

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КРАЕВОЙ ЧАСТИ
СИБИРСКОГО КРАТОНА (в зоне влияния рифтогенных процессов)
ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

М.И. Эпов, Е.В. Поспеева, Л.В. Витте

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Профиль МТЗ пересекает юго-восточный край Сибирского кратона и прилегающий к нему с юго-востока массив земной коры, сформированный палеозойскими коллизионными процессами (Ольхонская коллизионная зона). Оба массива располагаются в зоне влияния рифтогенных процессов.

Полученные данные по распределению удельного электрического сопротивления проанализированы совместно с особенностями состава и структуры земной коры, характером магнитного и гравитационного полей и сейсмическими данными. Для интерпретации обширных минимумов электрического сопротивления использованы новые геотермические модели земной коры Байкальской рифтовой зоны.

Северо-западный и юго-восточный участки профиля, отвечающие Сибирскому кратону и Ольхонской коллизионной зоне, резко различаются по особенностям состава и строения земной коры и интенсивности проявления рифтогенных процессов, что выражено в характере распределения и интенсивности удельного электрического сопротивления.

Кратонному блоку свойственны преимущественно высокие значения электрического сопротивления, обусловленные особенностями состава земной коры здесь (глубокометаморфизованные и гранитизированные комплексы фундамента платформы). В его пределах выделяются внутрикоровый проводящий слой (сопротивлением менее 50 Ом · м), кровля которого фиксируется на глубинах порядка 16—20 км, и осложняющая его субвертикальная проводящая неоднородность в верхней части земной коры.

Юго-восточный массив коры, особенно в части коллизионной зоны, характеризуется исключительно сложным вещественным составом и интенсивной нарушенностью глубинными рифтогенными разломами. Высокие сопротивления присущи здесь преимущественно комплексам верхней части разреза земной коры (магматическим и метаморфическим образованиям коллизионной зоны). Большая часть разреза земной коры характеризуется обширными глубокими (до низов коры) минимумами удельного электрического сопротивления. Их природа определяется высокой активностью молодых процессов здесь, нарушением разреза коры глубинными разломами, по которым осуществляется сквозькоревая разгрузка глубинных флюидов, непрерывно пополняемых потоками из мантии.

Магнитотеллурические зондирования, удельное электрическое сопротивление, рифтогенные разломы, коллизионная зона, магматические и метаморфические образования.

**CRUST STRUCTURE AND COMPOSITION IN THE SOUTHERN SIBERIAN CRATON
(influence zone of Baikal rifting), FROM MAGNETOTELLURIC DATA**

M.I. Epov, E.V. Pospeeva, and L.V. Vitte

The magnetotelluric (MT) profile traverses the southeastern edge of the Siberian craton and the adjacent Paleozoic Ol'khon collision zone, both being within the influence area of the Baikal rifting. The processed MT data have been integrated with data on the crust structure and composition, as well as with magnetic, gravity, and seismic patterns. Large resistivity lows are interpreted with reference to new geothermal models of rifted crust in the Baikal region. The northwestern and southeastern flanks of the profile corresponding to the craton and the collision zone, respectively, differ markedly in the crust structure and composition and in the intensity of rifting-related processes, the difference showing up in the resistivity pattern. The high-grade metamorphic and granitic crust of the craton basement in the northwestern profile flank is highly resistive but it includes a conductor (less than 50 ohm-m) below 16–20 km and a nearly vertical conductive layer in the upper crust. The crust in the southeastern part, within the collision zone, is lithologically heterogeneous and heavily faulted. High resistivities are measured mainly in the upper crust composed of collisional plutonic and metamorphic complexes. Large and deep resistivity lows over the greatest part of the section are due to Cenozoic activity and rift-related transcrustal faults that vent mantle fluids constantly recharged from deeper mantle.

Magnetotelluric (MT) soundings, resistivity, rift-related faults, collision zone, igneous and metamorphic rocks

ВВЕДЕНИЕ

История глубинных магнитотеллурических исследований в Байкальской рифтовой зоне связана с именами В.И. Поспеева, В.И. Михалевского, В.П. Горностаева. В.И. Поспеев был первым, кто обосновал существование проводящих слоев в земной коре [Pospeyev, 1976; Поспеев и др., 1989]. Работы этих исследователей относятся к середине 60-х годов прошлого века. Важным их результатом явилось обнаружение корового проводящего слоя, который в настоящее время выделен во многих регионах мира [Adam, 1976; Pоров, 1990; Бердичевский, 1999]. Одна из гипотез, объясняющих природу его проводимости, предполагает генерацию водного флюида из водорода, мигрирующего из мантии [Летников и др., 1977].

