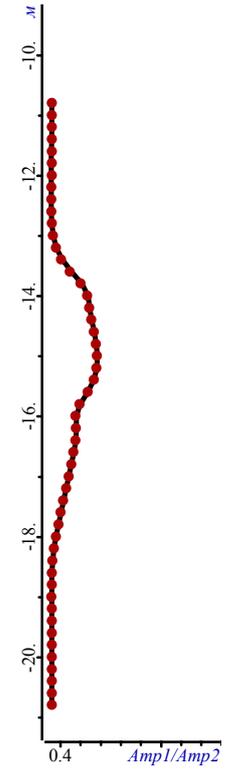
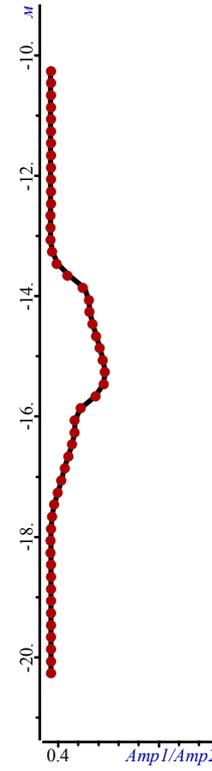
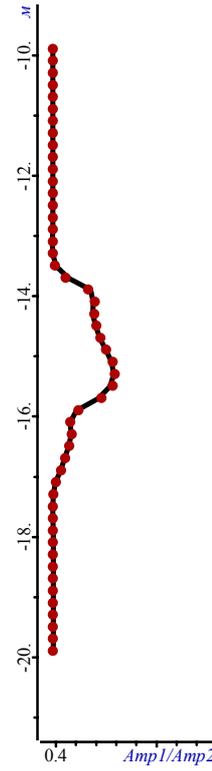
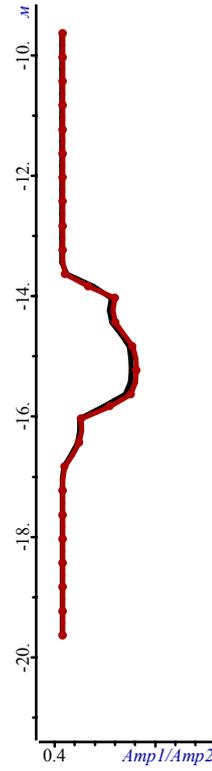
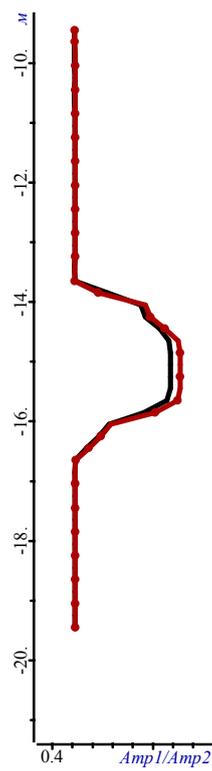
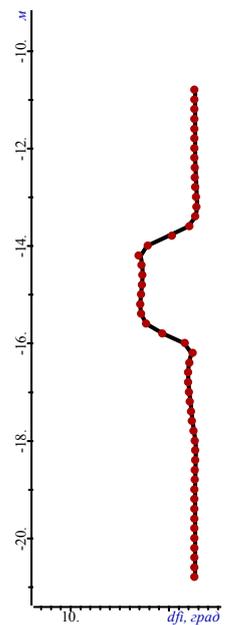
zond3



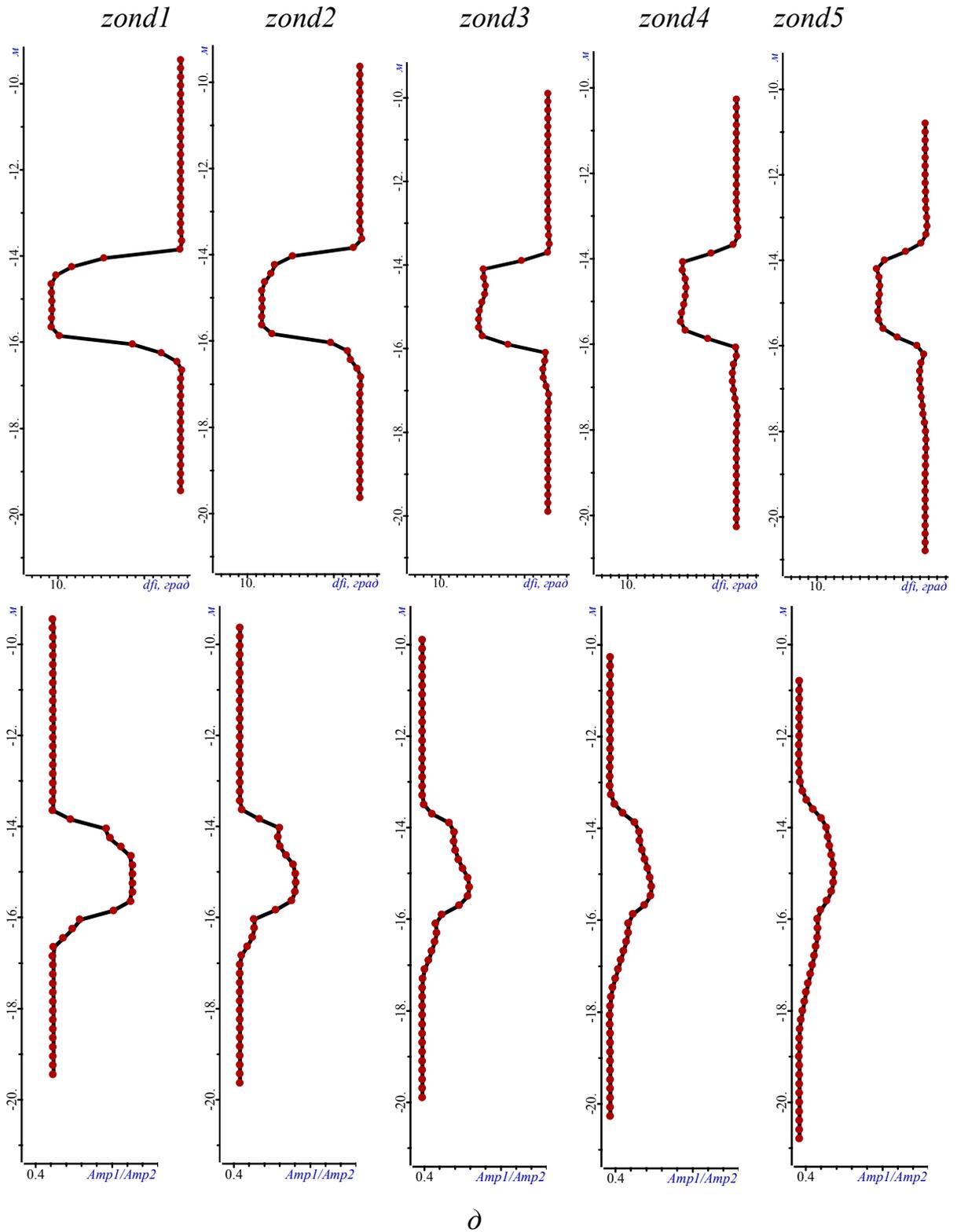
zond4



zond5



5-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^5) = 6.4438 \cdot 10^{-5}$



д

Рисунок 2.16 – Графики сигналов, соответствующие геоэлектрическим моделям, полученным на 1– 5-й итерациях (рисунки *a-d* соответственно) нелинейной 2D-инверсии, (черный цвет) в сравнении с «практическими» (красный цвет)

В таблице 2.3 представлены параметры геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях, и соответствующие значения функционала.

Таблица 2.3 – Параметры геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях и соответствующие значения функционала

	Номер итерации						
	0	1	2	3	4	5	9
σ_{01}	0.333333	0.286557	0.314714	0.329404	0.333907	0.333325	0.333334
σ_{11}	0.333333	0.004593	0.128982	0.29679	0.204829	0.04285	0.039992
σ_{12}	0.333333	0.017088	0.00517	0.000738	0.003658	0.039817	0.04
σ_{13}	0.333333	0.083257	0.176358	0.19788	0.198939	0.199893	0.200001
σ_{21}	0.333333	0.311492	0.331093	0.335041	0.334664	0.333375	0.333335
ε_{01}	5	1.363162	1.138528	15.83267	48.76556	50.10686	49.99934
ε_{11}	5	6.393268	5.482671	4.814658	10.60924	16.19399	29.74149
ε_{12}	5	1.879643	1.624152	1.352881	25.99169	27.8195	30.0333
ε_{13}	5	3.80812	1.323846	1.274268	1.05612	20.39715	19.99017
ε_{21}	5	2.462212	4.596813	44.5264	48.51434	49.755	50.00034
r_{11}	0.2	0.22	0.23	0.2	0.18	0.16	0.17
r_{12}	0.3	0.32	0.4	0.41	0.37	0.4	0.4
Z_1	-15.5	-15.4	-15.65	-15.81	-15.98	-16	-16
Z_2	-14.5	-14.38	-14.15	-13.96	-13.96	-14	-14
$\Phi(\mathbf{b})$	29.762	8.145072	2.806878	$6.174 \cdot 10^{-1}$	$1.296 \cdot 10^{-2}$	$6.444 \cdot 10^{-5}$	$7.113 \cdot 10^{-9}$

На рисунках 2.17а,в представлена итоговая геоэлектрическая модель, полученная на последней (9-й) итерации нелинейной инверсии. Белым пунктиром на рисунках 2.17а,в показано положение границ истинной модели (границы полученной геоэлектрической модели совпали с границами истинной модели). Значение функционала для этой модели составляет $\Phi(\mathbf{b}^0) = 7.1131 \cdot 10^{-9}$. Для сопоставления на рисунках 2.17б,г представлена истинная геоэлектрическая модель.

На рисунке 2.18 представлены теоретические графики сигналов, полученные на последней итерации нелинейной инверсии (т.е. соответствуют модели, представленной на рисунках 2.17а,в) в сопоставлении с «практическими» (т.е. рассчитанными для истинной модели, приведенной на рисунках 2.13 и 2.17б,г).

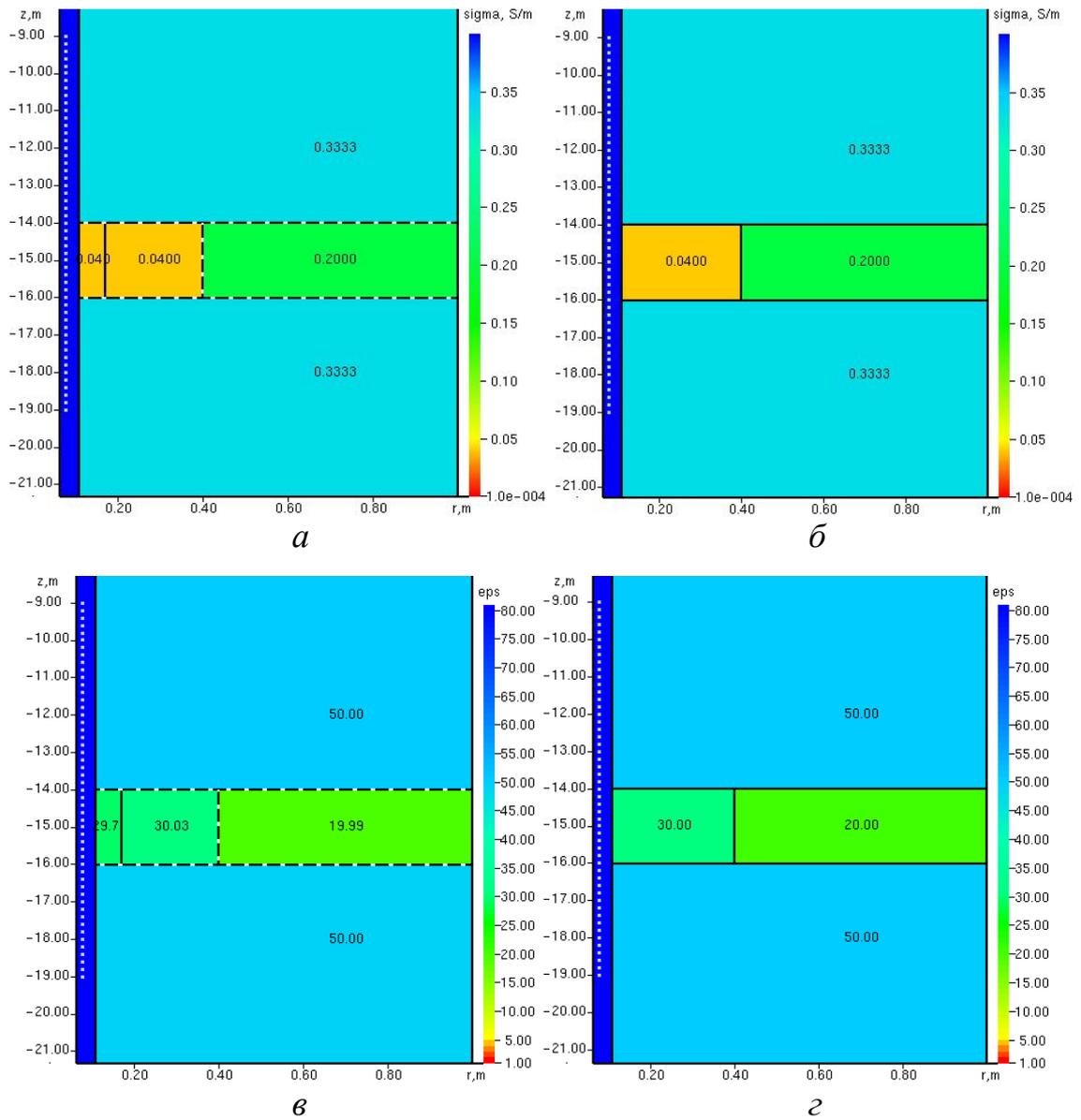
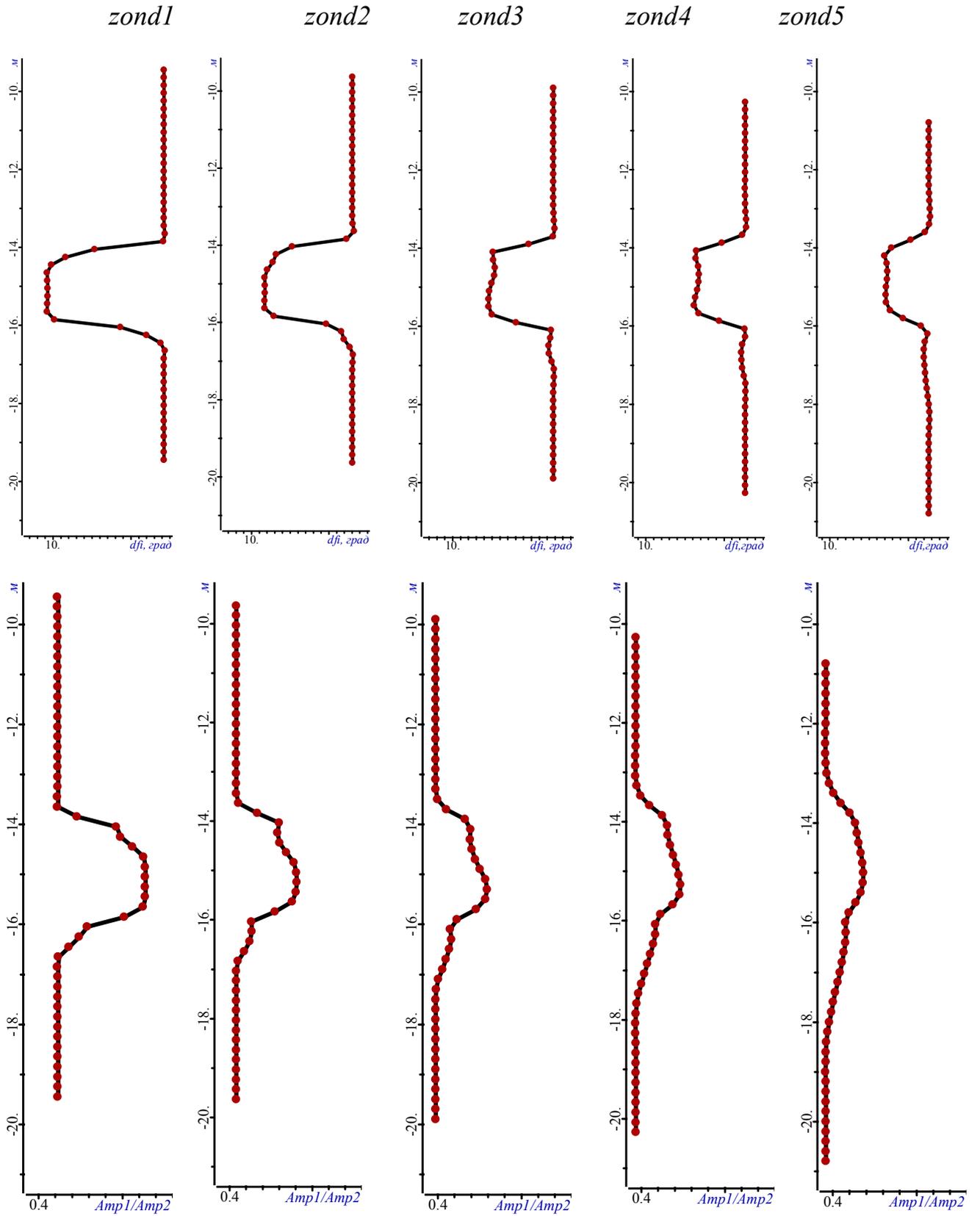


Рисунок 2.17 – Итоговая геоэлектрическая модель, полученная на последней итерации нелинейной инверсии ($a, в$), в сравнении с истинной моделью ($б, г$)



9-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^9) = 7.1131 \cdot 10^{-9}$

Рисунок 2.18 – Графики разности фаз (слева) и отношения амплитуд (справа) для «практических» (показаны красными точками) и теоретических данных (сплошные черные линии)

Из представленных на рисунках 2.17-2.18 и в таблице 2.3 результатов видно, что восстановленная геоэлектрическая модель практически полностью соответствует истинной. Подобранные границы (показанные черным цветом), разбивающие блоки, в которых были подобраны разные значения удельной электрической проводимости и/или значения относительной диэлектрической проницаемости, практически полностью совпадают с границами истинной модели (на рисунке обозначены белым пунктиром). Первая граница по r фактически была подобрана как фиктивная (т.е. по результатам подбора эта граница разделяет блоки с очень близкими значениям проводимости и относительной диэлектрической проницаемости), что также соответствует истинной модели, в которой эти границы фактически отсутствуют.

Заметим также, что при проведении исследований для случая, когда в истинной модели во всех блоках второго слоя было задано одинаковое, равное 20, значение относительной диэлектрической проницаемости, полученная в результате инверсии геоэлектрическая модель, также очень хорошо соответствовала истинной модели (см. рисунок 2.19).

Таким образом, представленные результаты подтверждают правильность реализации численных процедур 2D-инверсии для случая, когда в качестве параметров выступают не только геометрические параметры и параметры поблочковой удельной электрической проводимости, но и параметры поблочковой относительной диэлектрической проницаемости.

Полученные результаты также демонстрируют определенную радиальную чувствительность рассматриваемого прибора к радиальному изменению не только удельной электрической проводимости, но и радиальному изменению диэлектрической проницаемости. Поэтому в последующих разделах мы будем анализировать возможность совместного восстановления параметров электрической проводимости и диэлектрической проницаемости для более сложной модели среды.

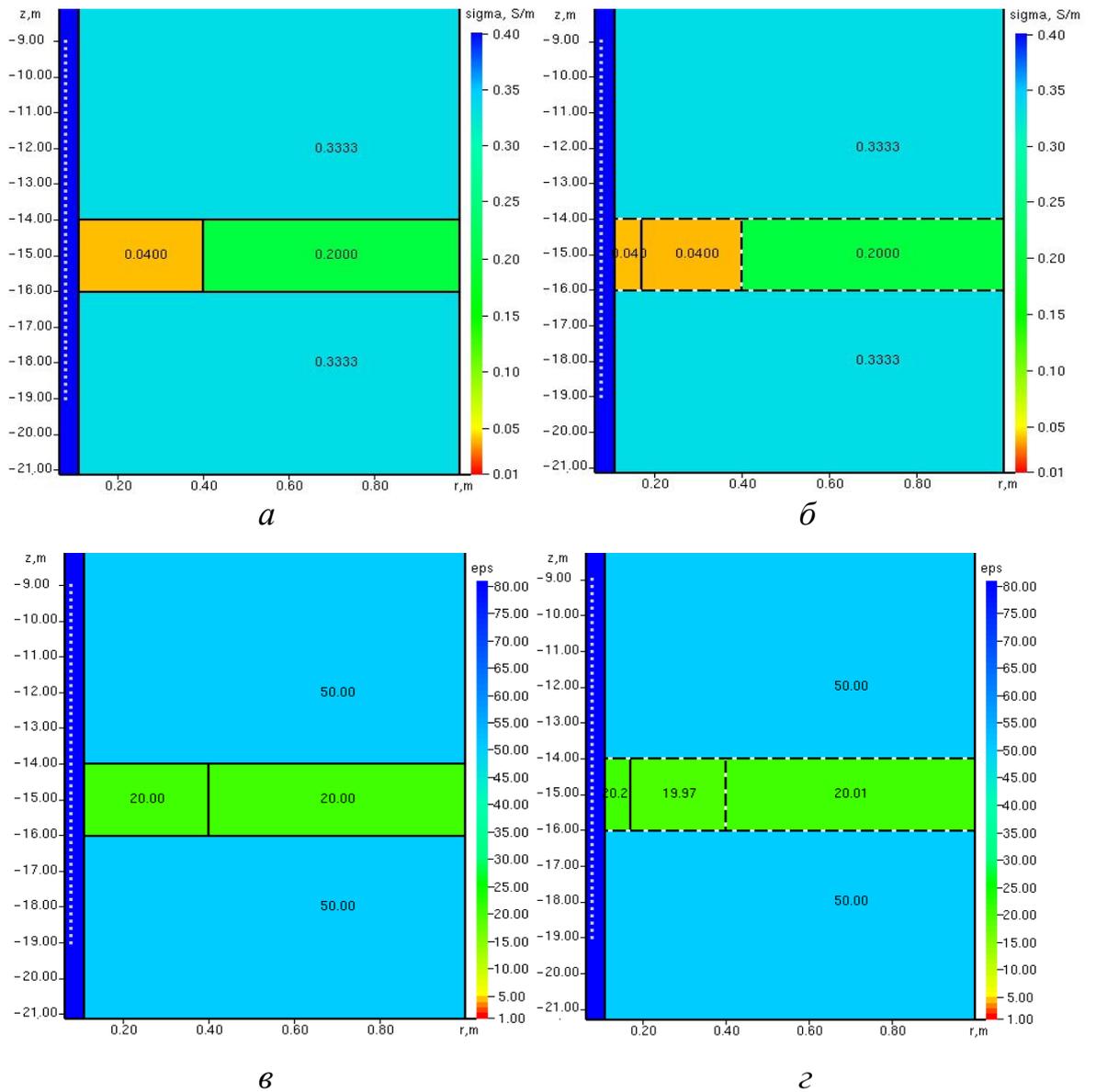


Рисунок 2.19 –Тестовая модель 4 (с однородной внутри слоя относительной диэлектрической проницаемостью) (*а, в*) и результат нелинейной 2D-инверсии (*б, г*).

2.4 Выводы по главе

1. Проведена верификация численных процедур, реализующих решение прямой и обратной задачи. Верификация численного решения прямой задачи проведена путем сравнения с результатами, получаемыми другими программами других авторов для одномерных сред. Верификация обратной задачи проведена путем использования синтетических аналогов полевых данных индукционного каротажа, полученных с использованием 2D-моделирования.

Результаты верификации подтвердили правильность реализации численных процедур и вычислительную эффективность их реализации. Показано, что погрешность решения прямой задачи в среднем не превышает 1%. При решении обратной задачи для «идеальных» (незашумленных) данных индукционного каротажа параметры геоэлектрической модели сложнопостроенного коллектора (33 параметра) практически точно восстанавливаются за 17 итераций для данных, полученных с шагом 20 см для пяти трехкатушечных зондов в диапазоне частот 875 кГц ÷ 14 МГц. При этом полное время решения обратной задачи, включающее 17 итераций, на каждой из которых решалось 8670 прямых задач (включая расчет полей влияния для каждого из параметров), составило около 6 часов на персональном компьютере с 4 ядерным процессором (Intel(R) Core(TM) i7-3770k CPU 3.50 GHz). При этом достаточно точные (в рамках практических условий) параметры были получены уже за 8 итераций, и поэтому время счета может быть сокращено, как минимум, вдвое.

2. Проведена верификация процедуры геометрической 2D-инверсии при совместном восстановлении геометрических границ, поблочных параметров удельной электрической проводимости и относительной диэлектрической проницаемости. Полученные результаты не только подтвердили правильность реализации соответствующих численных процедур, но и показали хорошую чувствительность данных индукционного каротажа к радиальному изменению удельной электрической проводимости в широком диапазоне частот и неплохую чувствительность к радиальному изменению относительной диэлектрической проницаемости на достаточно высоких частотах.

ГЛАВА 3 АНАЛИЗ ПРИМЕНИМОСТИ «ЯЧЕИСТОЙ» 2D-ИНВЕРСИИ И ОДНОМЕРНОЙ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ИНДУКЦИОННОГО КАРОТАЖА

3.1 «Ячеистая» 2D-инверсия

Как уже отмечалось во введении, наиболее распространенными подходами к решению многомерных обратных задач электромагнетизма являются подходы, основанные на использовании так называемых «ячеистых» структур [9, 55, 56, 66, 70, 80, 81, 89, 91, 103, 104, 111, 128, 138, 152]. Поэтому в данном разделе мы анализируем возможности этого подхода на примере геоэлектрической модели сложнопостроенного коллектора, рассмотренной в предыдущем разделе.

Разобьем изучаемый объем среды на подобъемы (ячейки) так, как это показано на рисунке 3.1 (белым пунктиром показаны границы блоков с различной проводимостью истинной геоэлектрической модели). Значениями в векторе искомым параметров будут значения удельной проводимости в каждой ячейке. В качестве стартовых значений в ячейках возьмем значения, совпадающие со значениями удельной проводимости вмещающей среды – $1/3$ См/м.

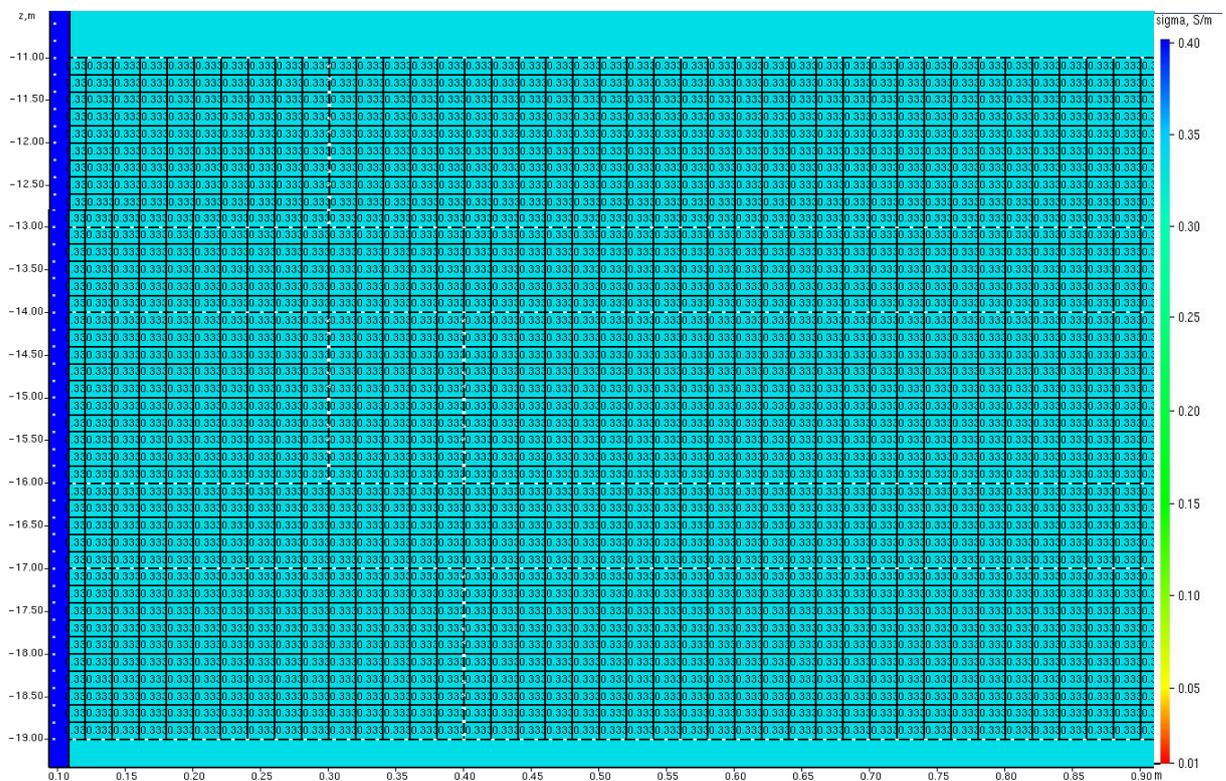


Рисунок 3.1 – Стартовая модель для «ячеистой» 2D-инверсии

На рисунке 3.2а представлено распределение проводимости, которое было получено после 76 итераций для случая, когда выполнялась минимизация функционала (3), в котором присутствует только одна регуляризирующая добавка, обеспечивающая «физичность» подбираемых параметров проводимости (т.е. их подбор только в заданном диапазоне значений σ_{\min} и σ_{\max} , которые, как и ранее, были взяты равными 10^{-4} и 5 См/м, соответственно). Значение функционала невязки составило $1.2387 \cdot 10^{-4}$ (при этом невязка функционала для стартовой модели была равна $9.606 \cdot 10^2$). Для сопоставления на рисунке 3.2б представлена истинная модель.

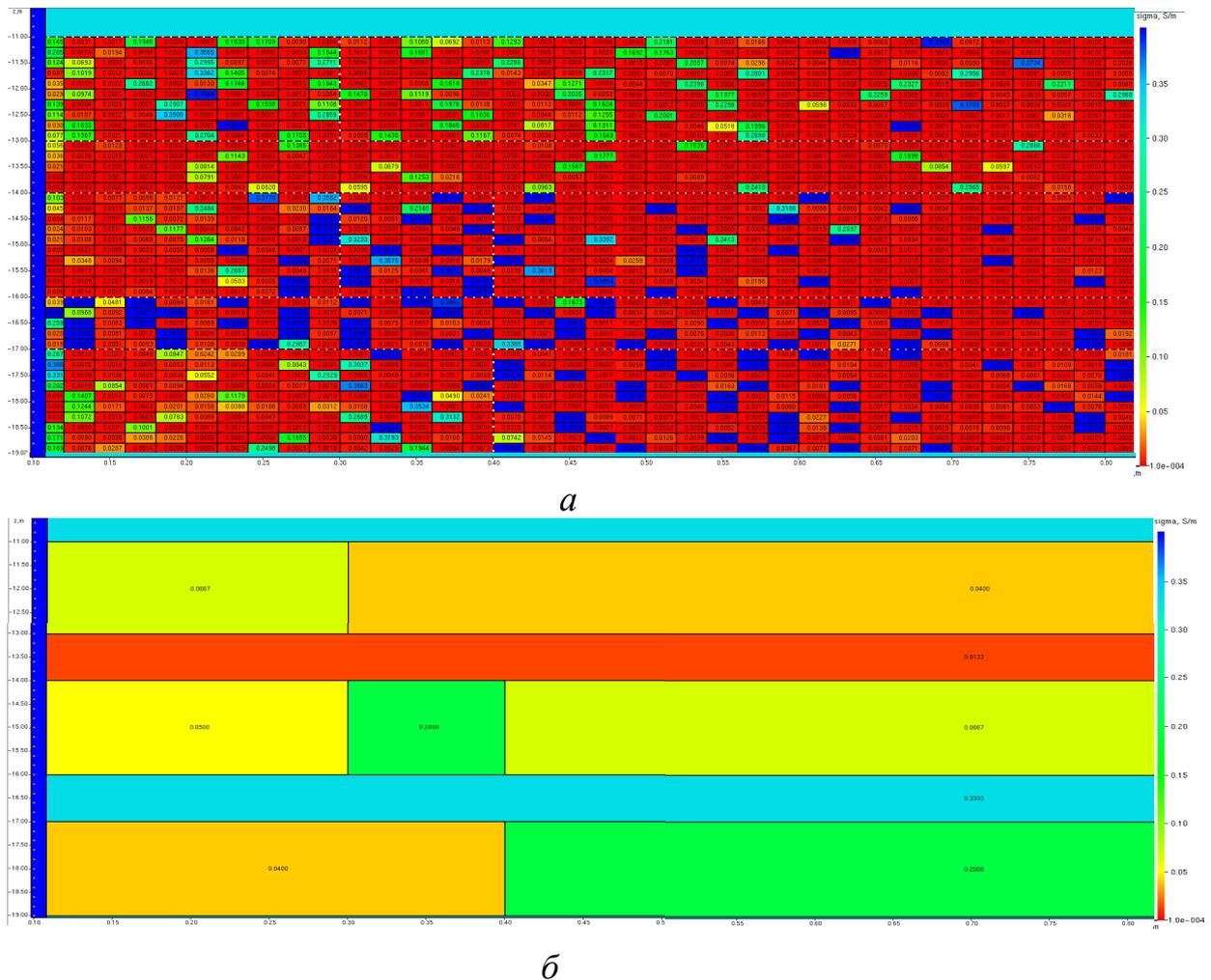


Рисунок 3.2 – Распределение проводимости, полученное в результате нелинейной «ячеистой» 2D-инверсии без сглаживания (а), в сравнении с истинной моделью (б)

На рисунке 3.3 представлены графики сигналов (теоретические), полученные на последней итерации нелинейной инверсии (т.е. которые соответствуют

модели, представленной на рисунке 3.2а) в сопоставлении с «практическими» (т.е. рассчитанными для истинной модели, приведенной на рисунках 2.5 и 3.2б).

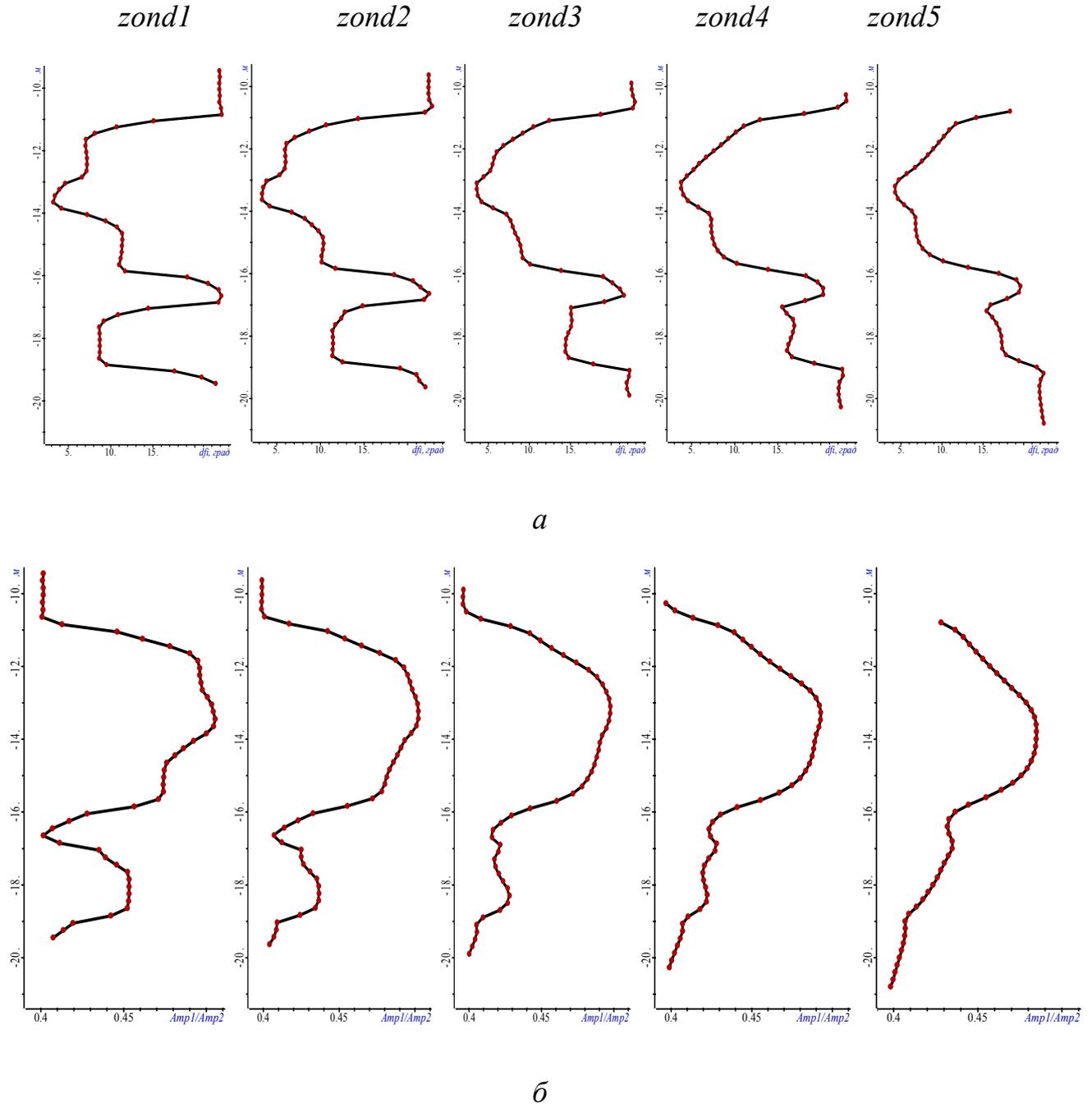


Рисунок 3.3 – Графики разности фаз (а) и отношения амплитуд (б) для «практических» (показаны красными точками) и теоретических данных (сплошные черные линии) для модели, представленной на рисунке 3.2а

Из представленных результатов видно, что, несмотря на достаточно хорошее совпадение сигналов, полученное распределение представляет собой «пеструю» картину, по которой практически невозможно выделить даже горизонталь-

ные слои, не говоря уже о радиальных границах, связанных с зоной проникновения и окаймляющей зоной.

Выполним аналогичные исследования для случая, когда в качестве минимизируемого функционала будет взят функционал (7), в который добавлена еще одна регуляризирующая добавка, обеспечивающая «сглаживание» значений проводимости в соседних ячейках, т.е. фактически «запрещающая» получение значений проводимости в соседних ячейках, отличающихся более, чем в N раз. В рассматриваемом примере N было взято равным 20-ти (это максимальное различие в проводимостях структурных составляющих истинной модели). На рисунке 3.4 представлено распределение проводимости, полученное на последней итерации нелинейной «ячеистой» 2D-инверсии со сглаживанием. Значение функционала невязки для этой модели составило $2.0992 \cdot 10^{-4}$.

