СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Геология и геофизика, 2018, т. 59, № 4, с. 518—533

ГЕОФИЗИКА

УДК [55: 550.837.211(571.56)]

СТРОЕНИЕ ЗЕЙСКОГО БЛОКА ТОКИНСКОГО СТАНОВИКА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

В.Б. Каплун

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия

Представлены результаты магнитотеллурических зондирований (МТЗ), выполненных на Зейском блоке Станового мегаблока в области его сочленения с Алданским щитом, граница между которыми проходит по Становому разлому. В результате интерпретации кривых МТЗ с привлечением гравиметрических, магнитных и геологических данных построены геолого-геофизические разрезы до глубины 7 км по двум профилям протяженностью около 20 км, проходящих вкрест простирания Станового разлома. Под Окононским плато четвертичных базальтов на глубине 2 км выделена проводящая зона мощностью около 1 км и длиной примерно 2 км с удельным электрическим сопротивлением менее 100 Ом·м. Природа данной аномалии связывается с рудной минерализацией, образование которой приурочено к раннепротерозойской интрузии габброидов. Выполнено трехмерное плотностное моделирование и определено, что в районе Окононского плато базальтов наблюдается северо-восточное падение тел повышенной плотности до глубины 25 км при северо-западном простирании.

Магнитотеллурические зондирования, глубинное строение, Сибирская платформа, Становой разлом.

STRUCTURE OF THE ZEYA BLOCK OF TOKIN STANOVIK ACCORDING TO RESULTS OF MAGNETOTELLURIC SOUNDING

V.B. Kaplun

The paper describes the results of magnetotelluric sounding (MTS) carried out in the Zeya block of the Stanovoi megablock, in the area of its junction with the Aldan Shield. The border between them runs along the Stanovoi fault. Based on the results of interpretation of MTS curves and the gravity, magnetic, and geological data, the geological/geophysical sections have been constructed to a depth of 7 km along two ~20 km long profiles running across the Stanovoi fault. About 1 km thick and approximately 2 km long conductivity zone has been distinguished beneath the Okonon plateau of Quaternary basalts with electrical resistivity of less than 100 Ohm·m. This anomaly is associated with ore mineralization confined to Early Proterozoic gabbro intrusion. A 3D density modeling was performed. The northeastern dip of high-density bodies to a depth of 25 km is observed at the northwestern strike in the area of the Okonon basalt plateau.

Magnetotelluric soundings, deep structure, Siberian Platform, Stanovoi fault

ВВЕДЕНИЕ

Исследования проводились на юго-востоке Сибирской платформы в зоне сочленения Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областей (мегаблоков) Алдано-Станового щита [Тектоника…, 2005] (рис. 1). Алданский мегаблок от Станового отделяет Становой разлом — один из крупнейших раннедокембрийских линеаментов юго-востока, который протягивается в субширотном направлении более чем на 1000 км. Сведения о строении Станового разлома получены по геологическим данным и интерпретации регионального поля силы тяжести и магнитного поля. Строение разлома сложное, он представляет собой широкую зону проявления надвигочешуйчатой тектоники со смещениями мелких блоков, линз, чешуй разновозрастных диафторированных метаморфических комплексов,

© В.Б. Каплун✉, 2018
✉e-mail: kaplun@itig.as.khb.ru
DOI: 10.15372/GiG20180407

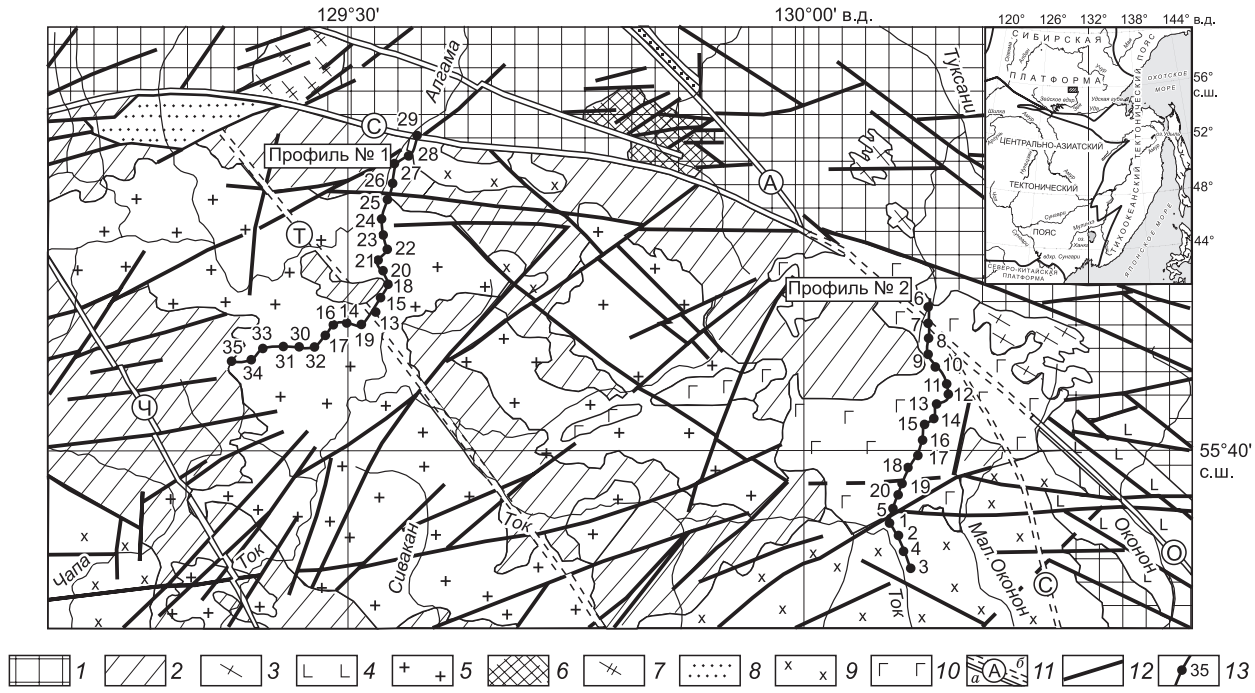

Рис. 1. Тектоническая схема района исследований, составлена по [Геологическая карта…, 1970, 1971] с упрощениями.

Докембрийский кристаллический фундамент: архейские структуры Алданского щита: *1* — крупные складчатые структуры, сложенные метаморфическими образованиями гранулитовой фации, осложненные дополнительной линейной складчатостью; нижнепротерозойские структуры Становой области: *2* — крупные складчатые структуры, сложенные метаморфическими образованиями амфиболитовой фации, осложненные дополнительной мелкой линейной складчатостью, местами плойчатостью; *3* — синорогенные кордантные интрузии раннепротерозойских гранитов с широкими полями мигматитов; *4* — приразломные массивы нижнепротерозойских амфиболитов, амфиболизированных габбро, анортозитов, габбро-анортозитов; *5* — позднеорогенные кордантные интрузии раннепротерозойских диоритов с неширокими полями мигматитов; нижнепротерозойские структуры Алданского щита: *6* — трещинные интрузии раннепротерозойских габброидов; *7* — приразломные дискордантные интрузии раннепротерозойских гранитов; платформенный осадочный чехол: *8* — грабены, выполненные моноклинально залегающими мезозойскими континентальными отложениями; *9* — трещинные интрузии раннемеловых гранитоидов; *10* — покровы четвертичных базальтов трещинного типа; разрывные нарушения: *11* — глубинные долгоживущие разломы (*а* — установленные, *б* — предполагаемые): А — Авгенкурский, О — Окононский, С — Становой, Т — Токский, Ч — Чапский; *12* — второстепенные разломы; *13* — линии профилей с пунктами магнитотеллурических зондирований и их номера. На врезке заштрихованным прямоугольником показано месторасположение участка исследований.

сопровождающихся бластомилонитами и диафторитами. Зоны диафтореза, достигающие в ширину 10 км, маркируют его осевую линию. По геологическим данным предполагается, что в раннем докембрии он служил структурным швом между Алданской и Становой областями, а в мезозое складчатые сооружения Становой области по нему были надвинуты на Алданскую. В хорошо изученных зонах бластомилонитизации установлено падение тектонитов на север и северо-восток под углами 20-60º, что позволяет рассматривать этот разлом как надвиг [Тектоническое районирование…, 1979]. Детальных исследований глубинного строения разлома и сопредельных с ним территорий на данной площади не проводилось. В связи с этим планировалось детально изучить глубинное строение верхней части земной коры зоны Станового разлома, проведя магнитотеллурические зондирования в высокочастотном диапазоне (1—10 000 Гц).