Интересным результатом этих исследований является районирование юга Сибирской платформы по типам геоэлектрического разреза. Выделены три области с различной моделью разреза земной коры и верхней мантии: платформенная, переходная и область Байкальского складчатого обрамления. Изменение геоэлектрического разреза от Сибирской платформы к Байкальской рифтовой системе, по мнению авторов работ [Горностаев, 1967, 1979; Горностаев и др., 1970; Pospeyev, 1976; Поспеев и др., 1989], связано с разным тепловым режимом земной коры и верхней мантии в этих областях.

В 1990 г. А.М. Поповым было выполнено обобщение результатов, полученных в Прибайкалье, и предложена трехмерная геофизическая модель региона [Pоров, 1990]. Согласно этой модели, в нижней части земной коры отчетливо выделяется проводящий слой, кровля которого воздымается в зоне Байкальского рифта с уменьшением сопротивления от 100 до 40 Ом · м. Особенностью этой модели является наличие на глубине порядка 100 км мантийного проводящего слоя, ассоциирующего с астеносферой.

Отмечая существенный вклад упомянутых исследований в изучение Байкальского региона, заметим, что эти работы носили региональный характер и изученность региона осталась низкой.

В 2009 г. Институтом нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН начаты работы методом магнитотеллурического зондирования по региональным профилям, пересекающим крупные массивы земной коры. Исследования проводятся с целью изучения особенностей геоэлектрического строения стабильной части Сибирской платформы, переходной зоны и собственно Байкальской рифтовой зоны. В настоящее время отработаны профиль I—I, прослеживающийся от пос. Баяндай до м. Крестовский на побережье Байкала, и профиль II—II, расположенный в пределах Ольхонской коллизионной зоны (рис. 1). Результаты, полученные по профилям с применением новейшей цифровой аппаратуры, а также новой методики обработки и интерпретации данных, позволили уточнить результаты предшествующих исследований и получить новую информацию об особенностях геоэлектрического разреза изученной территории. Выделены два крупных блока земной коры — северо-западный и юго-восточный, различающиеся по типам геоэлектрического разреза. Эти различия обусловлены особенностями состава и строения земной коры рассматриваемых блоков, а также интенсивностью проявления глубинных рифтогенных процессов [Pospeyev, 1976; Поспеев и др., 1989]. Для платформенного блока дана характеристика осадочного чехла.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ И ОБРАБОТКА ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Магнитотеллурические исследования в диапазоне периодов 0.003—10000 с выполнялись с применением новейшей технологии V5 System-2000 с использованием аппаратуры MTU-5 компании Phoenix Geophysics (Канада). Для регистрации электрических компонент МТ-поля применялась крестообразная установка с длиной приемных линий 100 м. Время регистрации составило 19—22 ч. Плановая и высотная привязки пунктов зондирования осуществлялись с помощью GPS. Всего выполнено 22 физические точки (ф.т.) по профилю I—I с шагом 5 км и 6 ф.т. по профилю II—II с шагом 3 км.

Для обработки полевых данных использовалось программное обеспечение Phoenix Geophysics, основанное на корреляционном методе, который позволяет рассчитать функции взаимной корреляции всех компонент МТ-поля; затем проводится Фурье-преобразование. В результате

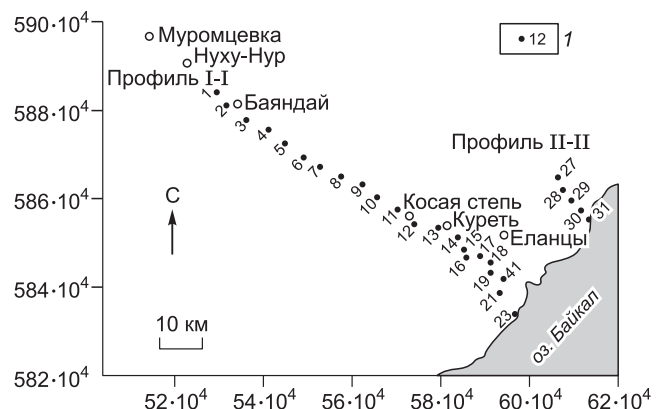


Рис. 1. Положение профилей МТЗ I—I и II—II.