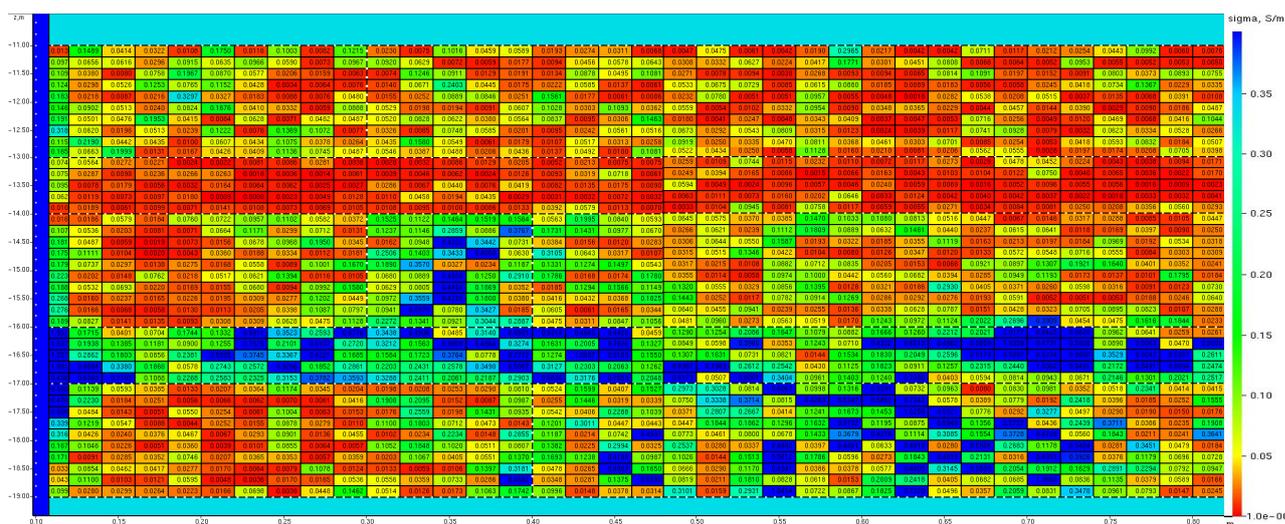
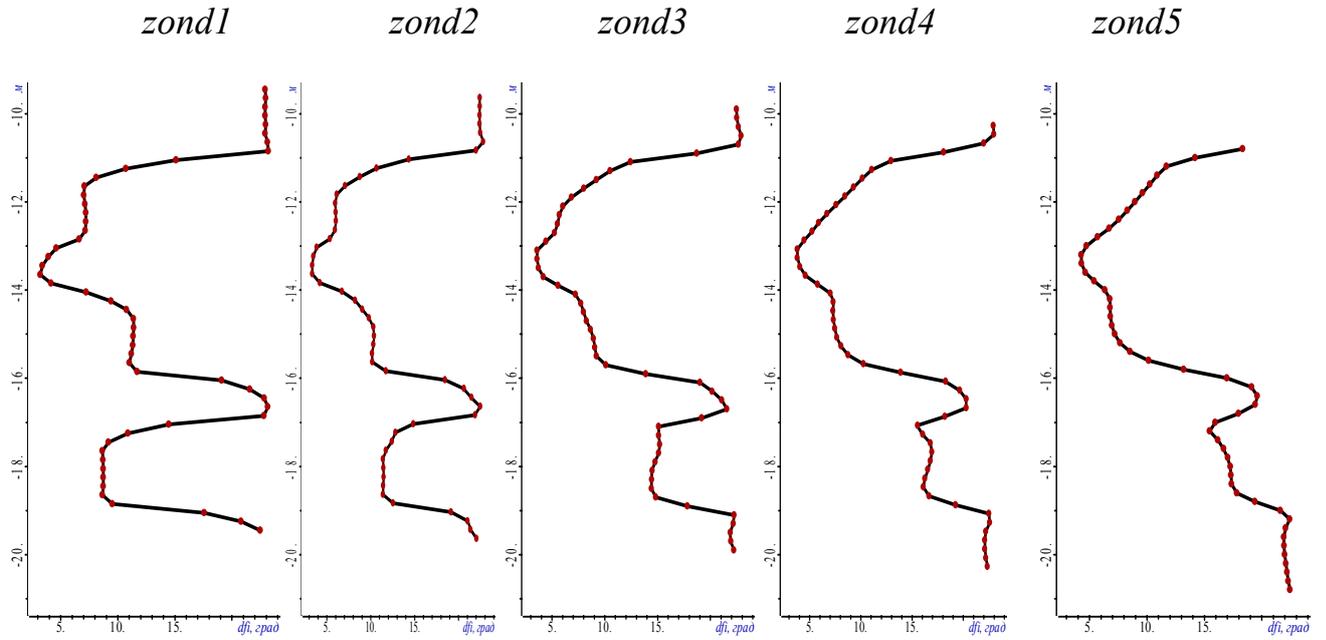
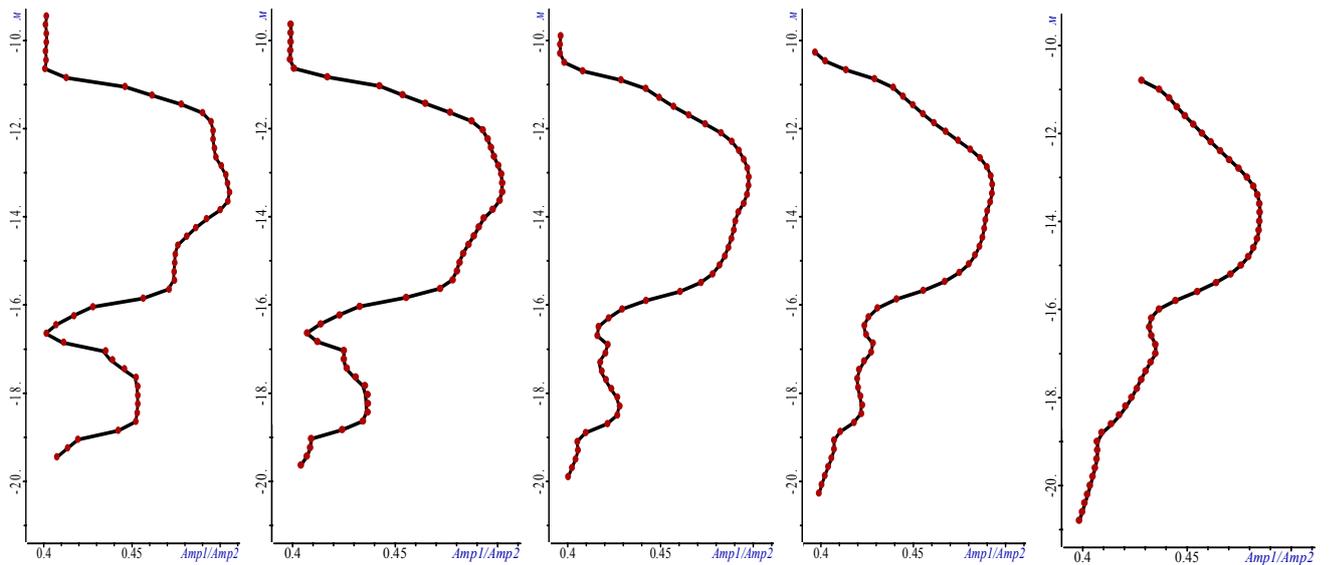


Рисунок 3.4 – Распределение проводимости, полученное в результате нелинейной «ячеистой» 2D-инверсии со сглаживанием

На рисунке 3.5 представлены графики сигналов (теоретические), полученные на последней итерации нелинейной инверсии со сглаживанием (т.е. которые соответствуют модели, представленной на рисунке 3.4) в сопоставлении с «практическими» (т.е. рассчитанными для истинной модели, приведенной на рисунках 2.5 и 3.2б).



а



б

Рисунок 3.5 – Графики разности фаз (а) и отношения амплитуд (б) для «практических» (показаны красными точками) и теоретических данных (сплошные черные линии) для модели, представленной на рисунке 3.4

Из представленных результатов видно, что для этого (со сглаживанием) варианта «ячеистой» инверсии, в принципе, можно примерно выделить горизонтальные слои. Однако все равно полученное качество результата несопоставимо хуже по сравнению с результатами геометрической инверсии (представленными в

разделе 2.2). С увеличением количества параметров (т.е. при совместном поиске проводимости и удельной диэлектрической проницаемости) результаты подбора с помощью «ячеистой» инверсии будут еще хуже. Кроме того, рассмотренный вариант «ячеистой» инверсии вычислительно существенно более затратный метод инверсии по сравнению с методом геометрической инверсии.

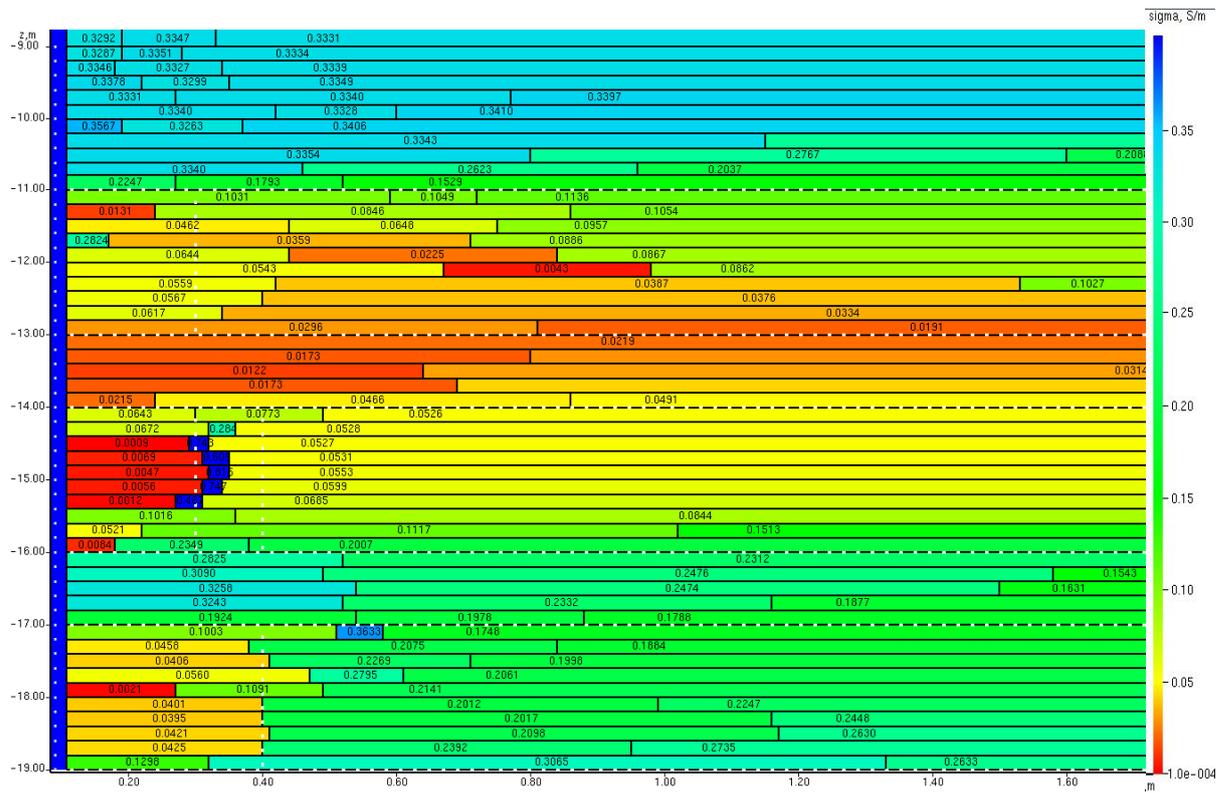
3.2 Одномерная инверсия

Как уже также отмечалось во введении к данной работе, в настоящее время для обработки данных индукционного каротажа на практике, как правило, применяются программы 1D-инверсии. Поэтому в данном подразделе будут представлены результаты 1D-инверсии.

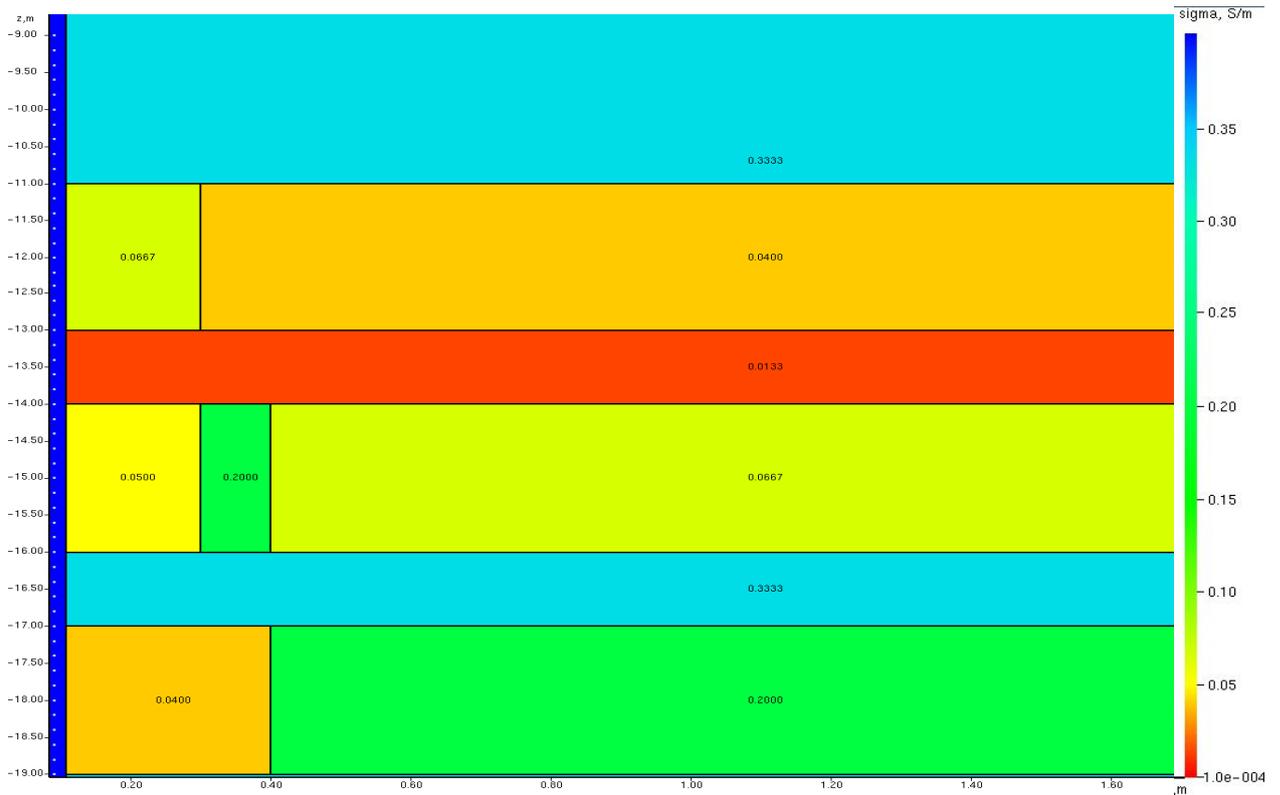
Вначале рассмотрим ту же геоэлектрическую модель сложнопостроенного коллектора, которая была взята нами в качестве тестовой в разделе 2.2 (рисунок 2.5).

С учетом того, что размеры зондов в рассматриваемом приборе (ВИКИЗ) не слишком большие, для проведения 1D-инверсии использовалась цилиндрически-слоистая модель, параметры которой (границы по r и значения проводимости между ними) определялись для каждой точки положения прибора на траектории.

На рисунке 3.6 приведены результаты 1D-инверсии, а на рисунке 3.7 – графики сигналов, рассчитанные для подобранных одномерных моделей, в сравнении с «практическими».



а



б

Рисунок 3.6 – Результаты 1D-инверсии (а) в сравнении с истинной моделью (б)

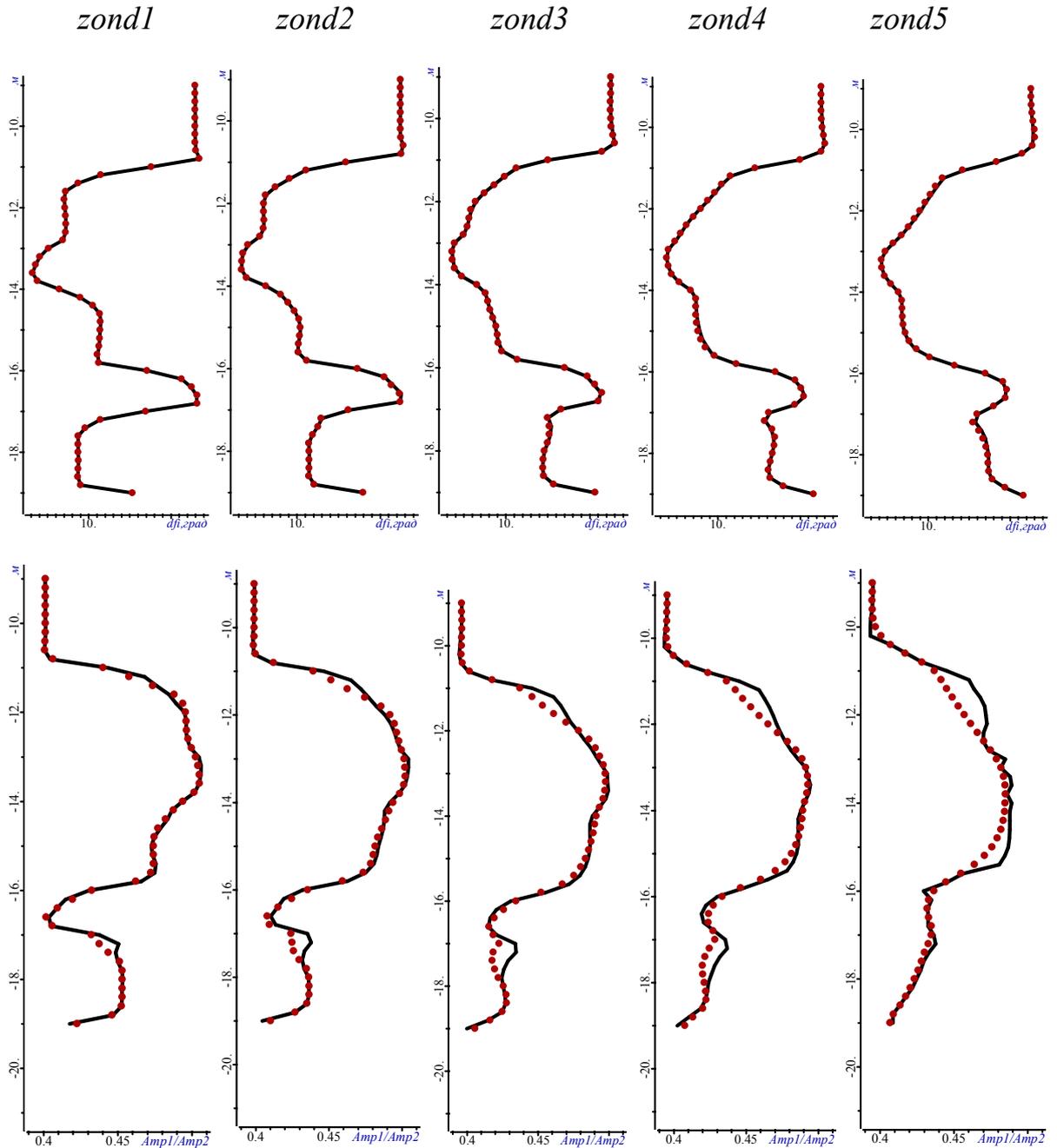


Рисунок 3.7 – Графики сигналов, рассчитанные для подобранных одномерных моделей, в сравнении с «практическими»: «практические» данные показаны красными точками, теоретические данные - сплошные черные линии

Из приведенных результатов видно, что при достаточно хорошем совпадении сигналов в разности фаз в отношениях амплитуд наблюдаются достаточно существенные различия расчетных и «практических» данных, при этом в нефтеводонасыщенном горизонте (где присутствует как зона проникновения, так и

окаймляющая зоны) значения проводимости в зоне проникновения были получены существенно более низкими, чем в истинной модели, а в окаймляющей зоне – наоборот, существенно более высокими.

Поэтому для следующего исследования в качестве истинной была выбрана геоэлектрическая модель (тестовая геоэлектрическая модель 5), представленная на рисунке 3.8. В ней нет зон проникновения и окаймляющей зоны.

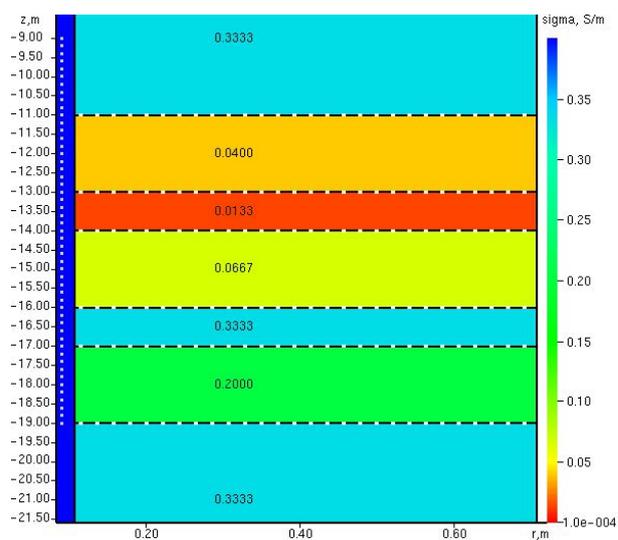


Рисунок 3.8 – Тестовая геоэлектрическая модель 5

1D-инверсия будет выполняться в двух вариантах. В первом варианте, будет подбираться фактически цилиндрически-однослойная модель (не считая скважины с буровым раствором, параметры которой фиксируются), а во втором варианте, цилиндрически-трехслойная, т.е. в предположении, что зона проникновения и окаймляющая зона могут быть.

Результаты 1D-инверсии для тестовой модели 5 (рисунок 3.8) в первом варианте (когда подбор осуществлялся фактически в рамках однослойной модели) представлены на рисунке 3.9. Соответствующие графики сигналов в сравнении с «практическими» представлены на рисунке 3.10. Результаты 1D-инверсии для тестовой модели 5 во втором варианте (когда подбор осуществлялся в рамках трехслойной модели) представлены на рисунке 3.11. Соответствующие графики сигналов в сравнении с «практическими» представлены на рисунке 3.12.

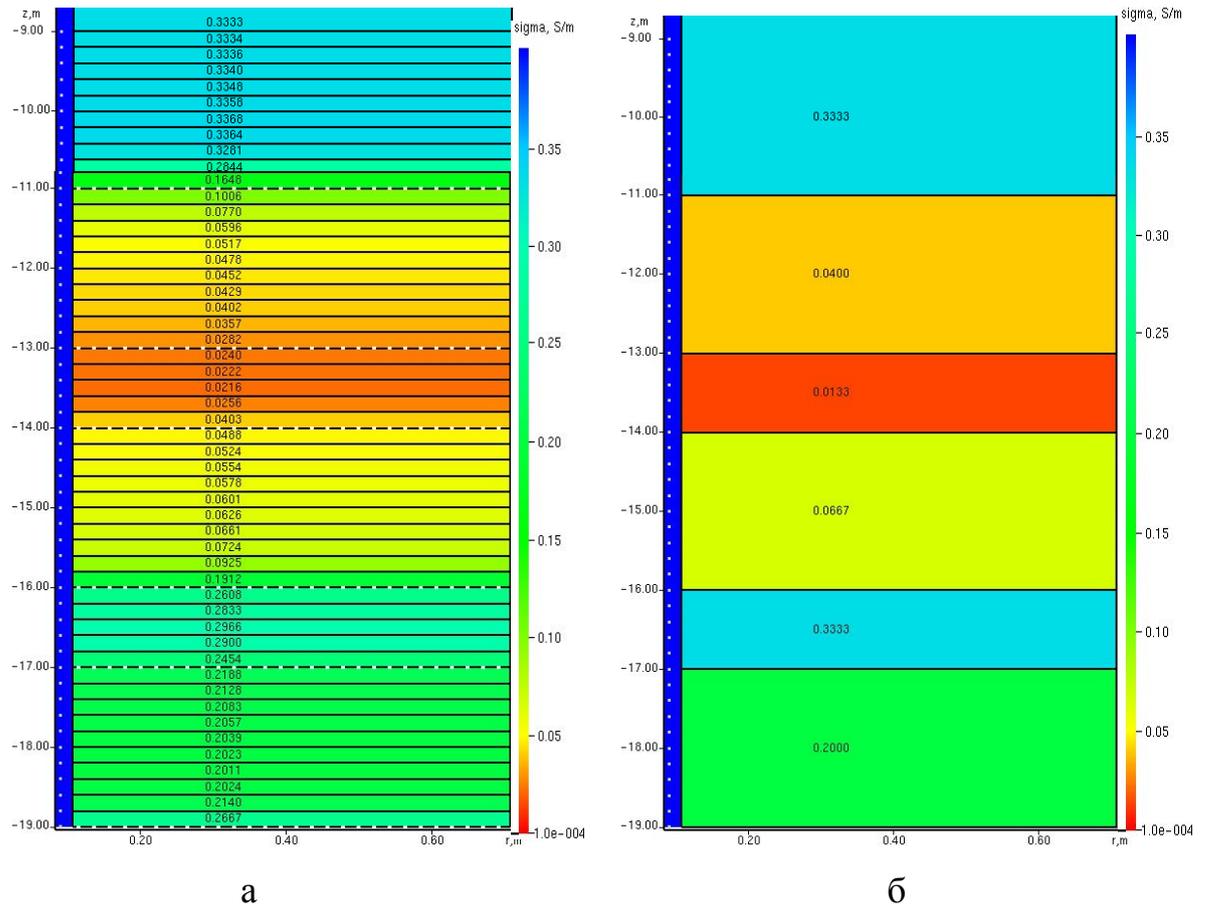


Рисунок 3.9 – Результаты 1D-инверсии для тестовой модели 5 в первом варианте (а) в сравнении с истинной моделью (б)

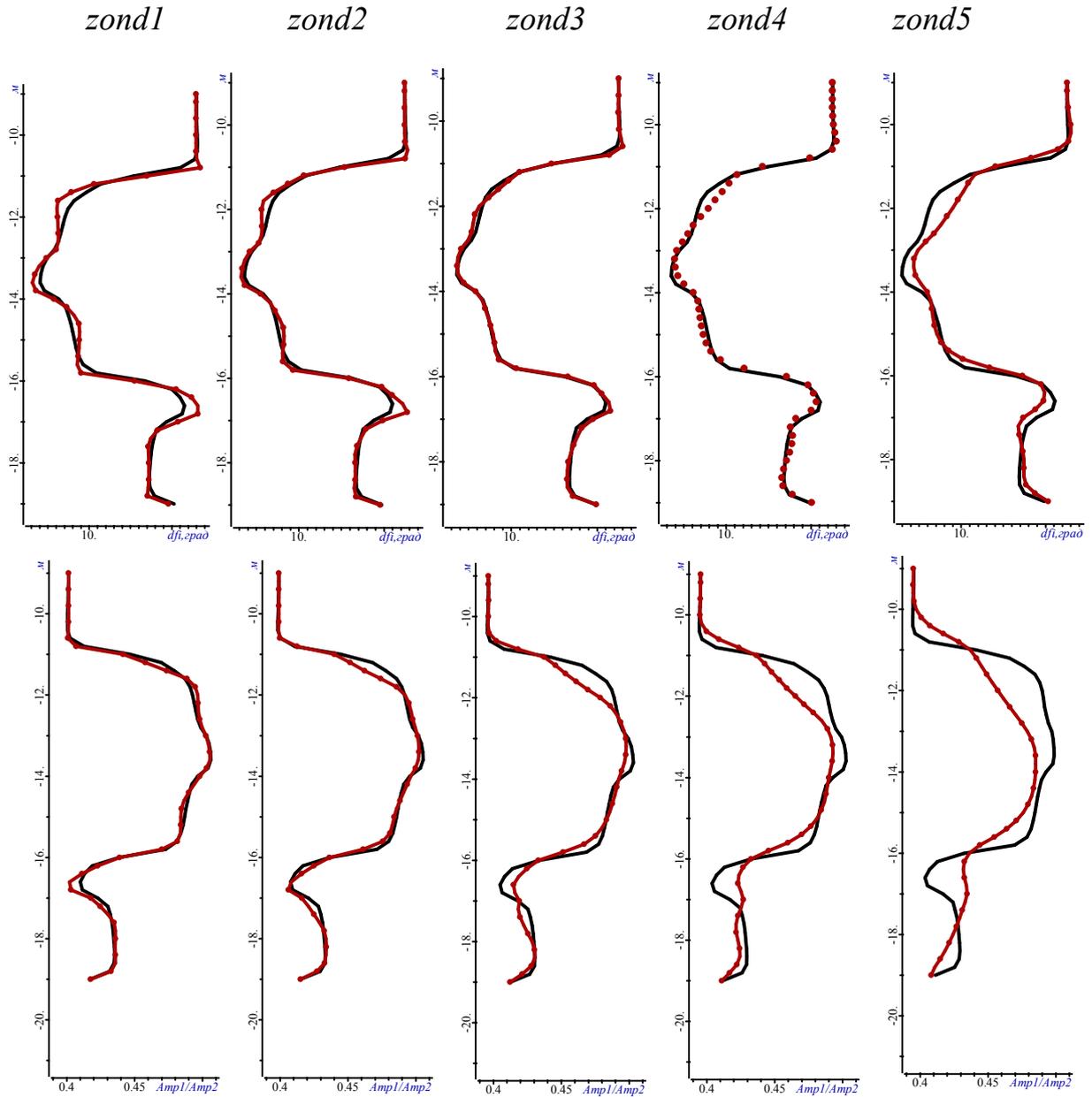
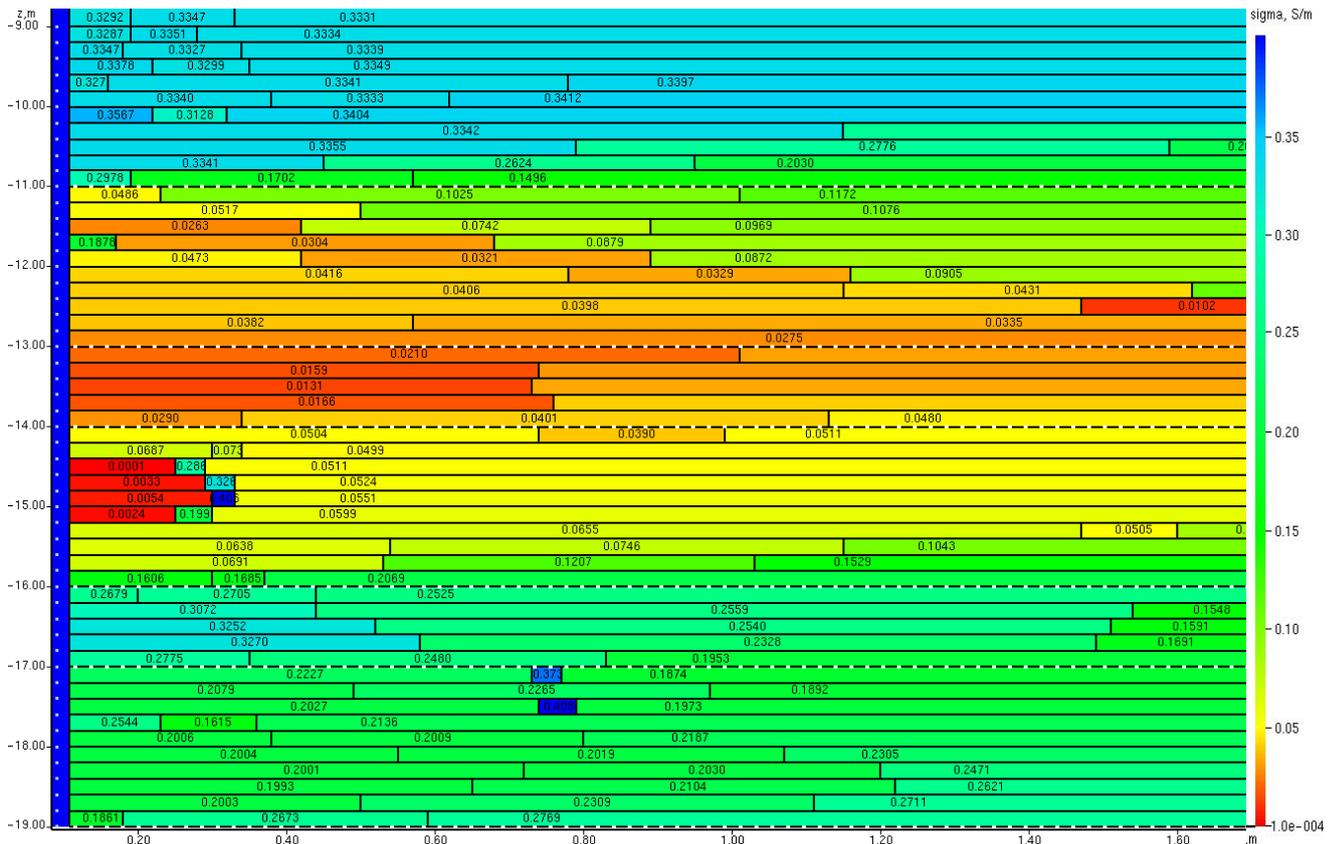
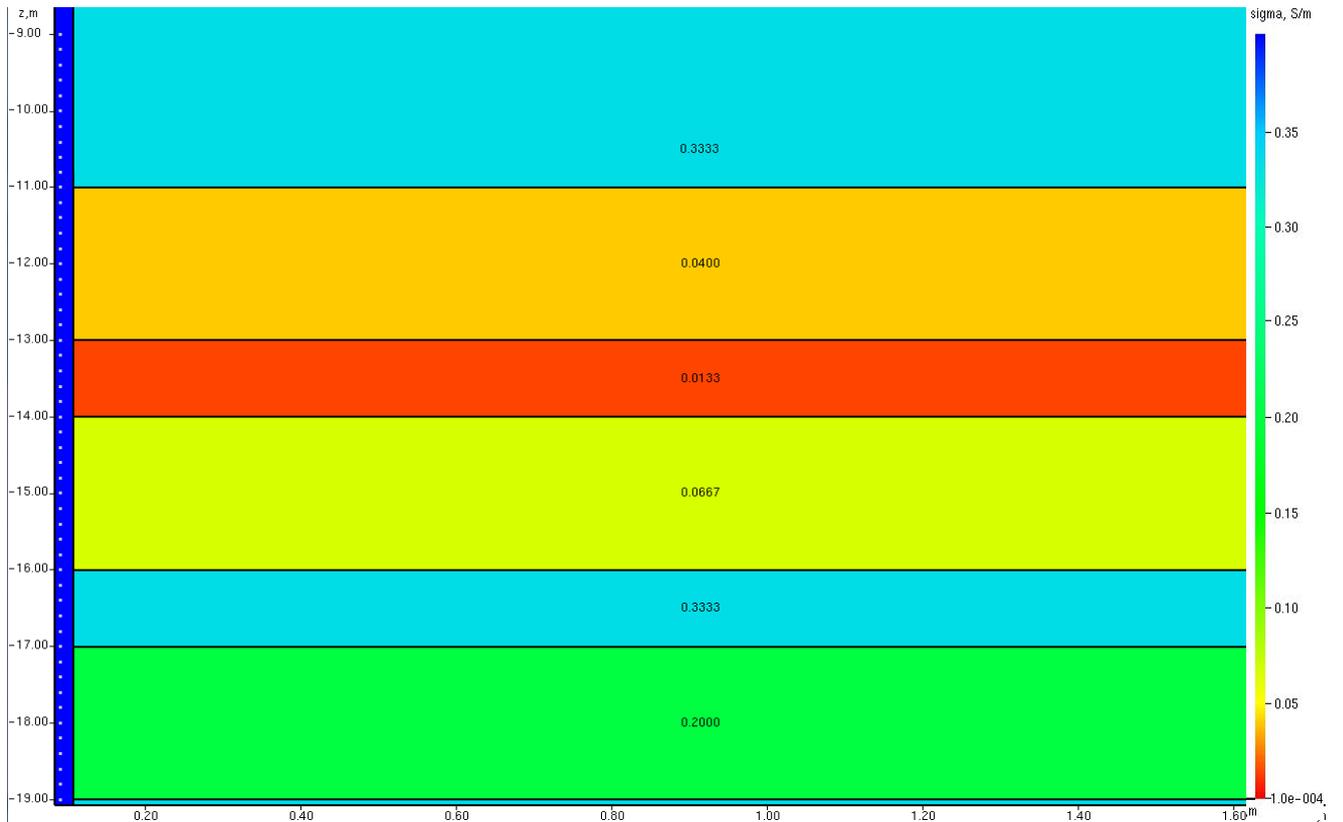


Рисунок 3.10 – Графики сигналов, рассчитанные для подобранных 1D-моделей в первом варианте, в сравнении с «практическими»: «практические» данные показаны красными точками, теоретические данные - сплошные черные ЛИНИИ



а



б

Рисунок 3.11 – Результаты 1D-инверсии для тестовой модели 5 во втором варианте (а) в сравнении с истинной моделью (б)

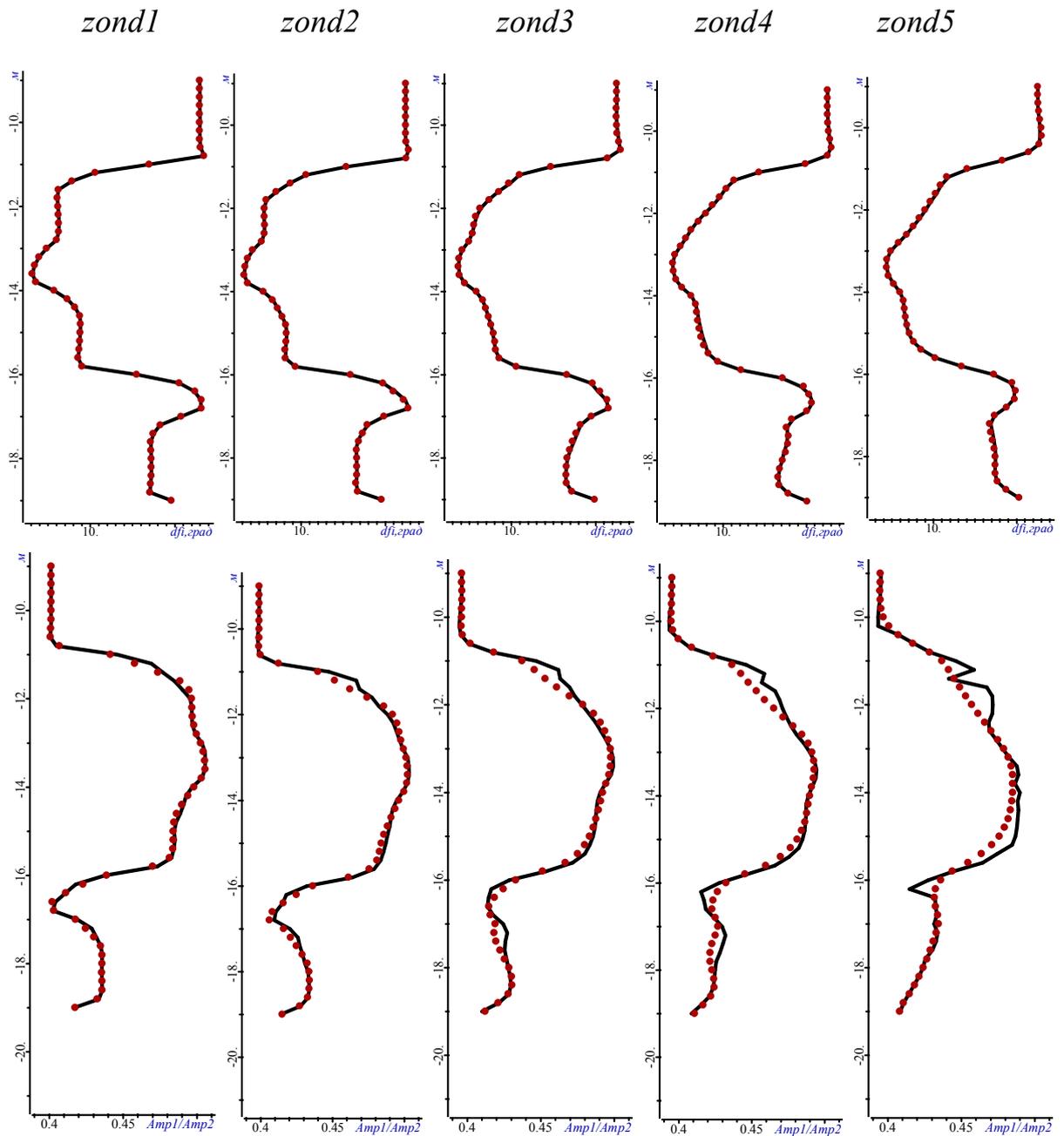


Рисунок 3.12 – Графики сигналов, рассчитанные для подобранных 1D-моделей во втором варианте, в сравнении с «практическими»: «практические» данные показаны красными точками, теоретические данные - сплошные черные линии

Представленные на рисунках 3.9–3.12 результаты показывают следующее. Полученные параметры геоэлектрической модели среды в варианте 1 в целом достаточно хорошо соответствуют параметрам истинной модели (рисунке 3.9б). Однако существенные отличия «практических» и расчетных сигналов наблюда-

ются уже не только в отношении амплитуд, но и в разности фаз (см. рисунок 3.10). В варианте 2, когда одномерный подбор осуществляется в рамках цилиндрически-трехслойной модели, отличия «практических» и расчетных сигналов существенно уменьшаются (см. рисунок 3.12). Однако в подобранной геоэлектрической модели появляются ложные радиальные изменения (см. рисунок 3.11) практически эквивалентные тем, которые были получены для случая, когда истинная модель (для которой были синтезированы аналоги практических данных) действительно содержала радиальные изменения (см. рисунок 3.6).

Таким образом, даже в идеальной ситуации (когда в данных отсутствует шум) 1D-инверсия не позволяет корректно восстановить геоэлектрическую модель, в слоях которой присутствуют радиальные изменения проводимости. В случае, когда неоднородной будет не только электрическая проводимость, но и относительная диэлектрическая проницаемость, ситуация будет еще больше усугубляться.

3.3 Выводы по главе

Проведены исследования возможностей нелинейной ячеистой 2D-инверсии и 1D-инверсии, основанной на подборе цилиндрически-слоистой модели для каждой точки траектории, при восстановлении по данным индукционного каротажа геоэлектрической модели сложнопостроенного коллектора.

Было получено, что при использовании ячеистой 2D-инверсии с определенными параметрами сглаживания можно восстановить геоэлектрическую модель, в которой, в принципе, можно выделить отдельные слои с высоким контрастом сопротивления, при этом практически невозможно корректно выделить зоны проникновения и окаймляющие зоны. В целом, получаемое качество результата (соответствие параметров подобранной модели истинной) несопоставимо хуже по сравнению с результатами геометрической инверсии, и кроме того, данный способ инверсии в ячеистых структурах является намного более вычислительно затратным.

Что же касается результатов 1D-инверсии, то было получено, что даже в идеальной ситуации (когда в данных отсутствует шум) 1D-инверсия не позволяет корректно восстановить тонкослоистую геоэлектрическую модель в рамках многослойной цилиндрической модели.