Первоначальной целью было пересечение Станового разлома для изучения его глубинного строения. В связи с тем, что на период проведения полевых работ из-за разрушения дороги невозможно было пересечь Становой разлом, все исследования были сосредоточены на Зейском блоке Токинского Становика. Была использована возможность проведения исследований на параллельном профиле, расположенном на расстоянии около 35 км к востоку. Это позволило получить дополнительную информацию о приразломной зоне. Шаг исследований выбирался исходя из геологических данных о ширине разлома. В результате планировалось построить геоэлектрические разрезы, определить электрические свойства верхней части земной коры, выделить области аномальной проводимости.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Район исследований расположен на Зейском блоке Токинского Становика Станового мегаблока [Государственная…, 2007]. В геологическом строении района основная роль принадлежит сложнодислоцированному кристаллическому фундаменту, представленному архейским Алданским щитом и нижнепротерозойской Становой складчатой областью [Геологическая карта…, 1970, 1971] (см. рис. 1). Формирование кристаллических пород архея связано с длительным этапом накопления мощных осадочных толщ, сопровождавшимся излияниями основных эффузивов, впоследствии превращенных в гнейсы и кристаллические сланцы. Архейский этап завершается складкообразованием в условиях глубинного метаморфизма и магматизма. В целом для архейских складчатых структур типично общее запад–северо-западное простирание и довольно спокойный характер складчатости. Платформенные отложения представлены в виде локальных грабенов: Авгенкурского и Чакатайского. Авгенкурский грабен вытянут вдоль Авгенкурского разлома в северо-западном направлении. Ширина грабена составляет от 0.5 до 1.5 км. Чакатайский грабен вытянут в широтном направлении, примыкая с юга к Становому разлому. Он выполнен конгломератами нижнего мела, моноклинально падающими к северо-западу под углом в 20—30°. Северо-восточнее района исследований, в пределах Алданского щита (район оз. Мал. Токо) отмечается надвиг архейских пород на юрские. Это свидетельствует о том, что в этом районе происходило накопление осадков платформенного типа в синии и юре, а большая часть территории начиная с конца протерозоя, вероятно, представляла собой область поднятия и размыва. Мезозойский этап геологического развития характеризуется тектонической активизацией, выраженной дифференцированными глыбовыми перемещениями фундамента, которые сопровождались внедрением громадных масс раннемеловых гранитоидов по зонам глубинных разломов и оперяющих их трещинам. Гранитоиды имеют пластообразную форму и пологий контакт с вмещающими породами, наклон которого варьирует от 5 до 50°. Мощность отдельных пластообразных тел колеблется от 300 до 600 м. Подобные факты могут свидетельствовать о внедрении раннемеловых интрузий по пологопадающим разломам. Четвертичный период знаменуется повторным возрождением активизации фундамента. По глубинным расколам на снивелированные поверхности докембрийских кристаллических пород и нижнемеловых гранитоидов изливаются базальтовые лавы, образующие обширное плато (Окононское плато базальтов).

Большую роль в строении района играют дизъюнктивные дислокации, главной из которых является Становой разлом. Продолжением его в юго-восточной части изучаемой территории, согласно [Геологическая карта…, 1970], является Авгенкурский глубинный разлом, а согласно [Геологическая карта…, 1971], — Окононский. В юго-восточной части исследуемой территории Становой разлом скрыт покровом четвертичных базальтов, излияния которых связываются с зоной этого разлома. Разлом четко выражен 1—5-километровой зоной диафторитов, интенсивно рассланцованных, частично катаклазированных и милонитизированных, и представляет собой серию сближенных субпараллельных взбросов с крутым падением плоскости сместителя к югу. Образование разлома относится к началу протерозоя и обусловило его огромное значение в распределении и характере раннепротерозойского магматизма в пределах района. К югу от разлома раннепротерозойские интрузии характеризуются чертами, присущими синорогенным интрузиям, и имеют широкое развитие. К северу от разлома раннепротерозойские интрузии распространены очень незначительно, связаны с разрывами, оперяющими Становой разлом, и часто имеют трещинный характер. Помимо Станового разлома выделяются крупные протяженные разломы северо-западного простирания: Чапский, Токский, Авгенкурский, Окононский. Зоны главных разломов представлены субпараллельными системами разрывов шириной до нескольких километров, в пределах которых отмечаются структурно-вещественное преобразование пород, катаклаз и регрессивный метаморфизм. Образуются разнообразные тектониты, диафториты, сланцы, зоны дробления, брекчирования, кливажа и графитизации. В мезозойское и кайнозойское время происходило обновление древних разломов и формирование систем коровых разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. Для большинства мезозойских и кайнозойских разломов положение плоскости сместителя, по-видимому, субвертикальное. Мезозойско-кайнозойские глыбовые деформации сопровождались появлением многочисленных разрывных нарушений. Протяженные разломы нижнемелового возраста залечены дайками раннемеловых гранодиорит-порфиров. Плоскости сместителя большинства разрывов, как правило, падают к юг–юго-востоку под углами 50—80°, хотя встречаются и почти вертикальные. Постнижнемеловые разрывные нарушения группируются в отчетливо выраженные системы северо-западного, субширотного, северо-восточного и субмеридионального простирания. Относительно древними являются северо-западные разрывы, наиболее молодыми — северо-восточные и субмеридиональные. Большинство разрывов относится к сбросам с крутопадающей либо вертикальной плоскостью сместителя. Юго-западнее от района исследований, за его пределами, выделен надвиг восток–северо-восточного простирания с падением плоскости к югу под углом 30—40°.

Аномальное магнитное поле района работ имеет в основном отрицательные значения до –0.8 А/м. Характер поведения поля спокойный. На этом фоне отмечаются отдельные участки положительных

значений магнитного поля, не превышающие + 0.8 А/м. Аномалии положительного знака в основном узкие и вытянуты в широтном и северо-западном направлениях. Наиболее интенсивная и хорошо выраженная область положительных значений магнитного поля проходит в 10—15 км к северо-востоку от северного окончания профилей исследования. Величина значений аномального магнитного поля в этой области в отдельных местах достигает + 1.2 А/м. Сама эта область и входящие в нее локальные аномалии имеют четко выраженное северо-западное простирание.

Гравитационное поле имеет отрицательные значения, характер поведения поля спокойный, простирание северо-западное. Отмечается увеличение уровня гравитационного поля, совпадающего с зоной Станового разлома, в два раза по сравнению с сопредельными территориями. Зона повышенного уровня гравитационного поля расположена к северо-востоку от профилей исследования примерно в 5 км, имеет ширину от 10 до 30 км и простирается с юго-востока на северо-запад.

По результатам магнитотеллурических зондирований, выполненных по профилю пос. Горный (Зейское водохранилище) — р. Алгама [Малышев и др., 2012] длиной около 140 км, земная кора имеет повышенные электрические сопротивления от первых тысяч до первых десятков тысяч Ом·м. Мощность высокоомного верхнего слоя варьирует вдоль профиля, составляя в среднем около 40 км, и слой имеет тенденцию к погружению в сторону Станового разлома. В его основании располагается слой пониженного сопротивления менее 100 Ом·м и мощностью около 10 км. Северное окончание геоэлектрического разреза, около 30 км, имеет сложное строение. Здесь отмечается наличие зон пониженного сопротивления менее 100 Ом·м в средней части земной коры на глубинах 15—25 км, которые прослеживаются в верхнюю часть земной коры и протягиваются в подкоровое пространство.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Полевые магнитотеллурические зондирования были проведены в период июль—август 2009 г. по двум профилям, отстоящим друг от друга на расстоянии около 35—40 км, расположенным на Зейском блоке Токинского Становика, примыкающего с юга к Становому разлому (см. рис. 1). Измерения электромагнитного поля Земли проводились электроразведочной станцией MTU-5A (Phoenix Geophysics Ltd, Канада) в частотном диапазоне от 1 до 10 000 Гц с двумя индукционными датчиками AMTC-30 при длине электрических линий, равной 70 м. Длительность записи на пункте наблюдения составляла от 30 до 40 мин, в основном 35—40 мин. Установка датчиков и прокладка линий выполнялась с использованием буссоли в направлениях юг—север (X-компонента), запад—восток (Y-компонента). Северное и восточное заземления соединялись с положительными клеммами станции, а южное и западное — с отрицательными. Заземление электрических линий осуществлялось при помощи слабополяризующихся угольных электродов. Из-за отсутствия третьего индукционного датчика велась регистрация только горизонтальных составляющих магнитного поля — H_x и H_y. Расстояние между пунктами наблюдений в основном составляло около 1 км. Перемещение по профилю № 1 осуществлялась на автомобиле, а по профилю № 2 — на гусеничном вездеходе. Обработка полевых записей выполнена с помощью программного пакета SSMT2000 (Phoenix Geophysics Ltd, Канада). Окончательное редактирование данных по компонентам импеданса проводилось с использованием программы Corrector (ООО «Северо-Запад», г. Москва). В результате были построены кривые кажущегося сопротивления и фазы импеданса в направлениях измерительных линий в диапазоне периодов от 10^{-4} до 1 с, которые затем были пересчитаны в направления, соответствующие $Z_{xy\text{-max}}$ (рис. 2).

АНАЛИЗ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Амплитудные кривые магнитотеллурических зондирований (МТЗ) представлены в основном пологозалегающими или слабовосходящими ветвями с ниспадающей правой частью. Эта тенденция нарушается в отдельных пунктах наблюдения или даже на отдельных участках профилей, что характеризует изменение геоэлектрического разреза вдоль профиля.

Анализ поведения формы амплитудных кривых по обоим профилям свидетельствует, во-первых, о неоднородном строении геоэлектрического разреза по простиранию, во-вторых, сходстве геоэлектрического строения отдельных участков профилей, в-третьих, о влиянии разломной тектоники, в-четвертых, о высоком сопротивлении верхней части геоэлектрического разреза, в-пятых, о наличии неглубокозалегающей хорошо проводящей зоны на профиле № 2.