1 — пункты МТЗ.

чего получают спектры мощности в широком частотном диапазоне, которые пересчитываются в компоненты тензора импеданса.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ МТЗ

Основной задачей геофизической интерпретации данных МТЗ является оценка электропроводности в осадочном чехле, земной коре и верхней мантии и составление геоэлектрического (параметрического) разреза. Интерпретация состоит из двух этапов — качественной, заключающейся в выборе геоэлектрической модели изучаемого региона, и количественной, направленной на определение параметров этой модели.

Наибольшие трудности встречает процесс качественной интерпретации полученных данных, поскольку реальное распределение МТ-поля зависит от всех элементов зондируемой среды. На этом этапе важную роль играет анализ данных зондирований, позволяющий осуществить корректный выбор интерпретационной модели [Бердичевский и др., 1997]. Он включает анализ амплитудных и фазовых кривых, магнитотеллурических и магнитовариационных параметров, полярных диаграмм магнитотеллурического тензора, а также расчет продольных и поперечных кривых ρ_k и нормализацию кривых ρ_k .

Профиль I—I располагается в юго-восточной части Иркутского амфитеатра, непосредственно примыкающей к оз. Байкал. Он ориентирован вкrest простирания основных структур Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 1). В результате выполненных по профилю наблюдений определены частотные характеристики магнитотеллурического тензора $|Z|$ и магнитовариационного тензора $|W|$:

$$|Z| = \begin{vmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{vmatrix}, \quad |W| = \begin{vmatrix} W_{zx} & W_{zy} \end{vmatrix}. \quad (1)$$

Анализ $|Z|$ и $|W|$ позволяет оценить степень горизонтальной неоднородности среды, идентифицировать геоэлектрические структуры, определить их размерность и простирание. При профильных наблюдениях важную роль играют формализованные магнитотеллурические и магнитовариационные тесты, которые определяются по формулам:

$$N = \sqrt{\left| 1 - 4 \frac{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}{(Z_{xy} - Z_{yx})^2} \right|}, \quad (2)$$

$$skew_S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}, \quad (3)$$

$$skew_B = \frac{\sqrt{0.5 |\operatorname{Im}(Z_{xy}Z_{yy}^* + Z_{xx}Z_{yx}^*)|}}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}, \quad (4)$$

где * означает комплексную сопряженность.

$$N_{mv} = \|W\| = \sqrt{|W_{zx}|^2 + |W_{zy}|^2}. \quad (5)$$

Параметры N , $skew_S$, $skew_B$ и N_{mv} (N — магнитотеллурический параметр неоднородности, $skew_S$ — параметр симметрии Свифта, $skew_B$ — параметр асимметрии Бара, N_{mv} — магнитовариационный параметр неоднородности) оцениваются по отношению к пороговым значениям δ , характеризующим уровень измерительных погрешностей. В магнитотеллурическом тесте значения δ обычно выбирают в интервале 0.05—0.15, в магнитовариационном — 0.03—0.05 [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

Северо-западная часть профиля охватывает юго-восточную окраину Сибирского кратона, активизированную рифтогенными процессами (МТЗ 1-12). Верхняя часть разреза соответствует платформенному чехлу и на высоких периодах ($T \ll 1$ с) характеризуется низкими значениями параметра неоднородности N (< 0.15), что, согласно [Bahr, 1988], свидетельствует о возможности одномерных оценок сопротивления. На периоде $T = 1$ с N увеличивается до значений 0.2—0.3, с понижением частоты ($T \gg 100$ с) становится равным 0.7—0.9 (рис. 2, а, б, в). Повышенным значениям N отвечают высокие значения $skew_S$ (0.4—0.7) и $skew_B$ (> 0.3). В пункте № 3 во всем частотном диапазоне значения параметров N и $skew_S$ существенно превышают пороговые, а $skew_B$ уменьшается до 0.08, что свидетельствует о наличии в верхних горизонтах разреза 2D или 3D неоднородностей. Аналогичная ситуация наблюдается в пределах пунктов 6—12. Здесь параметры N и $skew_S$ достигают значений 0.8 и 0.7 соответственно.