ГЛАВА 4 РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ ПРИМЕНЕНИЯ ПРОЦЕДУРЫ НЕЛИНЕЙНОЙ МНОГОМЕРНОЙ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ИНДУКЦИОННОГО КАРОТАЖА

4.1 Анализ работоспособности разработанного метода 2D-инверсии при одновременном восстановлении параметров удельной электрической проводимости среды и относительной диэлектрической проницаемости. Анализ уровня искажения подбираемых геометрических параметров и параметров проводимости при неучете неоднородной относительной диэлектрической проницаемости

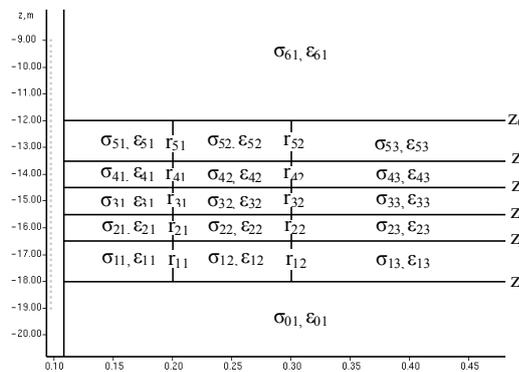
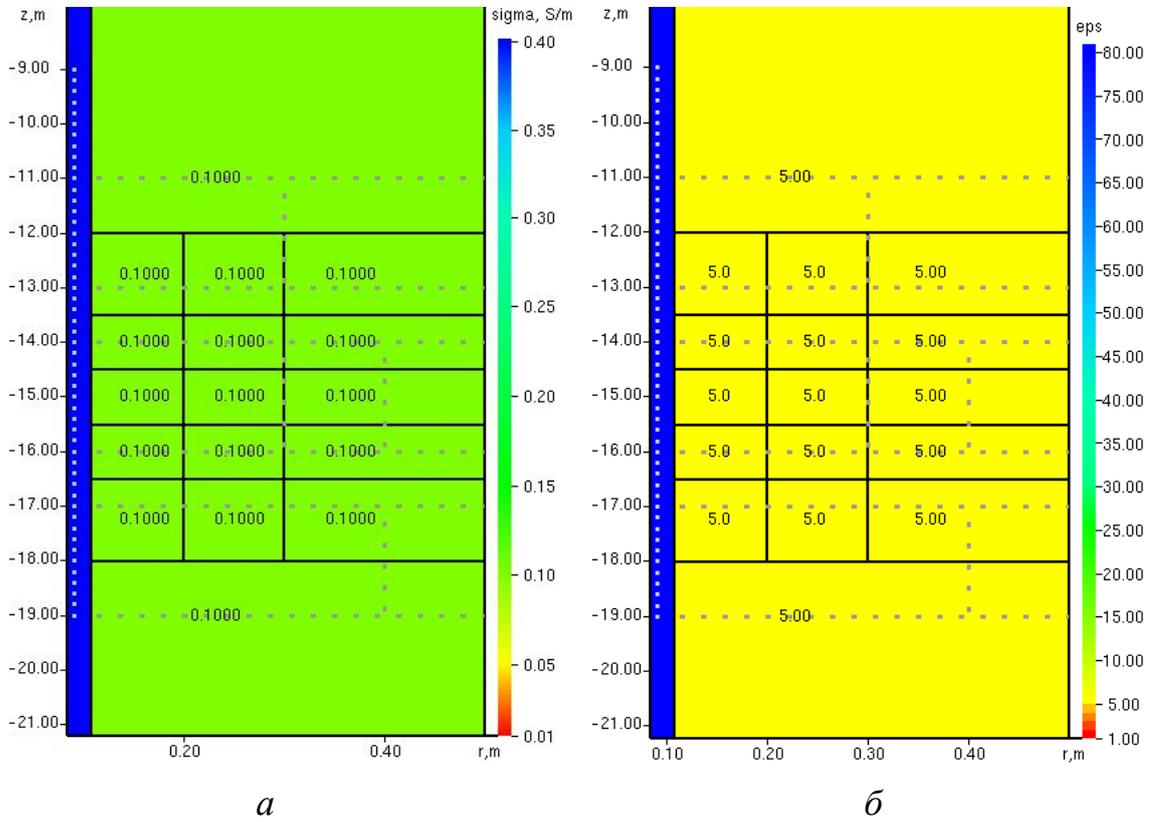
В разделе 2.3 были представлены результаты 2D-инверсии для трехслойной модели для случая, когда одновременно восстанавливались параметры удельной электрической проводимости среды и относительной диэлектрической проницаемости. Было показано, что для рассматриваемого каротажного прибора присутствует определенная радиальная чувствительность не только к изменению параметра удельной электрической проводимости, но и относительной диэлектрической проницаемости.

В данном разделе представим результаты, полученные для более сложной модели среды – модели 2 с неоднородными удельной электрической проводимостью и относительной диэлектрической проницаемостью.

В разделе 2.3 на рисунке 2.12 было показано влияние неоднородной относительной диэлектрической проницаемости для различных зондов для этой геоэлектрической модели. Из представленных результатов видно, что это влияние выражается в некотором смещении сигналов, но не изменяет количество резких переходов знака в кривых разностей фаз и отношений амплитуд.

Поэтому геометрические границы в стартовой модели были взяты такими же, как в примере, рассмотренном в разделе 2.2, когда истинная модель была неоднородной только по параметру удельной электрической проводимости.

Стартовые значения удельной электрической проводимости и относительной диэлектрической проницаемости были взяты одинаковыми во всех блоках стартовой модели и равными 0.1 См/м и 5, соответственно. Значение функционала невязки для этой стартовой модели составило $\Phi(\mathbf{b}^0) = 1.2603 \cdot 10^2$.



в

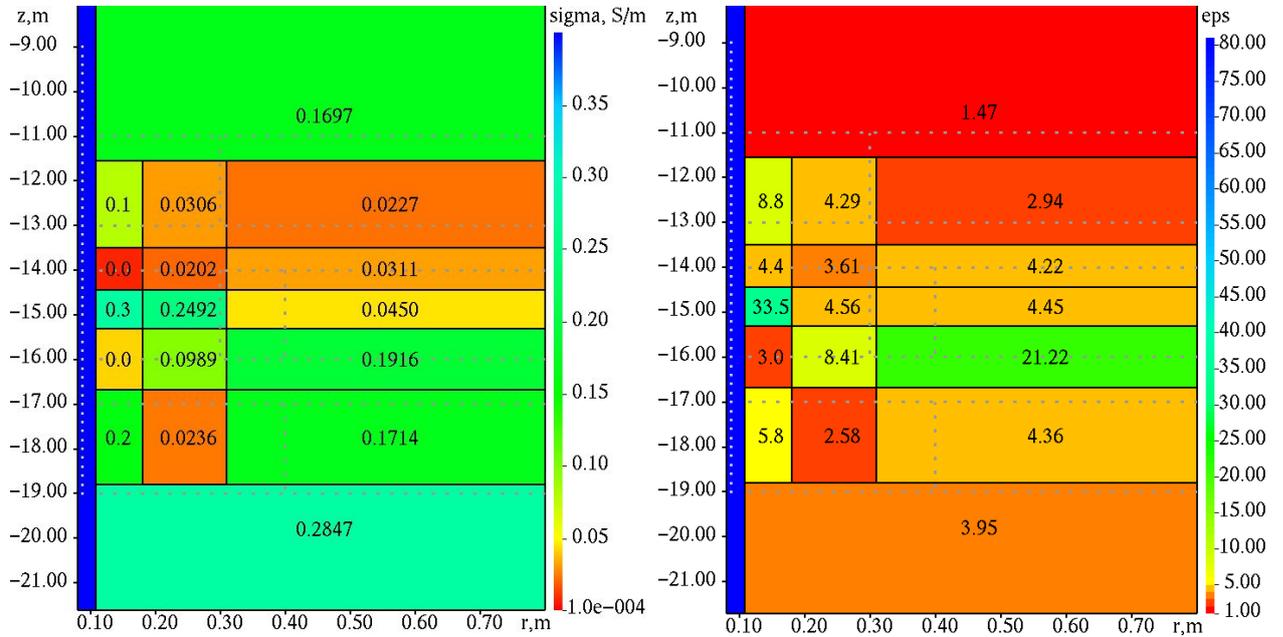
Рисунок 4.1 – Стартовая геоэлектрическая модель проводимости (*a*) и диэлектрической проницаемости (*б*), условные обозначения искомых параметров на стартовой модели (*в*)

На рисунке 4.2 представлены геоэлектрические модели, полученные на 1-й, 2-й, 4-й, 6-й и 8-й итерациях процесса нелинейной 2D-инверсии, а на

рисунке 4.3 – графики сигналов, рассчитанных для получаемых на этих итерациях геоэлектрических моделей в сравнении с «практическими» сигналами.

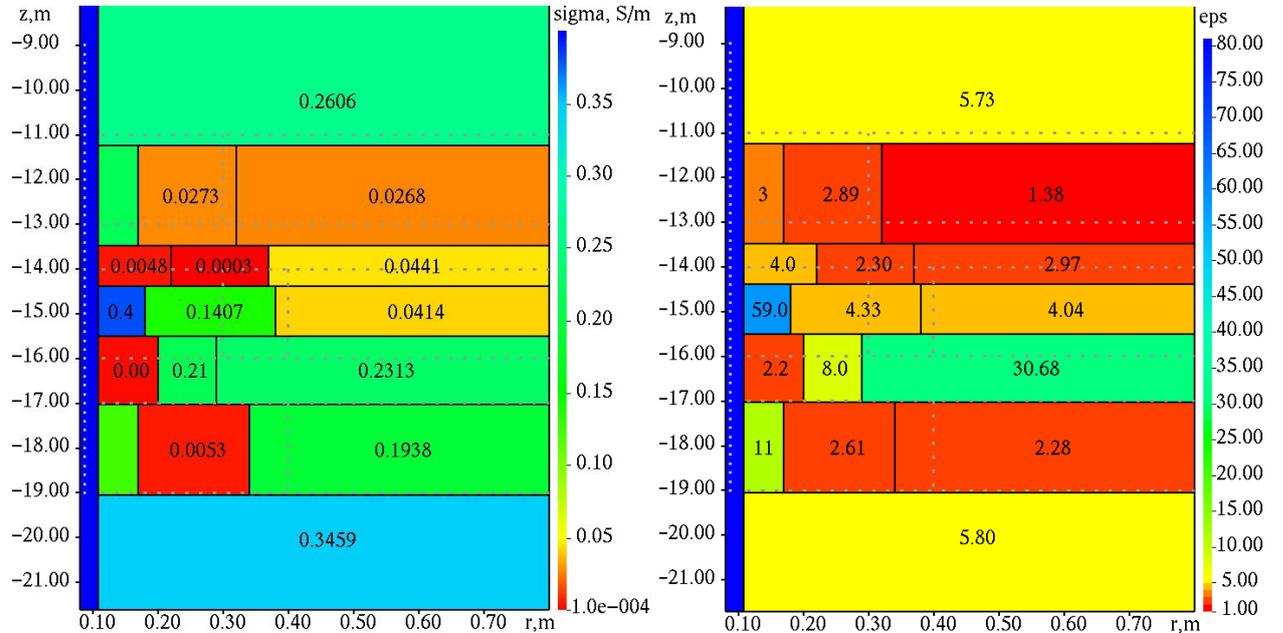
Из представленных результатов видна сходимость расчетных сигналов к «практическим» и на 8-й итерации они уже практически не различимы.

1-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^1) = 11.863$



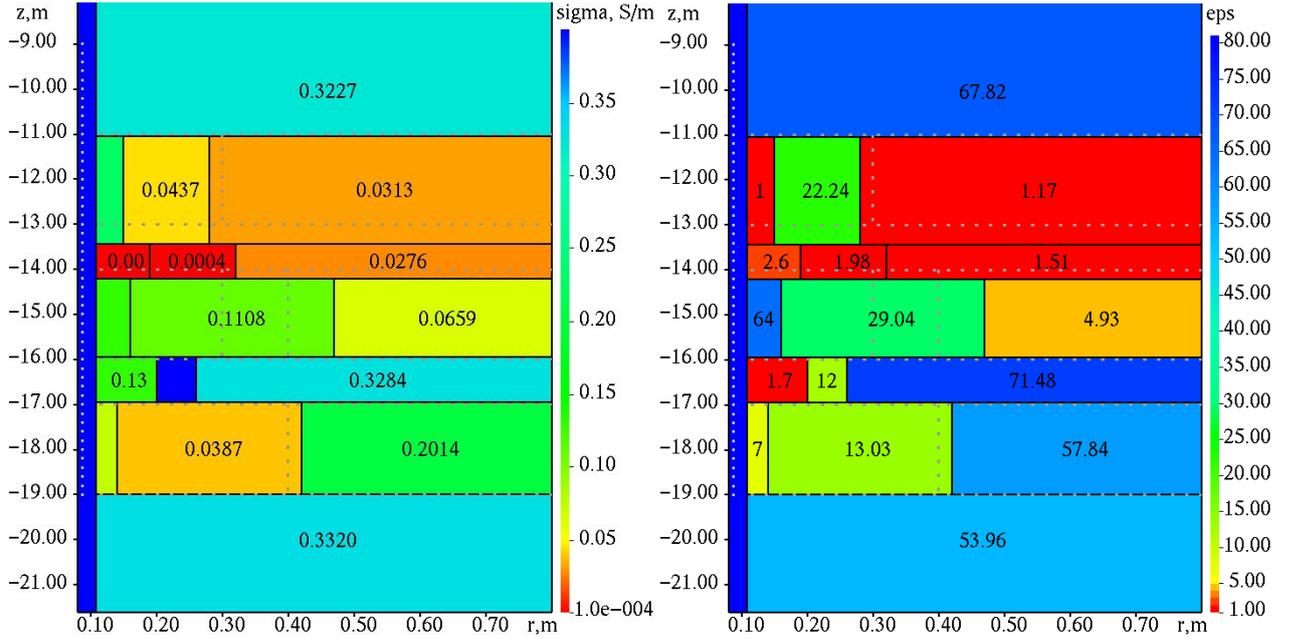
а

2-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^2) = 5.2275$



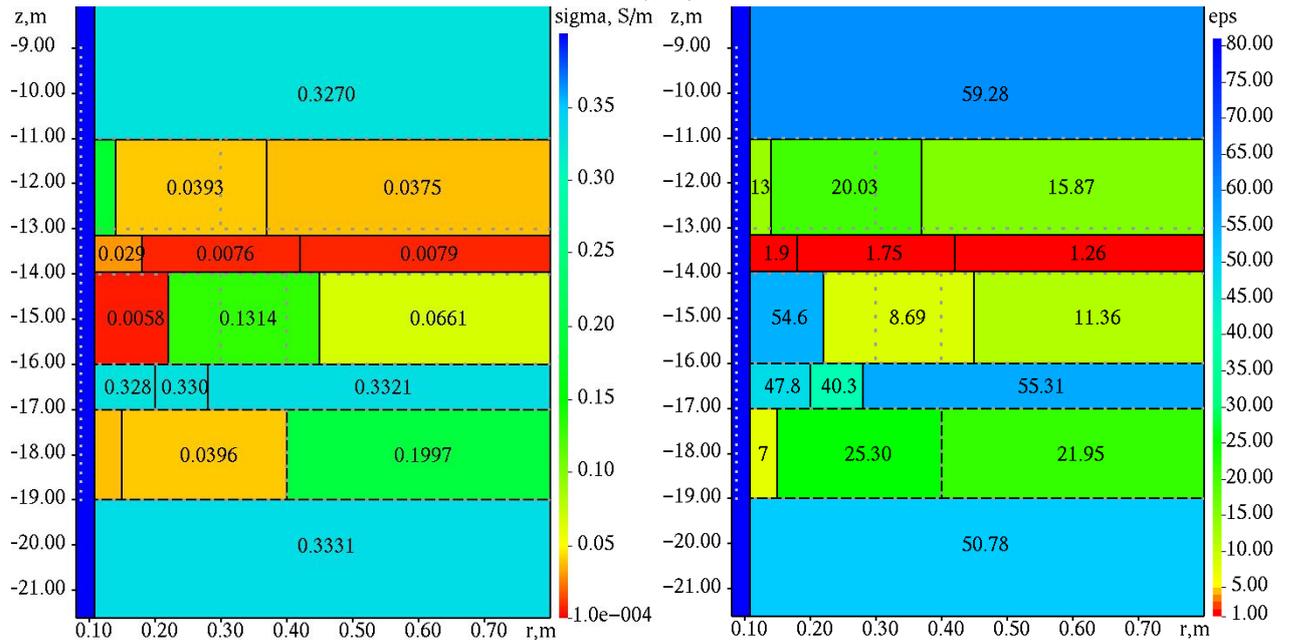
б

4-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^4) = 1.5766$



6

6-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^6) = 1.9174 \cdot 10^{-1}$



2

8-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^8) = 6.8139 \cdot 10^{-5}$

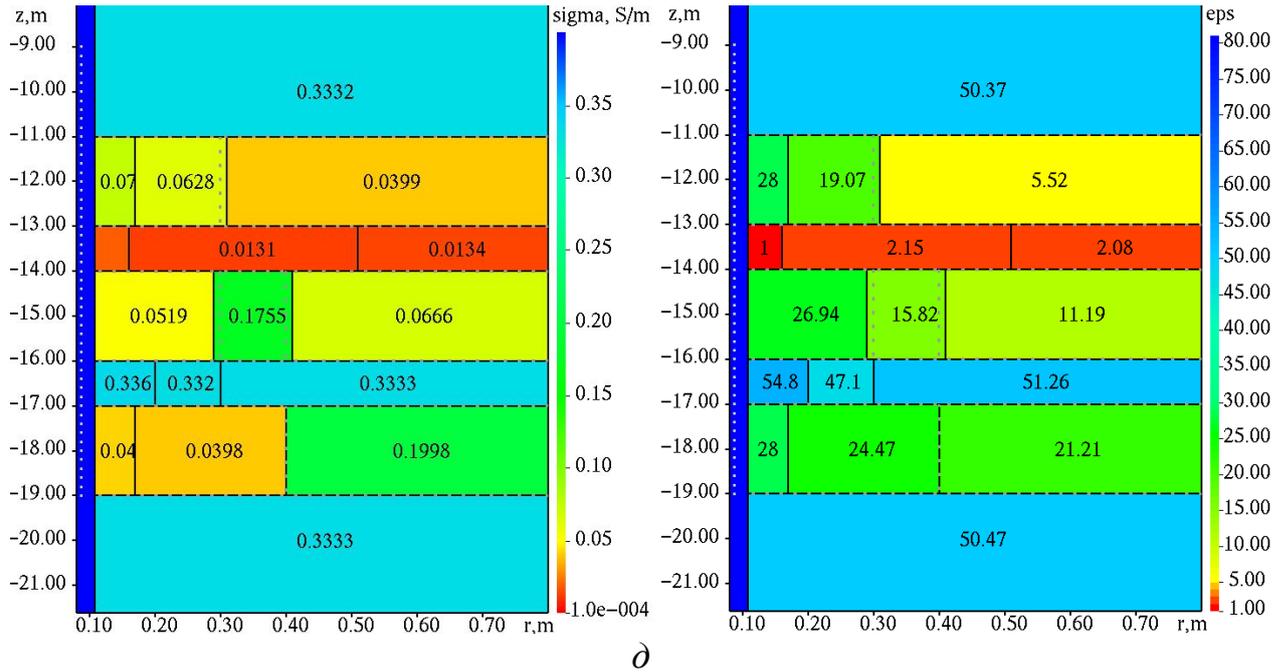
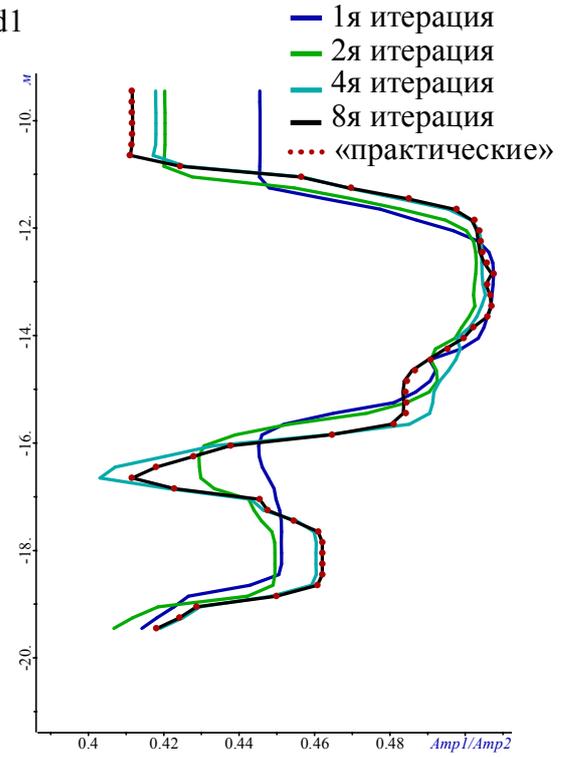
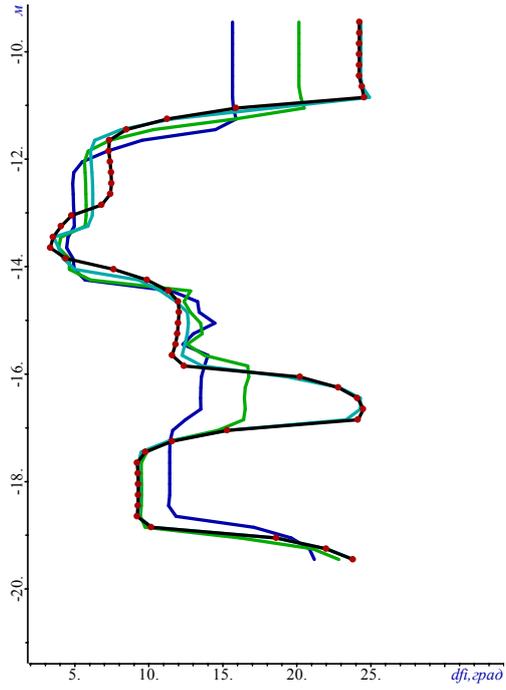


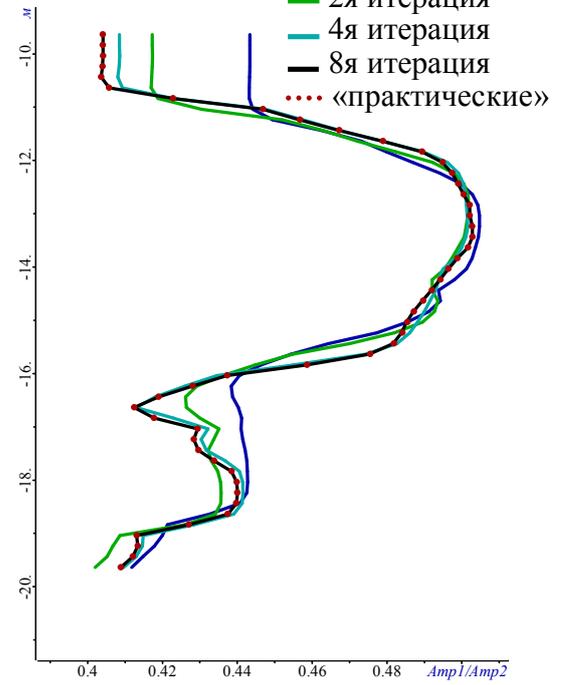
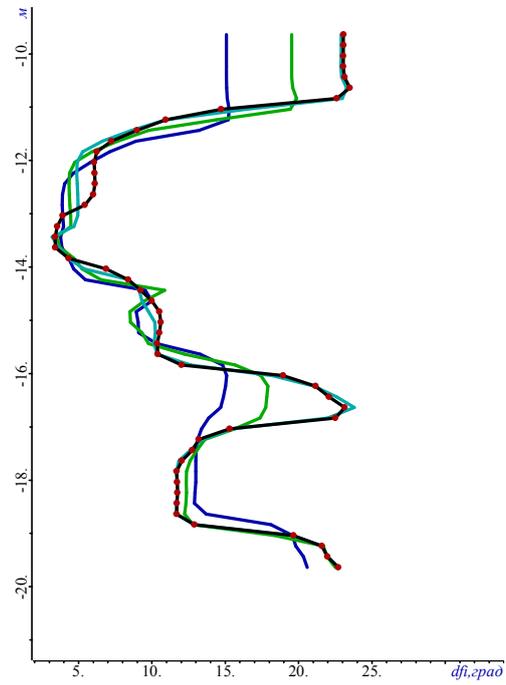
Рисунок 4.2 – Геоэлектрические модели, полученные в процессе нелинейной 2D-инверсии на 1-й, 2-й, 4-й, 6-й и 8-й итерациях (рисунки *a-d* соответственно)

zond1



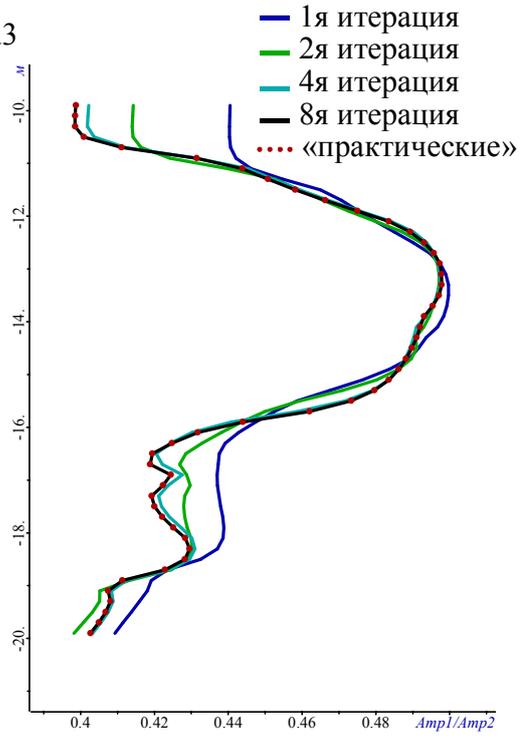
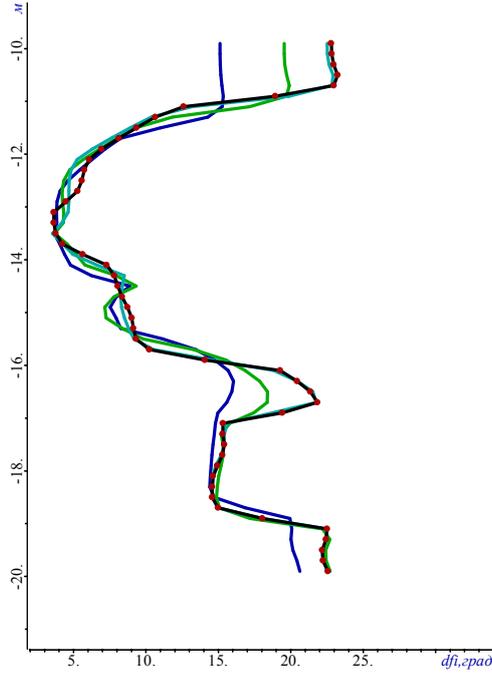
а

zond2



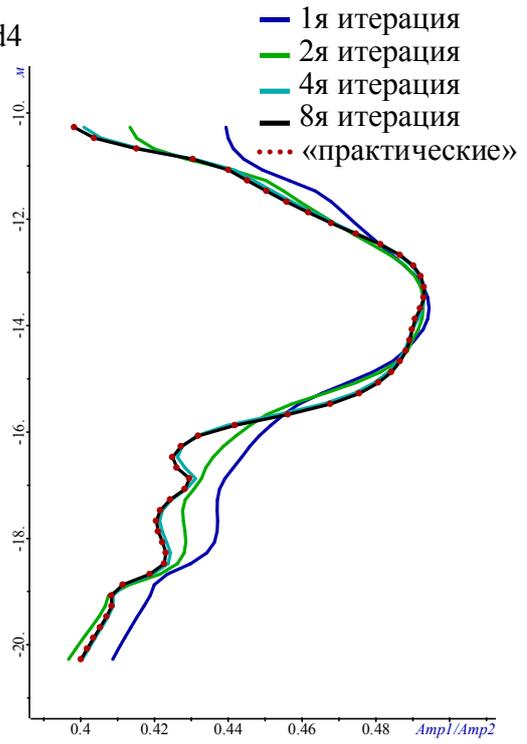
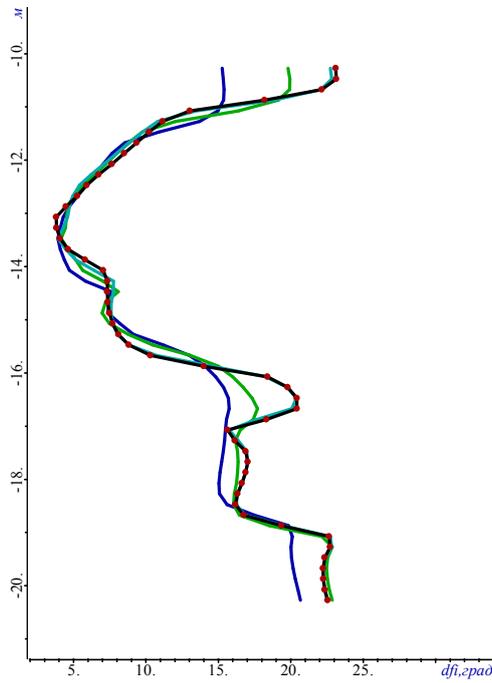
б

zond3



6

zond4



2

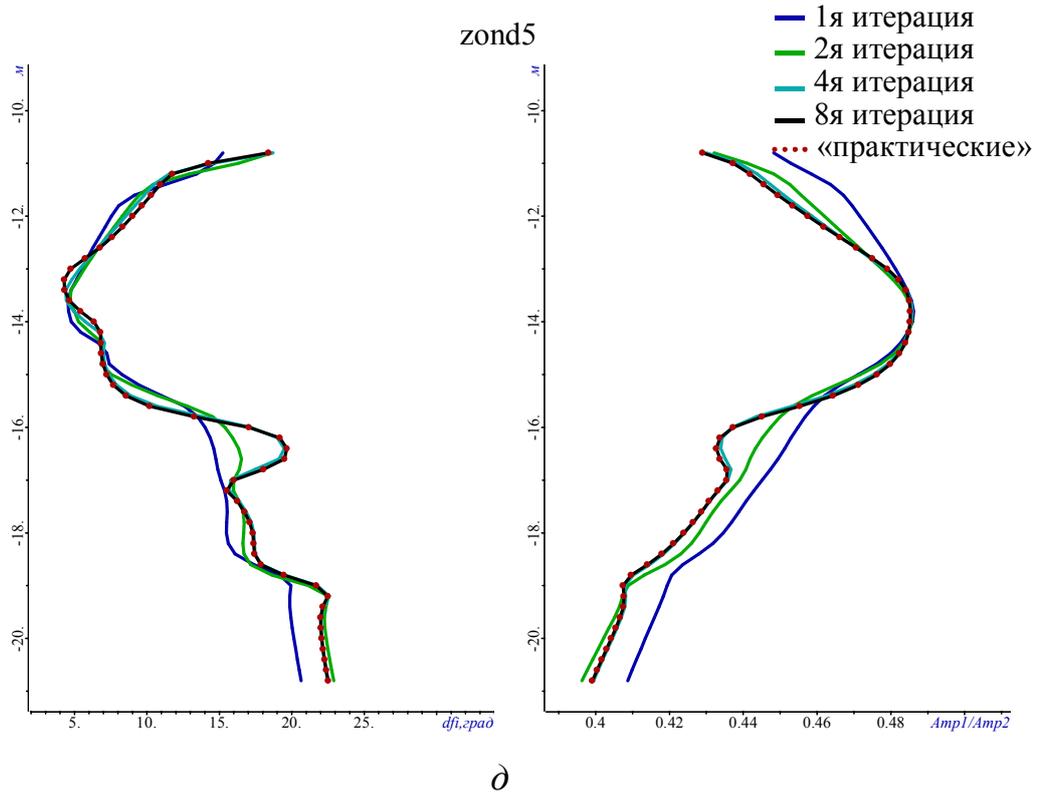


Рисунок 4.3 – Графики сигналов, соответствующие геоэлектрическим моделям, полученным на различных итерациях нелинейной 2D-инверсии (синий цвет – 1-я итерация, зеленый цвет – 2-я итерация, голубой цвет – 4-я итерация, черный цвет – 8-я итерация) в сравнении с «практическими» (точки красного цвета) для 1-5 зондов (рисунки *a-d* соответственно)

На рисунках 4.4*a,в* представлена итоговая геоэлектрическая модель, полученная на последней (11-й) итерации нелинейной инверсии. Белым пунктиром (как и ранее) показано положение границ истинной модели. Значение функционала для этой модели составляет $\Phi(\mathbf{b}^{11}) = 1.0082 \cdot 10^{-5}$. Для сопоставления на рисунках 4.4*б,г* представлена истинная геоэлектрическая модель.

В таблице 4.1 представлены значения параметров восстанавливаемой геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях нелинейной 2D-инверсии, и соответствующие значения функционала.

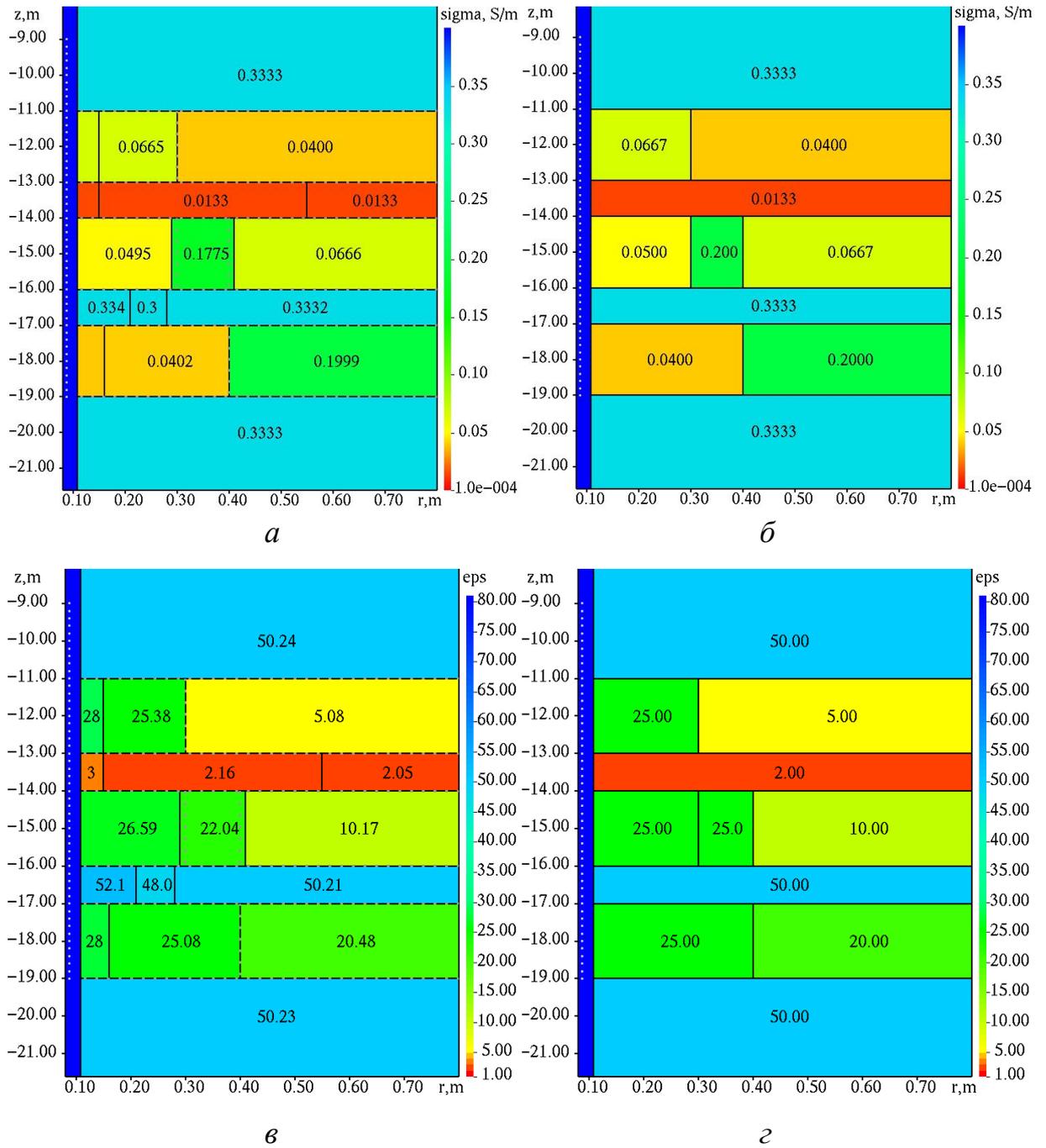


Рисунок 4.4 –Результат на 11-й итерации нелинейной 2D-инверсии (*a, v*) в сравнении с истинной моделью (*b, z*). Значение $\Phi(\mathbf{b}^{11}) = 1.0082 \cdot 10^{-5}$

Таблица 4.1 – Параметры геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях, и соответствующие значения функционала

Параметр	Номер итерации						
	0	1	2	4	6	8	11
σ_{01}	0.1	0.284718	0.345947	0.331956	0.333145	0.333267	0.333278
σ_{11}	0.1	0.163447	0.124539	0.074912	0.038071	0.042058	0.040048
σ_{12}	0.1	0.023583	0.005253	0.038721	0.039584	0.039757	0.040151
σ_{13}	0.1	0.171414	0.193752	0.201378	0.199742	0.199827	0.199858
σ_{21}	0.1	0.041179	0.002334	0.130877	0.32823	0.336271	0.333609
σ_{22}	0.1	0.098939	0.214411	0.467548	0.329651	0.332229	0.333969
σ_{23}	0.1	0.191583	0.231318	0.328353	0.332115	0.333259	0.333219
σ_{31}	0.1	0.283025	0.38152	0.130618	0.005822	0.051942	0.049543
σ_{32}	0.1	0.249166	0.140656	0.110794	0.131364	0.17551	0.177488
σ_{33}	0.1	0.045029	0.041407	0.065919	0.066133	0.066601	0.066613
σ_{41}	0.1	0.007316	0.004838	0.000327	0.029331	0.018479	0.014272
σ_{42}	0.1	0.020228	0.000264	0.000419	0.007607	0.013052	0.013277
σ_{43}	0.1	0.031146	0.044123	0.027614	0.007944	0.013364	0.013341
σ_{51}	0.1	0.07954	0.217953	0.228297	0.186497	0.074316	0.067539
σ_{52}	0.1	0.030581	0.027313	0.043749	0.039345	0.06281	0.066547
σ_{53}	0.1	0.022686	0.026843	0.031283	0.037497	0.039935	0.039982
σ_{61}	0.1	0.169681	0.260586	0.322722	0.327011	0.333166	0.333266
ϵ_{01}	5	3.946936	5.803803	53.96448	50.78356	50.46538	50.23355
ϵ_{11}	5	5.798397	11.01877	7.111591	7.412314	28.21295	27.63468
ϵ_{12}	5	2.58461	2.611635	13.03291	25.30095	24.46715	25.07821
ϵ_{13}	5	4.363577	2.281704	57.84369	21.95489	21.20577	20.47673
ϵ_{21}	5	2.96849	2.239468	1.681904	47.83607	54.8083	52.14638
ϵ_{22}	5	8.408453	8.037301	12.20843	40.25558	47.11167	48.02391
ϵ_{23}	5	21.21555	30.68313	71.47956	55.3149	51.25759	50.21459
ϵ_{31}	5	33.45117	58.99869	64.03996	54.57838	26.94442	26.58822
ϵ_{32}	5	4.560513	4.328736	29.04169	8.685816	15.82151	22.03554
ϵ_{33}	5	4.446787	4.041218	4.93124	11.36008	11.18924	10.17275
ϵ_{41}	5	4.395028	4.010974	2.581864	1.895711	1.126456	3.11809
ϵ_{42}	5	3.606126	2.297546	1.978629	1.748834	2.152256	2.160726
ϵ_{43}	5	4.219313	2.971838	1.512787	1.256863	2.083303	2.052815
ϵ_{51}	5	8.821852	3.085271	1.254176	13.11483	28.39091	28.13496
ϵ_{52}	5	4.29378	2.885259	22.24112	20.03277	19.06806	25.37503
ϵ_{53}	5	2.942663	1.380115	1.170331	15.86956	5.517318	5.082751
ϵ_{61}	5	1.47084	5.730295	67.82265	59.27555	50.36989	50.23993
Γ_{11}	0.2	0.18	0.17	0.14	0.15	0.17	0.16
Γ_{12}	0.3	0.31	0.34	0.42	0.4	0.4	0.4
Γ_{21}	0.2	0.18	0.2	0.2	0.2	0.2	0.21
Γ_{22}	0.3	0.31	0.29	0.26	0.28	0.3	0.28
Γ_{31}	0.2	0.18	0.18	0.16	0.22	0.29	0.29
Γ_{32}	0.3	0.31	0.38	0.47	0.45	0.41	0.41
Γ_{41}	0.2	0.18	0.22	0.19	0.18	0.16	0.15
Γ_{42}	0.3	0.31	0.37	0.32	0.42	0.51	0.55
Γ_{51}	0.2	0.18	0.17	0.15	0.14	0.17	0.15
Γ_{52}	0.3	0.31	0.32	0.28	0.37	0.31	0.3
Z_1	-18	-18.8	-19.04	-19	-19	-19	-19

Продолжение таблицы 4.1

Параметр	Номер итерации						
	0	1	2	4	6	8	11
z_2	-16.5	-16.68	-17.03	-16.95	-17	-17	-17
z_3	-15.5	-15.3	-15.5	-15.95	-16	-16	-16
z_4	-14.5	-14.45	-14.39	-14.21	-13.95	-14	-14
z_5	-13.5	-13.5	-13.48	-13.43	-13.15	-13	-13
z_6	-12	-11.54	-11.24	-11.04	-11.02	-11	-11
$\Phi(b)$	$1.260 \cdot 10^2$	11.863	5.2275	1.5766	$1.917 \cdot 10^{-1}$	$6.814 \cdot 10^{-5}$	$1.008 \cdot 10^{-5}$

Из представленных на рисунке 4.4 и в таблице 4.1 результатов видно, что восстановленная геоэлектрическая модель практически полностью соответствует истинной как по значениям удельной электрической проводимости, так и по значениям относительной диэлектрической проницаемости. Подобранные границы (показанные черным цветом), разбивающие блоки, в которых были подобраны разные значения удельной электрической проводимости и/или относительной диэлектрической проницаемости, практически полностью совпадают с границами истинной модели. Остальные же границы были фактически подобраны как фиктивные (т.е. по результатам подбора эти границы разделяют блоки с очень близкими значениям проводимости и относительной диэлектрической проницаемости), что также соответствует истинной модели, в которой эти границы фактически отсутствуют.