Использование той или иной интерпретационной модели требует предварительного анализа магнитотеллурических параметров и определения размерности геоэлектрического разреза. В связи с тем, что зарегистрированы четыре компоненты электромагнитного поля, был применен магнитотеллурический тест [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Для магнитотеллурического теста использовались пространственные характеристики тензора импеданса: значения магнитотеллурического параметра неоднородности — N , асимметрии Свифта — $skew_S$ и Бара — $skew_B$:

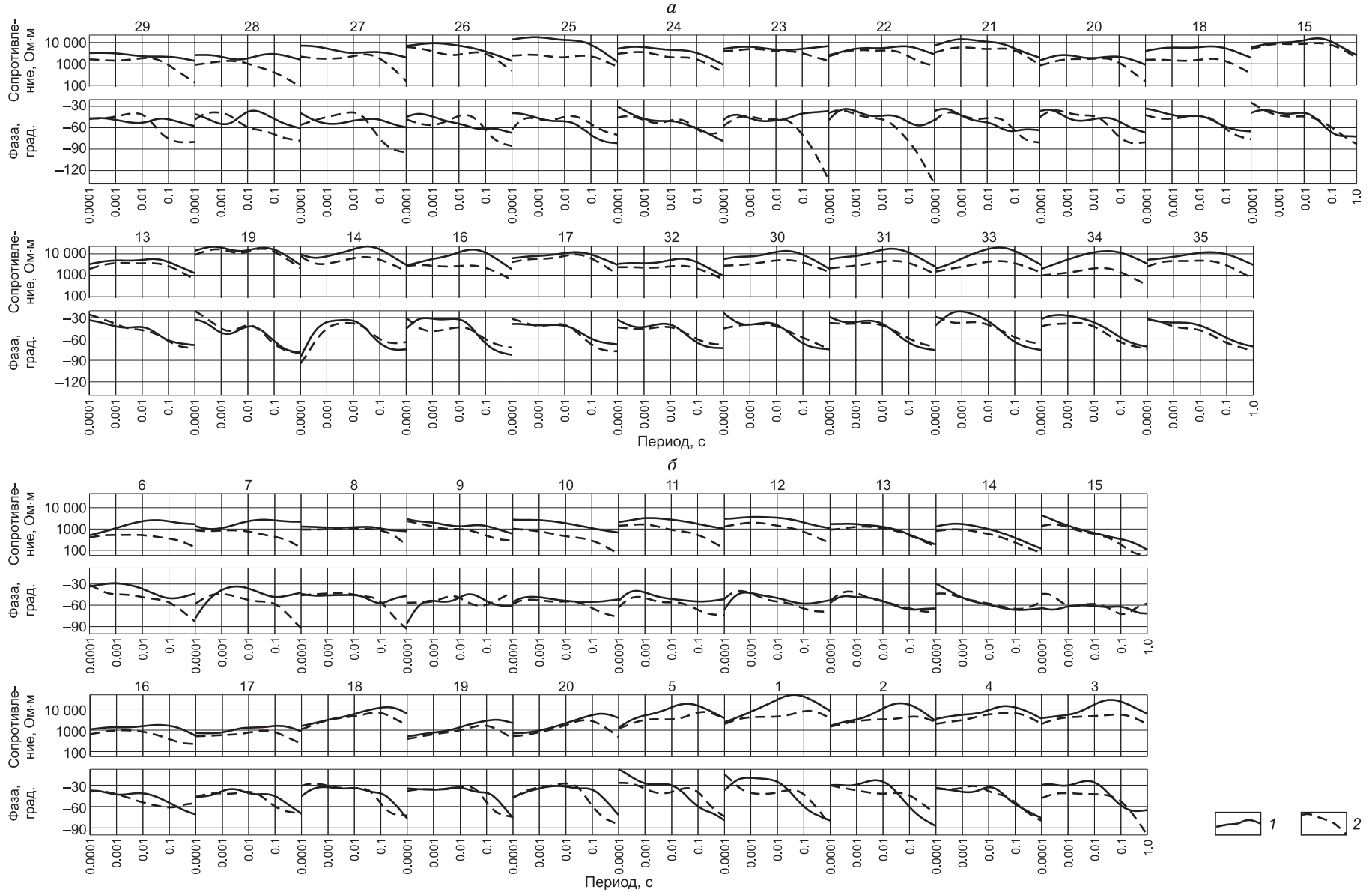

Рис. 2. Кривые кажущегося сопротивления и фазы, пересчитанные в направления $Z_{xy\text{-max}}$:

а — профиль № 1, *б* — профиль № 2. *1*, *2* — кривые: *1* — продольная, *2* — поперечная.

$$N = (1 - 4((Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})/(Z_{xy} - Z_{yx})^2))^{1/2},$$

$$skew_S = |(Z_{xx} + Z_{yy})/(Z_{xy} - Z_{yx})|,$$

$$skew_B = (|\mathrm{Im}(Z_{xy}Z^*_{yy} + Z_{xx}Z^*_{yx})|)^{1/2} / |Z_{xy} - Z_{yx}|,$$

где Z_{xy}, Z_{yx} — основные импедансы, Z_{xx}, Z_{yy} — дополнительные импедансы, Z^* — комплексное сопряжение.

Параметр неоднородности N позволяет оценить степень горизонтальной геоэлектрической неоднородности, а параметр асимметрии *skew* — степень отклонения среды от двумерно-однородной или осесимметричной. В случае горизонтально-однородной среды N и *skew* равны нулю, для двумерной величины параметров N и *skew* не превышают 0.3, а для трехмерной величина параметров N и *skew* находятся в диапазоне 0.3—1.0. В магнитотеллурическом тесте для горизонтально-однородной среды N, $skew_S$ и $skew_B$ выбирают в интервале от 0.05 до 0.15 [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Анализ параметров N, $skew_S$ и $skew_B$ (рис. 3) показывает, что для профиля № 1 верхняя часть геоэлектрического разреза может быть представлена в виде одномерной (1D) или двумерной (2D) модели. Нижняя часть геоэлектрического разреза в основном характеризуется как асимметричная трехмерная (3D) среда. В то же самое время на профиле № 1 имеются отдельные пункты (№ 28, 27, 16), на которых верхняя часть разреза представлена в виде осесимметричной 3D среды, и пункты № 26, 19, 14, где геоэлектрический разрез характеризуется как асимметричная 3D среда. Кроме этого, нижняя часть разреза пунктов № 32, 30, 31, 33, в отличие от остальной части профиля, описывается как осесимметричная одномерная среда.

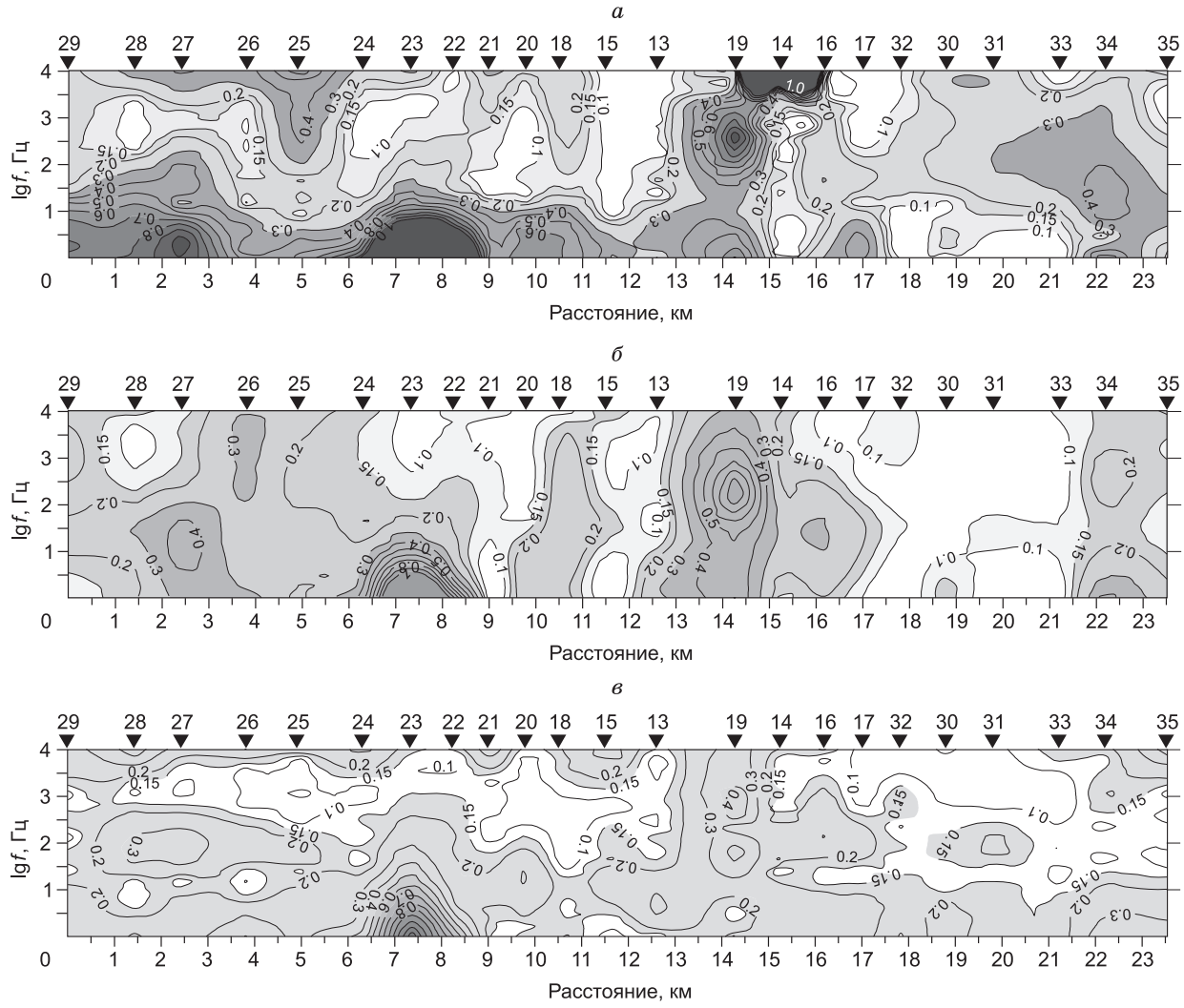

Рис. 3. Параметры неоднородности (*N*) (*а*), асимметрии Свифта ($skew_S$) (*б*) и Бара ($skew_B$) (*в*) профиля № 1.