Значения $skew_B$ находятся в пределах 0.1—0.08 (см. рис. 2, а, б, в). В юго-восточном участке профиля значения N и $skew_S$ на низких периодах достигают самых высоких, а $skew_B$ самых низких на исследуемой территории значений: $N = 0.7—0.8$; $skew_S = 0.9$; $skew_B < 0.08$ (см. рис. 2, а, б, в). На периодах $T \ll 1$ с значения всех параметров находятся в пределах пороговых — $\delta = 0.05—0.15$.

Таким образом, северо-западную часть профиля можно рассматривать как региональную двумерную структуру с локализованными 2D и 3D неоднородностями, расположенными в осадочном чехле и верхней—средней коре. А юго-восточная часть представляет собой локальную 3D среду на осесимметричном 3D фоне, за исключением самой верхней части разреза, соответствующей 1D среде. Этот вывод наглядно иллюстрируют полярные диаграммы магнитотеллурического тензора (рис. 3, а), конфигурация которых является надежным индикатором размерности геоэлектрических структур [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Из рис. 3, а следует, что кратонная часть профиля характеризуется полярными диаграммами, соответствующими 2D-модели. Диаграммы $|Z_{xy}|$ являются правильными овалами, а $|Z_{xx}|$ имеют форму цветка с четырьмя одинаковыми лепестками. Исключения составляют диаграммы в пунктах 8, 10 и 11. Полярные диаграммы Ольхонской коллизионной зоны соответствуют осесимметричной 3D-модели и выглядят так же, как полярные диаграммы двумерного импеданса.

Интересная особенность в поведении полярных диаграмм наблюдается в пунктах 12 и 41, расположенных в пределах проводящих зон, специфика которых обусловлена приуроченностью к пересечению разнонаправленных глубинных разломов — северо-восточного и субширотного простираний. Здесь на $T = 25$ и 36 с, соответственно в пунктах 12 и 41, происходит смена простирания модели разреза, а поперечные и продольные кривые пересекаются (см. рис. 3, б). То есть, до указанных периодов кривые ρ_k представляли собой зондирования, совпадающие с простиранием неоднородности, а затем вкрест этого направления. Такие кривые не подлежат интерпретации в рамках 1D-модели, поэтому, начиная с этих периодов, ветви Z_{xy} , Z_{yx} , Φ_{xy} , Φ_{yx} меняют местами, а затем рассчитываются кривые ρ_k . Смена простирания главных импедансов четко фиксируется на графиках $M = f(\sqrt{T})$ и $\Theta = f(\sqrt{T})$, где M — отношение модулей продольного и поперечного импедансов, а Θ — угол между положительным направлением оси X и максимальным импедансом (см. рис. 3, в).

При анализе полученных данных также рассматривалась магнитовариационная функция отклика, полученная из соотношения между горизонтальной и вертикальной компонентами магнитного поля. На рис. 2, г представлен частотный разрез N_{mv} , который свидетельствует о высокой горизонтальной неоднородности разреза ($\delta \gg 0.05$). Минимальными типперами характеризуется платформенный осадочный чехол и зоны повышенной проводимости, максимальными — области высокоомной коры и внутрикоровый проводящий слой.

Геолого-геофизические данные о строении земной коры северо-западной части профиля показывают относительно простое слоисто-блоковое распределение неоднородностей, выдержанных на больших расстояниях (фундамент платформы). Структура земной коры юго-восточной части профиля исключительно сложна и гетерогенна как в верхней половине земной коры, так и в нижней. Но если в верхней части земной коры эта структура все-таки близка к двумерному характеру распределения вещества, то в нижней ее части эта тенденция резко нарушена проявлениями различных по возрасту, в том числе и молодых (рифтогенных) глубинных процессов. Они создали сложные формы распределения вещества на разных уровнях разреза земной коры. В силу того, что наблюдения проведены только по одному сечению, мы вынуждены понизить мерность разреза в этой части профиля и рассматривать весь изученный разрез как двумерную структуру северо-восточного простирания, включающую следующие элементы:

- 1) приповерхностный слой, соответствующий платформенному чехлу мощностью 2.5—3 км;
- 2) высокоомную верхнюю кору (сопротивление 700—1000 Ом · м) с проводящим слоем, глубина и сопротивление которого могут испытывать более или менее значительные изменения;
- 3) субвертикальные проводящие зоны, соответствующие зонам глубинных разломов;
- 4) неоднородности высокого сопротивления в северо-западной части профиля, соответствующие выходу на дневную поверхность метаморфических пород фундамента платформы (Амгинское поднятие), а в юго-восточной части — различным по составу интрузивным и глубокометаморфизованным образованиям верхней части коллизионной зоны.