Была также проанализирована ситуация, когда по данным, синтезированным для модели с неоднородной диэлектрической проницаемостью, в качестве неизвестных параметров в 2D-инверсии брались только значения проводимости и координат границ блоков, а относительная диэлектрическая проницаемость у всех блоков была зафиксирована равной $\tilde{\epsilon} = 1$. При этом 2D-инверсия выполнялась в двух вариантах. В первом варианте подбор, как и в приведенных выше примерах, осуществлялся как по разности фаз, так и по отношению амплитуд. Во втором варианте подбор геоэлектрической модели осуществлялся только по разности фаз. Результаты подбора в обоих вариантах приведены на рисунке 4.5 и в таблице 4.2.

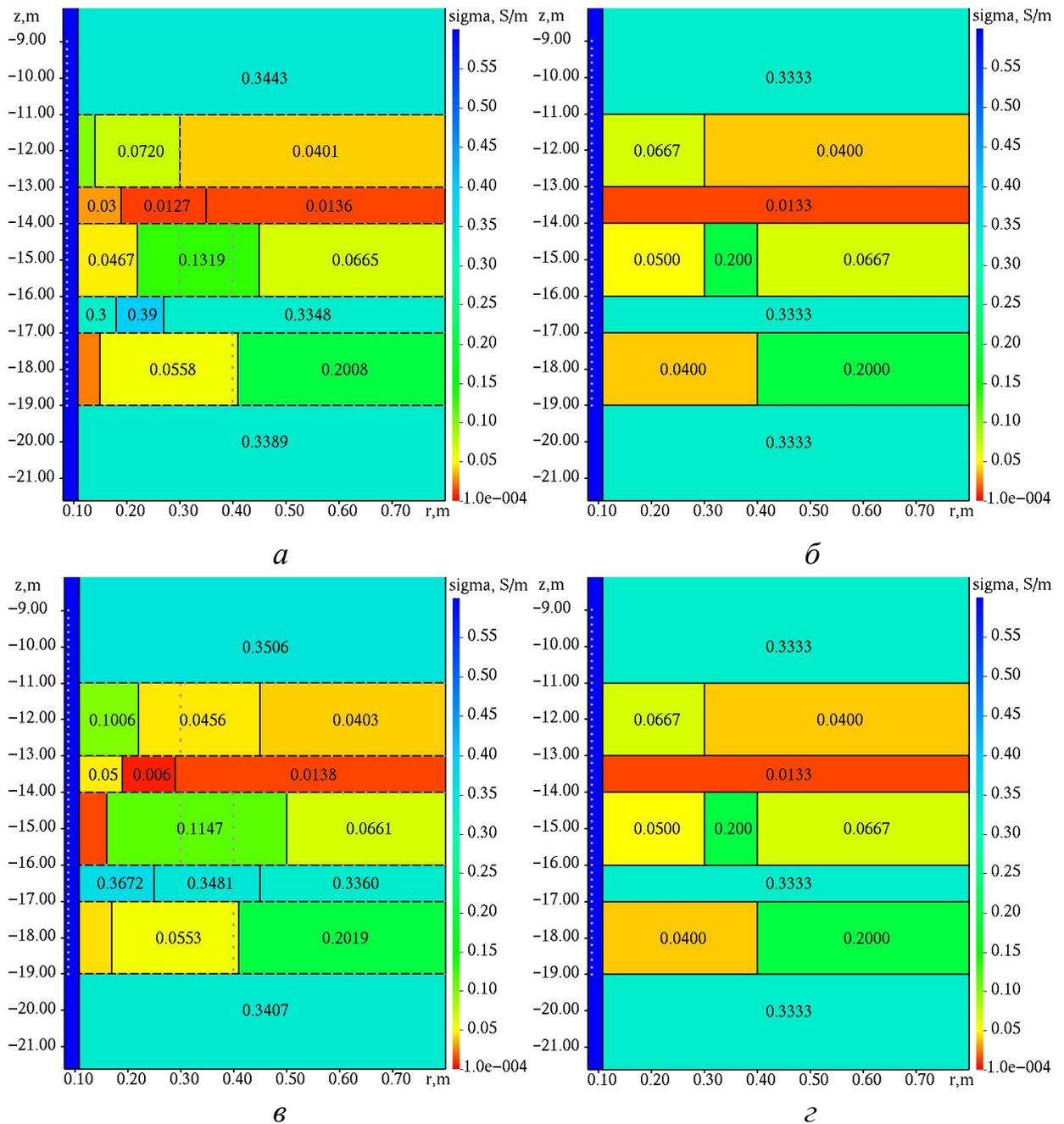


Рисунок 4.5 – Геоэлектрические модели, полученные в результате 2D-инверсии при поиске геометрических параметров и значений удельной электрической проводимости в варианте 1 (*a*) и в варианте 2 (*в*), в сравнении с истинной моделью (*б, г*)

Из приведенных результатов видно, что полученное распределение проводимости и геометрических параметров в варианте 1 являются достаточно близкими к истинной модели. В варианте же 2 полученные за счет неучета неоднородной диэлектрической проницаемости отклонения параметров модели являются гораздо более существенными. Значение же функционала, наоборот, в первом

случае выше ($\Phi(\mathbf{b}) = 5.5747 \cdot 10^{-2}$), чем во втором ($\Phi(\mathbf{b}) = 1.9205 \cdot 10^{-2}$). Это связано с тем, что при одновременном использовании в качестве исходных данных разности фаз и отношения амплитуд влияние диэлектрической проницаемости гораздо более неэквивалентно изменению проводимости, чем при использовании, например, только разности фаз.

Таблица 4.2 – Параметры геоэлектрической модели, полученные в результате 2D-инверсии в варианте 1 и в варианте 2, и соответствующие значения функционала

Параметр	Значения параметров в варианте 1		Значения параметров в варианте 2	
	Стартовая модель	14я итерация	Стартовая модель	13я итерация
σ_{01}	0.1	0.338933	0.1	0.340739
σ_{11}	0.1	0.024411	0.1	0.043256
σ_{12}	0.1	0.055837	0.1	0.055336
σ_{13}	0.1	0.200845	0.1	0.201896
σ_{21}	0.1	0.329611	0.1	0.367213
σ_{22}	0.1	0.394942	0.1	0.348125
σ_{23}	0.1	0.334763	0.1	0.335999
σ_{31}	0.1	0.046743	0.1	0.015021
σ_{32}	0.1	0.131943	0.1	0.114659
σ_{33}	0.1	0.066508	0.1	0.066053
σ_{41}	0.1	0.030792	0.1	0.046767
σ_{42}	0.1	0.012663	0.1	0.006105
σ_{43}	0.1	0.013641	0.1	0.01375
σ_{51}	0.1	0.098936	0.1	0.10057
σ_{52}	0.1	0.071994	0.1	0.045579
σ_{53}	0.1	0.040148	0.1	0.04027
σ_{61}	0.1	0.344335	0.1	0.350596
ϵ_{01}	1	1	1	1
ϵ_{11}	1	1	1	1
ϵ_{12}	1	1	1	1
ϵ_{13}	1	1	1	1
ϵ_{21}	1	1	1	1
ϵ_{22}	1	1	1	1
ϵ_{23}	1	1	1	1
ϵ_{31}	1	1	1	1
ϵ_{32}	1	1	1	1
ϵ_{33}	1	1	1	1
ϵ_{41}	1	1	1	1
ϵ_{42}	1	1	1	1
ϵ_{43}	1	1	1	1
ϵ_{51}	1	1	1	1
ϵ_{52}	1	1	1	1
ϵ_{53}	1	1	1	1
ϵ_{61}	1	1	1	1
Γ_{11}	0.2	0.15	0.2	0.17

Продолжение таблицы 4.2

Параметр	Значения параметров в варианте 1		Значения параметров в варианте 2	
	Стартовая модель	14я итерация	Стартовая модель	13я итерация
Γ_{12}	0.3	0.41	0.3	0.41
Γ_{21}	0.2	0.18	0.2	0.25
Γ_{22}	0.3	0.27	0.3	0.45
Γ_{31}	0.2	0.22	0.2	0.16
Γ_{32}	0.3	0.45	0.3	0.5
Γ_{41}	0.2	0.19	0.2	0.19
Γ_{42}	0.3	0.35	0.3	0.29
Γ_{51}	0.2	0.14	0.2	0.22
Γ_{52}	0.3	0.3	0.3	0.45
z_1	-18	-18.99	-18	-18.99
z_2	-16.5	-17	-16.5	-17
z_3	-15.5	-16	-15.5	-16
z_4	-14.5	-14	-14.5	-14
z_5	-13.5	-13	-13.5	-13
z_6	-12	-11	-12	-10.99
$\Phi(\mathbf{b})$	$1.2418 \cdot 10^2$	$5.5747 \cdot 10^{-2}$	$1.2216 \cdot 10^2$	$1.9205 \cdot 10^{-2}$

Таким образом, при использовании рассматриваемого диапазона частот и ниже принципиально можно восстанавливать среду в околоскважинном пространстве только по параметру удельной электрической проводимости (даже в случае неоднородной диэлектрической проницаемости), но при этом лучше использовать весь набор данных: как разности фаз, так и отношения амплитуд.

4.2 Обоснование возможности проведения 2D-инверсии по участкам

Возможность выполнения 2D-инверсии по участкам является важным в двух аспектах. Во-первых, хотелось бы обеспечить получение оперативных данных об околоскважинной структуре среды в процессе бурения, а, во-вторых, с уменьшением размера обрабатываемого участка существенно сокращается время на выполнение процедуры 2D-инверсии. Последнее является очень важным фактором применимости этого программного обеспечения на практике.

Рассмотрим работоспособность предлагаемого алгоритма на примере модели среды (геоэлектрическая модель б), представленной на рисунке 4.6. Модель б по сравнению с моделью 3 осложнена тем, что вне области наблюдения теперь за-

дадим неоднородную по проводимости и диэлектрической проницаемости область.

Стартовую модель будем формировать аналогично тому, как это было описано в разделе 2.2. Поскольку в кривых (рисунок 4.6) появилось больше относительно резких изменений сигнала, слоев в стартовой модели было задано больше. Кроме того, с учетом того, что это участок траектории, вверх и вниз добавлено еще по одному слою. Эта стартовая модель представлена на рисунке 4.7, а значение функционала составляет $\Phi(\mathbf{b}^0) = 1.2715 \cdot 10^2$.

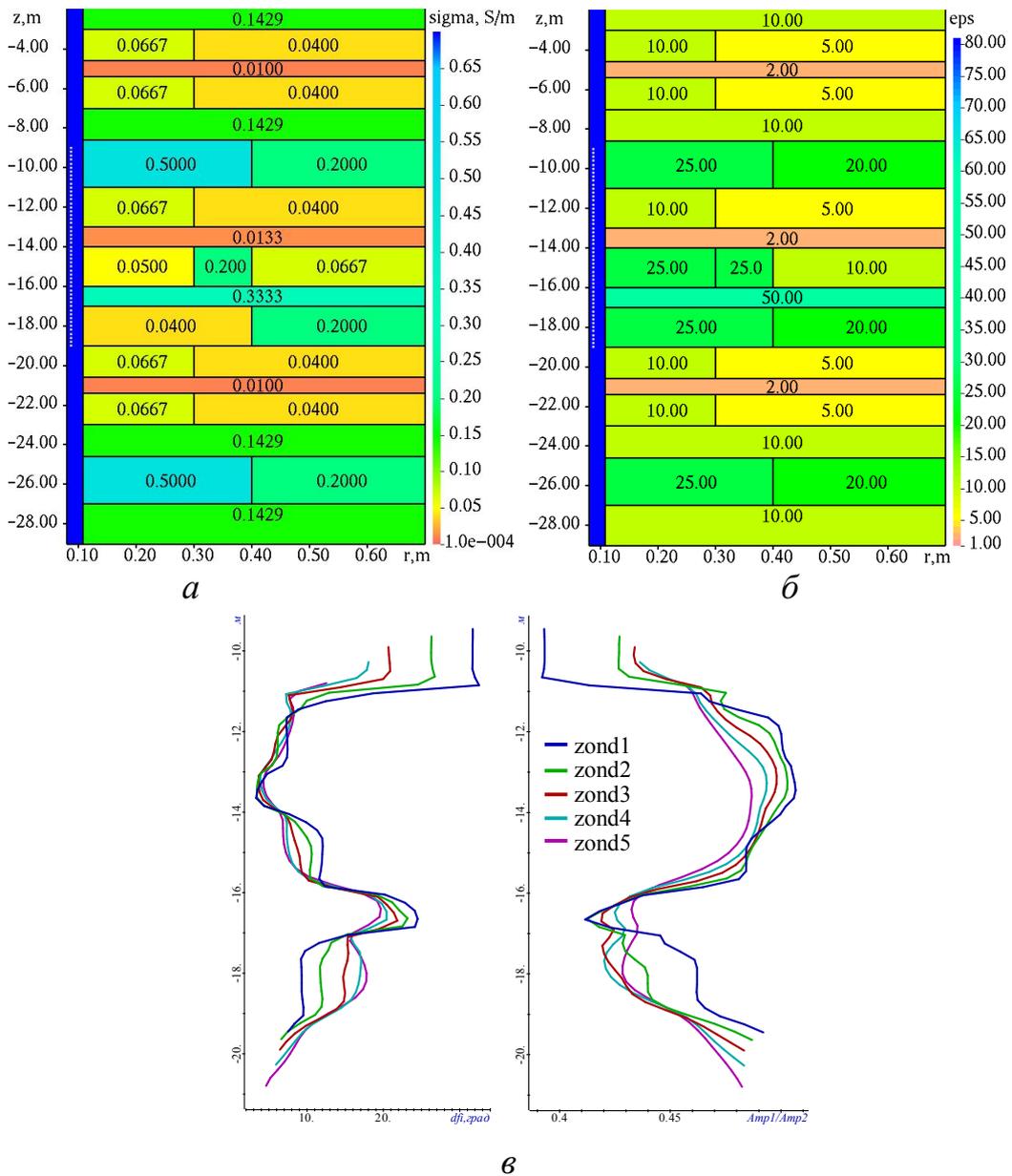
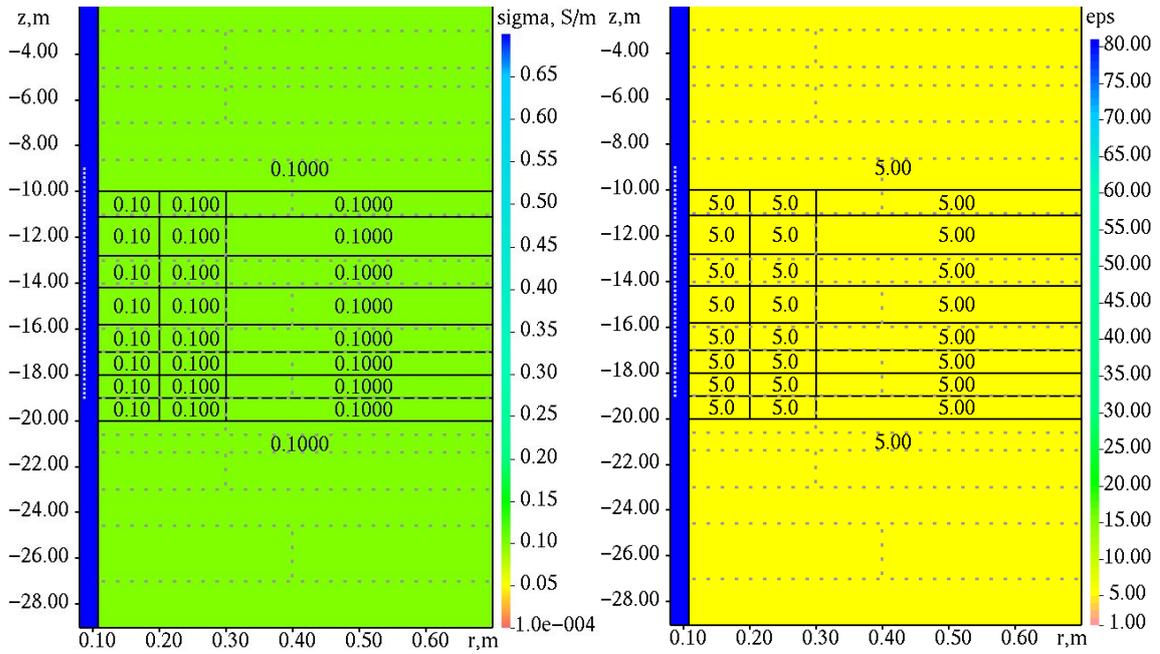
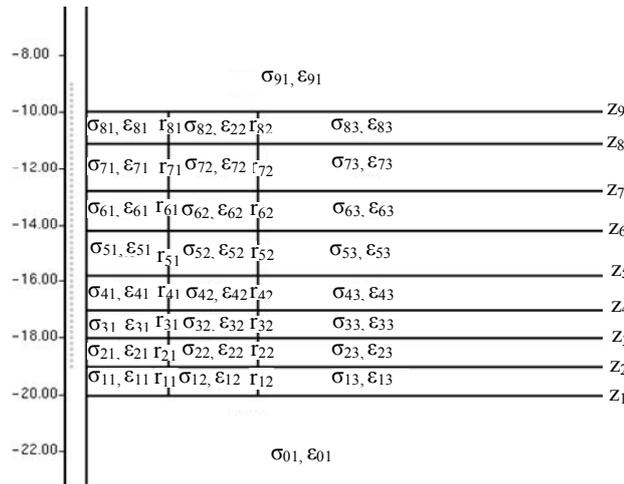


Рисунок 4.6 – Осложненная геоэлектрическая модель б: распределение значений удельной электрической проводимости (а) и диэлектрической проницаемости (б), графики сигналов (в)



a

б



в

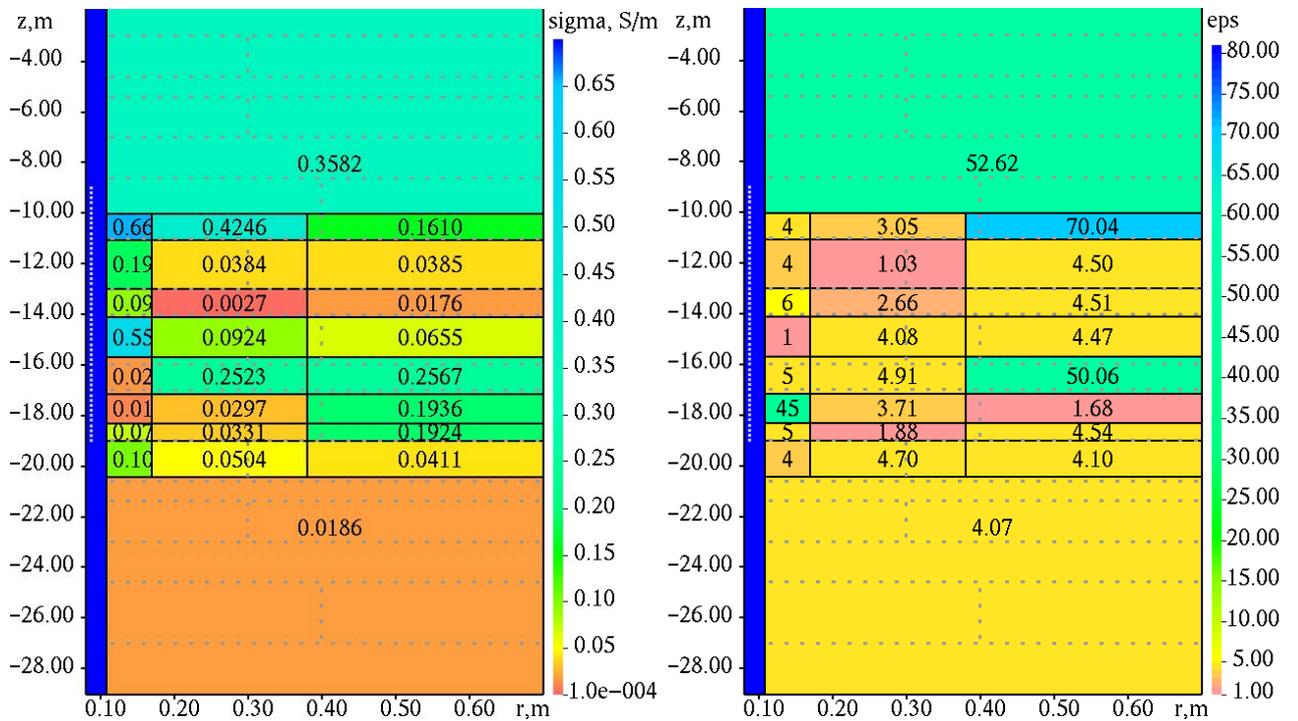
Рисунок 4.7 – Стартовая геoeлектрическая модель проводимости (*a*) и диeлектрической проницаемости (*б*), условные обозначения искоемых параметров на стартовой модели (*в*)

На рисунке 4.8 представлены геoeлектрические модели, полученные на 1-й, 2-й, 4-й, 6-й и 8-й итерациях процесса нелинейной 2D-инверсии, и соответствующие значения функционала невязки, а на рисунке 4.9 – графики сигналов, рассчитанных для получаемых на этих итерациях геoeлектрических моделей в сравнении с «практическими» сигналами.

На рисунках 4.10а,в представлена итоговая геоэлектрическая модель, полученная на последней (12-й) итерации нелинейной инверсии. Белым пунктиром (как и ранее) показано положение границ истинной модели. Значение функционала для этой модели составляет $\Phi(\mathbf{b}^{12}) = 1.5479 \cdot 10^{-4}$. Для сопоставления на рисунках 4.10б,г представлена истинная геоэлектрическая модель.

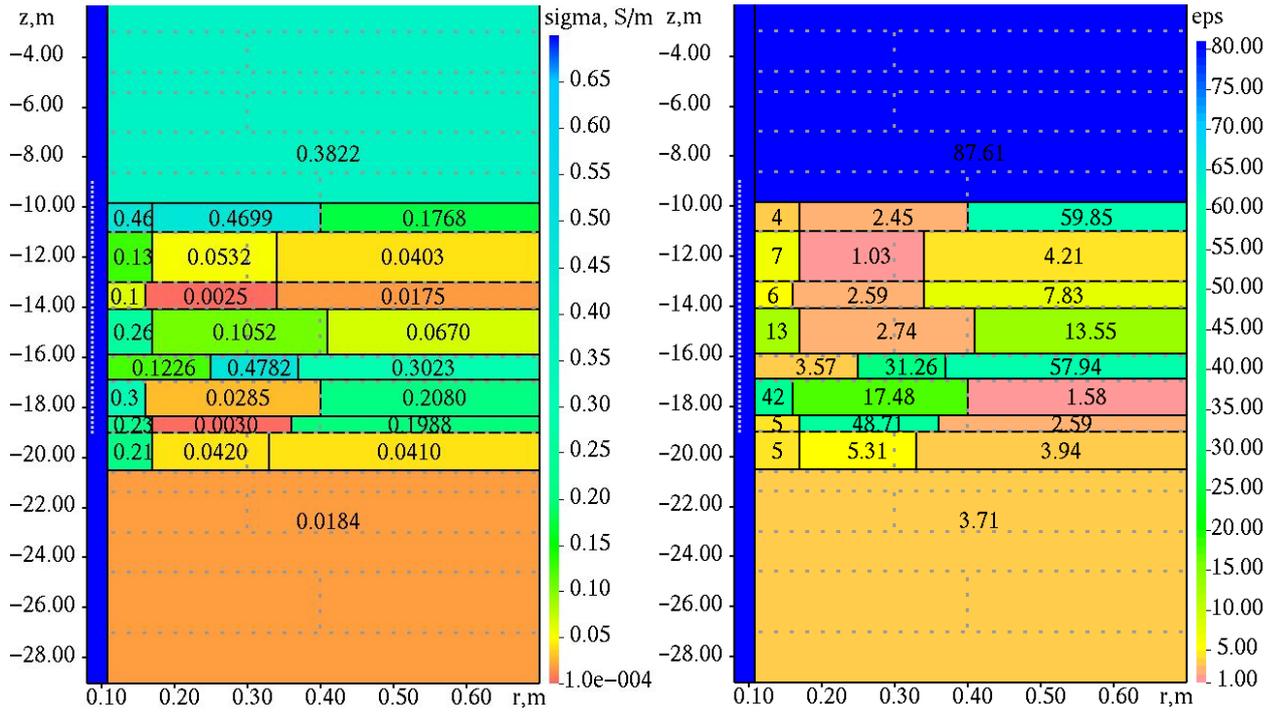
Белым сплошным контуром обведен блок, внутри которого, судя по полученным результатам, геоэлектрическая модель гарантированно восстанавливается с хорошей точностью по данным с участка траектории.

1-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^1) = 1.6961$



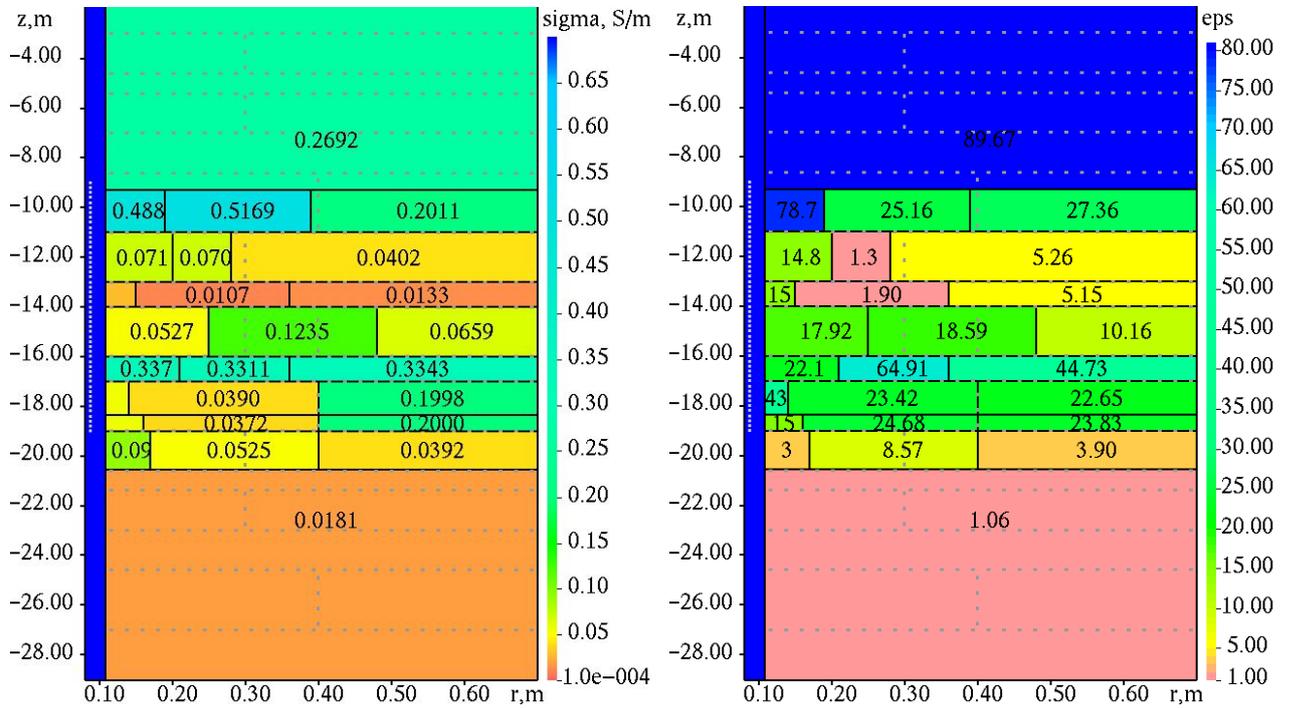
a

2-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^2) = 5.2748 \cdot 10^{-1}$



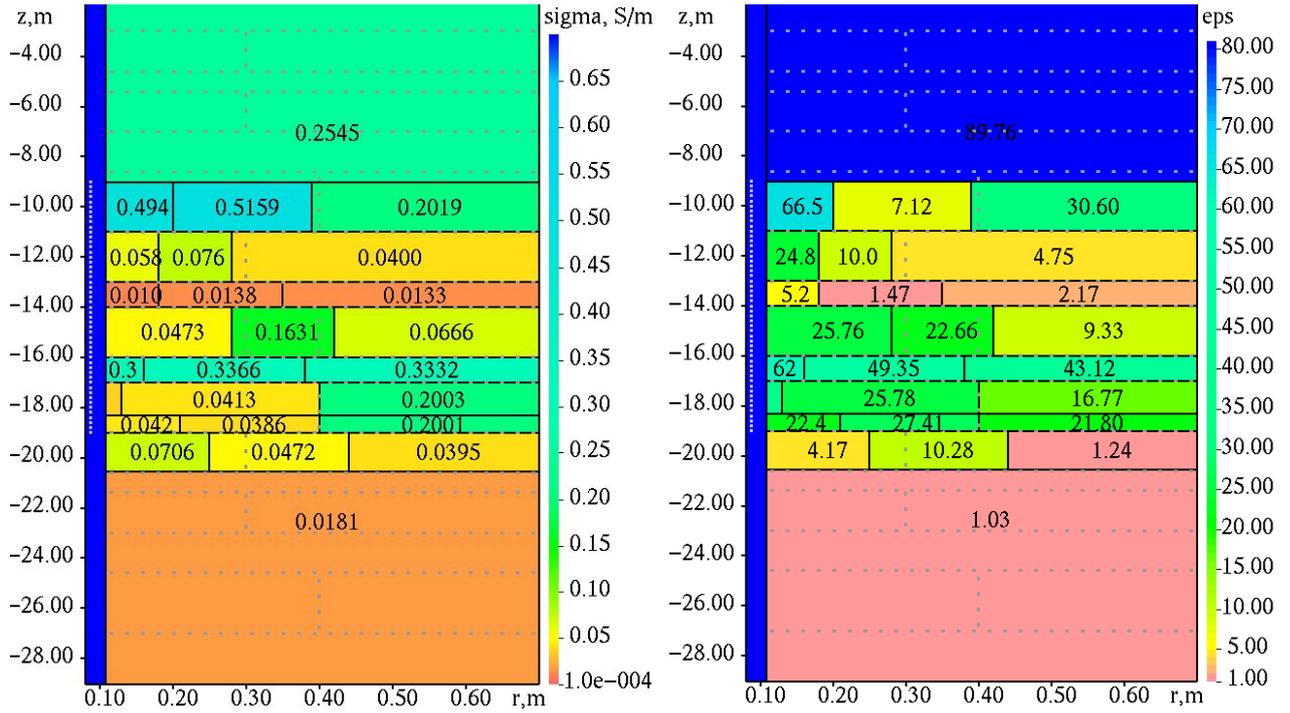
б

4-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^4) = 8.767 \cdot 10^{-3}$



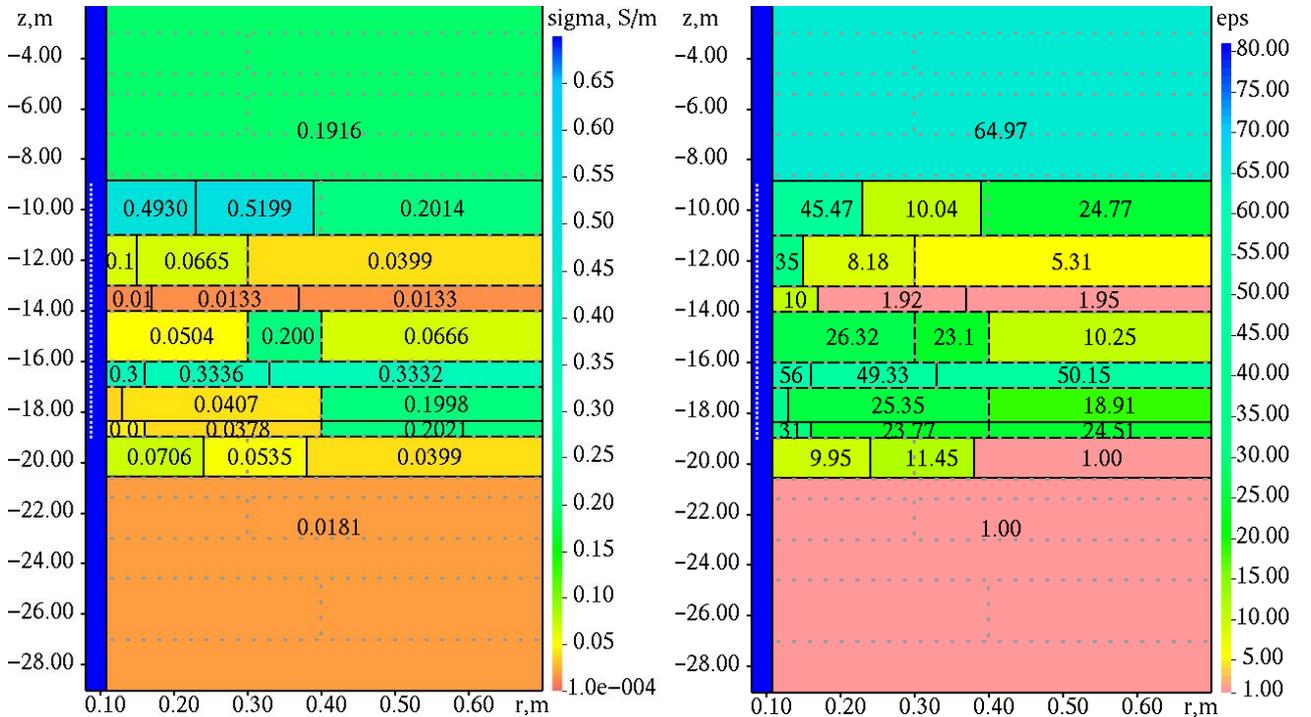
в

6-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^6) = 1.4241 \cdot 10^{-3}$



2

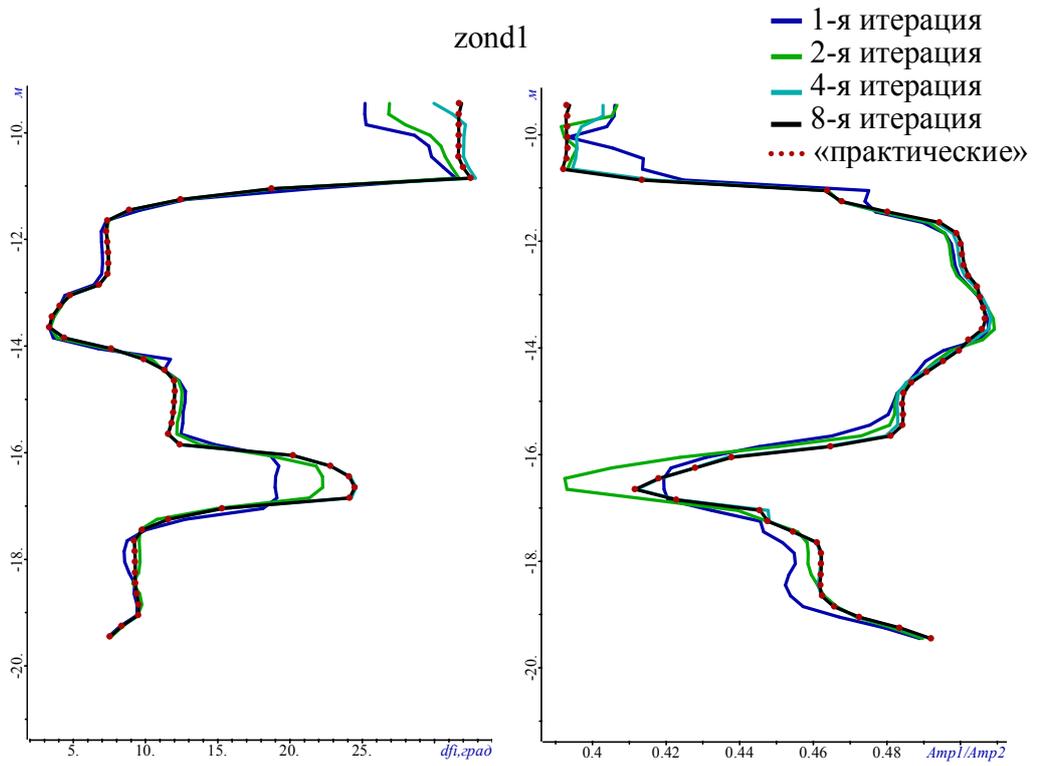
8-я итерация. $\Phi(\mathbf{b}^8) = 3.5776 \cdot 10^{-4}$