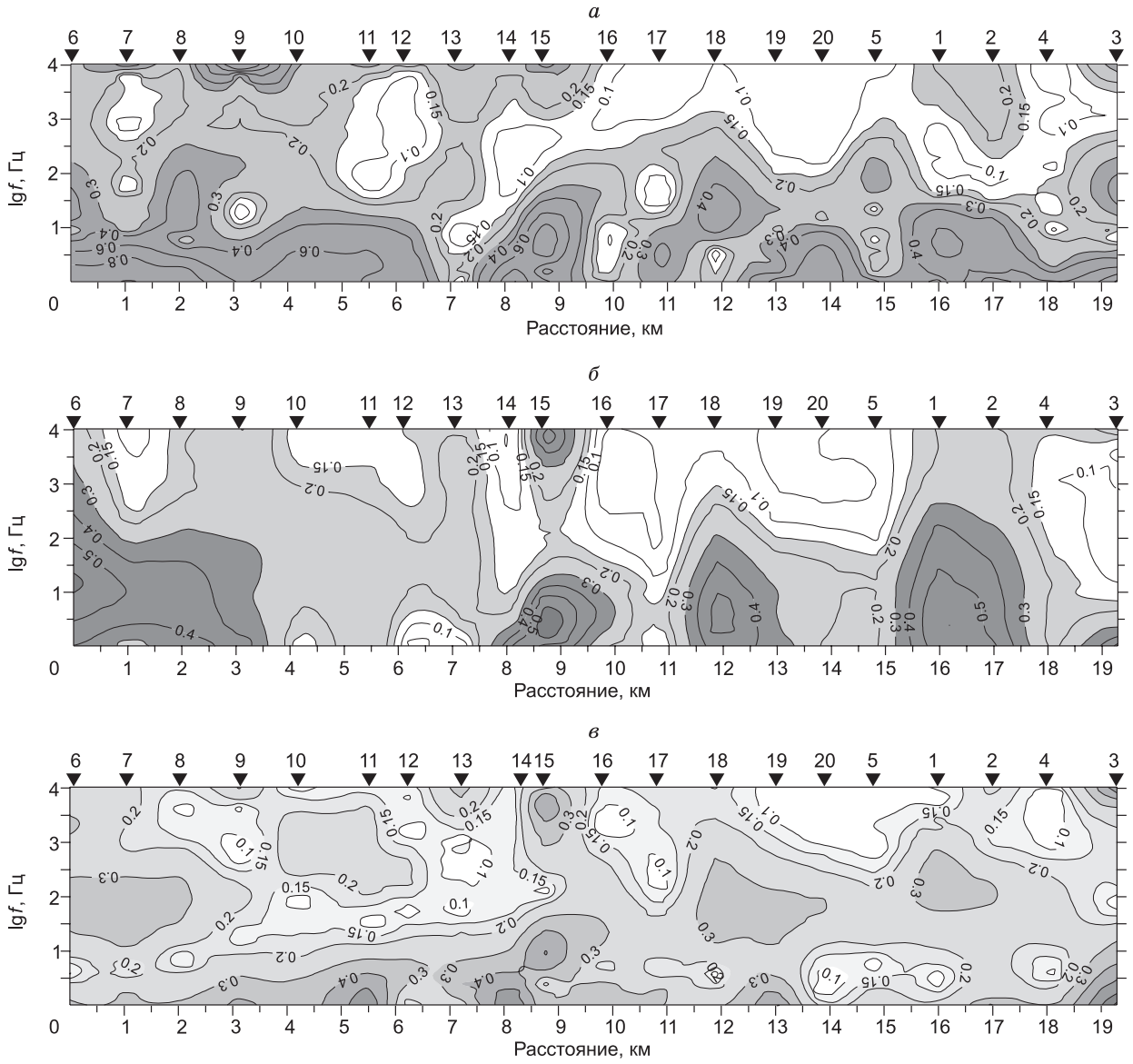

Рис. 4. Параметры неоднородности (*N*) (*а*), асимметрии Свифта ($skew_S$) (*б*) и Бара ($skew_B$) (*в*) профиля № 2.

На профиле № 2 геоэлектрический разрез также можно разделить на верхнюю осесимметричную 1D/2D среду и нижнюю асимметричную 3D среду (рис. 4). Верхнюю часть геоэлектрического разреза участка профиля от пункта № 6 по пункт № 15 можно охарактеризовать как близкий к двумерному, а с пункта № 16 по пункт № 5 как одномерный. От пункта № 1 и до конца профиля геоэлектрический разрез близок к двумерному. Нижняя часть геоэлектрического разреза профиля № 2 характеризуется как асимметричная 3D среда. Однако здесь, так же как и на профиле № 1, отмечаются отдельные пункты с нарушением этих закономерностей.

Таким образом, анализ магнитотеллурических параметров показал, что геоэлектрический разрез обоих профилей имеет сложное строение и может быть представлен на отдельных участках как 1D, 2D, 3D моделями, так и их комбинациями. В связи с этим в качестве интерпретационной стратегии выбран последовательный переход от 1D модели к 2D модели по каждому профилю в отдельности, а затем на основе полученных результатов составление 3D модели для обоих профилей.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Интерпретация кривых магнитотеллурических зондирований проводилась с использованием нескольких программных пакетов. Одномерная интерпретация выполнена программами MTS-Prof INV

(ООО «Северо-Запад», г. Москва) и [Rodi, Mackie, 2001], двумерная — [Rodi, Mackie, 2001], а трехмерная — WSINV3DMT [Siripunvaraporn, 2005] и ModEM [Kelbert et al., 2014].

Перед проведением интерпретации производился пересчет кривых в главные направления. Для уменьшения влияния статических искажений применялся метод фильтрации квазилинейным экспоненциальным фильтром постоянной ширины в скользящем по абсциссе окне [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Фильтрация осуществляется в соответствии с формулой

$$f_j(x) = \frac{\sum_{i=1}^{n} f_i(x) r_{ij}}{\sum_{i=1}^{n} r_{ij}},$$

где $f(x)$ — сглаживаемая функция модуля импеданса на выбранном периоде; i — индекс точки, по которой ведется суммирование; j — индекс точки, в которой проводится трансформация сглаживания. Весовые коэффициенты r_{ij} рассчитываются по формуле

$$r^{ij} = e^{-\left(\frac{|x_j - x_i|}{\tau}\right)^q},$$

где τ — полуширина фильтра, q — крутизна фильтра, x — абсцисса точки.

Полуширина фильтра τ — регулирующий дополнительный множитель в показателе экспоненциального фильтра, подбирался опытным путем и составлял 3 км.

Параметр крутизны фильтра q задавался равным 7. Далее для каждой точки рассчитывается коэффициент умножения $k = Z_{norm}(t)/Z_o(t)$, где t — выбранный период, и значения модулей умножаются на k. Фильтрация осуществлялась для периода 0.00158 с.

Результаты расчетов по обеим программам (MTS-Prof INV и [Rodi, Mackie, 2001]) близки, но геоэлектрический разрез, получаемый по программе [Rodi, Mackie, 2001], является более сглаженным и дает лишь общее представление об его строении.

На рис. 5, *а* и 6, *а* показаны результаты одномерной интерпретации квазипродольных кривых в программе MTS-Prof INV.

Расчетная глубина проникновения поля составляла от 9 до 15 км. В связи с этим и для исключения отображения искажений, связанных с нижней частью геоэлектрического разреза, а также с учетом анализа его размерности, одномерные модели представлены до глубины 4 км, двумерные и трехмерные — до 7 км, с учетом высоты над уровнем моря.

Расчет двумерной модели выполнен по двум модам — TE и TH, результаты представлены на рис. 5, *б* и 6, *б*.