Теоретические исследования основных классов неоднородных моделей [Спичак, 2009] показали, что в условиях Восточной Сибири существует несколько уровней, в пределах которых сосредоточены неоднородности, формирующие искажающие эффекты в МТ-поле. Преобладающий характер эффектов имеет гальваническую природу. Самый верхний уровень неоднородностей — приповерхностная часть разреза, второй — неоднородности подсолевого комплекса и последний — неоднородности верхней коры. На рис. 4 показаны продольные и поперечные кривые кажущегося сопротивления ρ^{\parallel} и ρ^{\perp} , полученные по профилю I—I. Продольные кривые имеют хорошо выраженные минимумы, отражающие присутствие в разрезе земной коры проводящего слоя с глубиной залегания 16—20 км (рис. 4, а). Попе-

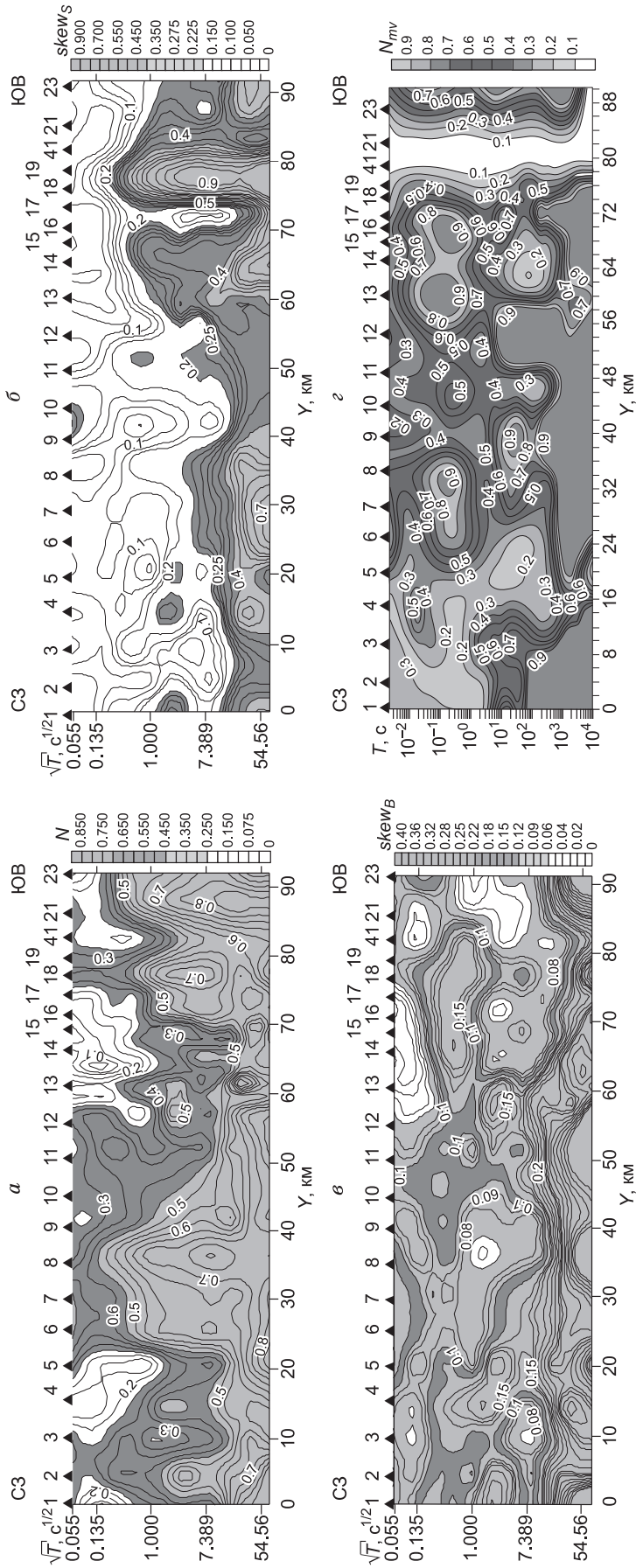


Рис. 2. Частотные разрезы инвариантных параметров магнитотеллурического и магнитовариационного тестов.