д

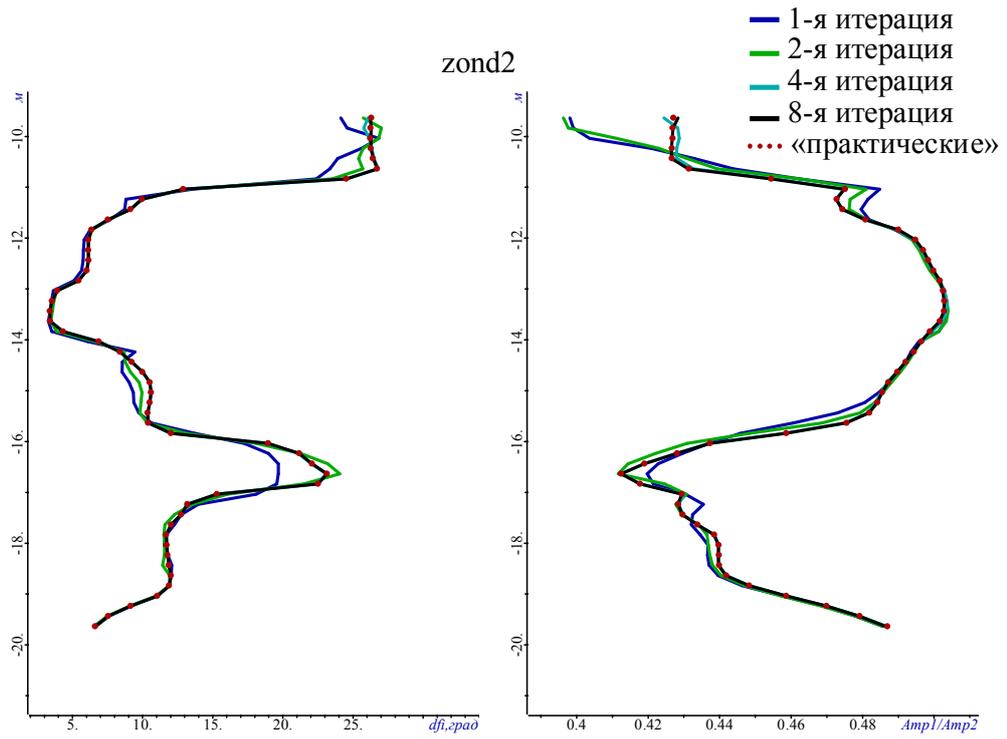
Рисунок 4.8 – Геоэлектрические модели, полученные в процессе нелинейной 2D-инверсии на 1-й, 2-й, 4-й, 6-й и 8-й итерациях (рисунки а-д соответственно)

zond1

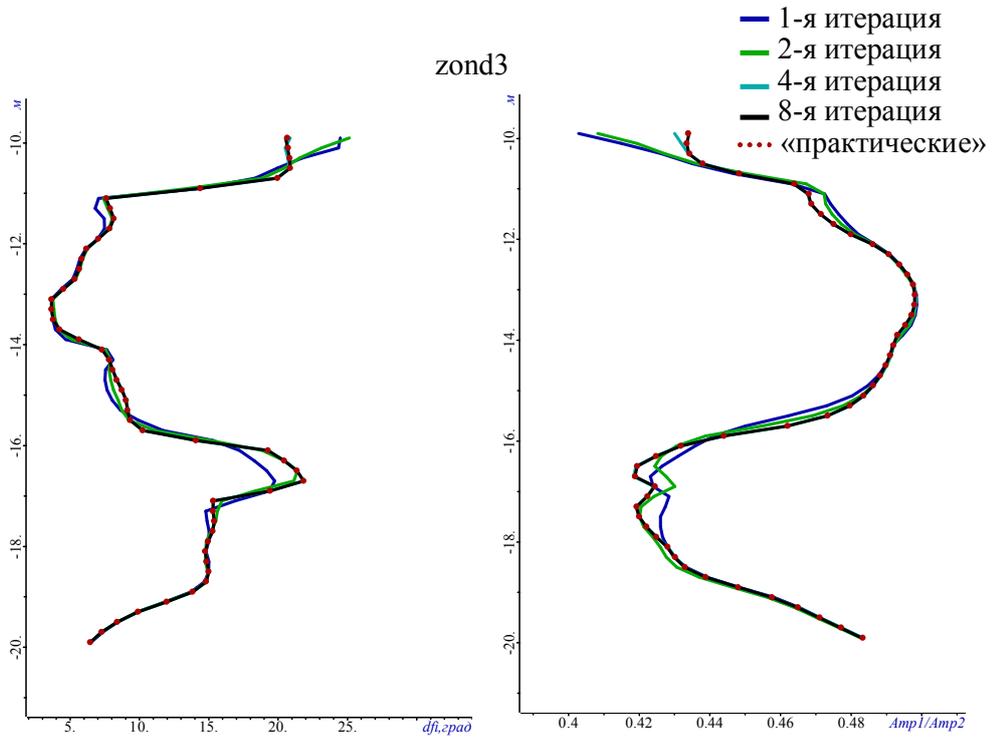


а

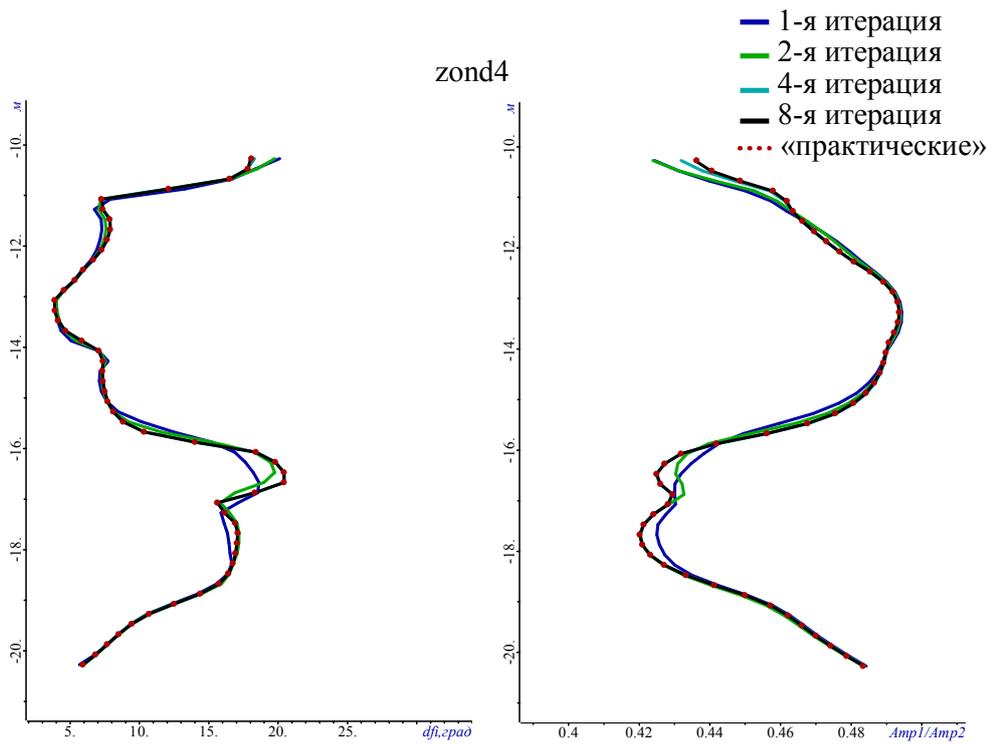
zond2



б



6



2

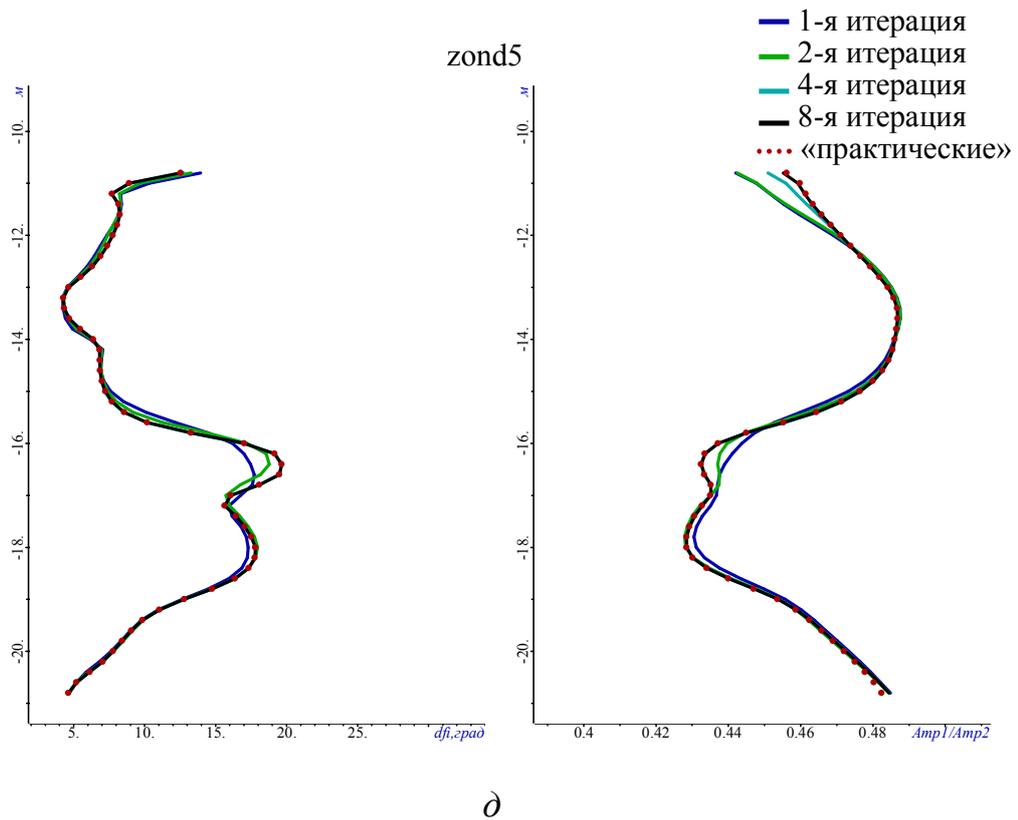


Рисунок 4.9 – Графики сигналов, соответствующие геоэлектрическим моделям, полученным на различных итерациях нелинейной 2D-инверсии (синий цвет – 1-я итерация, зеленый цвет – 2-я итерация, голубой цвет – 4-я итерация, черный цвет – 8-я итерация) в сравнении с «практическими» (точки красного цвета) для 1-5 зондов (рисунки *a-d* соответственно)

В таблице 4.3 представлены значения параметров восстанавливаемой геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях нелинейной 2D-инверсии, и соответствующие значения функционала.

Результаты, представленные на рисунке 4.10 и в таблице 4.3, демонстрируют хорошее совпадение параметров восстановленной и истинной модели внутри выделенного блока.

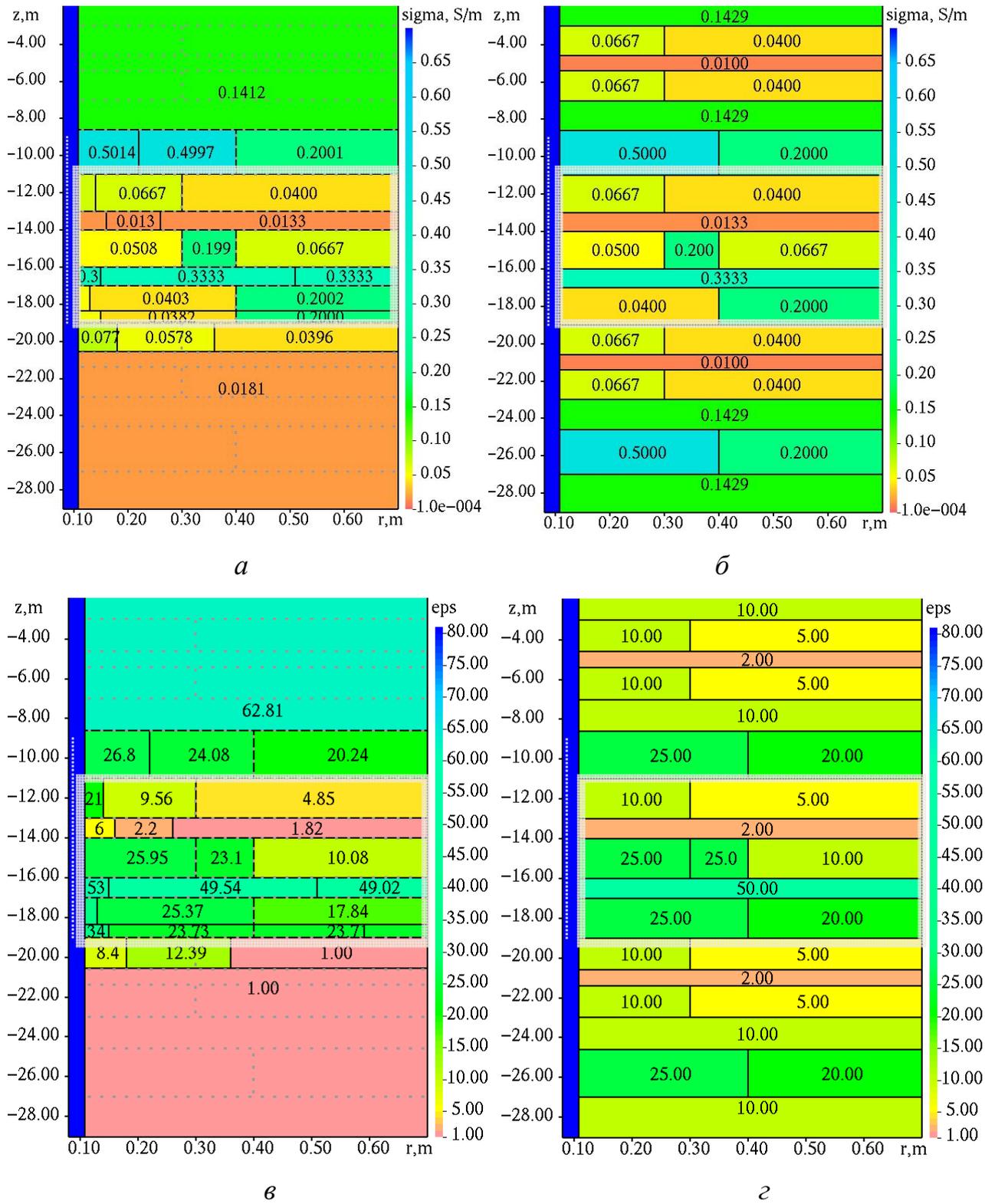


Рисунок 4.10 – Результат на 12-й итерации нелинейной 2D-инверсии (*a, в*) в сравнении с истинной моделью (*б, г*). Значение $\Phi(\mathbf{b}^{12}) = 1.5479 \cdot 10^{-4}$

Таблица 4.3 – Параметры геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях, и соответствующие значения функционала

Параметр	Номер итерации						
	0	1	2	4	6	8	12
σ_{01}	0.1	0.01857	0.018355	0.018117	0.018099	0.018115	0.018089
σ_{11}	0.1	0.102393	0.214538	0.092996	0.070647	0.070553	0.07746
σ_{12}	0.1	0.050438	0.042008	0.052526	0.047214	0.053502	0.057821
σ_{13}	0.1	0.041101	0.041042	0.039243	0.039507	0.039873	0.039613
σ_{21}	0.1	0.074012	0.22538	0.057665	0.0424	0.045251	0.054015
σ_{22}	0.1	0.033102	0.003049	0.03723	0.038575	0.037831	0.038177
σ_{23}	0.1	0.192359	0.198762	0.199998	0.200077	0.202088	0.199978
σ_{31}	0.1	0.010628	0.318027	0.055728	0.035713	0.037096	0.051423
σ_{32}	0.1	0.029711	0.028452	0.039043	0.041297	0.040724	0.040336
σ_{33}	0.1	0.19356	0.207962	0.1998	0.200311	0.19978	0.200246
σ_{41}	0.1	0.01613	0.12256	0.336951	0.327819	0.334032	0.338788
σ_{42}	0.1	0.252256	0.478192	0.331145	0.336625	0.333578	0.333268
σ_{43}	0.1	0.256671	0.302312	0.334345	0.3332	0.333221	0.333266
σ_{51}	0.1	0.552703	0.259424	0.052695	0.047296	0.050365	0.050805
σ_{52}	0.1	0.092376	0.105247	0.123504	0.163119	0.199595	0.199227
σ_{53}	0.1	0.065535	0.067003	0.065879	0.066562	0.066643	0.066685
σ_{61}	0.1	0.093949	0.063668	0.029056	0.010485	0.012976	0.015152
σ_{62}	0.1	0.002727	0.002458	0.010737	0.013804	0.013299	0.01322
σ_{63}	0.1	0.017578	0.017485	0.013295	0.013287	0.013333	0.013342
σ_{71}	0.1	0.185806	0.126163	0.07118	0.05816	0.065626	0.069225
σ_{72}	0.1	0.038401	0.05317	0.070242	0.075691	0.066459	0.066659
σ_{73}	0.1	0.038527	0.040304	0.040192	0.040034	0.039937	0.040011
σ_{81}	0.1	0.656319	0.456576	0.487817	0.493995	0.492991	0.501394
σ_{82}	0.1	0.424637	0.469896	0.516866	0.51593	0.519893	0.499672
σ_{83}	0.1	0.161029	0.176781	0.201145	0.201911	0.201365	0.200067
σ_{91}	0.1	0.358166	0.382224	0.269219	0.254458	0.191588	0.141212
ϵ_{01}	5	4.065429	3.707805	1.056809	1.028754	1.004905	1.001185
ϵ_{11}	5	3.896014	4.720971	3.364856	4.168921	9.949383	8.39538
ϵ_{12}	5	4.700081	5.305504	8.56999	10.28355	11.45363	12.39023
ϵ_{13}	5	4.098481	3.94136	3.896722	1.244675	1.003529	1.000503
ϵ_{21}	5	4.740175	4.825275	15.39964	22.36756	30.94212	34.05108
ϵ_{22}	5	1.884547	48.71371	24.67774	27.40812	23.77476	23.72551
ϵ_{23}	5	4.538773	2.591219	23.82883	21.79985	24.51183	23.71002
ϵ_{31}	5	45.35814	41.58459	42.9673	37.96365	36.20407	32.74488
ϵ_{32}	5	3.706518	17.48246	23.42187	25.77747	25.34705	25.37072
ϵ_{33}	5	1.679063	1.576996	22.64815	16.77396	18.90516	17.84302
ϵ_{41}	5	4.843739	3.570403	22.07046	61.62059	56.46129	52.90857
ϵ_{42}	5	4.910061	31.26349	64.90501	49.34659	49.32541	49.53513
ϵ_{43}	5	50.05701	57.93591	44.73412	43.12262	50.14678	49.01872
ϵ_{51}	5	1.439024	12.98747	17.9155	25.75924	26.32162	25.94751
ϵ_{52}	5	4.076169	2.737583	18.58835	22.65886	23.10035	23.1471
ϵ_{53}	5	4.471034	13.55344	10.16028	9.327182	10.25025	10.08115
ϵ_{61}	5	5.624747	5.681039	14.66939	5.155081	10.12407	5.598757
ϵ_{62}	5	2.660765	2.586804	1.89871	1.469532	1.917846	2.231045
ϵ_{63}	5	4.506709	7.833716	5.145199	2.17498	1.953454	1.816167
ϵ_{71}	5	3.570252	6.536211	14.82188	24.76515	34.52951	20.55772
ϵ_{72}	5	1.025936	1.025082	1.286468	9.973322	8.177818	9.561861
ϵ_{73}	5	4.502549	4.211935	5.256049	4.748283	5.31429	4.854543

Продолжение таблицы 4.3

Пара метр	Номер итерации						
	0	1	2	4	6	8	12
ε_{81}	5	4.307366	3.730075	78.74466	66.48538	45.46583	26.83346
ε_{82}	5	3.053593	2.448846	25.15987	7.123206	10.04066	24.08436
ε_{83}	5	70.03514	59.84642	27.36428	30.59772	24.76822	20.24323
ε_{91}	5	52.62403	87.60531	89.67476	89.7618	64.96545	62.81171
Γ_{11}	0.2	0.17	0.17	0.17	0.25	0.24	0.18
Γ_{12}	0.3	0.38	0.33	0.4	0.44	0.38	0.36
Γ_{21}	0.2	0.17	0.17	0.16	0.21	0.16	0.15
Γ_{22}	0.3	0.38	0.36	0.4	0.4	0.4	0.4
Γ_{31}	0.2	0.17	0.16	0.14	0.13	0.13	0.13
Γ_{32}	0.3	0.38	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Γ_{41}	0.2	0.17	0.25	0.21	0.16	0.16	0.15
Γ_{42}	0.3	0.38	0.37	0.36	0.38	0.33	0.51
Γ_{51}	0.2	0.17	0.17	0.25	0.28	0.3	0.3
Γ_{52}	0.3	0.38	0.41	0.48	0.42	0.4	0.4
Γ_{61}	0.2	0.17	0.16	0.15	0.18	0.17	0.16
Γ_{62}	0.3	0.38	0.34	0.36	0.35	0.37	0.26
Γ_{71}	0.2	0.17	0.17	0.2	0.18	0.15	0.14
Γ_{72}	0.3	0.38	0.34	0.28	0.28	0.3	0.3
Γ_{81}	0.2	0.17	0.17	0.19	0.2	0.23	0.22
Γ_{82}	0.3	0.38	0.4	0.39	0.39	0.39	0.4
Z_1	-20	-20.42	-20.52	-20.56	-20.55	-20.55	-20.55
Z_2	-19	-19.01	-19	-19	-19	-18.99	-19
Z_3	-18	-18.31	-18.35	-18.35	-18.33	-18.34	-18.36
Z_4	-17	-17.15	-16.89	-17	-17	-17	-17
Z_5	-15.8	-15.71	-15.89	-16	-16	-16	-16
Z_6	-14.2	-14.13	-14.09	-14	-14	-14	-14
Z_7	-12.8	-12.99	-12.98	-13	-13	-13	-13
Z_8	-11.1	-11.06	-11	-11	-11	-11	-11
Z_9	-10	-10.03	-9.83	-9.28	-9.02	-8.84	-8.59
$\Phi(b)$	$1.2715 \cdot 10^2$	1.6961	$5.275 \cdot 10^{-1}$	$8.767 \cdot 10^{-3}$	$1.424 \cdot 10^{-3}$	$3.578 \cdot 10^{-4}$	$1.548 \cdot 10^{-4}$

Необходимо также отметить, что электрофизические параметры слоев, один из которых расположен выше, а другой – ниже контура, также были восстановлены достаточно корректно. Это обеспечивает возможность дополнительного контроля корректного восстановления геоэлектрических моделей на соседних участках.

Заметим также, что в стартовой модели (даже не считая дополнительно введенных слоев) было задано больше слоев, чем в истинной модели. Полученные результаты показывают, что и в этом случае геоэлектрическая модель будет восстановлена корректно – одному слою истинной модели будет соответствовать два

слоя в восстановленной модели с очень близкими электрофизическими параметрами.

В целом, представленные в данном разделе результаты дают обоснование возможности проведения корректной многомерной инверсии по участкам с восстановлением адекватной геоэлектрической модели околоскважинного пространства.

4.3 Анализ влияния зашумления сигналов на результаты геометрической 2D-инверсии

Влияние зашумления практических данных на результаты геометрической 2D-инверсии будем исследовать на геоэлектрической модели 2 сложнопостроенного коллектора с неоднородными удельной электрической проводимостью и относительной диэлектрической проницаемостью (рисунок 2.12).

Зададим шум, распределенный по нормальному закону, со среднеквадратичным отклонением для разности фаз равным 0.3 градуса, а для отношения амплитуд – равным 0.0017. При этом максимальное отклонение для разности фаз составило 0.63 градуса, а в отношении амплитуд – 4 % относительно их максимального различия.

На рисунках 4.11*а,в* представлен результат работы 2D-инверсии по зашумленным данным, а на рисунках 4.11*б,г* для сравнения приведена истинная модель.

Из рисунка видно, что удельная электрическая проводимость и горизонтальные границы пластов восстановились практически точно. Однако значения диэлектрической проницаемости в изучаемой области можно признать достаточно корректными лишь в среднем по слою. Это связано с тем, что уровень шума (особенно с понижением частоты) превышает уровень влияния относительной диэлектрической проницаемости на измеряемый сигнал и радиальная разрешающая способность относительно этого параметра падает (он начинает влиять только как осредненный).

Значение функционала для полученной по зашумленным данным модели равно $\Phi(\mathbf{b}^{24}) = 2.4283 \cdot 10^{-1}$. При этом значение функционала для истинной моде-

ли является более высоким и составляет $\Phi(\mathbf{b}^{ист}) = 2.6713 \cdot 10^{-1}$, что подтверждает сделанные выше выводы. Графики зашумленных («практических») данных (красные точки), а также графики, рассчитанные для восстановленной (полученной) геоэлектрической модели (рисунках 4.11а,в) и для истинной модели (рисунках 4.11б,г) приведены на рисунке 4.12. В таблице 4.4 представлены параметры геоэлектрических моделей, получаемые на промежуточных итерациях.

Заметим, что выход из итерационного процесс произошел по достижению коэффициент релаксации β минимального значения (т.е. получаемые на очередной итерации приращения были уже слишком малы – раздел 1.1).

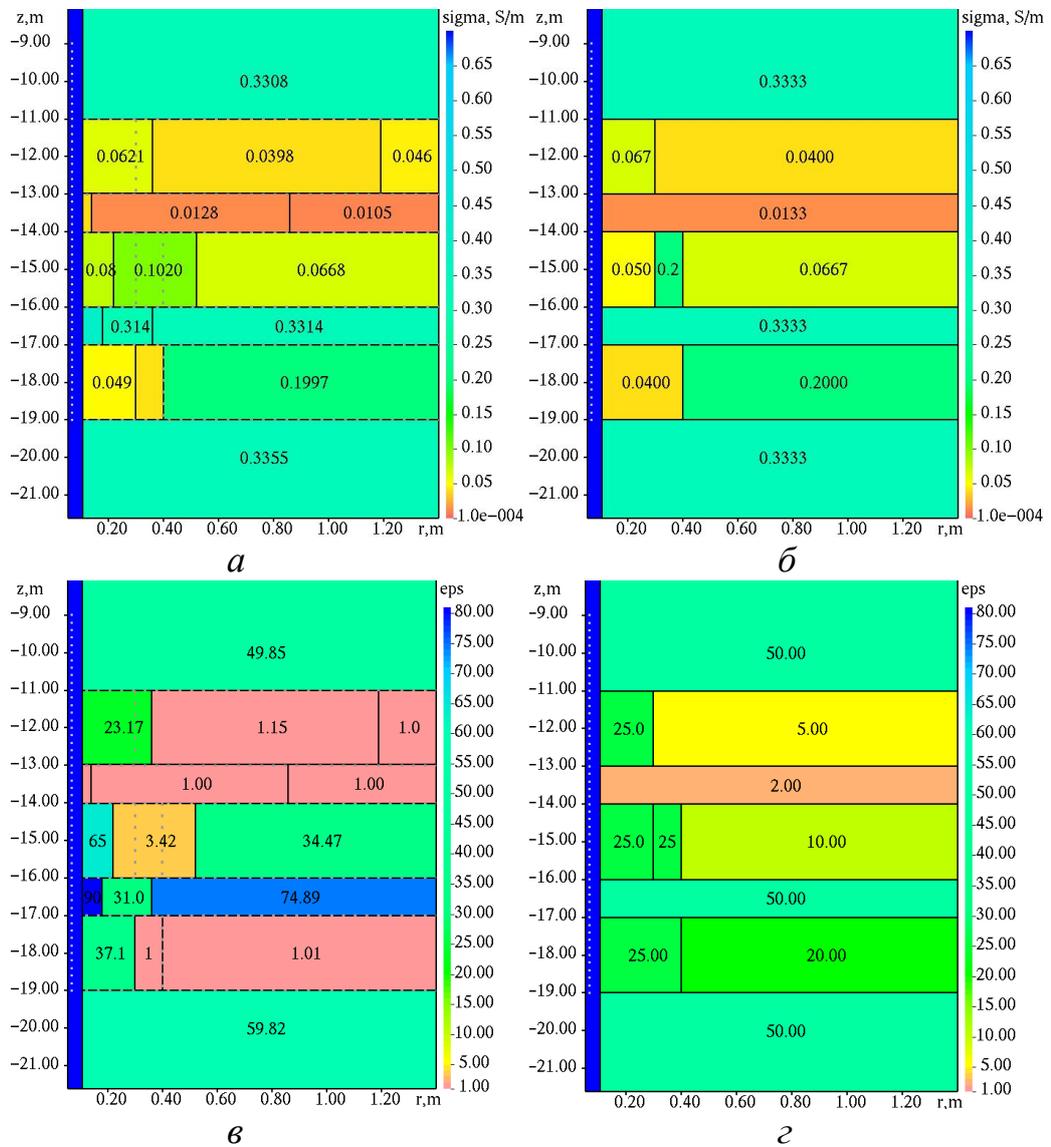
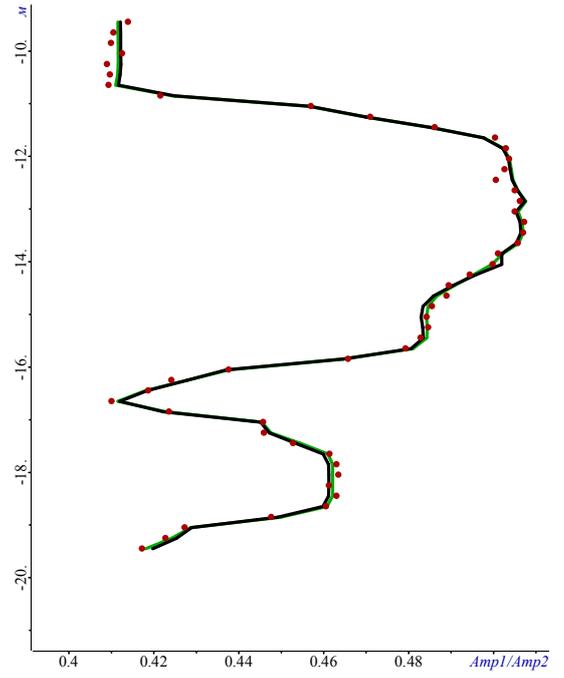
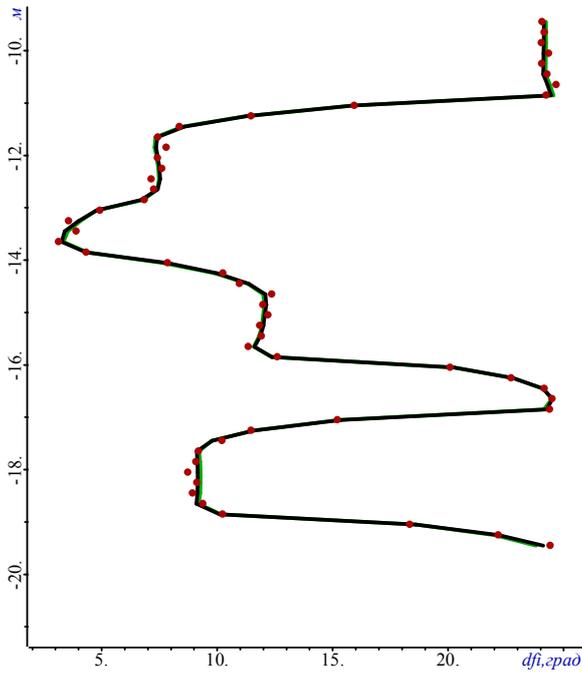


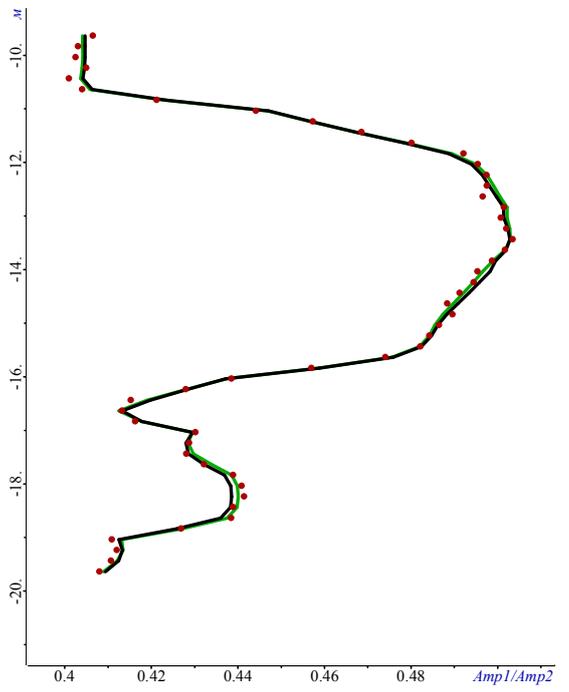
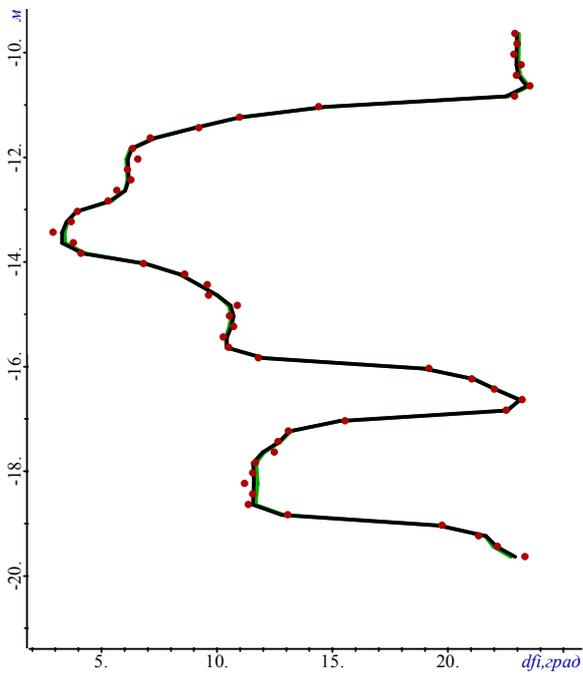
Рисунок 4.11 – Итоговая геоэлектрическая модель, полученная на последней итерации нелинейной инверсии (*а,в*) по зашумленным данным, в сравнении с истинной моделью (*б,г*)

zond1



a

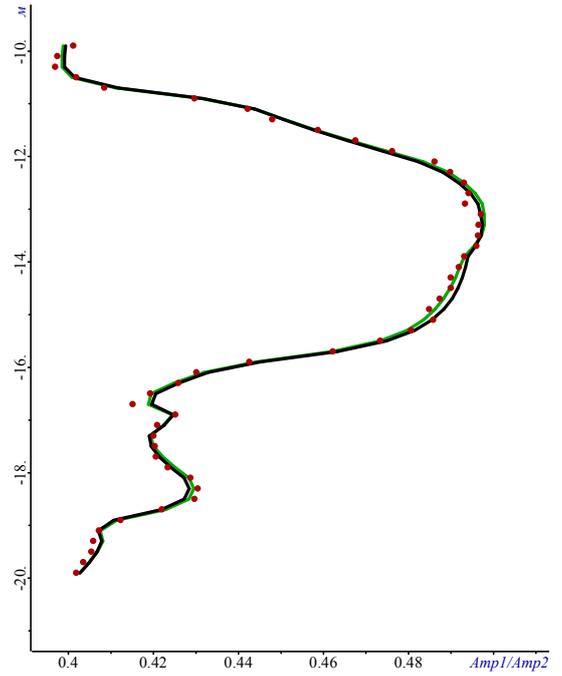
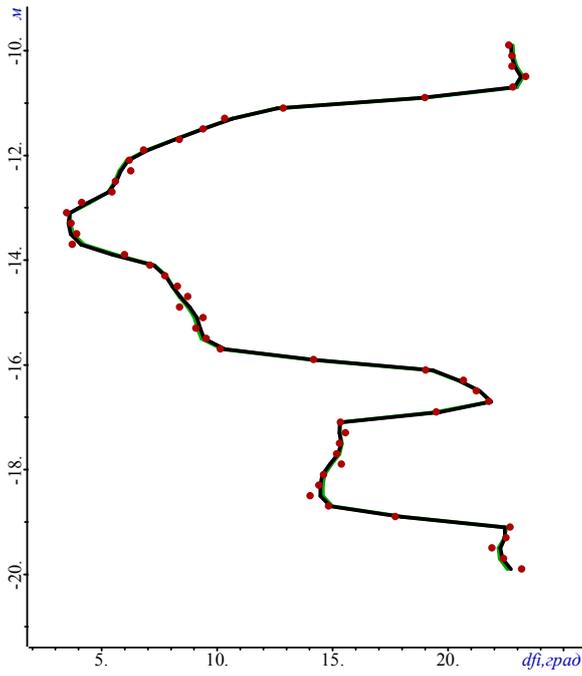
zond2



б

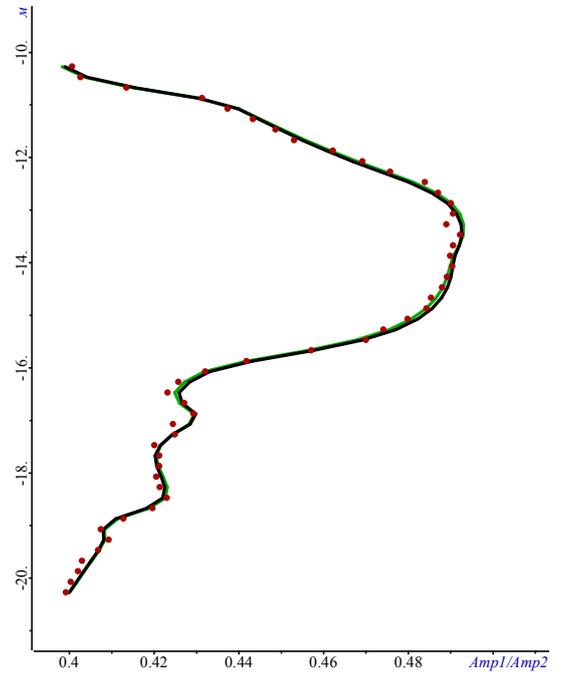
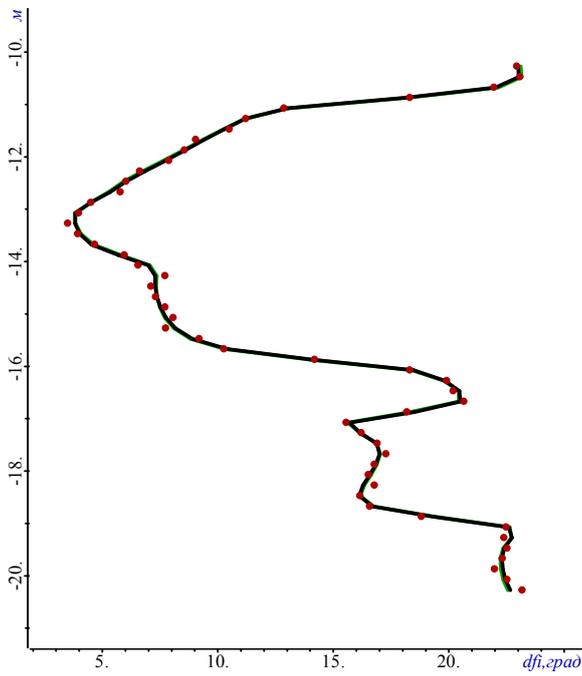
110

zond3

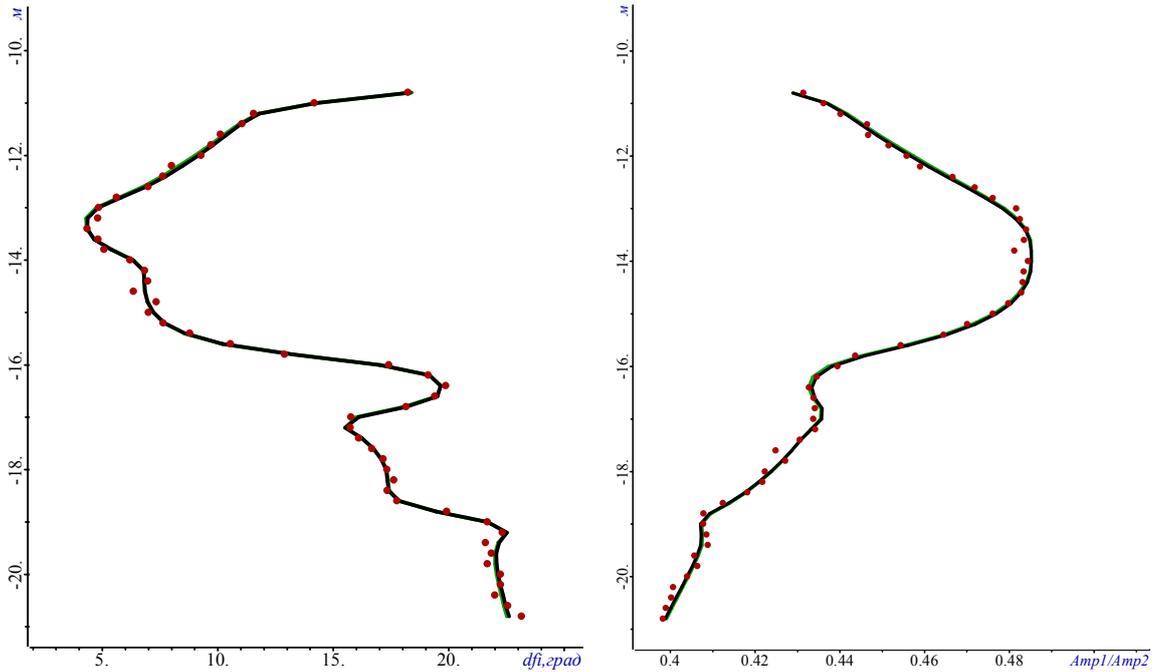


6

zond4



2



δ

Рисунок 4.12 – Графики разности фаз и отношения амплитуд: «практические» данные с шумом (показаны красными точками), теоретические данные (показаны черными сплошными линиями) для модели, представленной на рисунках 4.11а, в, и теоретические данные для истинной модели (показаны зелеными сплошными линиями) для 1-5 зондов (рисунки а-д соответственно)

Таблица 4.4 – Параметры геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях, и соответствующие значения функционала

Параметр	Номер итерации						
	0	1	2	3	4	10	24
σ_{01}	0.1	0.301412	0.339309	0.335328	0.332675	0.335277	0.335513
σ_{11}	0.1	0.026827	0.032524	0.066382	0.004694	0.049115	0.049091
σ_{12}	0.1	0.033727	0.003559	0.033633	0.072053	0.039639	0.041073
σ_{13}	0.1	0.17469	0.182016	0.201934	0.203943	0.19962	0.199686
σ_{21}	0.1	0.04283	0.020075	0.002302	0.02578	0.453523	0.405515
σ_{22}	0.1	0.098578	0.207546	0.401357	0.692922	0.288636	0.313569
σ_{23}	0.1	0.194069	0.232461	0.273935	0.304523	0.331719	0.331428
σ_{31}	0.1	0.268681	0.508307	0.526302	0.356017	0.073815	0.075875
σ_{32}	0.1	0.252068	0.128578	0.099518	0.099664	0.101037	0.101988
σ_{33}	0.1	0.045485	0.046929	0.060487	0.065649	0.066208	0.066768
σ_{41}	0.1	0.007828	0.002406	0.001572	0.000514	0.037643	0.038151
σ_{42}	0.1	0.018301	0.008855	0.001589	0.001233	0.010985	0.012803
σ_{43}	0.1	0.031287	0.038847	0.029977	0.023639	0.011663	0.010533
σ_{51}	0.1	0.072318	0.223933	0.165025	0.144756	0.071937	0.062109

Продолжение таблицы 4.4

Параметр	Номер итерации						
	0	1	2	3	4	10	24
σ_{52}	0.1	0.029544	0.017006	0.033242	0.041444	0.034359	0.039795
σ_{53}	0.1	0.021177	0.025977	0.028656	0.031397	0.041955	0.045668
σ_{61}	0.1	0.146434	0.198406	0.262717	0.297621	0.330615	0.330844
ε_{01}	5	3.915942	21.58143	60.5293	61.35965	60.63067	59.8172
ε_{11}	5	5.921921	10.82175	12.30858	13.78177	34.6502	37.13075
ε_{12}	5	2.482231	2.59714	6.832541	8.211741	2.289627	1.010918
ε_{13}	5	4.321648	2.39619	1.967961	25.32591	3.172996	1.011934
ε_{21}	5	2.866253	2.267674	1.789898	1.085954	79.65987	89.80574
ε_{22}	5	8.149307	7.167377	9.594307	9.64723	27.03442	31.00815
ε_{23}	5	20.74611	30.67627	65.36833	81.23462	64.63072	74.88805
ε_{31}	5	36.26515	60.66636	63.17947	84.29455	64.55856	64.88098
ε_{32}	5	1.478238	1.318344	1.291991	17.38465	5.541753	3.416162
ε_{33}	5	4.493765	4.048914	3.125857	17.23247	34.94873	34.47181
ε_{41}	5	4.411977	3.98494	3.034313	2.07702	1.209416	1.603472
ε_{42}	5	3.586288	2.116984	1.885174	1.761498	1.027776	1.000011
ε_{43}	5	4.190201	2.759283	1.373039	1.220399	1.001682	1.000008
ε_{51}	5	8.582911	2.125397	1.844386	1.456674	27.92564	23.16881
ε_{52}	5	3.914587	2.180707	1.133445	4.102314	7.32394	1.152507
ε_{53}	5	2.845014	2.632081	1.462192	1.073072	1.017049	1.000187
ε_{61}	5	1.702478	1.610077	21.98218	57.10752	50.15341	49.84632
Γ_{11}	0.2	0.18	0.23	0.25	0.22	0.3	0.3
Γ_{12}	0.3	0.31	0.33	0.4	0.45	0.4	0.4
Γ_{21}	0.2	0.18	0.2	0.21	0.22	0.16	0.18
Γ_{22}	0.3	0.31	0.29	0.26	0.26	0.25	0.36
Γ_{31}	0.2	0.18	0.17	0.17	0.15	0.22	0.22
Γ_{32}	0.3	0.31	0.38	0.4	0.48	0.53	0.52
Γ_{41}	0.2	0.18	0.22	0.25	0.24	0.18	0.14
Γ_{42}	0.3	0.31	0.38	0.34	0.32	0.43	0.86
Γ_{51}	0.2	0.18	0.17	0.16	0.16	0.31	0.36
Γ_{52}	0.3	0.31	0.32	0.29	0.3	0.44	1.19
Z_1	-18	-18.88	-18.98	-19	-19	-19	-19
Z_2	-16.5	-16.69	-17.13	-16.97	-16.98	-17.01	-17.01
Z_3	-15.5	-15.3	-15.51	-15.71	-15.88	-16	-16
Z_4	-14.5	-14.43	-14.35	-14.26	-14.2	-14	-14.01
Z_5	-13.5	-13.52	-13.47	-13.46	-13.38	-12.99	-12.98
Z_6	-12	-11.7	-11.44	-11.23	-11.11	-11	-11
$\Phi(\mathbf{b})$	$1.2911 \cdot 10^2$	13.108	7.49396	3.775459	2.092476	$2.4573 \cdot 10^{-1}$	$2.4282 \cdot 10^{-1}$

В следующем примере увеличим уровень шума. Возьмем среднеквадратичное отклонение для разности фаз равным 0.6 градуса, а для отношения амплитуд – равным 0.003.