На основе результатов одномерной и двумерной инверсии была создана трехмерная модель размером 134 км на 112 км и 14.5 км в глубину. На модель была наложена сетка, разбившая ее на 61×72×23 блока. Для решения прямой задачи использовались обе программы: WSINV3DMT и ModEM, а для инверсии лишь ModEM. Такое применение программ обусловлено аппаратными возможностями использования инверсии программы WSINV3DMT, в то время как составление модели для этой программы гораздо удобнее, чем в ModEM. А результат решения прямой задачи, а именно перезаписанную в форме реальных сопротивлений модель, можно использовать как стартовую для инверсии в программе ModEM. Результаты расчетов прямой задачи обеих программ одинаковы.

Трехмерная инверсия проводилась по следующей методике. Сначала вся модель была представлена однородным полупространством с сопротивлением 1000 Ом·м, в дальнейшем она усложнялась с учетом результатов 1D и 2D инверсий. Затем модель, исходя из геологических данных, была приближена к реальной ситуации. Результаты 3D инверсии показаны на рис. 5, *в* и 6, *в*.

Профиль №1 начинается в северной части Зейского блока, вблизи Станового разлома и субмеридионально простирается в южном направлении примерно 12 км и затем поворачивает на юго-запад (см. рис. 1). Геоэлектрические разрезы (см. рис. 5) в основном характеризуются повышенными сопротивлениями свыше 1000 Ом·м. Тем не менее на этом фоне, по результатам 1D и 2D инверсий, геоэлектрический разрез, начиная с пункта МТЗ № 18 и далее к юго-западному окончанию профиля имеет более высокие сопротивления по сравнению с северной частью профиля. На геоэлектрических разрезах можно также отметить погружение верхней части этой области высокого электрического сопротивления с юго-запада на северо-восток. Геоэлектрический разрез, полученный в результате 3D инверсии, имеет более сложное строение и характеризуется блоковым строением. Тем не менее при представлении геоэлектрического разреза в сглаженном виде также отмечается более низкий фон электрического сопротивления его северной части. Общее строение геоэлектрического разреза по профилю № 1 можно представить в виде неоднородного слоя мощностью 5—6 км повышенного сопротивления свыше 300 Ом·м.

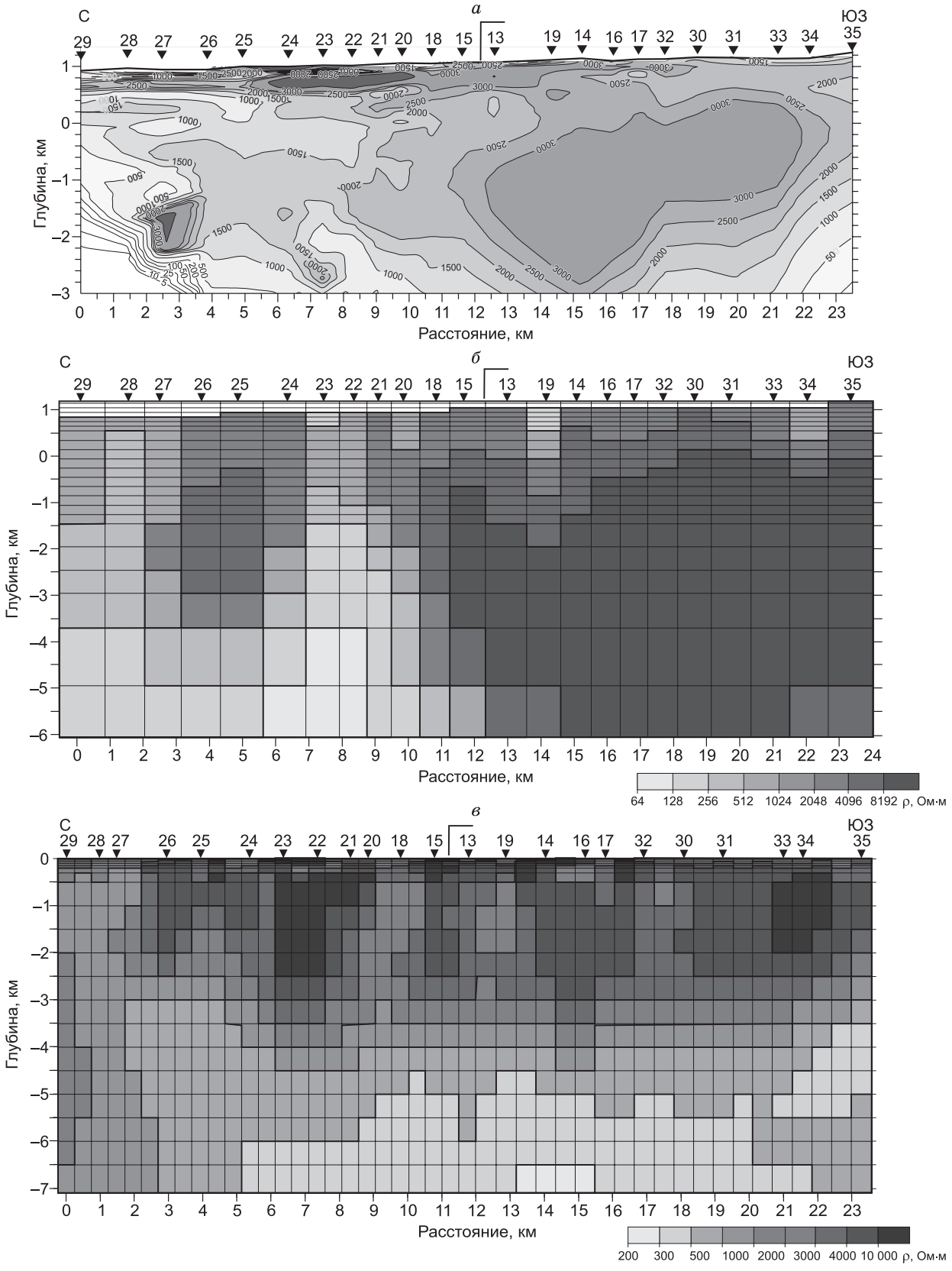

Рис. 5. Геоэлектрические разрезы профиля № 1, полученные по результатам одномерной (*а*), двумерной (*б*) и трехмерной (*в*) интерпретации.

Здесь и на рис. 6: *а* — изолиниями показано распределение удельного электрического сопротивления (Ом·м), *б*, *в* — диапазоны изменения электрического сопротивления указаны цветом.

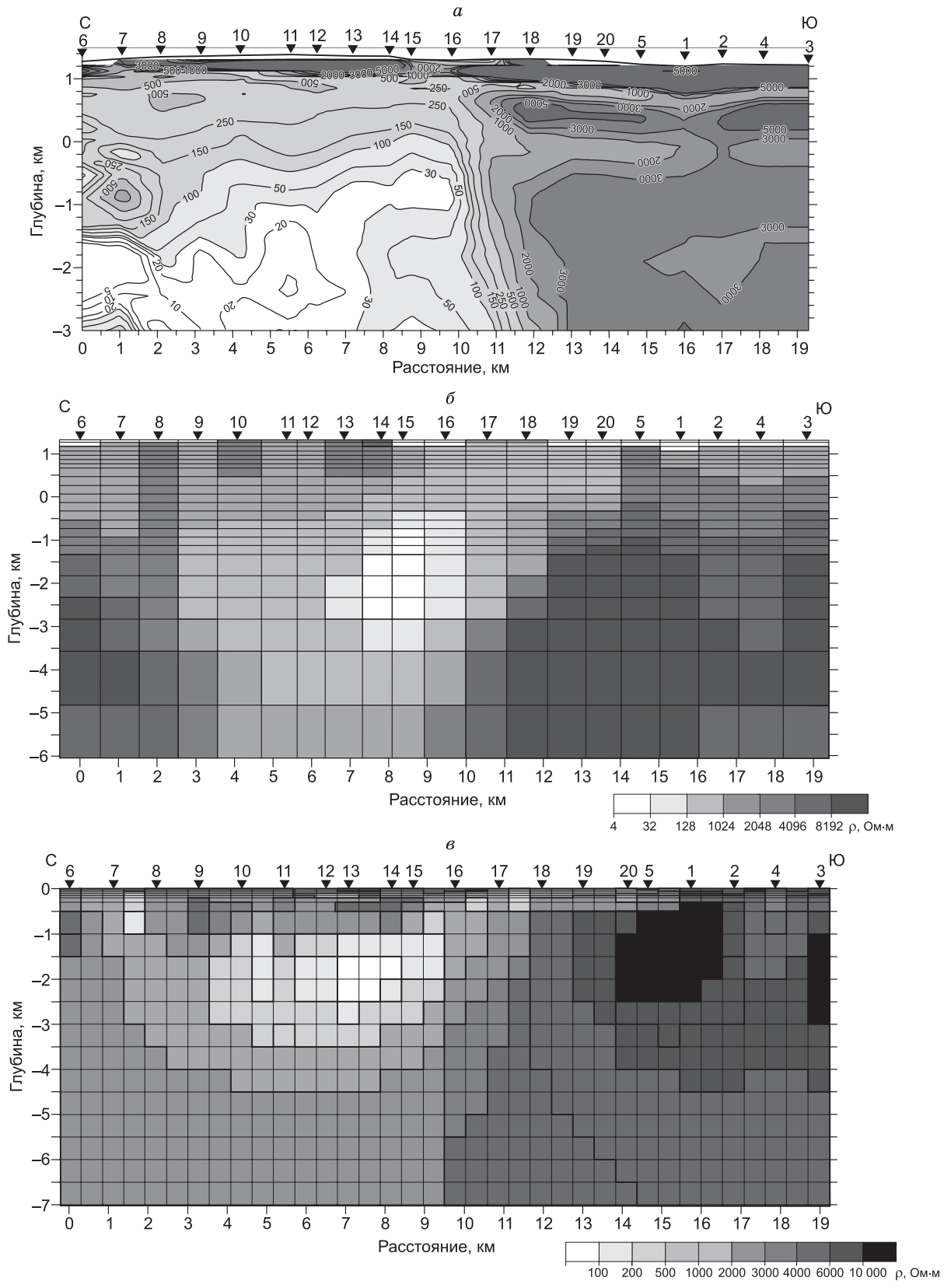

Рис. 6. Геоэлектрические разрезы профиля № 2, полученные по результатам одномерной (*а*), двумерной (*б*) и трехмерной (*в*) интерпретации.