a — магнитотеллурический параметр неоднородности *N*; *б* — параметр асимметрии Свифта *skew_s*; *в* — параметр асимметрии Бара *skew_B*; *г* — магнитовариационный параметр неоднородности *N_{mlv}*. Цифры над разрезами — номера пунктов МТЗ.

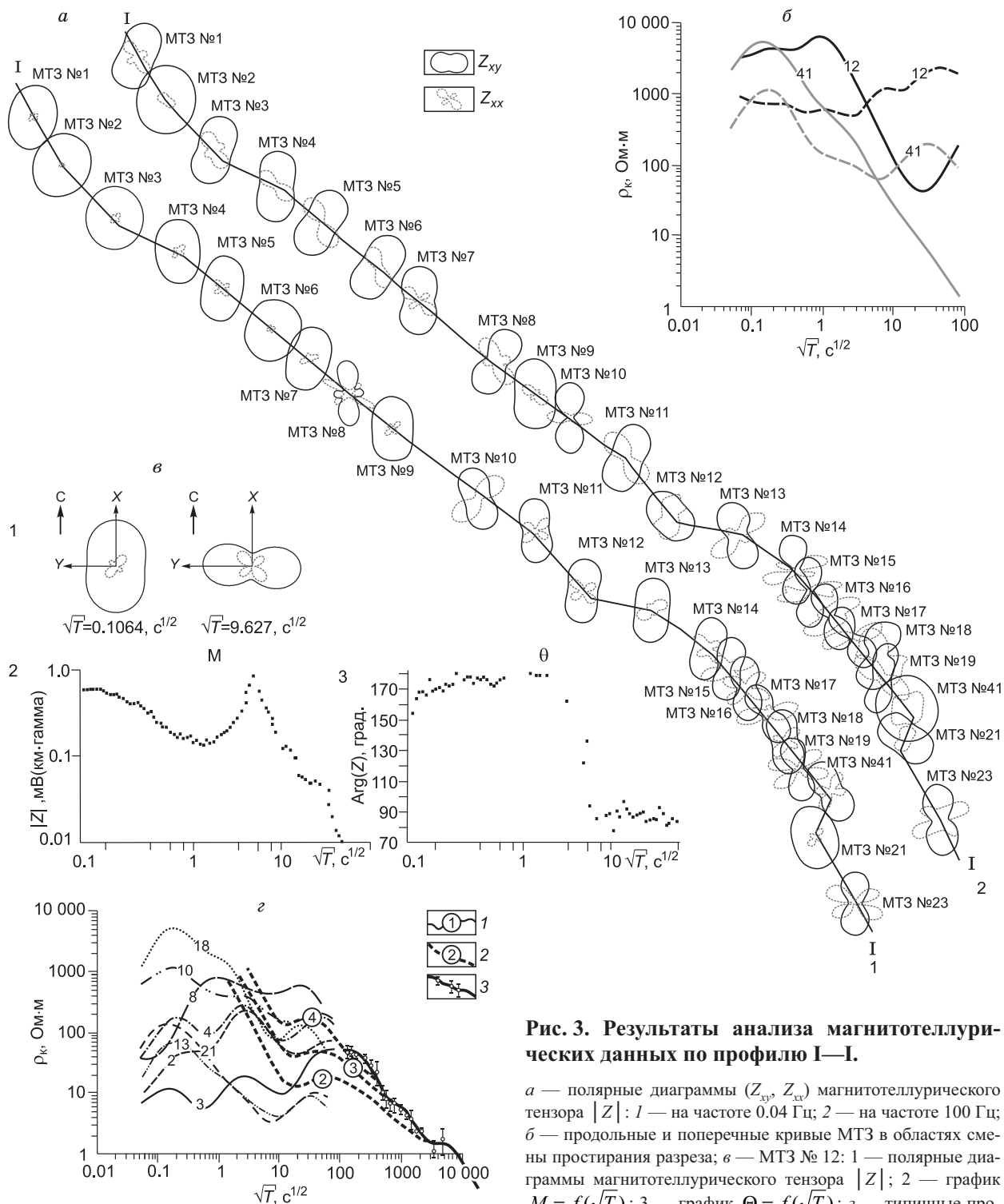


Рис. 3. Результаты анализа магнитотеллурических данных по профилю I—I.