При этом максимальное отклонение для разности фаз составило 1.6 градуса, а в отношении амплитуд – 7.5 % относительно их максимального различия.

На рисунках 4.13*а,в* представлен результат работы 2D-инверсии по зашумленным данным, а на рисунках 4.13*б,г* для сравнения приведена истинная модель. Из рисунка видно, что даже с довольно большим уровнем зашумления данных удельная электрическая проводимость и горизонтальные границы пластов восстановились достаточно хорошо за исключением небольшого участка в прискважинной зоне. Значения диэлектрической проницаемости в изучаемой области, также как и в предыдущем примере, можно оценивать лишь в среднем.

Значение функционала для полученной по зашумленным данным модели равно $\Phi(\mathbf{b}^{24}) = 1.5226$. При этом значение функционала для истинной модели является, как и в предыдущем примере, более высоким и составляет $\Phi(\mathbf{b}^{\text{ист}}) = 1.6441$. Графики зашумленных («практических») данных (красные точки), а также графики, рассчитанные для восстановленной (полученной) геоэлектрической модели (рисунках 4.13*а,в*) и для истинной модели (рисунках 4.13*б,г*) приведены на рисунке 4.14. В таблице 4.5 представлены параметры геоэлектрических моделей, получаемые на промежуточных итерациях.

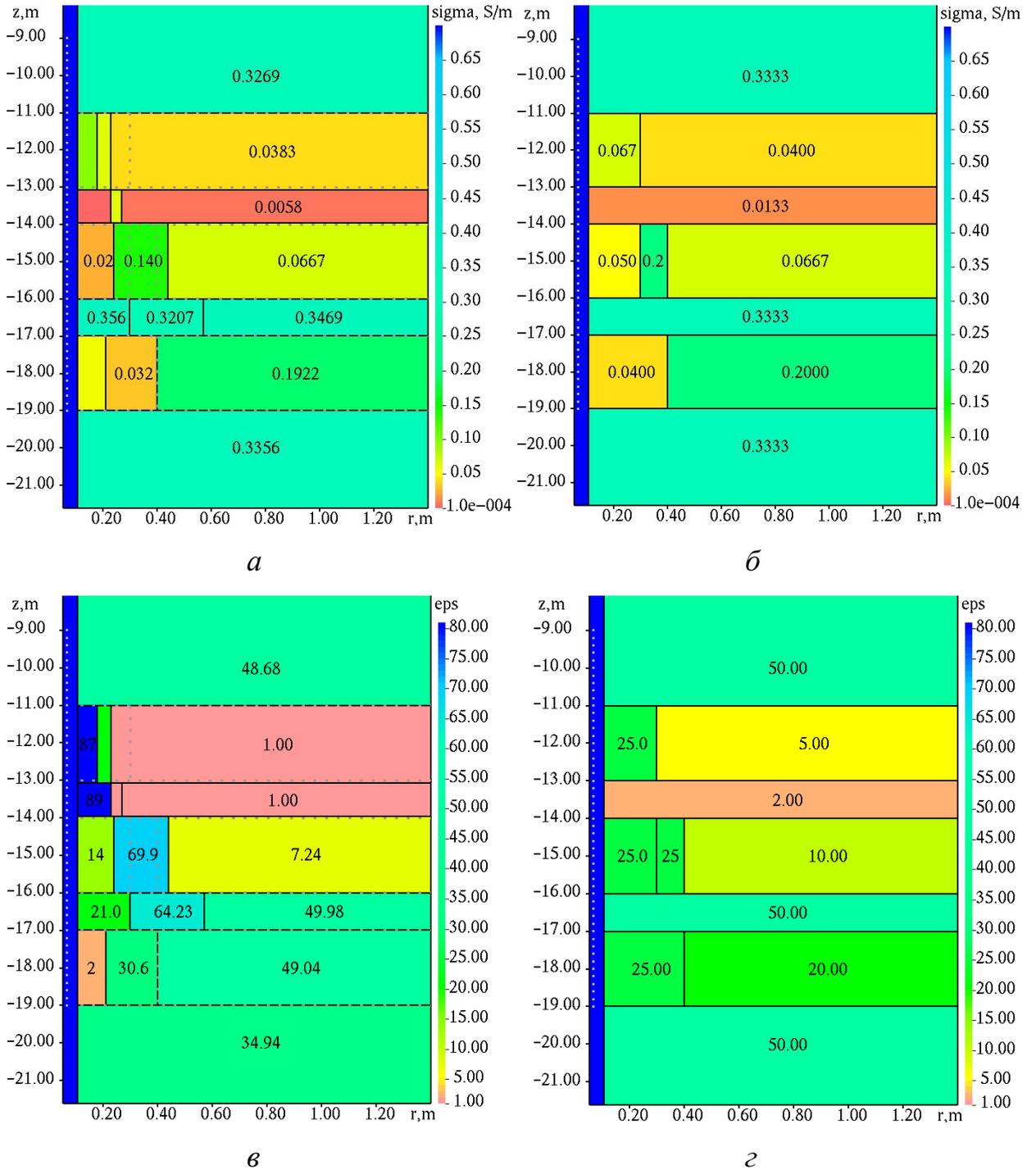
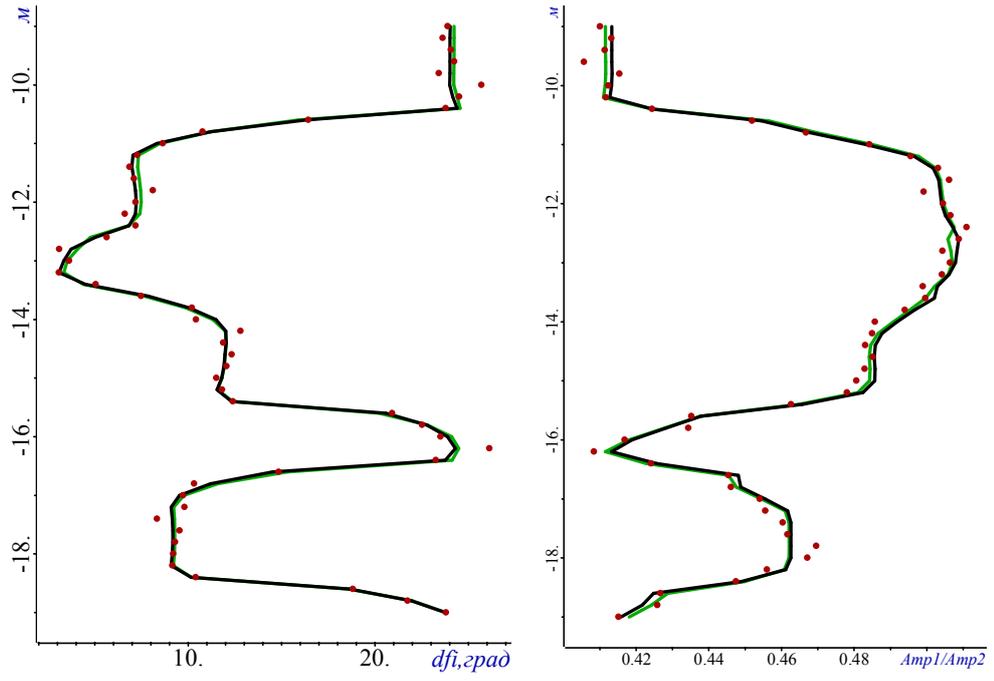


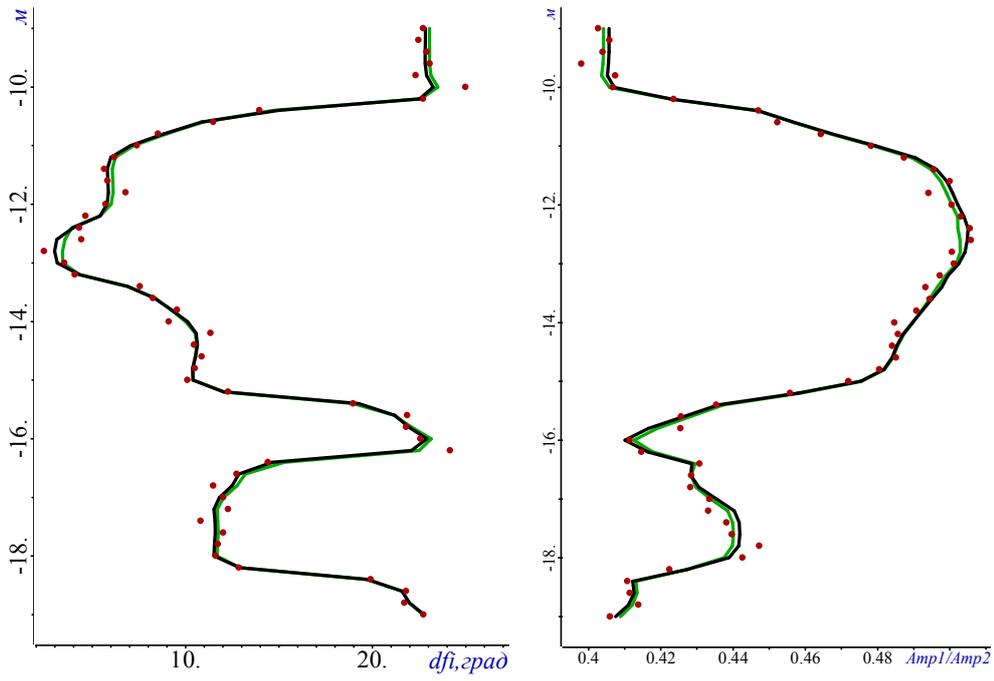
Рисунок 4.13 – Итоговая геоэлектрическая модель, полученная на последней итерации нелинейной инверсии (*a, в*) по зашумленным данным, в сравнении с истинной моделью (*б, г*)

zond1



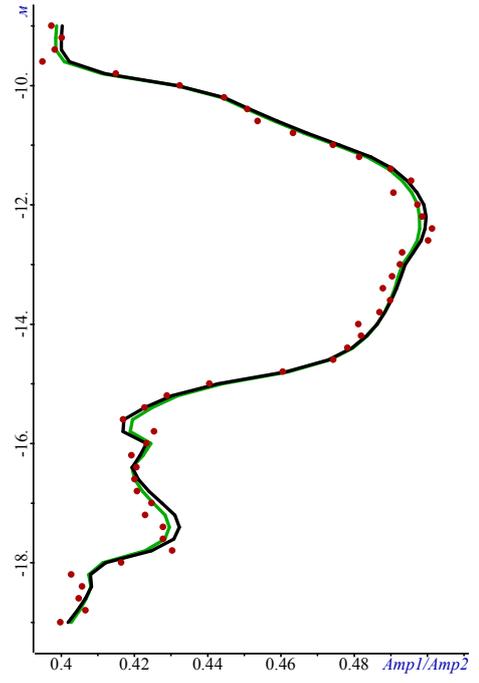
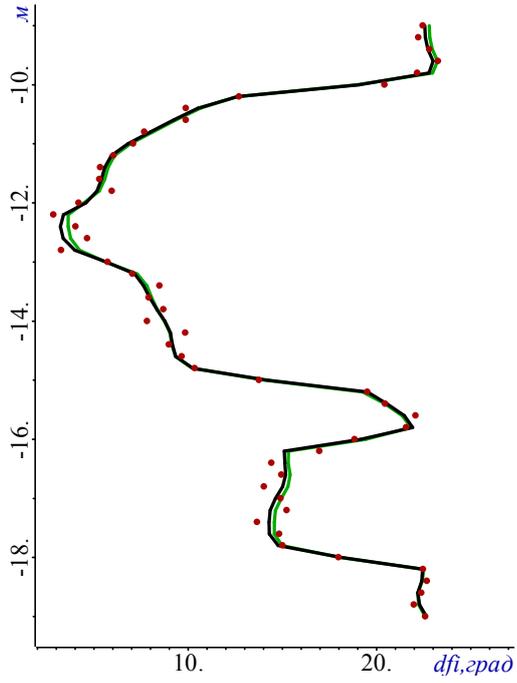
a

zond2



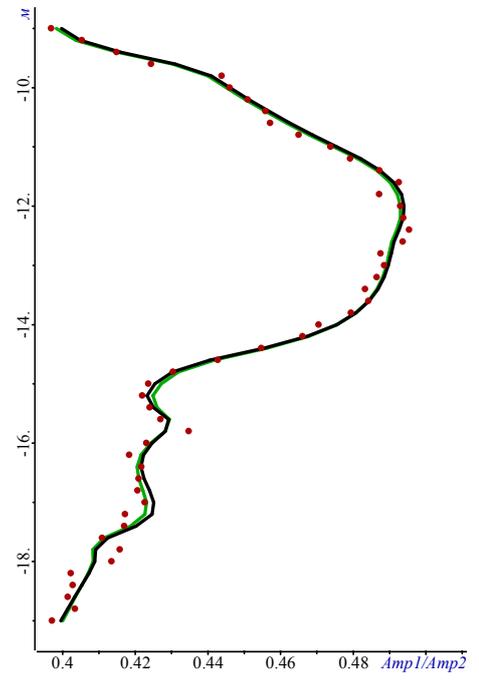
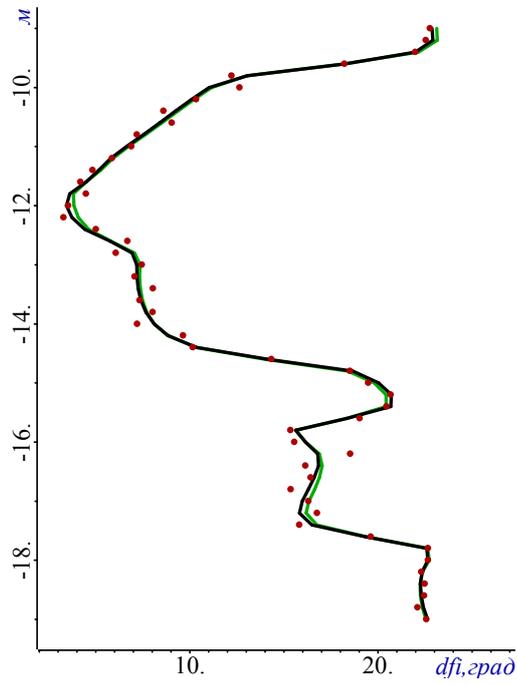
b

116
zond3



θ

zond4



θ

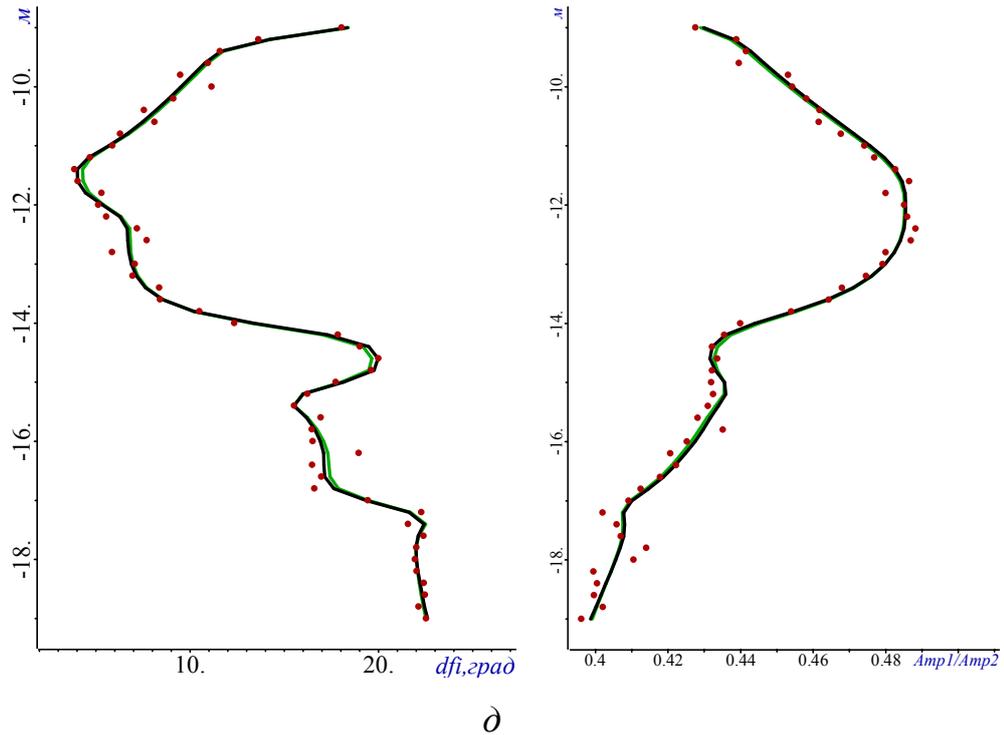


Рисунок 4.14 – Графики разности фаз и отношения амплитуд: «практические» данные с шумом (показаны красными точками), теоретические данные (показаны черными сплошными линиями) для модели, представленной на рисунках 4.13а,в, и теоретические данные для истинной модели (показаны зелеными сплошными линиями) для 1-5 зондов (рисунки а-д соответственно)

Таблица 4.5 – Параметры геоэлектрической модели, получаемые на промежуточных итерациях, и соответствующие значения функционала

Параметр	Номер итерации						
	0	1	3	5	7	9	24
σ_{01}	0.1	0.290652	0.336797	0.334956	0.334898	0.334258	0.335576
σ_{11}	0.1	0.269881	0.235676	0.078983	0.085793	0.063217	0.05646
σ_{12}	0.1	0.017109	0.003342	0.000489	0.000835	0.026441	0.031541
σ_{13}	0.1	0.168983	0.192108	0.189512	0.191518	0.192258	0.192157
σ_{21}	0.1	0.003966	0.105396	0.432409	0.395229	0.360566	0.356187
σ_{22}	0.1	0.110242	0.328752	0.264013	0.30279	0.313824	0.320727
σ_{23}	0.1	0.201574	0.3029	0.342046	0.344488	0.345646	0.346893
σ_{31}	0.1	0.265939	0.344003	0.093254	0.043602	0.023951	0.024661
σ_{32}	0.1	0.258819	0.096194	0.090033	0.119496	0.142749	0.139939
σ_{33}	0.1	0.036369	0.064565	0.066659	0.066082	0.066841	0.066681
σ_{41}	0.1	0.015679	0.002736	0.003251	0.007532	0.000279	0.000105
σ_{42}	0.1	0.008346	0.005936	0.003216	0.031398	0.029474	0.062363
σ_{43}	0.1	0.037204	0.032274	0.006516	0.005741	0.005858	0.005839
σ_{51}	0.1	0.090083	0.271725	0.088647	0.140456	0.099429	0.096437
σ_{52}	0.1	0.036123	0.017695	0.053914	0.039996	0.060342	0.063415

Продолжение таблицы 4.5

Параметр	Номер итерации						
	0	1	3	5	7	9	24
σ_{53}	0.1	0.014468	0.024876	0.031796	0.038521	0.038258	0.03829
σ_{61}	0.1	0.117414	0.215165	0.305639	0.329473	0.326876	0.326921
ε_{01}	5	3.958128	50.82086	45.81566	43.68242	42.86696	43.20465
ε_{11}	5	5.806576	5.53306	31.17121	47.54892	48.77777	76.06256
ε_{12}	5	2.502215	8.292198	14.61916	12.59967	7.789242	1.159426
ε_{13}	5	4.345235	2.944808	20.95146	30.87487	36.76863	33.74684
ε_{21}	5	2.505069	1.158775	21.77463	64.81105	64.95741	64.6491
ε_{22}	5	8.215938	7.561999	45.04293	33.45561	25.24837	10.66602
ε_{23}	5	21.55335	71.5582	75.96268	59.41933	66.86441	88.24797
ε_{31}	5	32.60149	56.22943	50.38399	45.08111	45.6986	39.69834
ε_{32}	5	4.579864	3.532028	2.928356	8.00174	16.65395	21.53993
ε_{33}	5	4.509086	13.77464	62.73747	16.49048	11.17588	8.306073
ε_{41}	5	4.108717	2.950404	1.612874	1.048387	1.03358	1.005763
ε_{42}	5	3.081075	2.513092	1.070224	5.802096	1.057017	1.772249
ε_{43}	5	3.98551	1.711439	1.338866	1.201188	1.123647	1.017346
ε_{51}	5	10.13502	8.120277	1.949118	4.309093	3.787853	5.908459
ε_{52}	5	4.057477	1.053305	25.05917	12.34694	9.824645	6.082009
ε_{53}	5	1.119697	1.062317	1.008994	12.68851	10.75432	10.3553
ε_{61}	5	4.473455	1.362022	63.64027	51.37723	51.16937	50.89715
Γ_{11}	0.2	0.17	0.17	0.22	0.22	0.21	0.21
Γ_{12}	0.3	0.32	0.37	0.37	0.38	0.4	0.4
Γ_{21}	0.2	0.17	0.19	0.17	0.21	0.26	0.3
Γ_{22}	0.3	0.32	0.29	0.26	0.38	0.46	0.57
Γ_{31}	0.2	0.17	0.18	0.16	0.23	0.24	0.24
Γ_{32}	0.3	0.32	0.41	0.53	0.48	0.43	0.44
Γ_{41}	0.2	0.17	0.23	0.22	0.18	0.2	0.23
Γ_{42}	0.3	0.32	0.28	0.27	0.26	0.29	0.27
Γ_{51}	0.2	0.17	0.16	0.15	0.17	0.18	0.18
Γ_{52}	0.3	0.32	0.31	0.26	0.24	0.23	0.23
Z_1	-18	-18.81	-18.98	-18.98	-18.98	-18.98	-18.99
Z_2	-16.5	-16.7	-16.98	-16.97	-16.99	-16.99	-16.99
Z_3	-15.5	-15.31	-15.85	-16	-16	-16	-16
Z_4	-14.5	-14.49	-14.33	-14.02	-13.96	-13.96	-13.96
Z_5	-13.5	-13.49	-13.49	-13.37	-13.08	-13.08	-13.08
Z_6	-12	-11.91	-11.37	-11.08	-11	-11.01	-11.01
$\Phi(\mathbf{b})$	$1.4372 \cdot 10^2$	16.522	6.2316	2.2125	1.1651	1.1626	1.1615

4.4 Применение геометрических многомерных инверсий для обработки данных индукционного каротажа в горизонтальных скважинах в присутствии разломов

Довольно часто встречающейся на практике ситуацией является ситуация, когда скважина, «бурящаяся» по целевому горизонту, пересекает разлом, который влечет за собой вертикальный сдвиг слоев. В терминах рассматриваемых задач,

эта ситуация приводит к тому, что геометрия среды становится 2D- или в ряде случаев даже 3D.

Заметим, что даже если геометрия среды является 2D, для расчета соответствующего электромагнитного поля все равно необходимо использовать трехмерный математический аппарат (рассмотренный в разделе 1.3), поскольку возбуждающий это поле источник является локальным. Естественно, в этом случае возможно включение в расчетную область условий симметрии, что позволяет сократить размерность трехмерной задачи в 2 раза.

Рассмотрим геоэлектрическую модель, представленную на рисунке 4.15.

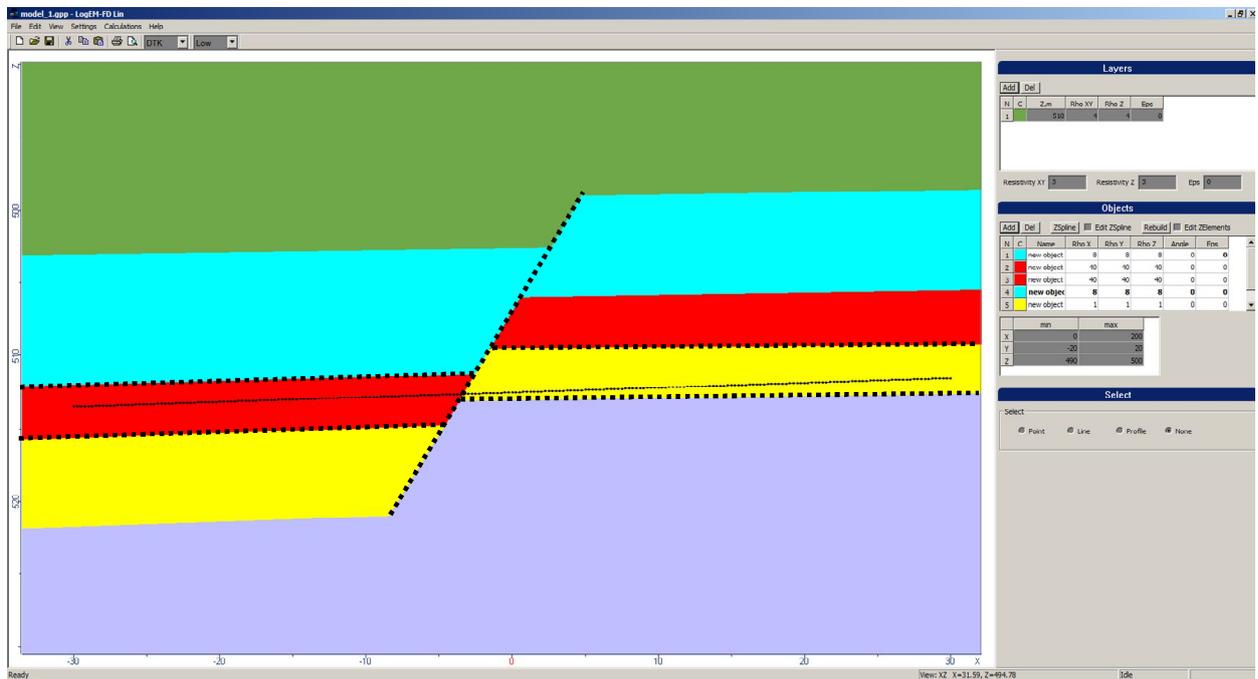


Рисунок 4.15 – Геоэлектрическая модель с разломом

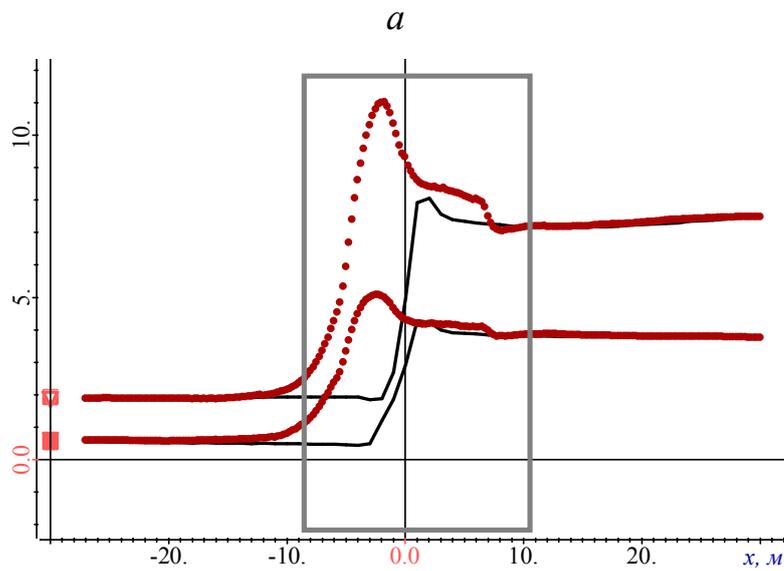
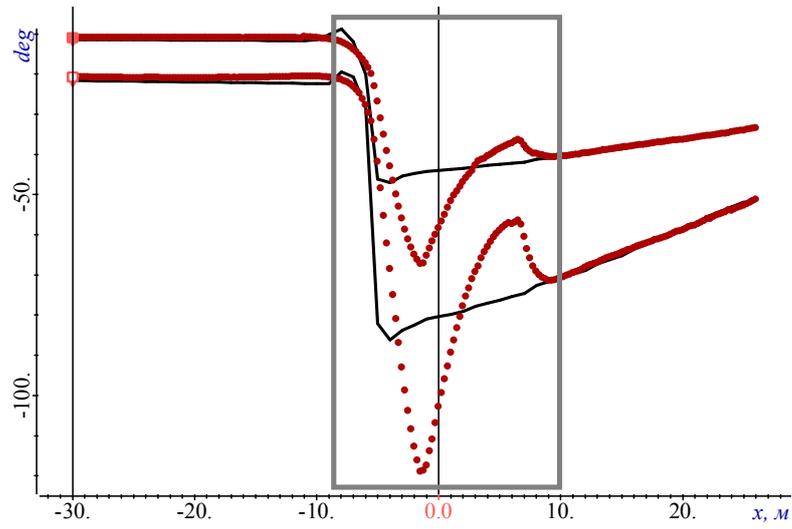
Электромагнитное поле возбуждается индукционной катушкой, ось которой совпадает с направлением траектории, на двух частотах 40 кГц и 100 кГц, а принимается двумя приемниками с разносами 8 м и 12 м. Изучаемыми характеристиками, как и ранее, являются отношения амплитуд и разности фаз.

На рисунке 4.16 представлены графики отношений амплитуд, рассчитанные для модели, представленной на рисунке 4.15, в сравнении с графиками, рассчитанными для 1D-моделей, которые в каждой точке аппроксимируют рассматриваемую среду.

Из результатов, приведенных на рисунке 4.16 видно, что принципиальное отличие истинных и 1D-кривых наблюдается в области внутри серого прямоугольника (далее будем называть этот участок участком «неоднородности»). Это означает, что в начальной части профиля (до -10 м) и в конечной части профиля (после 10 м) 1D-инверсия даст достаточно приемлемый результат и позволит в этих подобластях определить проводимости слоев, пересекаемых скважиной и, возможно, соседних с ними.

Поэтому, для восстановления геоэлектрической модели вдоль всей траектории совершенно необязательно делать довольно затратную многомерную инверсию вдоль всего рассматриваемого участка, а достаточно сделать ее только внутри выделенного участка – в непосредственной окрестности разлома, который хорошо определяется на качественном уровне.

Выполнять многомерную инверсию для рассматриваемого варианта предлагается в два этапа. Стартовая модель для первого этапа инверсии формируется следующим образом. До и после выделенного участка геоэлектрическая модель строится на основе результатов 1D-инверсии. В центре выделенного участка «неоднородности» проводится стартовое положение «линии разлома». Затем в левой и в правой части от выделенной линии внутри участка «неоднородности» задается два «столбика» объектов, при этом количество, мощность и положение объектов в столбиках определяется результатом 1D-инверсии в последней точке левой части и в первой точке правой части.



б

Рисунок 4.16 – Графики разности фаз (*а*) и отношения амплитуд (*б*), рассчитанные для истинной модели (красные точки) и для 1D-моделей (черный цвет) для двух частот 40 и 100 кГц

Построенная описанным выше способом стартовая модель для рассматриваемого примера представлена на рисунке 4.17.

Так, на первом этапе многомерной инверсии осуществляется подбор одного параметра – координаты x вертикальной границы, соответствующей предполагаемой границе разлома.

В результате первого этапа многомерной нелинейной инверсии была получена геоэлектрическая модель, представленная на рисунке 4.18.

На рисунке 4.19а представлены графики разности фаз (слева) и отношения амплитуд (справа), рассчитанные для стартовой модели первого этапа многомерной инверсии (синий цвет), а на рисунке 4.19б – рассчитанные для геоэлектрической модели, полученной в результате первого этапа многомерной инверсии (зеленый цвет). Графики, как и ранее, представлены в сравнении с «практическими» данными (показаны красными точками).

Из этого рисунка видно, что полученные кривые в результате этого этапа многомерной инверсии существенно приблизились к практическим, а полученное положение линии разлома соответствует точке пересечения разлома скважиной (траекторией). Значение функционала, которое для стартовой модели было равным 0.316, уменьшилось примерно в 4.5 раза и составило 0.068 (после этого приращение параметра было найдено существенно меньшим, чем шаг по структурной сетке и, следовательно, не произошло ни изменения геоэлектрической модели, ни значения функционала).

На следующем этапе многомерной инверсии выполняется уточнение ближайших (значимо влияющих) границ слоев слева и справа от найденной линии разлома внутри участка «неоднородности». Для этого левый и правый столбики объектов разбиваются на две равные части и в качестве подбираемых параметров берутся ближайшие к траектории горизонтальные границы, как это показано на рисунке 4.20. Всего на этом этапе подбиралось 8 параметров, соответствующих участкам горизонтальных границ между слоями, ближайшими к траектории, и попадающими в участок «неоднородности».

За шесть итераций функционал уменьшился в 2 раза и составил 0.035 (после чего функционал стал меняться незначительно).

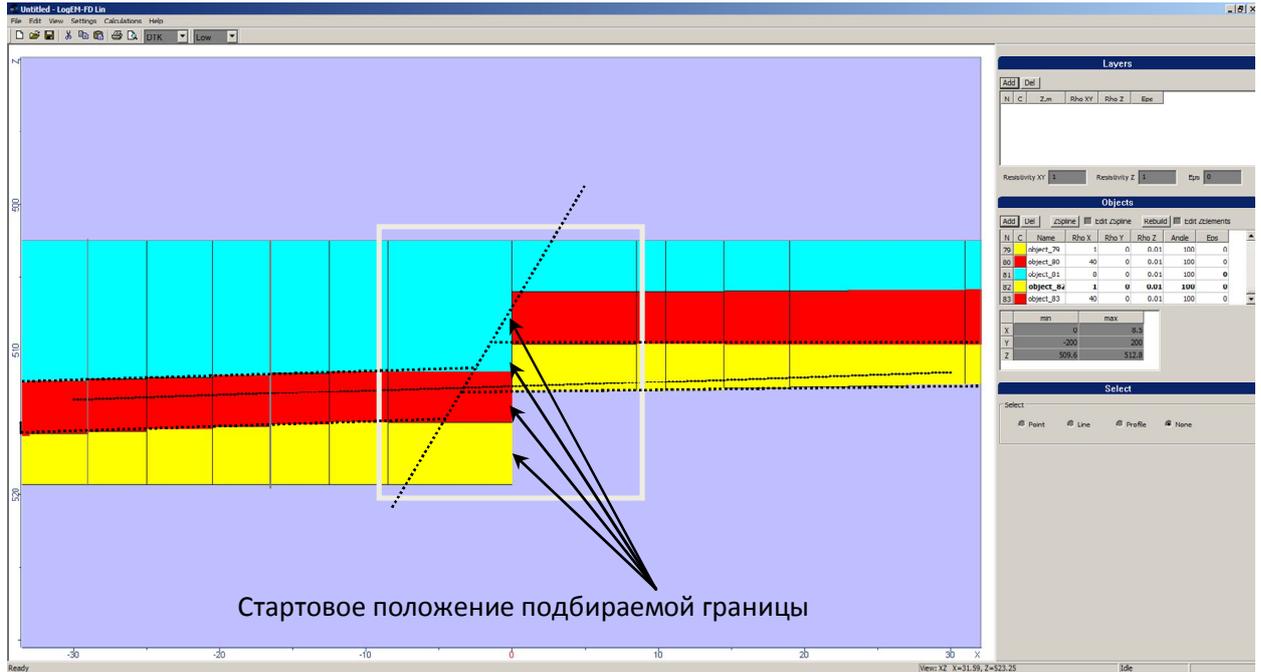


Рисунок 4.17 – Стартовая модель для выполнения первого этапа многомерной инверсии (черный пунктир – значимые границы слоев истинной модели; белый контур – область несовпадения 1D и 3D)

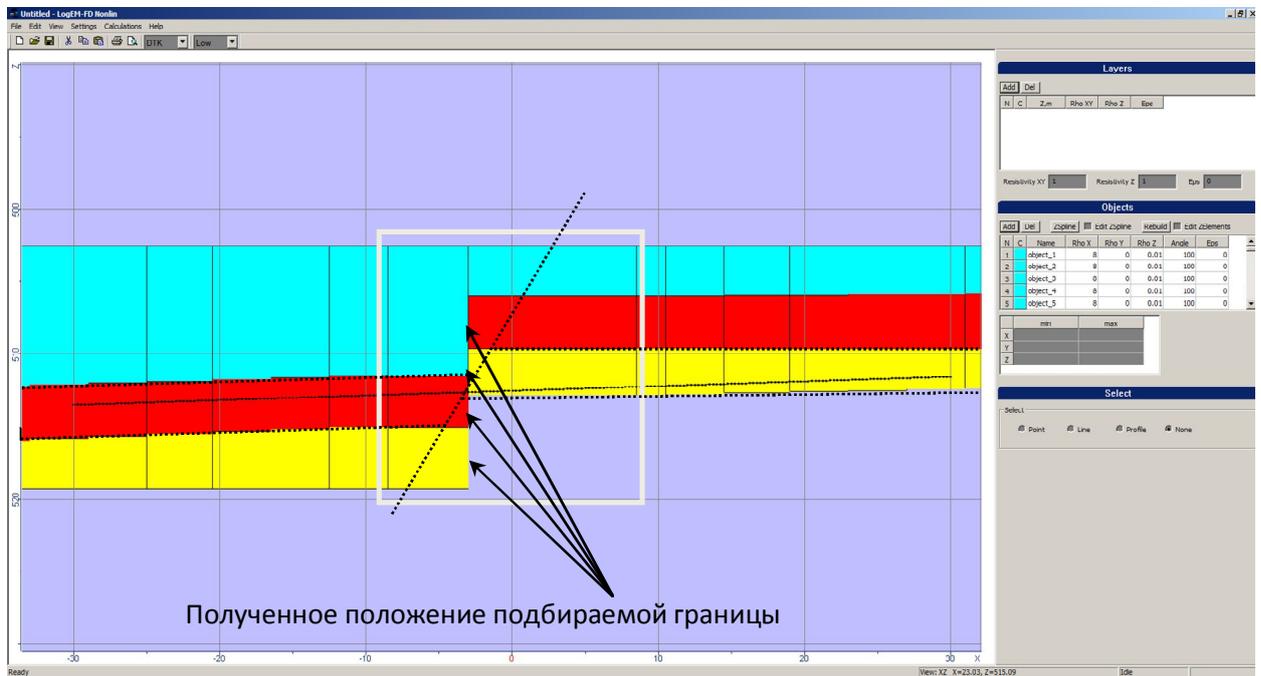
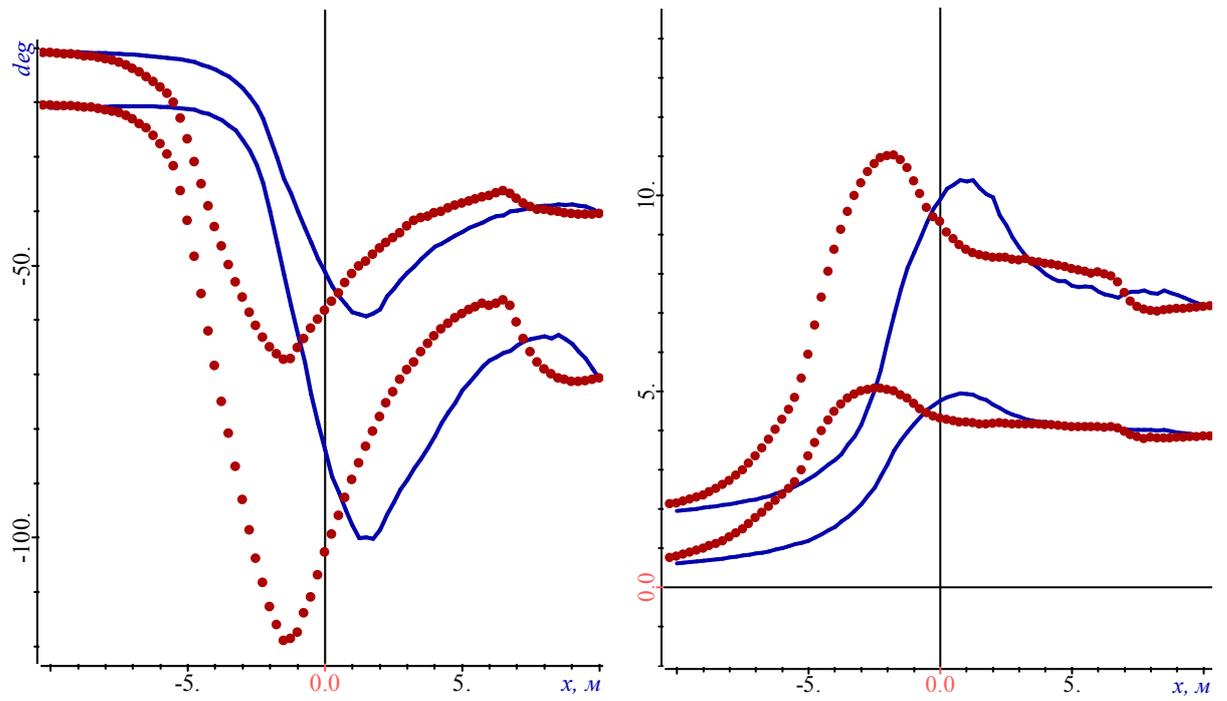
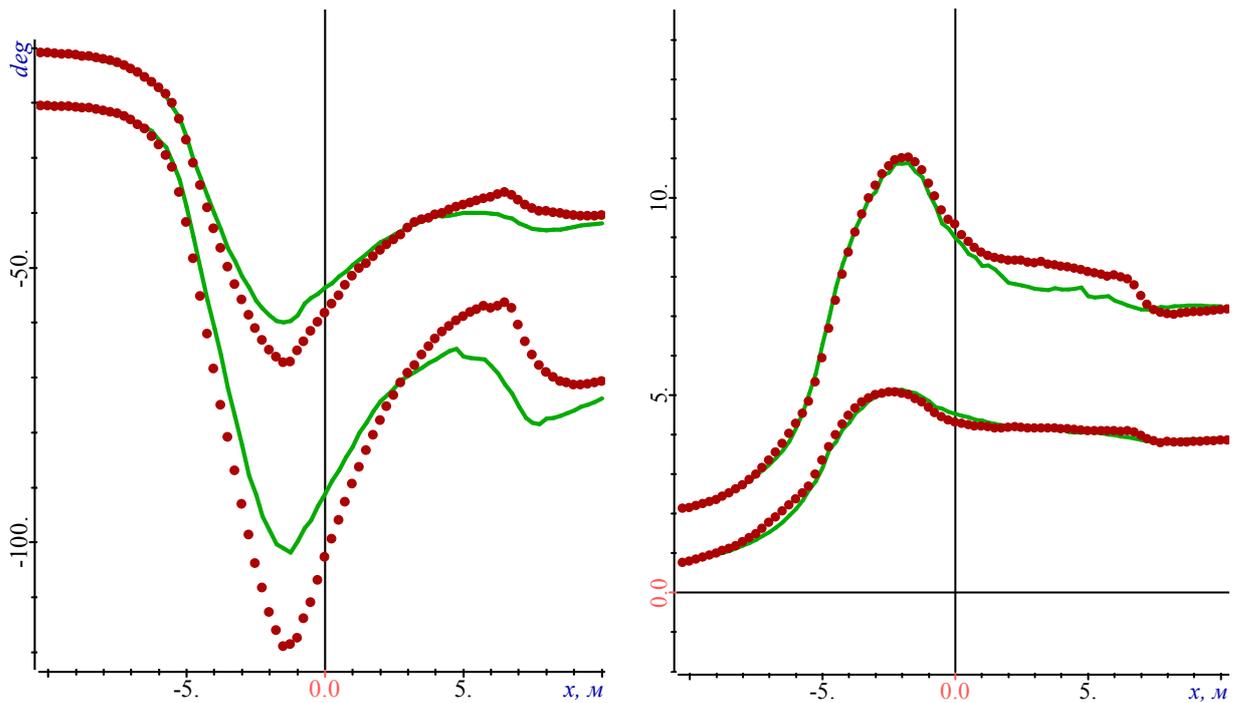


Рисунок 4.18 – Геоэлектрическая модель, полученная после выполнения первого этапа многомерной инверсии (черный пунктир – значимые границы слоев истинной модели; белый контур – область несовпадения 1D и 3D)



а



б

Рисунок 4.19 – Графики разности фаз (слева) и отношения амплитуд (справа), рассчитанные для стартовой модели первого этапа многомерной инверсии (синий цвет) (а) и полученные после 3-х итераций первого этапа многомерной инверсии (зеленый цвет). Красными точками, как и ранее, показаны «практические» кривые (смоделированные для истинной модели на рисунке 4.16)

Полученная в результате второго этапа многомерной инверсии геоэлектрическая модель показана на рисунке 4.21, а соответствующие графики – на рисунке 4.22.