Верхняя трехкилометровая часть профиля № 1 имеет высокие сопротивления — от первых тысяч до первых десятков Ом·м. Верхняя часть разреза характеризуется чередованием блоков высокого сопротивления свыше 4000 Ом·м, разделенных блоками более низкого сопротивления 1000—2000 Ом·м. В северной части разреза эти блоки более низкого сопротивления вертикальны до 1 км, а глубже они наклоняются к северу. Исключение составляет зона пониженных сопротивлений на северном окончании разреза. Здесь между пунктами № 27 и № 28 располагается серия вертикальных блоков длиной около 1 км и сопротивлением в верхней части до 1000 Ом·м и примерно около 500 Ом·м в нижней части, сдвинутых относительно друг друга в вертикальной плоскости и уходящих на глубину до 3 км. Глубже эта зона пониженных сопротивлений расширяется и наклоняется в южном направлении. В юго-западной части разреза с глубины примерно 2 км также наблюдается погружение зоны пониженных сопротивлений к центральной части профиля, но уже в северо-восточном направлении.

При детальном рассмотрении верхней части северного участка профиля до глубины 500 м выделяются узкие вытянутые зоны пониженных сопротивлений, наклоненные на север.

В результате 2D и 3D инверсий выявилось одно существенное различие в полученных моделях. Наименьшее сопротивление верхней части геоэлектрического разреза на 2D модели отмечается под пунктами № 22 и № 23 и согласуется с результатами 1D инверсии, а по результатам 3D инверсии эта область смещена в район пункта № 18.

Профиль № 2 расположен примерно в 35 км к юго-востоку от профиля № 1 (см. рис. 1), имеет близмеридиональное простирание, длина его составляет около 19 км. Большая часть профиля, за исключением четырех южных пунктов зондирования, расположена на неоген-нижнеплейстоценовых базальтах окононской свиты, его северная часть находится в зоне Станового разлома, скрытого покровом базальтов.

Общая структура геоэлектрических разрезов профиля № 2, построенных по результатам 1D, 2D и 3D интерпретации (см. рис. 6), совпадает. Геоэлектрический разрез характеризуется отчетливо проявленным различием уровня электрического сопротивления его северной и южной частей. Южнее пункта № 18 геоэлектрический разрез имеет повышенные сопротивления более 1000 Ом·м, а его северная часть — в основном менее 1000 Ом·м. Исключение составляет самая верхняя часть разреза мощностью примерно 300—500 м, которая имеет повышенные сопротивления в первые тысячи Ом·м. Южная высокоомная часть геоэлектрического разреза не является однородной и делится на две, граница между которыми расположена в районе пунктов № 1 и № 2. Здесь отмечается горизонтальная расслоенность геоэлектрического разреза в его верхней части до глубины 1 км. Отличительной особенностью геоэлектрического разреза профиля № 2 является наличие зоны низких сопротивлений от первых десятков до 100 Ом·м, расположенной в северной части геоэлектрического разреза между пунктами МТЗ № 13—№ 16 на глубинах от 1.5 до 2.0 км от дневной поверхности. Здесь также наблюдается наклонное погружение зон различного сопротивления с юга на север. В нижней части разреза, в его южной высокоомной области, с глубины 3—4 км отмечается появление зон различного сопротивления, наклоненных в противоположном направлении — с севера на юг. Строение северной части профиля по результатам моделирования представляется следующим образом. В верхней части разреза от пункта № 15 до № 9 расположена неоднородная зона повышенного сопротивления около 1000 Ом·м, подошва которой погружается на север до глубины около 2 км от поверхности. В ней отмечаются небольшие зоны как повышенных, так и пониженных сопротивлений, имеющие наклон в том же направлении. Под верхней зоной повышенных сопротивлений располагается зона пониженных сопротивлений менее 1000 Ом·м, на фоне которой отчетливо выделяется зона низких сопротивлений менее 100 Ом·м. Подошва зоны пониженных сопротивлений также наклонена с юга на север от пункта № 18 до № 15 до глубины 4.5 км от поверхности, затем она выполаживается до пункта № 9, а после этого выходит на поверхность к северному окончанию профиля. В верхней части геоэлектрического разреза помимо наклонных границ выделяются вертикальные блоки пониженного сопротивления типа вставок, электрическое сопротивление которых составляет первые сотни Ом·м и глубина заложения около 1 км. Такие вставки расположены между пунктами № 7 и № 8, № 16 и № 17, № 17 и № 18. Еще одна вертикальная граница выделяется между пунктами № 10 и № 11, но ее сопротивление варьирует от 500 до 1000 Ом·м.

Таким образом, сравнивая геоэлектрические разрезы обоих профилей, берущих свое начало от Станового разлома и уходящих от него в южном направлении на примерно 20 км, можно отметить как сходные, так и отличительные черты. Сходным является пониженный уровень электрического сопротивления геоэлектрического разреза, примерно первых десяти километров, начиная от его северного окончания. На обоих профилях выделяются вертикальные и наклонные границы, имеющие одинаковое направление падения. В верхних частях разрезов десятикилометровой приразломной части присутствуют узкие протяженные зоны, наклоненные в сторону разлома. В северных частях разрезов в их верхней части выделяется вертикальная зона пониженного сопротивления, уходящая на глубину до 3 км и дальше наклоняющаяся в южном направлении.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам интерпретации МТЗ и с учетом гравиметрических, магнитометрических и геологических данных построены геолого-геофизические разрезы (рис. 7).

Геолого-геофизический разрез профиля № 1 (см. рис. 7, *а*) представлен в верхней части до глубины 3 км высокоомными породами с сопротивлениями от нескольких тысяч до первых десятков Ом·м, которым на поверхности соответствуют раннепротерозойские интрузии диоритов. Диоритовый комплекс разбит на блоки, и местами между ними выступают нижнепротерозойские структуры Становой области, которым свойственны пониженные сопротивления от нескольких сотен до тысячи Ом·м. Разломы северной части разреза имеют вертикальное заложение, в центральной части разломы становятся наклонными с падением на северо-восток. В верхней части разреза выделяются один—два слоя мощностью 0.5—1.0 км, которые залегают близгоризонтально в северной части профиля и наклонно на северо-восток в юго-западной его части. Под нижнепротерозойскими структурами Становой области залегают породы, сопротивление которых составляет 200—300 Ом·м и менее, их природа неясна. Раннемеловые интрузии гранитоидов, выходы которых наблюдаются на севере профиля, характеризуются повышенными значениями электрического сопротивления 1000—2000 Ом·м.

Геолого-геофизический разрез профиля № 2 (см. рис. 7, *б*) состоит из двух блоков высокого электрического сопротивления, северного и южного, граница расположена между пунктами № 17 и № 18 и скрыта под Окононским плато базальтов. Северный блок в верхней двухкилометровой части, вероятно, представлен раннепротерозойскими диоритами, их выходы на поверхность отмечаются к западу от профиля исследований (см. рис. 1). Южный блок, вероятно, состоит из раннемеловых гранитоидов, которые выходят на поверхность в южной части профиля за пунктом № 5. Вверху до глубины 2 км граница между северным и южным блоками вертикальная, а глубже наклоняется к северу. На глубине граница между блоками становится менее контрастная, и ниже 3 км от поверхности выделяется, вероятно, областью измененных пород интрузии раннемеловых гранитоидов. Граница между блоками отчетливо проявляется на графике аномального гравитационного поля Δg (см. рис. 7, *б*), где выделяются три участка с различным градиентом изменения величины Δg. На первом участке от пункта № 6 до № 15 наблюдается плавное уменьшение величины Δg, между пунктами № 15 и № 18 происходит увеличение наклона кривой графика Δg, а после пункта № 18 и до конца профиля график становится пологим. Подобное поведение гравитационного поля свидетельствует о наличии в разрезе двух блоков с различной плотностью и переходной зоной между ними, которая расположена между пунктами № 15 и № 18. Электрическое сопротивление южного блока довольно высокое и в центральной части превышает 10 000 Ом·м. В нем можно выделить расслоенность, связанную, вероятно, с процессом образования этого крупного интрузивного тела — гранитоидного Окононского батолита, который обнажается на дневной поверхности на площади более 1600 км^2. В пределах профиля батолит представляется монолитным телом, и лишь в районе пункта № 1 предполагается наличие наклонного разлома до глубины 2 км.