a — полярные диаграммы (Z_{xy} , Z_{xx}) магнитотеллурического тензора $|Z|$: 1 — на частоте 0.04 Гц; 2 — на частоте 100 Гц; *б* — продольные и поперечные кривые МТЗ в областях смены простираения разреза; *в* — МТЗ № 12: 1 — полярные диаграммы магнитотеллурического тензора $|Z|$; 2 — график $M = f(\sqrt{T})$; 3 — график $\Theta = f(\sqrt{T})$; *г* — типичные продольные кривые МТЗ: 1 — наблюдаемые продольные кривые МТЗ; 2 — модельные кривые МТЗ, рассчитанные для термодинамических условий (цифры в кружках): 2 — рифтов, 3 — окраин рифтов и центральных частей синеклиз, 4 — для бортовых частей синеклиз; 3 — кривая глобального МТЗ.

дольные кривые МТЗ: 1 — наблюдаемые продольные кривые МТЗ; 2 — модельные кривые МТЗ, рассчитанные для термодинамических условий (цифры в кружках): 2 — рифтов, 3 — окраин рифтов и центральных частей синеклиз, 4 — для бортовых частей синеклиз; 3 — кривая глобального МТЗ.

речные кривые смещены по оси сопротивлений вверх. Чем больше сопротивление неоднородностей, расположенных в разрезе верхней—средней коры, тем больше величина сдвига (см. рис. 4, б). В таких условиях информация о параметрах глубинного разреза может быть получена только с помощью так называемых «квазипродольных» кривых [Бердичевский, Дмитриев, 2009], методика выбора которых ре-