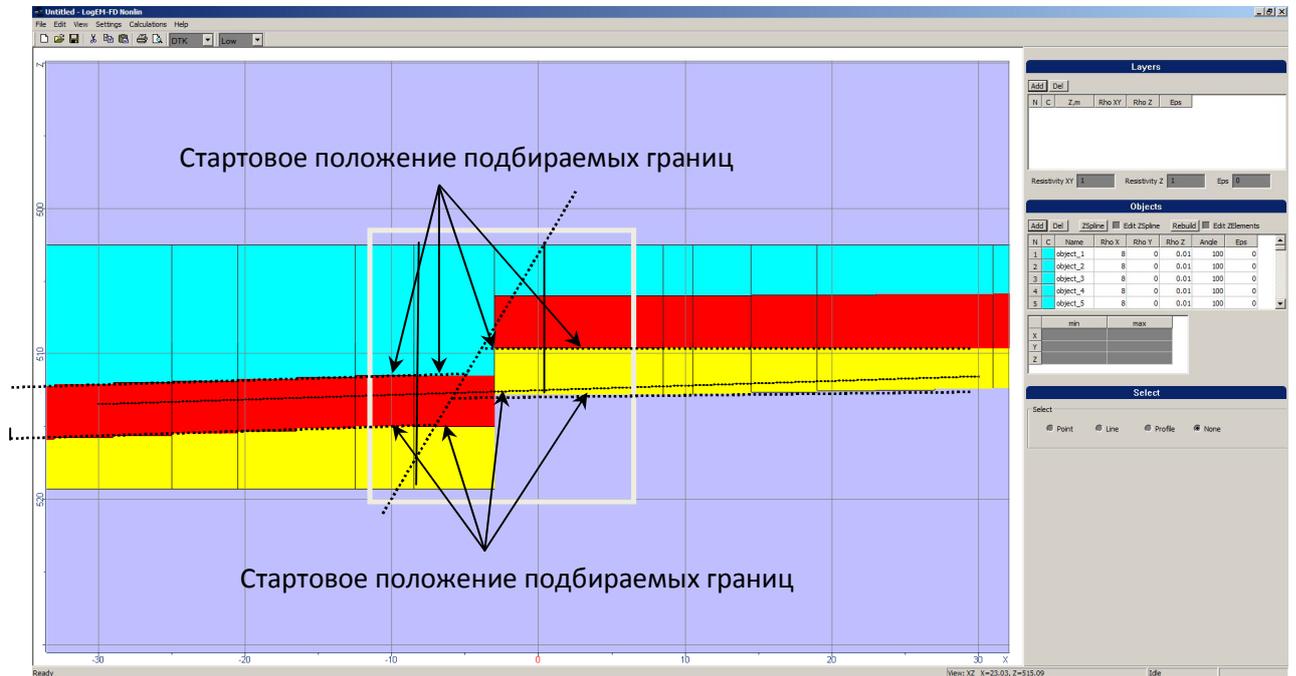


Рисунок 4.20 – Стартовая геоэлектрическая модель для выполнения второго этапа многомерной инверсии (8 подбираемых параметров)

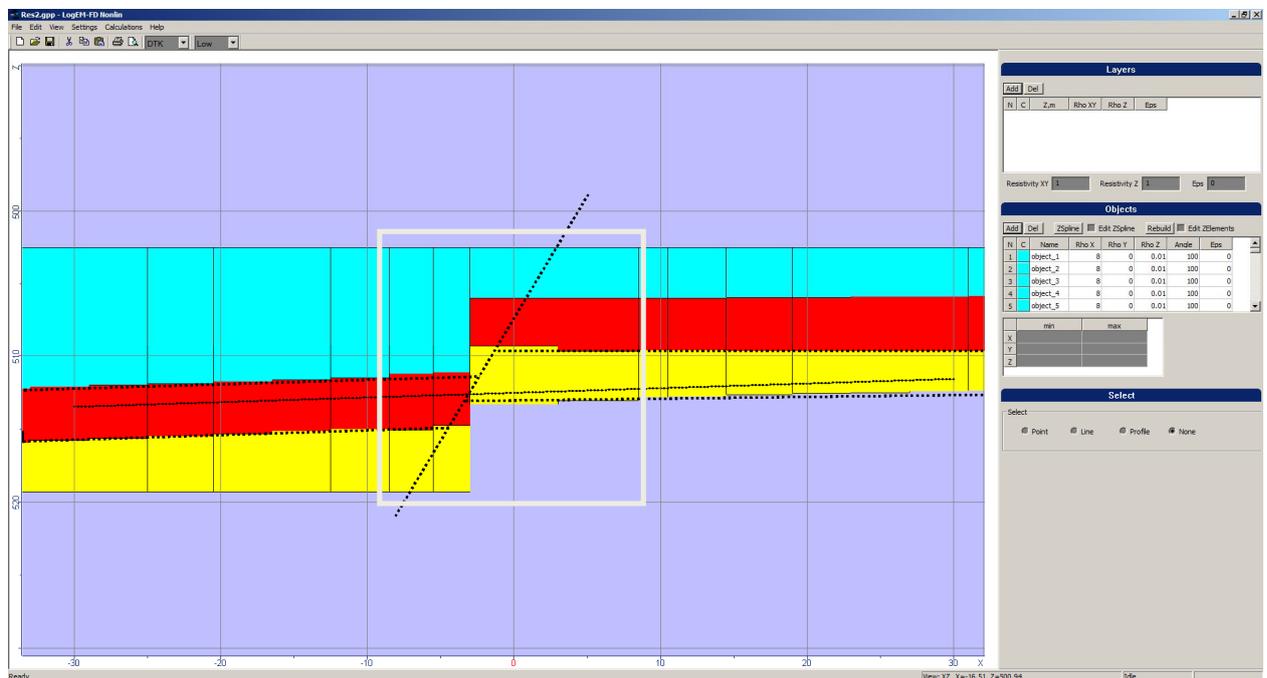


Рисунок 4.21 – Геоэлектрическая модель, полученная после выполнения второго этапа многомерной инверсии (8 подбираемых параметров)

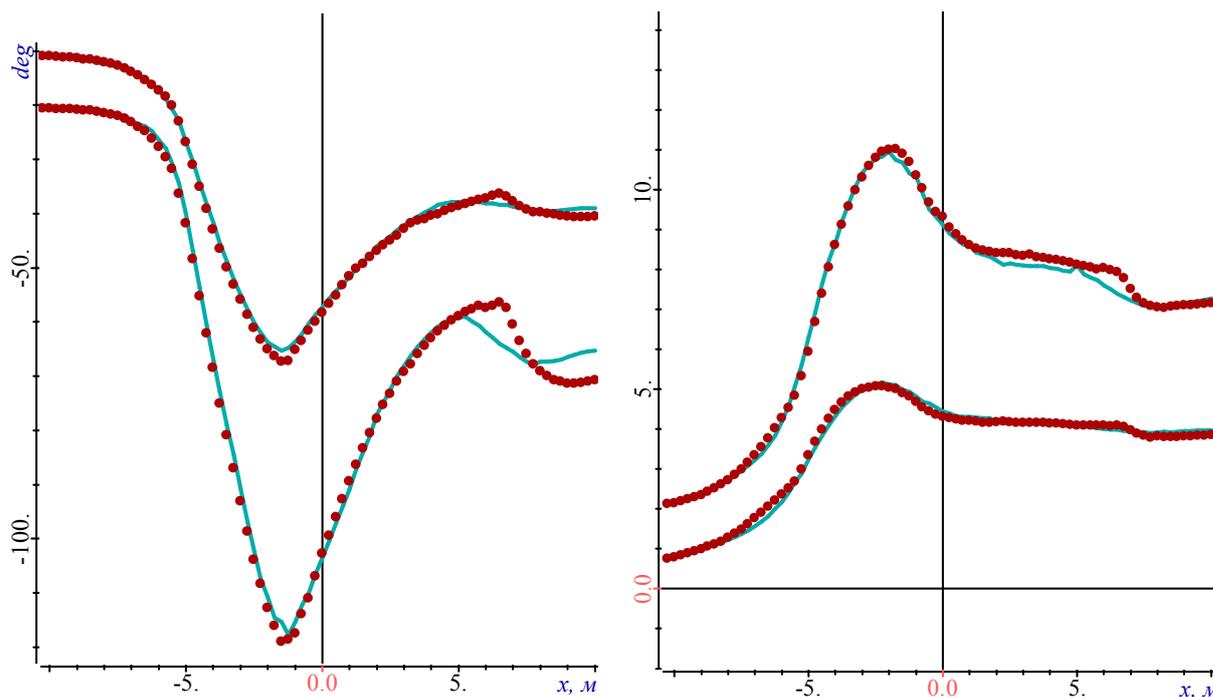


Рисунок 4.22 – Графики разности фаз (слева) и отношения амплитуд (справа), и полученные после 6-и итераций второго этапа многомерной инверсии (голубой цвет). Красными точками, как и ранее, показаны «практические» кривые (смоделированные для истинной модели на рисунке 4.16)

Как видно, расчетные графики существенно приблизились к «практическим», при этом визуально полученная модель изменилась довольно слабо.

При этом время выполнения первого этапа многомерной инверсии составило 10 мин, а второго – 55 мин. (который, в принципе, может быть опущен) на одном персональном компьютере.

В целом, полученные результаты показали, что для случая горизонтальной скважины при плавном изменении границ и толщин слоев 1D-инверсия позволяет получить достаточно адекватные результаты. Зона же разлома достаточно хорошо определяется на качественном уровне и в ней с использованием предложенного подхода достаточно быстро может быть проведена многомерная инверсия.

4.5 Выводы по главе

1. Проведен анализ работоспособности разработанных методов многомерной инверсии с совместным восстановлением геометрических границ и электрофизических параметров (удельной электрической проводимости и относительной диэлектрической проницаемости). На геоэлектрической модели сложнопостроенного коллектора показана хорошая сходимость к параметрам истинной модели.

2. Была также проанализирована ситуация, когда по «практическим» данным, синтезированным для неоднородной по диэлектрической проницаемости среды, подбор осуществлялся только по геометрическим параметрам и по параметру удельной электрической проводимости в предположении, что диэлектрическая проницаемость однородна и равна единице. Было показано, что и в этом случае полученное распределение проводимости достаточно близко к истинной модели.

3. С целью обоснования возможности проведения корректной многомерной инверсии по участкам траектории каротажного прибора были проведены исследования на осложненной геоэлектрической модели, в которой сверху и снизу от участка, где проводится инверсия, были расположены неоднородные слои с неизвестными параметрами. В результате численных экспериментов была подтверждена корректность методики проведения инверсии по участкам без дополнительных последующих итераций, направленных на согласование геоэлектрических моделей участков. Полученные результаты в совокупности с временными характеристиками, представленными в разделе 2, фактически дают обоснование возможности применения разработанных алгоритмов либо в процессе бурения, либо возможности быстрой обработки данных с длинного ствола скважины с полным распараллеливанием по участкам.

4. Были проведены исследования качества восстанавливаемых геоэлектрических моделей в условиях зашумленных данных с различным уровнем шума. Показано, что при использовании предлагаемых алгоритмов многомерных геометрических инверсий распределение удельной электрической проводимости даже в условиях шума в целом восстанавливается корректно. Что же касается отно-

сительной диэлектрической проницаемости, то в условиях шума радиальная чувствительность к этому параметру резко снижается, поскольку ее влияние становится сопоставимым или даже меньшим уровня шума, и поэтому значение этого параметра можно оценить лишь в среднем по слою. Заметим при этом, что делать это нужно лишь при необходимости получения хотя бы оценочной информации именно о параметре диэлектрической проницаемости, поскольку неподбор параметра диэлектрической проницаемости (как было показано в разделе 4.1) незначительно влияет на качество восстановления распределения удельной электрической проводимости, а при необходимости непосредственного изучения параметра диэлектрической проницаемости используется другая технология – диэлектрический каротаж.

5. Был проведен анализ применимости многомерных геометрических инверсий для обработки данных в горизонтальных скважинах для ситуации, когда в геоэлектрическом разрезе присутствует явная «многомерная неоднородности» – разлом (сдвиг пород). В случае горизонтальных скважин в основе решения прямых задач лежит 3D моделирование. Показана адекватность 1D-моделей на некотором расстоянии от разлома, при этом участок «неоднородности» довольно уверенно определяется на качественном уровне. Предложен двухэтапный алгоритм, позволяющий быстро и адекватно восстанавливать геоэлектрическую модель в районе разлома с определением его положения на траектории и с уточнением значимо влияющих горизонтальных границ соседних слоев.

ГЛАВА 5 ПРОГРАММНЫЙ КОМПЛЕКС, РЕАЛИЗУЮЩИЙ МЕТОД ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ 2D-ИНВЕРСИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ИНДУКЦИОННОГО КАРОТАЖА

5.1 Общая архитектура программного комплекса LogAx

На основании разработанного математического аппарата и алгоритмов был создан программный комплекс LogAx [13], реализующий геометрическую инверсию данных индукционного каротажа (Приложение А). Общая архитектура этого программного комплекса в виде схемы представлена на рисунке 5.1. Модули, выполняемые в цикле последовательно, оконтурены красной линией, а модули, выполняемые в цикле параллельно – синей линией. Черными квадратиками обозначены модули, а черными сплошными линиями – последовательность их выполнения. Синими квадратиками обозначены структуры данных, а черными пунктирными линиями – их связи с модулями.

Входными данными к программному комплексу являются:

- измеренные (практические) данные индукционного каротажа;
- характеристики прибора (разносы приемников и источников, частоты) – примером может служить описание прибора ВИКИЗ (таблица 2.1);
- траектория – z-координаты расположения прибора в скважине;
- параметры стартовой модели.

Параметризация геоэлектрической модели осуществляется в соответствии с подходом, который был описан в разделе 2.

Заметим, что пользователь задает только участок траектории, для которого будет выполняться инверсия данных (в разделе 4.2 было приведено обоснование возможности проведения инверсии данных по участку).

Вычислительный процесс может быть запущен в двух режимах: моделирование сигналов электромагнитного поля для некоторой заданной геоэлектрической модели (решение прямой задачи) и поиск параметров геоэлектрической модели по снятым в скважине значениям сигналов (решение обратной задачи – выполнение инверсии). В обоих случаях в виде описанного в предыдущих разделах

(например, рисунок 4.7в) набора параметров задается геоэлектрическая модель (в последнем случае она является стартовой для выполнения инверсии).

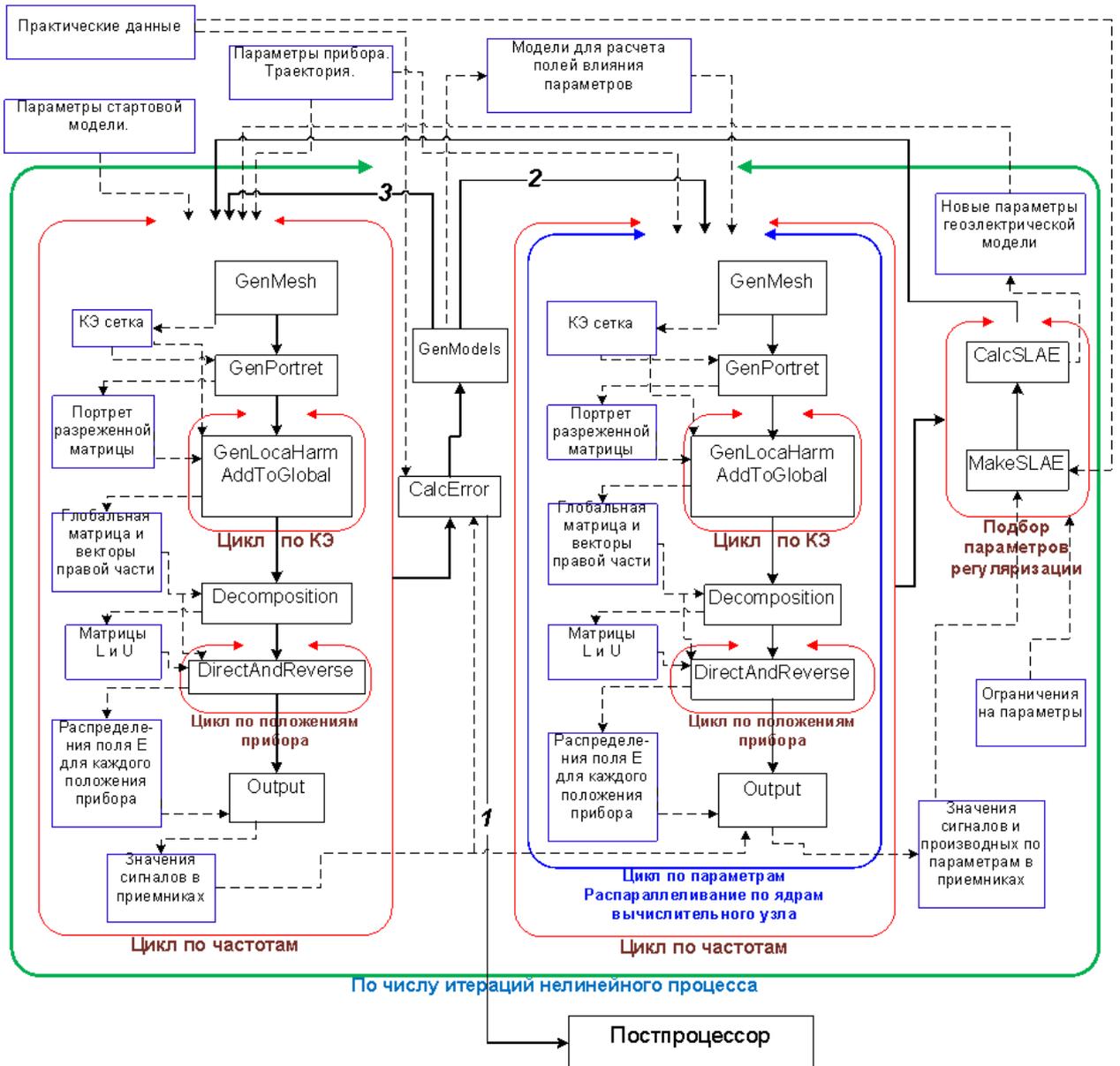


Рисунок 5.1 – Общая архитектура программного комплекса LogAx

Геоэлектрическая модель задается следующим набором параметров:

- 1) задаются координаты границ горизонтальных слоев. При решении обратной задачи их количество может быть определено, например, с помощью визуального анализа сигналов вдоль скважины;
- 2) внутри каждого из горизонтальных слоев задается количество границ по r . Это могут быть границы, связанные с границей зоны проникновения, окаймляющей зоны, обсадной трубы и др.;

- 3) для каждого из получившихся блоков задается значение проводимости и/или значение относительной диэлектрической проницаемости.

Заметим, что в случае режима решения обратной задачи, значения описанных выше параметров могут задаваться как, например, из 1D-инверсии (если она проводилась на предварительном этапе), так и достаточно произвольно: например, стартовое положение границ по r и z может быть задано в виде некоторой сетки, а значения проводимости внутри получившихся блоков – одинаковыми. Результаты апробации предложенных алгоритмов геометрической инверсии в вертикальной скважине, представленные в разделах 2 и 4 показали, что за счет разработанных методов регуляризации и использования точных математических моделей для расчета электромагнитного поля как для геоэлектрических моделей, получаемых на каждой итерации нелинейной инверсии, так и для расчета полей влияния искоемых параметров, геоэлектрические модели, получаемые в результате инверсии, достаточно близки к истинным даже при довольно далеком начальном приближении. Напротив, результаты 1D-инверсии показали, что она может давать ложные изменения проводимости по r и ее результаты не стоит использовать для задания количества блоков по r в стартовой модели для 2D-инверсии.

Пользователь также может зафиксировать некоторые границы (вертикальные или горизонтальные) или значения сопротивления внутри некоторых блоков, если имеется какая-либо априорная информация.

Помимо этого основного набора входных данных еще есть данные установленные опционально в файле настроек, значения которых были получены в результате многочисленных исследований и являются фиксированными для внешнего пользователя. Однако при существенном смене класса геоэлектрических моделей и/или зондирующих установок эти настройки могут быть изменены. Они включают в себя шаг по сетке, шаг по структурной сетке, максимально допустимые изменения параметров за один шаг нелинейной инверсии и ограничения параметров, величины приращения параметров для расчета производных, коэффициент роста параметров регуляризации, весовые коэффициент и др.

Перейдем к описанию основных модулей. Независимо от режима запуска (прямая или обратная задача) вначале всегда осуществляется решение прямой задачи.

Первым программным модулем, которому передается управление, является модуль, который реализует построение конечноэлементных сеток «GenMesh». В двумерных (осесимметричных) задачах используются стандартные регулярные прямоугольные сетки со сгущением к зоне расположения источников.

Конечноэлементная сетка, получаемая на выходе модуля, записывается в структуру «КЭ сетка» следующими массивами: массивом узлов, записанным двумя координатами в порядке их глобальной нумерации; массивом конечных элементов, записанным глобальными номерами узлов, образующих конечный элемент, и номерами материалов, определяющих значения электрофизических характеристик (удельной электрической проводимости и относительной диэлектрической проницаемости) в этом конечном элементе.

После этого управление и данные структуры «КЭ сетка» передаются модулю построения разреженной матрицы СЛАУ «GenPortret», на выходе которого формируются соответствующие массивы, содержащие информацию о ненулевых элементах глобальной матрицы конечноэлементной СЛАУ.

После этого управление передается модулю сборки конечноэлементной СЛАУ, который состоит из двух подмодулей: расчет локальных матриц «GenLocalPart», который выполняется в соответствии с соотношениями, представленными в разделе 1.2, и добавления их в глобальную «AddToGlobal», который выполняется с учетом информации из структур «КЭ сетка» и «Портрет разреженной матрицы». Оба подмодуля выполняются в цикле по конечным элементам. Кроме того, формируются глобальные векторы правых частей, количество которых совпадает с количеством подзадач (соответствующих различному положению источников) на траектории. В результате выполнения этих модулей формируется структура «Глобальная матрица и векторы правой части», которая содержит массивы диагональных элементов, ненулевых элементов верхнего и нижнего тре-

угольников матрицы с учетом ее портрета, а также векторы правых частей, количество которых совпадает с количеством положений источника.

На следующем этапе управление и сформированные структуры передается модулю «Decomposition», реализующему LU -разложение матрицы в разреженном строчном формате. После этого управление передается модулю «DirectAndReverse», в котором в цикле по количеству векторов правых частей осуществляется прямой и обратный ход (т.е. решение СЛАУ с верхне- и нижне-треугольными матрицами, полученными в результате LU -разложения). В данном программном комплексе для решения конечноэлементной СЛАУ использовалась программа PARDISO [127].

Как уже отмечалось в разделе 1, использованный в данном программном комплексе подход с расчетом всех положений на траектории на одной и той же сетке и использованием прямого решателя СЛАУ позволяет выполнить самую затратную операцию – разложение матрицы конечноэлементной СЛАУ – только один раз (для всех положений источника на траектории), а затем для получения решения для каждого из положений фактически решать только СЛАУ с треугольными матрицами. В результате время счета электромагнитного поля для достаточно сложной геоэлектрической модели и 50-ти положений прибора на траектории не превышает десяти секунд.

В результате работы модуля «DirectAndReverse» формируется структура «Распределение поля E для каждого положения прибора», которая содержит веса разложения конечноэлементного решения на сетке. После этого управление и содержимое этой структуры передается модулю «Output», который вычисляет по конечноэлементному решению значения сигналов в приемниках (например, отношения амплитуд и разности фаз).

Описанная выше последовательность выполнения модулей выполняется для каждой частоты (если каротажный прибор содержит несколько зондов, работающих на разных частотах).

На этом процесс решения прямой задачи завершается. Если же запуск программы осуществлялся в режиме решения обратной задачи, после завершения

цикла по частотам управление передается модулю «CalcError», в котором на основе рассчитанных значений в приемниках и измеренных данных осуществляется расчет функционала невязки $\Phi(\mathbf{b})$ (первое слагаемое в формуле (1)).

Вычисленное значение функционала сравнивается с установленным уровнем невязки. Если вычисленное значение ниже этого уровня, осуществляется переход «1» в модуль, реализующий функции «постпроцессора». Этот модуль выполняет отображение полученной в результате решения обратной задачи осесимметричной геоэлектрической модели геологической среды в прискважинной зоне с отображением положений горизонтальных слоев, положения внутри них вертикальных границ и отображением подобранных значений электрической проводимости и диэлектрической проницаемости в каждом блоке. При этом заметим, что в ходе решения обратной задачи получаемые геоэлектрические модели и соответствующие им расчетные сигналы сохраняются и могут быть отображены с помощью препроцессора в любой момент. Это позволяет контролировать процесс решения обратной задачи и при необходимости прервать его, чтобы продолжить, сменив, например, стартовую модель, выполнив исключение тонких (незначимых) слоев и т.д.

Если заданный уровень невязки не достигнут, то значение полученного функционала (если итерация не первая) сравнивается со значением функционала на предыдущей итерации. Если значение нового функционала больше предыдущего, то значение коэффициента релаксации β уменьшаются вдвое и осуществляется переход «3», после которого выполняется расчет прямой задачи для геоэлектрической модели, параметры которой получены путем прибавления приращений параметров умноженных на новое значение коэффициента β к параметрам предыдущей модели. Если после очередного уменьшения параметров значение нового функционала по-прежнему выше старого, то приращения параметров уменьшаются еще вдвое и снова осуществляется переход «3». Заметим, что если в результате очередного уменьшения значения приращений параметров становятся слишком малыми, то это означает, что достигнут локальный минимум и осуществляется выход из итерационного процесса по переходу «1».

Если же это первая итерация или значение нового функционала ниже старого, то осуществляется переход «2» в блок расчета полей влияния параметров геоэлектрической модели. Перед этим управление передается модулю «GenModels», в результате выполнения которого формируются геоэлектрические модели (по числу подбираемых параметров) для расчета полей влияния – заполняется структура «Модели для расчета полей влияния». Для этого текущему значению каждого из параметров (для формирования соответствующей геоэлектрической модели) дается определенное малое приращение (для параметров удельной проводимости оно задается 10% от текущего значения, для параметров относительной диэлектрической проницаемости оно задается 20% от текущего значения, для координат границ по r и z – оно задается равным 1 см), и формируется соответствующая геоэлектрическая модель. Для каждой из моделей (каждого параметра) формируется своя директория, в которой выполняется расчет. Расчеты полей влияния выполняются параллельно в зависимости от количества доступных ядер используемого вычислительного узла.

Последовательность модулей, выполняемых при расчете полей влияния в целом аналогичная той, которая используется для расчета прямой задачи. В результате выполнения этой последовательности формируются значения производных сигналов по каждому из параметров геоэлектрической модели, и заполняется структура «Значения сигналов и производных по параметрам в приемниках». После этого управление передается блоку, осуществляющему подбор параметров регуляризации и вычисление приращений параметров для получения новых параметров геоэлектрической модели. Этот блок состоит из двух подмодулей: «MakeSLAE», в ходе выполнения которого формируется СЛАУ (4)–(6), и «CalcSLAE», в ходе которого осуществляется решение этой СЛАУ. Подбор регуляризирующих параметров осуществляется итерационно в соответствии с описанием, представленным в разделе 1.1. На выходе из этого блока заполняется структура «Новые параметры геоэлектрической модели», данные из которой и управление передается блоку решения прямой задачи.

Заметим также, что, как было показано в разделе 4, подбор различных участков траектории может выполняться независимо. Поэтому вся траектория может быть разбита на участки, и каждый из участков будет обрабатываться на «своем» вычислительном узле независимо. При необходимости для уточнения параметров может быть сделана дополнительная «глобальная» итерация с подстановкой результатов (параметров) геоэлектрической модели с соседних участков.

5.2 Выводы по главе

1. Разработан программный комплекс LogAx, который предоставляет возможность многомерной обработки данных индукционного каротажа в вертикальных скважинах с восстановлением геоэлектрических моделей околоскважинного пространства с радиально- и вертикально-неоднородным распределением электрической проводимости и диэлектрической проницаемости.

2. При разработке программного комплекса учтена возможность использования многоядерной архитектуры вычислительной системы.

3. В ходе выполнения многомерной нелинейной инверсии имеется возможность визуального контроля получаемых геоэлектрических моделей, а также значений функционала невязки и расчетных каротажных диаграмм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Разработан математический аппарат выполнения геометрической нелинейной многомерной инверсии для выполнения обработки данных индукционного каротажа на основе конечноэлементных аппроксимаций прямых задач при расчете сигналов для геоэлектрической модели, получаемой на очередной итерации, и для расчета полей влияния каждого из ее параметров.

2. Разработан алгоритм конечноэлементного моделирования электромагнитных полей в задачах индукционного каротажа с группированием положений прибора в скважине и использовании прямых решателей СЛАУ. Разработаны методы адаптивной регуляризации, обеспечивающие устойчивую сходимость метода Гаусса-Ньютона при решении многомерной обратной задачи.

3. Разработанный математический аппарат и алгоритмы реализованы в программном комплексе LogAx, который предоставляет возможность многомерной обработки данных индукционного каротажа в вертикальных скважинах с восстановлением геоэлектрических моделей околоскважинного пространства с радиально- и вертикально-неоднородным распределением электрической проводимости и диэлектрической проницаемости.

4. Проведенные исследования в условиях различного уровня шума, а также неучета неоднородного распределения относительной диэлектрической проницаемости показали возможность корректного восстановления геометрических границ и значений проводимости с использованием разработанных методов многомерной геометрической инверсии.

5. Показана возможность корректного совместного восстановления радиально- и вертикально-неоднородных распределений электрической проводимости и диэлектрической проницаемости с использованием разработанного программного комплекса. При этом показано, что в условиях зашумления возможно получить лишь среднее по слоям оценочное значение диэлектрической проницаемости для приборов, работающих на частотах до 14 МГц.

6. С помощью разработанного программного комплекса обоснована методика выполнения обработки данных индукционного каротажа по участкам вер-

тикальной скважины. Полученные вычислительные характеристики позволяют говорить о возможности многомерной обработки данных электромагнитного каротажа участка траектории длиной 100 м за 3 часа с использованием 10-ти четырехядерных персональных компьютеров с процессором Intel i7.

7. Предложена и обоснована методика применения многомерной геометрической инверсии при выполнении индукционного каротажа в горизонтальных скважинах при пересечении скважиной разлома. Показана возможность корректного определения линии разлома при обработке на одном компьютере в пределах нескольких минут.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов, Ю.Н. Комплексы ВИКИЗ для высокочастотного электромагнитного зондирования скважин / Ю.Н. Антонов, И.Н. Ельцов, К.Н. Каюров, А.Ю. Соболев, М.И. Эпов // Геология и геофизика. – 2008. – №. 7 (20). – С. 45-50.
2. Аппаратура высокочастотного индукционного каротажного изопараметрического зондирования. Руководство по эксплуатации. ЛУЧ 6.00.00.00 РЭ. // Новосибирск: Закрытое акционерное общество Научно-производственное предприятие геофизической аппаратуры ЛУЧ, 2005. - 16 с.
3. Глинских, В. Н., Моделирование и инверсия данных электромагнитного каротажа с использованием петрофизических моделей электропроводности / В. Н. Глинских, Г. В. Нестерова, М. И. Эпов // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – №. 5-6. – С. 1001-1010.
4. Глинских, В. Н. Линеаризованные решения прямых и обратных двумерных задач высокочастотного электромагнитного каротажа в проводящих средах с учетом токов смещения / В. Н. Глинских, М. Н. Никитенко, М. И. Эпов // Геология и геофизика. – 2013 № 12(54). – С. 1942-1951.
5. Глинских, В. Н. Моделирование и инверсия данных электромагнитного каротажа в пластах конечной мощности, вскрытых на биополимерных и нефтяных буровых растворах / В. Н. Глинских, М. Н. Никитенко, М. И. Эпов // Геология и геофизика. – 2013 № 11 (54). – С. 1803-1813.
6. Глинских, В. Н. Численное моделирование и инверсия данных электромагнитного каротажа на основе моделей электропроводности гетерогенных сред / В. Н. Глинских, Г. В. Нестерова, М. И. Эпов // Материалы VI Всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли - ЭМЗ-2013 [Электронное издание]. – 2013.
7. Ельцов, И.Н. Обработка, визуализация и интерпретация геофизических исследований в скважинах в системе EMF Pro: учеб. пособие [Электронный ресурс] / И.Н. Ельцов, А.А. Власов, А.Ю. Соболев, А.Н. Фаге, М.А. Байкова // Рос.

акад. наук, Сибирское отделение, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2016. – 94 с. – Режим доступа: <http://www.ipgg.sbras.ru/ru/science/publications/publ-emfpro-posobie-2016>.

8. Ельцов, И.Н. Интерпретация геофизических измерений в скважинах с учетом гидродинамических и геомеханических процессов в зоне проникновения / И. Н. Ельцов, Л. А. Назаров, Л.А. Назарова, Г. В. Нестерова, М. И. Эпов // Доклады РАН. – 2012. – Т. 445 № 6. – С. 677-680.

9. Жданов, М.С. Теория обратных задач и регуляризации в геофизике / М.С.Жданов. – М.: Научный мир, 2007. – 712 с.

10. Ильин, В.П. Методы и технологии конечных элементов / В.П. Ильин – Новосибирск: Изд. ИВМиМГ, 2007. – 371 с.

11. Каюров, К.Н. Аппаратура и интерпретационная база электромагнитного каротажа в процессе бурения / К.Н. Каюров, В.Н. Еремин, М.И. Эпов, В.Н. Глинских, К.В. Сухорукова, М.Н. Никитенко // Нефтяное хозяйство. – 2014. – Т. 12. – С. 112-115.

12. Киселев, Д.С. Сравнение подходов к конечноэлементному 3d-моделированию гармонических электромагнитных полей и реализующего их программного обеспечения / Д.С. Киселев, М.Г. Персова, Ю.Г. Соловейчик, Ю.И. Кошкина, Д.В. Вагин, Е.И. Симон // Актуальные проблемы электронного приборостроения (АПЭП-2016) = Actual problems of electronic instrument engineering (APEIE-2016) : тр. 13 междунар. конф., Новосибирск, 3–6 окт. 2016 г. : в 12 т. – Новосибирск : Изд-во НГТУ, 2016. – Т. 8. – С. 86–89.

13. Кошкина, Ю.И. LogAx / Ю.И Кошкина, М.Г. Персова, Ю.Г. Соловейчик // Свидетельства о государственной регистрации №2016619388 от 18.08.2016 – М.: Федеральная служба по интеллектуальной собственности (Роспатент). – 2016.

14. Кошкина, Ю.И. Разработка и исследование метода геометрической инверсии данных индукционного каротажа в вертикальных скважинах / Ю.И. Кошкина, Ю.Г. Соловейчик, М.Г. Персова, И.И. Патрушев // Актуальные проблемы электронного приборостроения (АПЭП-2016) = Actual problems of electronic instrument engineering (APEIE-2016) : тр. 13 междунар. конф.,

Новосибирск, 3–6 окт. 2016 г. : в 12 т. – Новосибирск : Изд-во НГТУ, 2016. – Т. 8. – С. 108–112.

15. Кошкина, Ю.И. Разработка и реализация алгоритмов 2D-инверсии данных электромагнитного каротажа. / Ю.И. Кошкина // Российская научно-техническая конференция «Обработка информационных сигналов и математическое моделирование»: материалы конференции, Новосибирск, 23-24 мая 2013. - Новосибирск: Изд-во СибГУТИ, 2013. - С. 59-62.

16. Кошкина, Ю. И. Автоматизация процесса интерпретации данных электромагнитного каротажа на основе конечноэлементного моделирования / Ю.И. Кошкина // Актуальные проблемы электронного приборостроения (АПЭП-2014) = Actual problems of electronic instrument engineering (APEIE-2014) : тр. 12 междунар. конф., Новосибирск, 2–4 окт. 2014 г. : в 7 т. – Новосибирск : Изд-во НГТУ, 2014. – Т. 6. – С. 170–173.