Северный блок профиля № 2 резко отличается по своему строению от южного блока. Здесь на относительно однородном фоне сопротивлений 1000—2000 Ом·м выделяется воронкообразная структура пониженного сопротивления менее 1000 Ом·м, которая ограничена вертикальными разломными зонами и имеет размеры 9—10 км (от пункта № 7 до № 18) и на глубину до 4 км от поверхности. Эта структура довольно неоднородна и состоит из нескольких объектов. Она содержит внешнее полукольцо мощностью 1—2 км с сопротивлением 500—1000 Ом·м, внутри которого, в верхней части, располагается субгоризонтальный блок мощностью около 1.5 км с такими же сопротивлениями 1000—2000 Ом·м, как и окружающие эту воронкообразную структуру породы. Под этим блоком располагается область пониженных сопротивлений 200—500 Ом·м мощностью около 1.5 км, внутри которой прямо под высокоомным верхним блоком находится зона низких сопротивлений 100—200 Ом·м мощностью до 1 км, а в ней между пунктами № 13 и № 15 на глубине 2 км располагается зона низких сопротивлений менее 100 Ом·м. Природа данной аномалии на данный момент неясна. Оценивая перспективы района, авторы работы [Геологическая карта…, 1971] связывали их с постмагматической деятельностью раннемеловых гранитоидов и выделяли 10—15-километровую полосу, проходящую вдоль северной границы массива, как наиболее перспективную для локализации полезных ископаемых. В то же время нельзя отрицать и наличия вкрапленных сульфидных руд в массивах габброидов, что может привести к появлению зон сульфидной минерализации и, как следствие, понижению электрического сопротивления. Примеры подобного рода аномалий, связанных с зонами сульфидной минерализации, имеющих низкое сопротивление менее 200 Ом·м, приведены в работе [Куликов, 2015]. Эти аномалии пониженного сопротивления сопровождаются отрицательными аномалиями магнитного поля. График аномального магнитного поля вдоль профиля № 2 показывает его минимальные значения над зоной минимальных электрических сопротивлений (см. рис.7, *б*).

Образование подобной структуры, несомненно, связано с несколькими причинами. В первую очередь, это взаимодействие Алданского щита и Становой области по серии разломов, основным из кото-

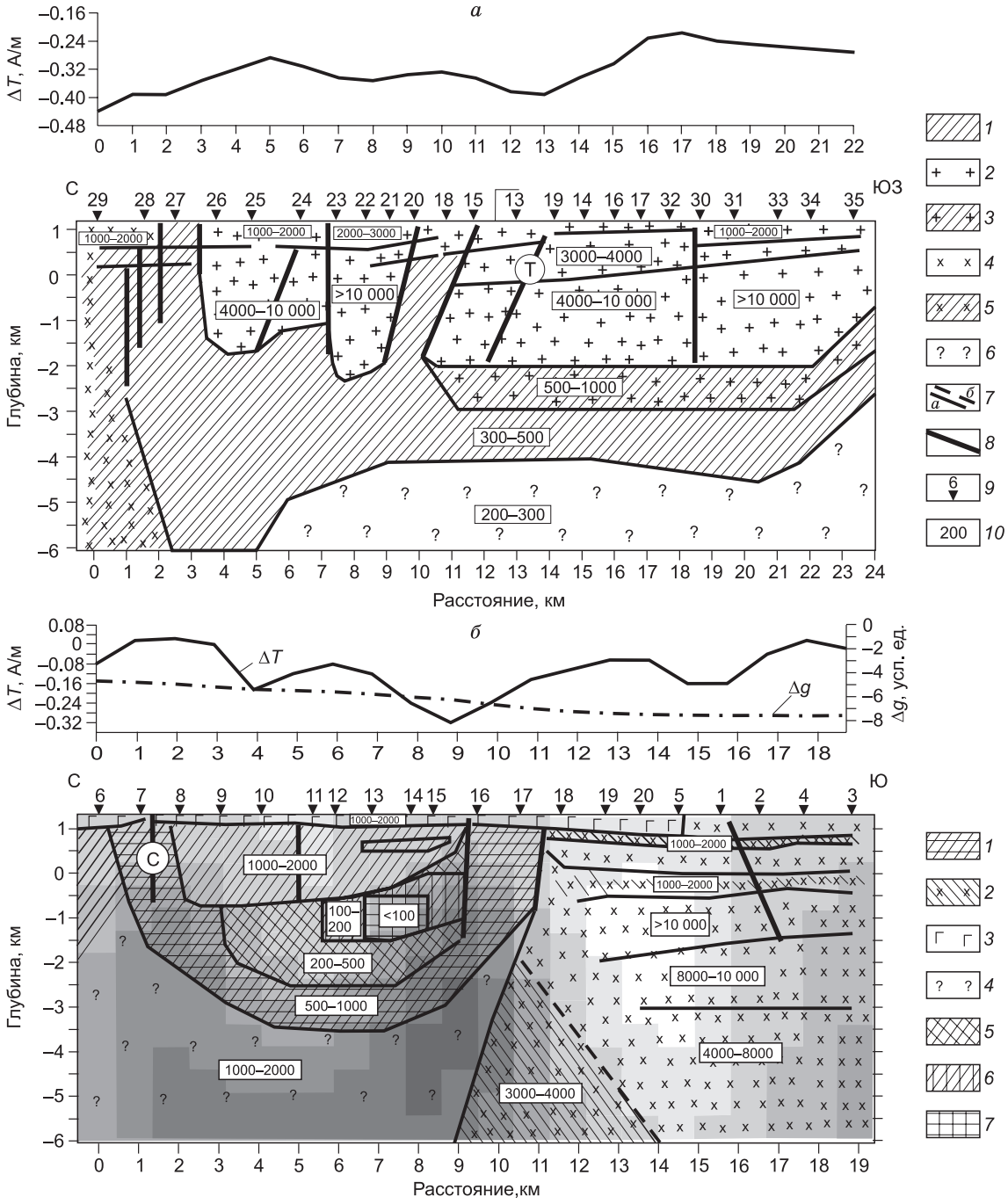

Рис. 7. Геолого-геофизические разрезы по профилям № 1 (*а*) и № 2 (*б*).

а: 1 — нижнепротерозойские структуры Становой области; *2* — позднеорогенные кордантные интрузии раннепротерозойских диоритов с неширокими полями мигматитов; *3* — области мигматизации раннепротерозойских диоритов; *4* — интрузии раннемеловых гранитоидов; *5* — области измененных пород в зоне контакта интрузии раннемеловых гранитоидов с вмещающими породами; *6* — породы неизвестного состава, имеющие пониженное электрическое сопротивление; *7* — межблоковые (*а*) и внутриблоковые границы (*б*); *8* — предполагаемые зоны разломов, Т — Токский разлом; *9* — пункты МТЗ и их номера; *10* — значение удельного электрического сопротивления (Ом·м). В верхней части рисунка показан график аномального магнитного (Δ*T*) поля.
б: 1 — области измененных пород нижнепротерозойских структур Становой области; *2* — области измененных пород интрузии раннемеловых гранитоидов; *3* — покровы четвертичных базальтов; *4* — породы неизвестного состава, имеющие повышенное электрическое сопротивление; *5—7* — области измененных пород низкого электрического сопротивления, связанных с четвертичными базальтами или осадочными образованиями; С — Становой разлом. Остальные усл. обозн. см. на части *а.* В верхней части рисунка показаны графики аномального магнитного (Δ*T*) и гравитационного (Δ*g*) полей. Цветом отображено изменение плотности по линии профиля, полученное в результате трехмерного плотностного моделирования. Увеличение плотности показано цветом от светлых тонов к темным.

рых является Становой. Согласно тектонической схеме (см. рис. 1), Становой разлом проходит в районе пункта МТЗ № 7. Действительно, здесь выделяется неоднородность типа вертикальной вставки пониженного электрического сопротивления, уходящей на глубину около 1км. Согласно имеющимся представлениям [Геологическая карта…, 1970, 1971; Тектоническое районирование…, 1979; Тектоника…, 2005], Становой разлом является крупнейшим раннедокембрийским линеаментом, имеющим литосферное заложение. Однако на наших построениях мы видим, что разлом, который должен соответствовать Становому, имеет верхнекоровое заложение и, вероятно, является одним из разломов зоны проявления надвигочешуйчатой тектоники со смещениями мелких блоков [Тектоника…, 2005]. Подобное строение Станового разлома наблюдается и на профиле № 1, где он, согласно тектонической схеме (см. рис. 1), должен проявиться в районе пункта МТЗ № 29, а разлом наиболее отчетливо выделяется в районе пункта № 27 и с погружением смещается к северному окончанию профиля № 1. Результаты 3D моделирования показали, что искусственное внедрение в геоэлектрическую модель разлома, согласно тектонической схеме, приводит к отрицательному результату. Вместо проводящей вставки, аппроксимирующей разлом, необходимо ввести в модель блок повышенного сопротивления. Таким образом, можно констатировать, что геологическое положение Станового разлома не согласуется с геоэлектрическими характеристиками, и нами, вероятно, выделяется не сам Становой разлом, а лишь структуры, сопровождающие его. К сожалению, нам не удалось пересечь зону Станового разлома, поэтому вопрос о его глубинном строении и геоэлектрических характеристиках на данной территории остается открытым.

Вторым фактором, вызвавшим образование структуры профиля № 2, может быть внедрение раннепротерозойских интрузий габброидов, распространенных здесь вдоль зоны Станового разлома. Последующее внедрение меловых гранитоидных интрузий продолжило формирование воронкообразной структуры, покров четвертичных базальтов стал ее своеобразной крышкой, а сопровождающий вулканический процесс разогрев и гидротермальная деятельность, вероятно, усилили аномальный электрический эффект. Для выяснения взаимоотношения вышеперечисленных пород на изучаемой территории профиля № 2 было выполнено 3D плотностное моделирование на площади 46·50 км и до глубины 100 км по программе [Li, Oldenburg, 1998]. По полученной модели был сделан разрез по линии профиля № 2 и совмещен с геолого-геофизической моделью (см. рис. 7, *б*). На рисунке видно хорошее соответствие структурного плана, полученного по результатам МТЗ, с плотностной моделью. Разрез делится на два блока, различающихся по плотности, — северный, повышенной плотности, и южный, пониженной плотности. В южном блоке можно отметить, что области с наименьшей плотностью совпадают с областями наиболее высокого электрического сопротивления. На границе между северным и южным блоками в их нижней части можно выделить область, которая определена как область измененных пород. В северном блоке выделяется воронкообразная структура, в основании которой залегают породы повышенной плотности, а ее верхняя часть имеет пониженную плотность. Зона низких электрических сопротивлений, выделенная по данным МТЗ, расположена на границе между зонами повышенной и понижен-

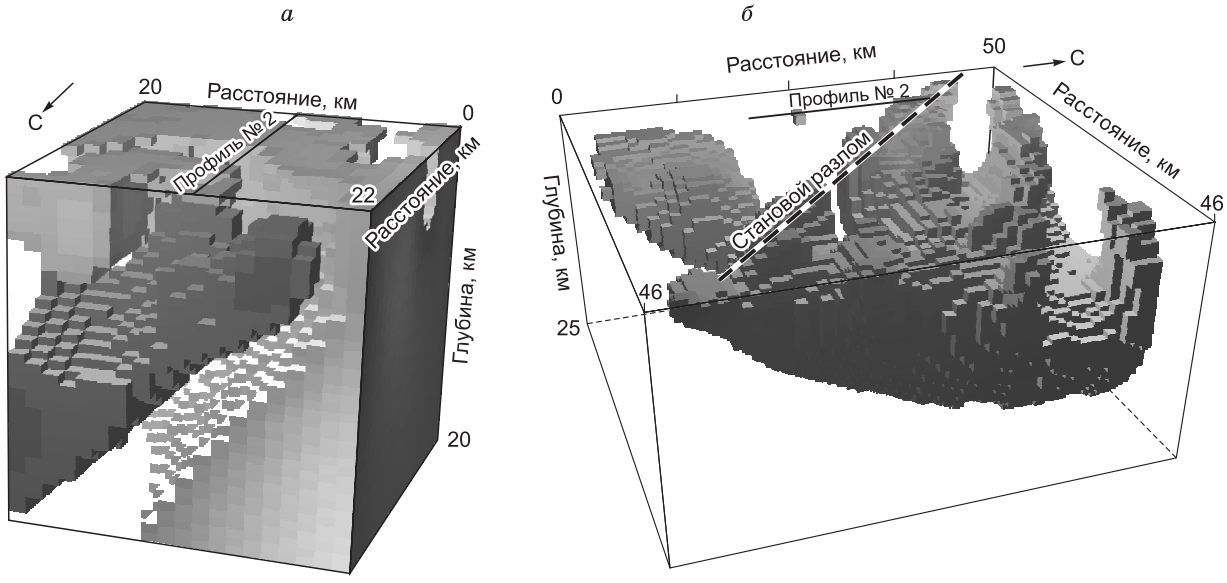

Рис. 8. Трехмерные плотностные модели района расположения профиля № 2.

а — блок земной коры размером 20·22·20 км, для наглядности из модели удалены блоки промежуточной плотности; *б* — тело повышенной плотности в объеме 46·50·25 км. Увеличение плотности показано цветом от светлых тонов к темным.

ной плотности и над блоками с максимальной плотностью. Таким образом, можно предположить, что строение северного блока может быть представлено следующим образом. В верхней части разреза под покровом четвертичных базальтов залегают нижнепротерозойские породы зейской серии, сложенные гнейсами, кристаллосланцами, мраморами, амфиболитами мощностью 2—4 км, а под ними — раннепротерозойская интрузия габброидов. При ее внедрении в верхней части произошло образование рудных минералов, что и привело к появлению зоны пониженных электрических сопротивлений. Для подтверждения данной гипотезы на рис. 8, *а* представлена часть трехмерной плотностной модели размером 20·22·20 км с расположенным на нем в центральной части профилем № 2. Для наглядности представления из модели удалены блоки промежуточной плотности. На рис. 8, *б* показано тело повышенной плотности в объеме 46·50·25 км. Из рис. 8 видно, что тело повышенной плотности при северо-западном простирании круто погружается в северо-восточном направлении до глубины 15 км под углом около 45°, а глубже до 25 км выполаживается до 20—10°. Форма его сложная, мощность варьирует от 5 до 15 км, в верхней части наблюдаются восходящие ответвления, которые выстраиваются в цепочки северо-западного простирания. Одна из цепочек совпадает с положением Станового разлома. Другие восходящие цепочки перекрыты породами Алданского щита.

ВЫВОДЫ

Таким образом, по результатам магнитотеллурических зондирований с привлечением магнитных, гравиметрических и геологических данных были построены геолого-геофизические модели для двух профилей, расположенных в северной части Зейского блока Токинского Становика в зоне его сочленения с Алданским щитом. Сопоставление моделей показало как их некоторое сходство, так и принципиальные различия.

Во-первых, на обеих моделях отмечается довольно сильная пространственная неоднородность строения верхней части земной коры, примерно в 10-километровой зоне, примыкающей к Становому разлому. На профиле № 1 это выразилось в сильной раздробленности, а на профиле № 2 — в образовании чашеобразной структуры с зоной аномально низкого сопротивления.

Во-вторых, положение Станового разлома выделяется на геоэлектрических разрезах вертикальными телами пониженного электрического сопротивления, уходящими на глубину 1.0—1.5 км, и их расположение не всегда согласуется с геологическими данными. Столь неглубокое заложение разлома, вероятно, связано с тем, что профили не пересекли его, а выделили лишь оперяющие его разломы.

В-третьих, на профиле № 2 на глубине около 2 км выделена зона низких электрических сопротивлений менее 100 Ом·м мощностью около 1км и длиной около 2 км, природа которой связывается с рудной минерализацией раннепротерозойской интрузии габброидов.

В-четвертых, по результатам трехмерного плотностного моделирования обнаружено, что под Окононским плато базальтов залегает тело повышенной плотности, погружающееся под углом около 45° до глубины 15 км в северо-восточном направлении и простирающееся в северо-западном направлении, которое связывается с раннепротерозойской интрузией габброидов.

Автор благодарит сотрудников ИТГ ДВО РАН к.г.-м.н. В.С. Приходько за организацию и помощь в проведении полевых исследований, к.г.м-н. В.А. Гурьянова за консультации по геологическому строению района, А.К. Бронникова за помощь в подготовке статьи.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М., Научный мир, 2009, 680 с.

Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Становая. Лист N-52-IV. Объяснительная записка / Ред. Ю.К. Дзевановский. М., Министерство геологии СССР, 1970, 92 с.

Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Становая. Лист N-52-V. Объяснительная записка / Ред. Ю.Б. Казмин. М., Министерство геологии СССР, 1971, 88 с.

Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист N-52. Зея. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007, 326 с.

Куликов В.А. Электроразведочные технологии на этапах поиска и оценки рудных месторождений: Автореф. дис. … д.г.-м.н. М., 2015, 47 с.

Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Каплун В.Б., Романовский Н.П., Гурович В.Г. Геофизическая характеристика и металлогения востока Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология, 2012, т. 31, № 4, с. 3—16.

Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте м-ба 1:1 500 000 / Под ред. Л.П. Карсакова, Чжао Чуньцзин, Ю.Ф. Малышева, М.В. Горошко. Владивосток, Хабаровск, ДВО РАН, 2005, 264 с.

Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии / Л.М. Парфенов, Н.В. Бердников, И.П. Войнова, А.А. Врублевский, Л.П. Карсаков, Г.Л. Кириллова, В.А. Леглер, Б.А. Натальин, В.А. Попеко, Л.И. Попеко, А.А. Савельев, Д.Ф. Семенов, В.П. Уткин, Г.Ф. Уфимцев, В.В. Юшманов. М., Наука, 1979, 240 с.

Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences, 2014, v. 66, p. 40—53.

Li.Y., Oldenburg D.W. 3D inversion of gravity data // Geophysics, 1998, v. 63, p. 109–119.

Rodi W.L., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // Geophysics, 2001, v. 66, p. 174—187.

Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M. Three-Dimensional Magnetotelluric: Data Space Method // Phys. Earth Planet. Int., 2005, v. 150, p. 3—14.

Рекомендована к печати 16 августа 2017 г.
М.И. Эповым

Поступила в редакцию 5 декабря 2016 г.,
после доработки — 10 апреля 2017 г.