17. Могилатов В.С., Захаркин А.К., Злобинский А.В. Математическое обеспечение электроразведки ЗСБ. Система «Подбор». – Новосибирск: АИ «ГЕО», 2007. – 157 с.

18. Мосин, А. П. Электромагнитный каротаж в импульсном режиме. / А. П. Мосин, В. С. Могилатов // Материалы VI Всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли - ЭМЗ-2013 [Электронное издание]. – 2013.

19. Онегова, Е. В. Трехмерное моделирование нестационарного электромагнитного поля для задач геонавигации горизонтальных скважин / Е. В. Онегова, М. И. Эпов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – №. 7. – С. 925-930.

20. Персова, М.Г. Конечноэлементное моделирование геоэлектромагнитных полей, возбуждаемых горизонтальной электрической линией / М.Г. Персова, Ю.Г. Соловейчик, М.В. Абрамов // Сибирский журнал индустриальной математики. – 2009. – № 4(40). – С. 106–119.

21. Персова, М.Г. Методы и алгоритмы конечноэлементного моделирования геоэлектромагнитных полей от произвольно ориентированных катушек / М.Г.

Персова, Ю.Г. Соловейчик, Д.В. Вагин, П.А. Домников, Ю.И. Кошкина // Доклады Академии наук высшей школы Российской Федерации. - 2014. - № 1(22). - С. 123-134.

22. Персова, М.Г. Методы и программное обеспечение 3D-обработки данных морской электроразведки / М.Г. Персова, Д.В. Вагин, П. А. Домников, Ю. И. Кошкина, Т. Б. Епанчинцева // Труды 12-й Международной конференции и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO / CIS Offshore 2015). 15-18 сентября 2015 года, Санкт-Петербург - СПб.: ХИМИЗДАТ, 2015. - с.49-54.

23. Персова, М.Г. Алгоритмы 3D-инверсии данных зондирований становлением поля с использованием борновских приближений / М.Г. Персова, Е.И. Симон, Ю.Г. Соловейчик, Ю.И. Кошкина // Научный вестник Новосибирского государственного технического университета. - 2013. – №2 (51). – С. 62–72.

24. Персова, М.Г. Группирование положений приемно-генераторной установки при использовании прямых методов решения систем конечноэлементных уравнений в задачах индукционного каротажа / М.Г. Персова, Ю.Г. Соловейчик, Д.В. Вагин, Ю.И. Кошкина // Актуальные проблемы электронного приборостроения (АПЭП-2016) = Actual problems of electronic instrument engineering (APEIE-2016): тр. 13 междунар. конф., Новосибирск, 3–6 окт. 2016 г. : в 12 т. – Новосибирск : Изд-во НГТУ, 2016. – Т. 8. – С. 137–140.

25. Персова, М.Г. Исследование возможностей технологий морской электроразведки с использованием программного обеспечения 3D-моделирования геоэлектромагнитных полей / М.Г. Персова, Ю.Г. Соловейчик, Д.В. Вагин, Ю.И. Кошкина // Доклады Академии наук высшей школы Российской Федерации. - 2013. - № 1. - С. 109-118. - (Технические науки).

26. Персова, М.Г. О новом подходе к геометрической 3D-инверсии данных электроразведки с восстановлением параметров сопротивления и поляризуемости во временной области в проводящих средах / М.Г. Персова, Ю.Г. Соловейчик, Д.В. Вагин, Ю.И. Кошкина, О.С. Трубочев // Вопросы естествознания. - 2016. - №

2 (10). - С. 62-67.

27. Персова, М.Г. Решение трехмерных задач магнитотеллурики в сложных средах с использованием метода конечных элементов / М.Г. Персова, Ю.Г. Соловейчик, П.А. Домников, Т.Г. Шашкова, М.В. Абрамов, Ю.И. Кошкина // Научный вестник Новосибирского государственного технического университета. - 2013. - № 1. - С. 74-82.

28. Свиридов, М. В. Программный комплекс mcswd для интерпретации сверхглубинных и азимутально-чувствительных измерений электромагнитного каротажа во время бурения / М. В. Свиридов, А. П. Мосин, Ю. Е. Антонов, С. В. Мартаков // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2015. – Т. 2. – №. 2.

29. Соловейчик, Ю.Г. Исследование итерационных методов решения СЛАУ при моделировании трехмерных гармонических геоэлектромагнитных полей / Ю.Г. Соловейчик, М.Г. Персова, А.А. Трусов, И.В. Егоров, Д.А. Алексеев, Е.В. Мойланен, Л.Г. Мизинов // Доклады Академии наук высшей школы Российской Федерации. - 2013. – № 2(21). – С. 150–161.

30. Соловейчик, Ю.Г. Метод конечных элементов для решения скалярных и векторных задач / Ю.Г. Соловейчик, М.Э. Рояк, М.Г. Персова, // Новосибирск: изд-во НГТУ, 896 с. 2007.

31. Соловьев, С.А. Численное решение задачи индукционного каротажа с использованием математической библиотеки Intel® MKL / С.А. Соловьев, В.Н. Глинских, В.В. Лисица // Материалы VI Всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям земли – ЭМЗ-2013. [Электронное издание] URL: <http://ems2013.ipgg.sbras.ru/> – 2013.

32. Тихонов, А.Н. О решении некорректно поставленных задач и методе регуляризации // ДАН СССР. - 1963. - Т. 151, № 3. - С. 501-504.

33. Тихонов, А.Н. О регуляризации некорректно поставленных задач // ДАН СССР. - 1963. - Т. 153, № 1. - С. 49–52.

34. Шеин, А.Н. Ограничения томографического подхода 3D-инверсии данных зондирований становлением на основе линейного (борновского) приближения / А.Н. Шеин, В.С. Могилатов, Е.Ю. Антонов // Интерэкспо ГЕО-

Сибирь-2015. XI Междунар. науч. конгр. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология»: Сб. материалов в 3 т.– 2015. – Т. 2. – С. 294-298.

35. Штабель, Н.В. Аппроксимация субвертикальной границы в задачах импульсных электромагнитных зондирований / Н.В. Штабель, М.И. Эпов, Е.Ю. Антонов, М.А. Корсаков // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – №. 1. – С. 108-118.

36. Эпов, М.И. Быстрое решение двумерной обратной задачи высокочастотного электромагнитного каротажа в нефтегазовых скважинах / М. И. Эпов, В. Н. Глинских, М. Н. Никитенко, К. В. Сухорукова // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34. – №. 4. – С. 292-297.

37. Эпов, М.И. Комплекс СКЛ для каротажа за один спуско-подъем: методики и интерпретация на практических примерах. / М.И. Эпов, В.Н. Глинских, М. Н. Никитенко, К.В. Сухорукова // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа - Югры : Пятнадцатая научно-практическая конференция – 2012. С. 27-36.

38. Эпов, М.И. Интерпретация данных электрокаротажных зондирований в неокомских пластах-коллекторах Широтного Приобья / М. И. Эпов, В. Н. Глинских, К.В. Сухорукова, М. А. Павлова // Геология нефти и газа. – 2013. – №. 3. – С. 21-28.

39. Эпов, М. И. Сравнительный анализ двух методов расчета электромагнитных полей в прискважинном пространстве нефтегазовых коллекторов / М.И. Эпов, С.И. Кабанихин, В. Л. Миронов, К. В. Музалевский, М. А. Шишленин // Сибирский журнал индустриальной математики. – 2011. – Т. 14. – №. 2. – С. 132-138.

40. Эпов, М. И. Технология геонавигации бурового инструмента в слоистой среде нефтегазового коллектора / М. И. Эпов, В. Л. Миронов, К. В. Музалевский, И. Н. Ельцов, Ю. П. Саломатов // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – №. 9. – С. 1404-1410.

41. Эпов, М. И. Численное моделирование и анализ сигналов электромагнитного каротажа в процессе бурения / М. И. Эпов, М. Н. Никитенко, В. Н. Глинских, К. В. Сухорукова // Каротажник. – 2014. – №. 11 (245). – С. 29-42.

42. Эпов, М. И. Сигналы электромагнитного каротажа в процессе бурения и их численная инверсия / М. И. Эпов, М. Н. Никитенко, К. В. Сухорукова, В. Н. Глинских, В. Н. Еремин, А.А. Горбатенко, М. А. Павлова // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – №. 3. – С. 49-55.

43. Эпов, М. И. Электрические и электромагнитные каротажные зондирования в реалистичных моделях нефтегазовых коллекторов: численное моделирование и интерпретация / М. И. Эпов, К. В. Сухорукова // Геофизический журнал. – 2012. – Т. 34. – №. 4. – С. 5-15.

44. Эпов, М.И. Технология исследования нефтегазовых скважин на основе ВИКИЗ. Методическое руководство // Под ред. Эпова М.И., Антонова Ю.Н. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, Изд. СО РАН, 2000, 121 с.

45. Abubakar, A. A 3D parametric inversion algorithm for triaxial induction data // GEOPHYSICS. - 2006. - №1(71). - pp. G1-G9.

46. Abubakar, A. Inversion algorithms for large-scale geophysical electromagnetic measurements / A. Abubakar, T.M. Habashy, M. Li, J. Liu // Inverse Problems. – 2009. №12(25). – 30 p.

47. Hue, Y.-K. Numerical Mode-Matching Method for Tilted-Coil Antennas in Cylindrically Layered Anisotropic Media With Multiple Horizontal Beds / Y.-K. Hue, F.L.Teixeira // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 2007. - №8(45). - pp. 2451-2462.

48. Alpak, F.O. A multiplicative regularized gauss-newton algorithm and its application to the joint inversion of induction logging and near-borehole pressure measurements / F.O. Alpak, T.M. Habashy, A. Abubakar, C. Torres-Verdín, K. Sepehrnoori // Progress In Electromagnetics Research B. - 2011. - №29. - pp.105-138.

49. Ansari, S. 3D finite-element forward modeling of electromagnetic data using vector and scalar potentials and unstructured grids / S. Ansari, C.G. Farquharso // Geophysics. - 2014. -№4(79).- pp. E149-E165.

50. Avdeev, D. 3D integral equation modeling with a linear dependence on dimensions / D. Avdeev, S. Knizhnik // GEOPHYSICS. - 2009. -№5(74). - pp. F89-F94.

51. Börner, R.-U. Three-dimensional transient electromagnetic modelling using Rational Krylov methods / R.-U. Börner, O.G. Ernst, S. Güttel // Geophysical Journal International. - 2015. - №3(202). - pp. 2025-2043.

52. Badea, E.A. Finite-element analysis of controlled-source electromagnetic induction using Coulomb-gauged potentials / E.A. Badea, M.E. Everett, G.A. Newman, O. Biro, // Geophysics. - 2013. - № 3 (78). - pp. 786–799

53. Bukhalov, S.V. The results of three-dimensional modeling of EMS-IP technology data in search for gold deposits in the Altai Mountains / S.V. Bukhalov, Y.A. Davidenko, D.V. Bogdanovich, N.A. Lavrenteva, E.A. Shibeko, V.V. Shulga, M.G. Persova // GeoBaikal 2016 - 4th International Conference: From East Siberia to the Pacific - Geology, Exploration and Development. - 2016. - 4 p.

54. Chung, Y. Three-dimensional modelling of controlled-source electromagnetic surveys using an edge finite-element method with a direct solver / Yonghyun Chung, Jeong-Sul Son, Tae Jong Lee, Hee Joon Kim, Changsoo Shin // Geophysical Prospecting. – 2014. – №6(62). – pp. 1468-1483.

55. Commer, M. New advances in three-dimensional controlled-source electromagnetic inversion / M. Commer, G.A. Newman // Geophysical Journal International. - 2008. -№2(172). - pp. 513-535.

56. Cox, L.H. 3D inversion of airborne electromagnetic data / L.H. Cox, G.A. Wilson, M.S. Zhdanov // GEOPHYSICS. - 2012. -№4(77). - pp. WB59-WB69.

57. Cozzolino, K. Synthetic focusing and simulation of dual laterolog tool in axisymmetric subsurface models / K. Cozzolino, J. da Conceição da Silva // Journal of Applied Geophysics . - 2007. - №2(61). - pp. 102-110.

58. Davydycheva, S. Triaxial induction tool with electrode sleeve: FD modeling in 3D geometries / S. Davydycheva, D. Homan, G. Minerbo // Journal of Applied Geophysics. - 2009. - №1(67). - pp. 98–108.

59. Davydycheva, S. An efficient finite-difference scheme for electromagnetic

logging in 3D anisotropic inhomogeneous media / S. Davydycheva, V. Druskin, T. Habashy // GEOPHYSICS. - 2003. -№5(68). - pp. 1525-1536.

60. Davydycheva, S. Separation of azimuthal effects for new-generation resistivity logging tools — Part I / S. Davydycheva // GEOPHYSICS. - 2010. - №1(75). - pp. E31-E40.

61. Davydycheva, S. Two triaxial induction tools: sensitivity to radial invasion profile / S. Davydycheva // Geophysical Prospecting. - 2011. - №2(59). - pp. 323-340.

62. Davydycheva, S. Separation of azimuthal effects for new-generation resistivity logging tools — Part 2 / S. Davydycheva // GEOPHYSICS. - 2011. - №3(76). - pp. F185-F202.

63. Davydycheva, S. 3D modeling of new-generation (1999–2010) resistivity logging tools / S. Davydycheva // The Leading Edge. - 2010. - №7(29). - pp. 780-789.

64. Davidenko, Yu.A. The integration of the statistical approach and three-dimensional modeling for data processing and interpretation of EM /Yu.A. Davidenko, A.Y. Davidenko, M.G. Persova, A.A. Trusov, P.A. Popkov // Geobaikal 2012 - 2nd International Research and Application Conference on Electromagnetic Research Methods and Integrated Geophysical Data Interpretation. - 2012. - 4 p.

65. Dehiya, R. Interpretation of CSEM data using 2D block inversion algorithm / R. Dehiya, A. Singh, K. Gupta, P. M. Israil // Extended Abstract, 22nd EM Induction Workshop, Weimar, Germany, August 24-30, 2014. - 4 p.

66. Egbert, G.D. Computational recipes for electromagnetic inverse problems / G.D. Egbert A. Kelbert // Geophysical Journal International. - 2012. -№1(189). - pp. 251-267.

67. Epov, M. I. Geosteering technology of drilling tool in a layered medium oil and gas reservoir / M. I. Epov, V. L. Mironov, K. V. Muzalevskiy, I. N. Yeltsov // 2011 International Siberian Conference on Control and Communications (SIBCON). - 2011. - №201. - pp. 155-158.

68. Epov, M.I. UWB electromagnetic borehole logging tool / M. I. Epov, V. L. Mironov, K. V. Muzalevskiy, I. N. Yeltsov // 2010 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. - 2010. -pp. 3565-3567.

69. Epov, M.I. Method of measuring the range from the uwb borehole logging tool to the oil-water contact / M. I. Epov, V. L. Mironov, K. V. Muzalevskiy // Progress in Electromagnetics Research Symposium. - 2011. - pp. 55-58.

70. Farquharson, C.G. Constructing piecewise-constant models in multidimensional minimum-structure inversions // GEOPHYSICS. - 2008. - №1(73). - pp. K1-K9.

71. Gajda-Zagórska, E. A hybrid method for inversion of 3D DC resistivity logging measurements / E. Gajda-Zagórska, R. Schaefer, M. Smółka, M. Paszyński, D. Pardo // Natural Computing. - 2015. №3(14). - pp. 355-374.

72. Gao, G. Efficient Numerical Simulation of Axisymmetric Electromagnetic Induction Measurements Using a High-Order Generalized Extended Born Approximation / G. Gao, C. Torres-Verdin // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 2008. - №44. - pp. 2445-2453.

73. Gorodilov, L.V. Modeling the striking head-impact tool-rock mass interaction / L.V. Gorodilov, V.P. Efimov, V.G. Kudryavtsev // Journal of Mining Science. - 2013. - №4(49). - pp. 618-624.

74. Gorodilov, L.V. Selection procedure for hydraulic impact system parameters / L.V. Gorodilov, D.V. Vagin, O.A. Pashina // Journal of Mining Science. - 2014. - №1(50). - pp. 87-93.

75. Gorodilov, L. V. Gorodilov, L.V. Dynamics of positive-displacement hydraulic percussion systems of single-sided back action // Journal of Mining Science. - 2015. - №2(51). - pp. 274-279.

76. Grayver, A.V. Robust and scalable 3-D geo-electromagnetic modelling approach using the finite element method / A.V. Grayver, M. Bürg // Geophysical Journal International. - 2014. - №1(198). - pp. 110-125.

77. Grayver, A.V. Large-scale 3D geoelectromagnetic modeling using parallel adaptive high-order finite element method / A.V. Grayver, T.V. Kolev // GEOPHYSICS. - 2015. - №6(80). - pp. E277-E291.

78. Grayver, A.V. Parallel three-dimensional magnetotelluric inversion using adaptive finite-element method. Part I: theory and synthetic study / A.V. Grayver, //

Geophysical Journal International. - 2015. -№1(202). - pp. 584-603.

79. Haber, E. Parallel inversion of large-scale airborne time-domain electromagnetic data with multiple OcTree meshes / E. Haber, C. Schwarzbach // Inverse Problems. - 2014. -№5(30). - 29 p.

80. Haber, E. Inversion of 3D electromagnetic data in frequency and time domain using an inexact all-at-once approach / E. Haber, U.M. Ascher, D.W. Oldenburg // GEOPHYSICS. - 2004. - №5(69). - pp. 1216-1228.

81. Haber, E. Inversion of time domain three-dimensional electromagnetic data / E. Haber, D.W. Oldenburg, R. Shekhtman // Geophysical Journal International. - 2007. - №2(171). - pp. 550-564.

82. Hou, J. Finite-difference simulation of borehole EM measurements in 3D anisotropic media using coupled scalar-vector potentials / J. Hou, R. K. Mallan, C. Torres-Verdín // GEOPHYSICS. - 2006. - №5(71). - pp. G225-G233.

83. Hue, Y.-K. Analysis of tilted-coil eccentric borehole antennas in cylindrical multilayered formations for well-logging applications / Y.-K. Hue, F.L. Teixeira // IEEE Transactions on Antennas and Propagation. - 2006. - №4(54). - pp. 1058-1064.

84. Hue, Y.-K. Three-dimensional simulation of eccentric LWD tool response in boreholes through dipping formations / Y.-K. Hue, F.L. Teixeira, L.S. Martin, M.S. Bittar // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 2005. - №2(43). - pp. 257-268.

85. Jahandari, H. Finite-volume modelling of geophysical electromagnetic data on unstructured grids using potentials / H. Jahandari, C.G. Farquharson // Geophysical Journal International. - 2015. №3(202). - pp. 1859-1876.

86. Jahandari, H. A finite-volume solution to the geophysical electromagnetic forward problem using unstructured grids / H. Jahandari, C.G. Farquharson // GEOPHYSICS. - 2014. -№6(79). - pp. E287-E302.

87. Key, K. 1D inversion of multicomponent, multifrequency marine CSEM data: Methodology and synthetic studies for resolving thin resistive layers // GEOPHYSICS. - 2009. - №2(74). - pp. F9-F20.

88. Koldan, J. Algebraic multigrid preconditioning within parallel finite-element

solvers for 3-D electromagnetic modelling problems in geophysics / J. Koldan, V. Puzyrev, J. De la Puente, G. Houzeaux, J.M. Cela // *Geophysical Journal International*. - 2014. -№3(197). - pp. 1442-1458.

89. Kordy, M. 3-dimensional magnetotelluric inversion including topography using deformed hexahedral edge finite elements and direct solvers parallelized on symmetric multiprocessor computers - Part II: direct data-space inverse solution.

90. Lee, Hwa Ok Cylindrical FDTD Analysis of LWD Tools Through Anisotropic Dipping-Layered Earth Media / Hwa Ok Lee, Fernando L.Teixeira // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. - 2007. - №2(45). - pp. 383-388.

91. Lelievre, P. G. Gradient and smoothness regularization operators for geophysical inversion on unstructured meshes / P.G. Lelievre, C.G. Farquharson // *Geophysical Journal International*. - 2013. - №1(195). - pp. 330-341.

92. Li, Hu Investigation of eccentricity effects and depth of investigation of azimuthal resistivity LWD tools using 3D finite difference method / Hu Li, Hua Wang // *Journal of Petroleum Science and Engineering*. - 2016. - №143. - pp. 211-225.

93. Li, Maokun. Inversion of controlled-source electromagnetic data using a model-based approach / Maokun Li, Aria Abubakar, Tarek M. Habashy, Yan Zhang // *Geophysical Prospecting*. -2010. - №3(58). - pp. 455-467.

94. Liang, L. Estimating petrophysical parameters and average mud-filtrate invasion rates using joint inversion of induction logging and pressure transient data / L. Liang, A. Abubakar, T.M. Habashy // *GEOPHYSICS*. - 2011. - №2(76). - pp. E21-E34.

95. Liu, G.-S. Analysis of directional logging tools in anisotropic and multieccentric cylindrically-layered earth formations / G.-S. Liu, F.L. Teixeira, G.-J. Zhang // *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. - 2012. - №1(60). - 10 p.

96. Liu, G.-S. Numerical analysis of electrical logging-while-drilling tool using propagator matrix method / G.-S. Liu, H.-D. Yang // *International Journal of Numerical Modelling: Electronic Networks, Devices and Fields*. - 2013. - №2(26). - pp. 192–203.

97. Lovell, J.R. Effect of Tool Eccentricity on Some Electrical Well-Logging Tools / J.R. Lovell, W.C. Chew // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. - 1990. -№1(28). - pp. 127 - 136.

98. Mogilatov, V. Application of the marine circular electric dipole method in high latitude Arctic regions using drifting ice floes / V. Mogilatov, M. Goldman, M. Persova, Y. Soloveichik, Y. Koshkina, O. Trubacheva, A. Zlobinskiy // *Journal of Applied Geophysics*. - 2016. - №135. - pp. 17-31.

99. Nam, M. J. Simulation of borehole-eccentered triaxial induction measurements using a Fourier hp finite-element method / M. J. Nam, D. Pardo, C. Torres-Verdín // *GEOPHYSICS*. - 2013. - №1(78). - pp. D41-D52.

100. Nam, M.J. Simulation of DC dual-laterolog measurements in complex formations: A Fourier-series approach with nonorthogonal coordinates and self-adapting finite elements / M. J. Nam, D. Pardo, C. Torres-Verdín // *GEOPHYSICS*. - 2009. - №1(74). - pp. E31-E43.

101. Nam, M. J. Simulation of triaxial induction measurements in dipping, invaded, and anisotropic formations using a Fourier series expansion in a nonorthogonal system of coordinates and a self-adaptive hp finite-element method / M. J. Nam, D. Pardo, C. Torre // *GEOPHYSICS*. - 2010. - №3(75). - pp. F83-F95.

102. Nam, M. J. Assessment of Delaware and Groningen effects on dual-laterolog measurements with a self-adaptive hp finite-element method / M. J. Nam, D. Pardo, C. Torres-Verdín // *GEOPHYSICS*. - 2010. - №6(75). - pp. F143-F149.

103. Newman, G.A. Solution accelerators for large-scale three-dimensional electromagnetic inverse problems / G.A. Newman, P.T. Boggs // *Inverse Problems*. - 2004. - №6(20). - pp. S151-S170.

104. Newman, G.A. New advances in three dimensional transient electromagnetic inversion / G.A. Newman, M. Commer // *Geophysical Journal International*. - 2004. - №1(160). - pp. 5-32.

105. Nie, Xiao Chun A fast integral equation solver for 3D induction well logging in formations with large conductivity contrasts / Xiao Chun Nie, Ning Yuan, Richard Liu // *Geophysical Prospecting*. - 2013. - №3(61). - pp. 645-657.

106. Novo, M.S. Comparison of Coupled-Potentials and Field-Based Finite-Volume Techniques for Modeling of Borehole EM Tools / M.S. Novo, L.C. da Silva, F.L. Teixeira // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. - 2008. - №2(5). - pp.

209-211.

107. Novo, M.S. Three-dimensional finite-volume analysis of directional resistivity logging sensors / M.S. Novo, L.C. da Silva, F.L. Teixeira // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 2010. - № 3(48) PART 1. - pp. 1151 - 1158.

108. Novo, Marcela S. Finite Volume Modeling of Borehole Electromagnetic Logging in 3-D Anisotropic Formations Using Coupled Scalar-Vector Potentials / Marcela S. Novo, Luiz C. da Silva, Fernando L. Teixeira // Antennas and Wireless Propagation Letters. - 2007. - №99. - pp. 549-552.

109. Novo, Marcela S. A Comparative Analysis of Krylov Solvers for Three-Dimensional Simulations of Borehole Sensors / Marcela S. Novo, Luiz C. da Silva, Fernando L. Teixeira // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. - 2011. - №1(8). - pp. 98-102.

110. Nedelec, J. C. Mixed finite elements in R^3 // Numerische Mathematik. – 1980. – №3(35). – pp. 315-341.

111. Oldenburg, D.W. Three dimensional inversion of multisource time domain electromagnetic data / D.W. Oldenburg, E. Haber, R. Shekhtman // GEOPHYSICS. - 2013. - №1(78). - pp. E47-E57.

112. Pardo, D. PML Enhanced with a Self-Adaptive Goal-Oriented hp-Finite Element Method: Simulation of Through-Casing Borehole Resistivity Measurements / D. Pardo, L. Demkowicz, C. Torres-Verdín, C. Michler // SIAM Journal on Scientific Computing. - 2008. - №6(30). - pp. 2948-2964.

113. Pardo, D. Two-Dimensional High-Accuracy Simulation of Resistivity Logging-While-Drilling (LWD) Measurements Using a Self-Adaptive Goal-Oriented «hp» Finite Element Method / D. Pardo, L. Demkowicz, C. Torres-Verdín, M. Paszynski // SIAM Journal on Applied Mathematics. - 2006. - №6(66). - pp. 2085-2106.

114. Pardo, D. Simulations of 3D DC borehole resistivity measurements with a goal-oriented hp finite-element method. Part II: through-casing resistivity instruments / D. Pardo, C. Torres-Verdín, M. Paszynski // Computational Geosciences. - 2008. - №1(12). - pp. 83-89.

115. Pardo, D. Simulation of multifrequency borehole resistivity measurements through metal casing using a goal-oriented hp finite-element method / D. Pardo, C. Torres-Verdin, L.F. Demkowicz // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 2006. - №8(44). - pp. 2125-2134.

116. Pardo, D. Sensitivity study of borehole-to-surface and crosswell electromagnetic measurements acquired with energized steel casing to water displacement in hydrocarbon-bearing layers / D. Pardo, C. Torres-Verdín, (Ian) Zh. Zhang // GEOPHYSICS. - 2008. - №6(73). - pp. F261-F268.

117. Persova, M.G. Electromagnetic field analysis in the marine CSEM detection of homogeneous and inhomogeneous hydrocarbon 3D reservoirs / M.G. Persova, Y.G. Soloveichik, P.A. Domnikov, D.V. Vagin, Y.I. Koshkina // Journal of Applied Geophysics. - 2015. - №119. - pp. 147-155.

118. Persova, M.G. Transient electromagnetic modelling of an isolated wire loop over a conductive medium / M.G. Persova, Y.G. Soloveichik, G.M. Trigubovich, D.V. Vagin, P.A. Domnikov // Geophysical Prospecting. - 2014. - №5(62). - pp. 1193-1201.

119. Persova, M.G. Computer modeling of geoelectromagnetic fields in three-dimensional media by the finite element method / M.G. Persova, Y.G. Soloveichik, G.M. Trigubovich // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. - 2011. - №2(47). - pp. 79-89.

120. Persova, M.G. Approach to multidimensional geometric inversion of data obtained by multi-spacing TEM soundings / M.G. Persova, Y.G. Soloveichik, D.V. Vagin, Y.I. Koshkina // GeoBaikal 2016 - 4th International Conference: From East Siberia to the Pacific - Geology, Exploration and Development. 2016. - 4 p.

121. Puzyrev, V. A parallel finite-element method for three-dimensional controlled-source electromagnetic forward modelling / V. Puzyrev, J. Koldan, J. de la Puente, G. Houzeaux, M. Vázquez, J.M. Cela // Geophysical Journal International. - 2013. - №2(193). - pp. 678-693.

122. Persova, M.G. Software and Its New Possibilities for 3D Processing of Marine Electrical Survey Data / Marina G. Persova, Yuri G. Soloveichik, Denis V. Vagin, Yulia I. Koshkina, Evgenia I. Simon // Proceedings of IFOST-2016 Part 1: 2016 11th International Forum on Strategic Technology (IFOST), June 1-3, 2016

Novosibirsk, Russia. – pp. 366-370.

123. Persova, M.G. Intelligent Scheduler for Solution of Forward and Inverse Geoelectrical Problems / Marina G. Persova, Yuri G. Soloveichik, Yulia I. Koshkina, Olga S. Trubacheva, Denis V. Vagin, Petr A. Domnikov // Proceedings of IFOST-2016 Part 1: 2016 11th International Forum on Strategic Technology (IFOST), June 1-3, 2016 Novosibirsk, Russia. – pp. 401-405.

124. Persova, M.G. Geometrical Nonlinear 3D Inversion of Airborne Time Domain EM Data / M.G. Persova, Y.G. Soloveichik, Y.I. Koshkina, D.V. Vagin, O.S. Trubacheva // EAGE: 22nd European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics Near Surface Geoscience 2016 (First Conference on Geophysics for Mineral Exploration and Mining, 5 - 6 September 2016), Barcelona, Spain. 2016.

125. Ren, Z. A goal-oriented adaptive finite-element approach for plane wave 3-D electromagnetic modelling / Z. Ren, T. Kalscheuer, S. Greenhalgh, H. Maurer // Geophysical Journal International. - 2013. - №2(194). - pp. 700-718.

126. Rieben, R.N. A high order mixed vector finite element method for solving the time dependent Maxwell equations on unstructured grids / R.N. Rieben, G.H. Rodrigue, D.A. White // Journal of Computational Physics. – 2005. – №2(204). –pp. 490-519.

127. Schenk, O. Solving unsymmetric sparse systems of linear equations with PARDISO / Schenk, O. Gärtner, K. // Future Generation Computer Systems. – 2004. – №3 (20). – p. 475–487.

128. Schwarzbach, Ch. Finite element based inversion for time-harmonic electromagnetic problems / Ch. Schwarzbach, E. Haber // Geophysical Journal International. - 2013. - №2(193). - pp. 615-634.

129. Singh, A. Development of block Inversion algorithm and its comparison with cell inversion schemes / A. Singh, R. Dehiya, P K.Gupta, M. Israil // Extended Abstract, 22nd EM Induction Workshop. 2014. - 4 p.

130. Soloveichik, Yu.G. Three-dimensional modeling of nonstationary electromagnetic fields using the finite element method / Yu.G. Soloveichik, M.E. Royak, V.S. Moiseev, G.M. Trigubovich // Izvestiya - Physics of the Solid Earth. -

1998. - №10(34). - pp. 859-864.

131. Sun, X. Analysis and correction of borehole effect on the responses of multicomponent induction logging tools / X. Sun, Z. Nie, A. Li, X. Luo // *Progress in Electromagnetics Research*. - 2008. -№85. - pp. 211-226.

132. Sun, X.Y. Vector finite element analysis of multicomponent induction response in anisotropic formations / X.Y. Sun, Z.P. Nie // *Progress in Electromagnetics Research*. - 2008. -№81. -pp. 21–39.

133. Sviridov, M. V. New Software for Processing of LWD Extradep Resistivity and Azimuthal Resistivity Data / M.V. Sviridov, A. Mosin, Yu. Antonov, M. Nikitenko, S. Martakov, M. Rabinovich // *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*. – 2014. – №2(17). – p. 109-127.

134. Ulugergerli, E.U. Two dimensional combined inversion of short- and long-normal dc resistivity well log data / E.U. Ulugergerli // *Journal of Applied Geophysics*. - 2011. - №2(73). - pp. 130-138.

135. Um, E.S. Efficient pre-conditioned iterative solution strategies for the electromagnetic diffusion in the Earth: finite-element frequency-domain approach / E.S. Um, M. Commer, G.A. Newman // *Geophysical Journal International*. - 2013. - №3(193). - pp. 1460-1473.

136. Um, E.S. An iterative finite element time-domain method for simulating three-dimensional electromagnetic diffusion in earth / E.S. Um, J.M. Harris, D.L. Alumbaugh // *Geophysical Journal International*. - 2012. - №2(190). - pp. 871-886.

137. Um, E.S. Finite element modelling of transient electromagnetic fields near steel-cased wells / E.S. Um, M. Commer, G.A. Newman G.M. Hoversten // *Geophysical Journal International*. - 2015. -№2(202). - pp. 901-913.

138. Usui, Y. 3-D inversion of magnetotelluric data using unstructured tetrahedral elements: applicability to data affected by topography / Y. Usui // *Geophysical Journal International*. - 2015. - №2(202). - pp. 828-849.

139. Wang, B. A Borehole Fluid Saturation Evaluation Method Using Unidirectional Monopole UWB Antenna / B.Wang, K. Li, F.-M. Kong, J. Zhao, Y. Gao // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. - 2015. -№2(12). - pp. 429-433.

140. Wang, B. A dielectric logging tool with insulated collar for formation fluid detection around borehole / B. Wang, K. Li, F.-M. Kong, J. Zhao // *Journal of Applied Geophysics*. - 2015. - №119. - pp. 16-24.

141. Wang, G.L. Fast simulation of triaxial borehole induction measurements acquired in axially symmetrical and transversely isotropic media / G.L. Wang, C. Torres-Verdín, S. Gianzero // *GEOPHYSICS*. - 2008. - №6(74). -pp. E233-E249.

142. Wang, G.L. Fast 2D inversion of large borehole EM induction data sets with an efficient Fréchet-derivative approximation / G.L. Wang, C. Torres-Verdín, J.M. Salazar, B. Voss // *GEOPHYSICS*. - 2009. - №1(74). - pp. E75-E91.

143. Wang, H. Numerical Modeling of Multicomponent Induction Well-Logging Tools in the Cylindrically Stratified Anisotropic Media / H. Wang, P. So, S. Yang, W.J.R. Hofer, H. Du // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. - 2008. - №4(46). - pp. 1134-1147.

144. Wang, H. Fast Multiparameter Reconstruction of Multicomponent Induction Well-Logging Datum in a Deviated Well in a Horizontally Stratified Anisotropic Formation / H. Wang, H. Tao, J. Yao, G. Chen // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. - 2008. - №5(46). - pp. 1525-1534.

145. Wang, H. Efficient and Reliable Simulation of Multicomponent Induction Logging Response in Horizontally Stratified Inhomogeneous TI Formations by Numerical Mode Matching Method / H. Wang, H. Tao, J. Yao, Y. Zhang // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. - 2012. - №9(50). - pp. 3383-3395.

146. Wang, H. Adaptive Regularization Iterative Inversion of Array Multicomponent Induction Well Logging Datum in a Horizontally Stratified Inhomogeneous TI Formation / H. Wang // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. -2011. - №11(49). - pp. 4483-4492.

147. Wang, W. Three-dimensional DC anisotropic resistivity modelling using finite elements on unstructured grids / W. Wang, X. Wu, K. Spitzer // *Geophysical Journal International*. - 2013. - №2(193). -pp. 734-746.

148. Wei-Guo, Lv. Simulation of Electromagnetic Wave Logging Response in Deviated Wells Based on Vector Finite Element Method / Lv Wei-Guo, Chu Zhao-Tan,

Zhao Xiao-Qing, Fan Yu-Xiu, Song Ruo-Long, Han Wei // Chinese Physics Letters. - 2009. - №1(26). - pp. 014102 (1-4).

149. Wu, D. An Efficient FDTD Method for Axially Symmetric LWD Environments / D. Wu, J. Chen, C.R. Liu // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 2008. - №6(46). - pp. 1652-1656.

150. Xiao-Chun, N. Simulation of LWD Tool Response Using a Fast Integral Equation Method / N. Xiao-Chun Y. Ning C.R. Liu // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. - 2010. - №1(48). - pp. 72-81.

151. Zhang, Z.J. 1-D Inversion of triaxial induction logging in layered anisotropic formation / Z.J. Zhang, N. Yuan, R. Liu // Progress In Electromagnetics Research B. - 2012. - №44. - pp. 383–403.

152. Zhdanov, M.S. Anisotropic 3D inversion of towed-streamer electromagnetic data: Case study from the Troll West Oil Province / M.S. Zhdanov, M. Endo, D. Yoon, M. Čuma, J. Mattsson, J. Midgley // Interpretation. - 2014. - №3. - pp. SH97-SH113.

**СВИДЕТЕЛЬСТВА О ГОСУДАРСТВЕННОЙ РЕГИСТРАЦИИ ПРОГРАММ
ДЛЯ ЭВМ, АКТ ВНЕДРЕНИЯ**

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2016619388

LogAx

Правообладатель: **ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ "НОВОСИБИРСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ"
(НГТУ) (RU)**

Авторы: **Кошкина Юлия Игоревна (RU), Персова Марина
Геннадьевна (RU), Соловейчик Юрий Григорьевич (RU)**

Заявка № **2016617188**

Дата поступления **04 июля 2016 г.**

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ **18 августа 2016 г.**

Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

 **Г.П. Ивлиев**



РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2015616607

GEMIR-air

Правообладатель: **ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ "НОВОСИБИРСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ"
(НГТУ) (RU)**

Авторы: **Соловейчик Юрий Григорьевич (RU), Персова Марина
Геннадьевна (RU), Вагин Денис Владимирович (RU), Абрамов Михаил
Владимирович (RU), Домников Петр Александрович (RU), Кошкина
Юлия Игоревна (RU), Епанчинцева Татьяна Борисовна (RU)**

Заявка № 2015613149

Дата поступления 20 апреля 2015 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 16 июня 2015 г.



Врио руководителя Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

Л.Л. Кирий

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2013612529

**СИТЕМ-3D – 3D-инверсии данных
технологии TEM с использованием ячеистых структур
(Cell-Inversion-of-Transient-ElectroMagnetic-data – 3Dimensional)**

Правообладатель(ли): *Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования "Новосибирский государственный технический университет" (НГТУ) (RU)*

Автор(ы): *Персова Марина Геннадьевна,
Соловейчик Юрий Григорьевич, Симон Евгения Игоревна,
Кошкина Юлия Игоревна (RU)*

Заявка № 2012661754

Дата поступления 28 декабря 2012 г.

Зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ
28 февраля 2013 г.

Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

Б.П. Симонов



РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2013619254

CEDAR (Circular Electric Dipole for Arctic Research)

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего профессионального образования "Новосибирский государственный технический университет" (НГТУ) (RU)*

Авторы: *Соловейчик Юрий Григорьевич (RU), Персова Марина Геннадьевна (RU), Вагин Денис Владимирович (RU), Домников Петр Александрович (RU), Кондратьев Николай Владимирович (RU), Кошкина Юлия Игоревна (RU)*

Заявка № 2013617089

Дата поступления 01 августа 2013 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 30 сентября 2013 г.



Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

Б.И. Силонов

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2015660157

NoCa

Правообладатель: **ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ "НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ" (НГТУ) (RU)**

Авторы: **Соловейчик Юрий Григорьевич (RU), Персова Марина Геннадьевна (RU), Вагин Денис Владимирович (RU), Абрамов Михаил Владимирович (RU), Домников Петр Александрович (RU), Кошкина Юлия Игоревна (RU), Епанчинцева Татьяна Борисовна (RU)**

Заявка № 2015617095

Дата поступления 31 июля 2015 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 23 сентября 2015 г.

Заместитель руководителя Федеральной службы по интеллектуальной собственности



Л.Л. Курий

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2015661962

MeNoCa

Правообладатель: **ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ "НОВОСИБИРСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ"
(НГТУ) (RU)**

Авторы: **Соловейчик Юрий Григорьевич (RU), Персова Марина
Геннадьевна (RU), Вагин Денис Владимирович (RU), Дундукова
Катерина Вадимовна (RU), Абрамов Михаил Владимирович (RU),
Епанчинцева Татьяна Борисовна (RU), Кошкина Юлия Игоревна (RU)**

Заявка № **2015618858**

Дата поступления **25 сентября 2015 г.**

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ **13 ноября 2015 г.**



Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

 **Г.П. Иванов**



Г Е Л И О С

ОБЩЕСТВО С ОГРАНИЧЕННОЙ ОТВЕТСТВЕННОСТЬЮ

ИНН 3812139379, КПП 381201001

Юридический адрес: 664017, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 341/4, 19

Почтовый адрес: 664074, Россия, г. Иркутск, а/я 134

тел. +79149103838, e-mail: gelios@geo.istu.edu

АКТ

об использовании результатов научных исследований, выполненных соискателем Кошкиной Ю.И. в диссертационной работе **"Разработка методов, алгоритмов и реализующего их программного обеспечения для выполнения многомерной инверсии данных индукционного каротажа"**, в задачах разведочной геофизики.

Методы многомерной инверсии данных электромагнитных зондирований применялись для обработки индукционной составляющей сигналов при проведении геофизических исследований по методу ЭМЗ-ВП на кимберлитовых полях Куонапской группы и на участке Келимяр (Оленёкская площадь) в Булунском районе Анабарского щита (Якутия) для восстановления многомерной проводимости среды.

Генеральный директор _____ / Давыденко Ю. А./