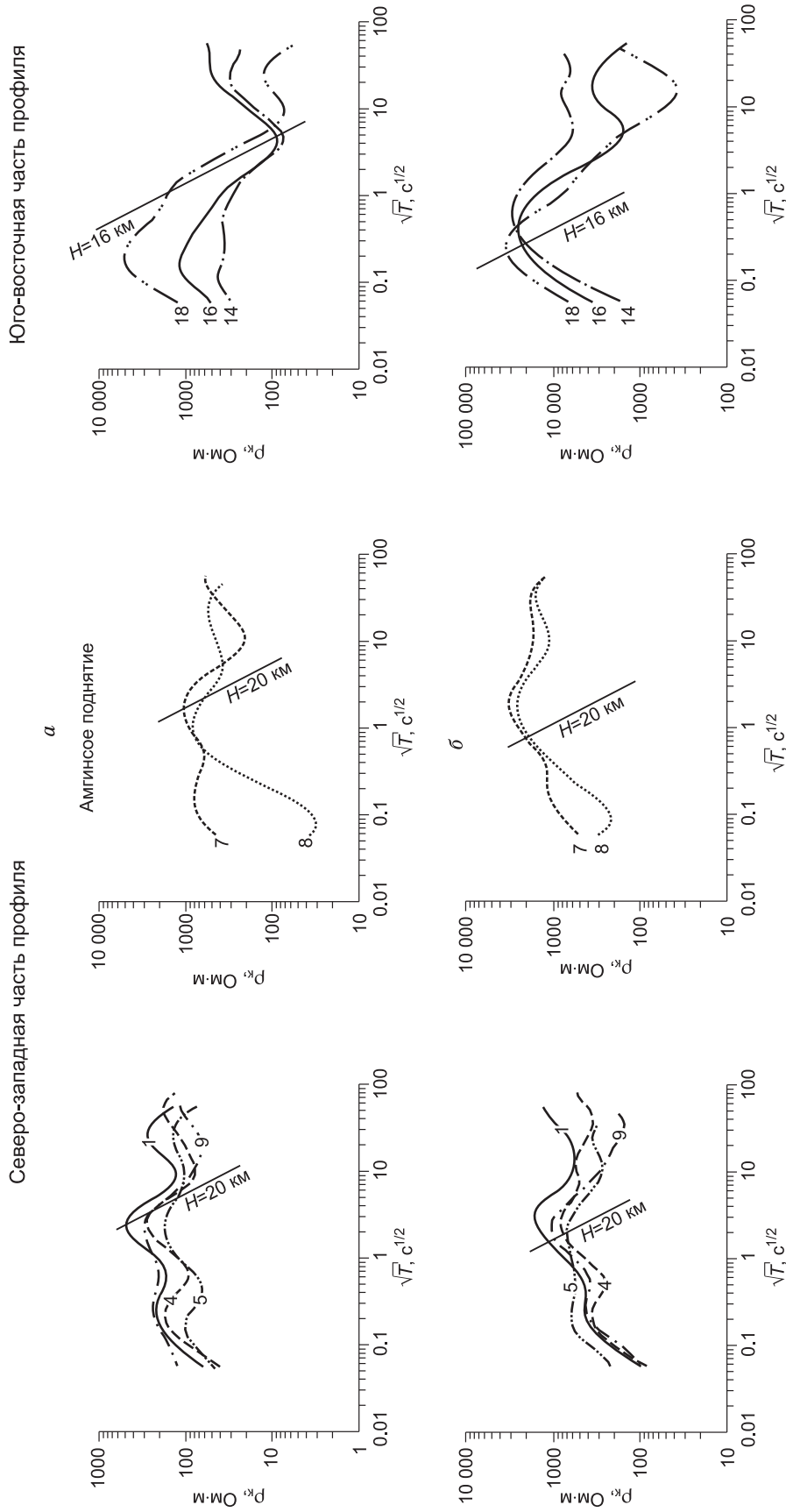


Рис. 4. Продольные (а) и поперечные (б) кривые кажущегося сопротивления сопротвления, характерные для северо-западной и юго-восточной частей профиля I—I.

Цифры — пункты МТЗ.

ализована в интерпретационном программном комплексе LineInterMT, предназначенном для проведения профильной интерпретации магнитотеллурических данных в интерактивном режиме.

Корректность выполненных построений подтверждается результатами сопоставления наблюдаемых продольных кривых с модельными кривыми и кривой глобального магнитовариационного зондирования («нормальный» градиентно-слоистый разрез регионов с различной термодинамической активностью, и определяют место и петрологическое соответствие геоэлектрических комплексов, выделяемых магнитотеллурическими зондированиями [Поспеев, 1989]. Из рис. 3, *з* видно, что наблюдаемые продольные кривые по уровню сопротивления и глубине залегания корового проводящего слоя соответствуют кривым, рассчитанным для термодинамических условий рифтовых зон, а их правые части в интервале $T > 100$ с близки к кривой глобального магнито-вариационного зондирования (МТЗ).

Основной задачей дальнейшей профильной обработки полученных результатов одномерной инверсии является введение поправок за S -эффект и подготовка данных для построения окончательных геоэлектрических разрезов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА АНОМАЛИЙ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

Геоэлектрический разрез по особенностям распределения удельного сопротивления может быть разделен на две части: северо-западную и юго-восточную (рис. 5, б).

Северо-западная часть профиля приурочена к области сочленения платформы и Байкальской рифтовой зоны и относится к зоне влияния рифтогенных процессов (рис. 7). В этой части они проявились формированием «отложений дат-маастрихского возраста, связанных с «молодыми» синклиналиями юго-восточной окраины Сибирской платформы. И хотя выполняющие их галечники, пески и глины имеют малую мощность (до 20—30 м) и размещаются в 70 км от Байкальской рифтовой впадины, само их сопряженное с последней положение заставляет думать, что тектонические движения и созданные ими неглубокие бассейны накопления каким-то образом связаны с началом раскрытия Байкальской впадины и отражают самый ранний импульс переработки литосферы» [Логачев, 2007, с. 213—214]. Эти впадины контролируются системами глубинных разломов северо-восточного простирания и выражены малоинтенсивными минимумами аномалий Буге такого же простирания. Для этой части разреза коры характерны преимущественно высокие значения удельного электрического сопротивления слагающих ее пород (от 500 до 2000 Ом · м и более).

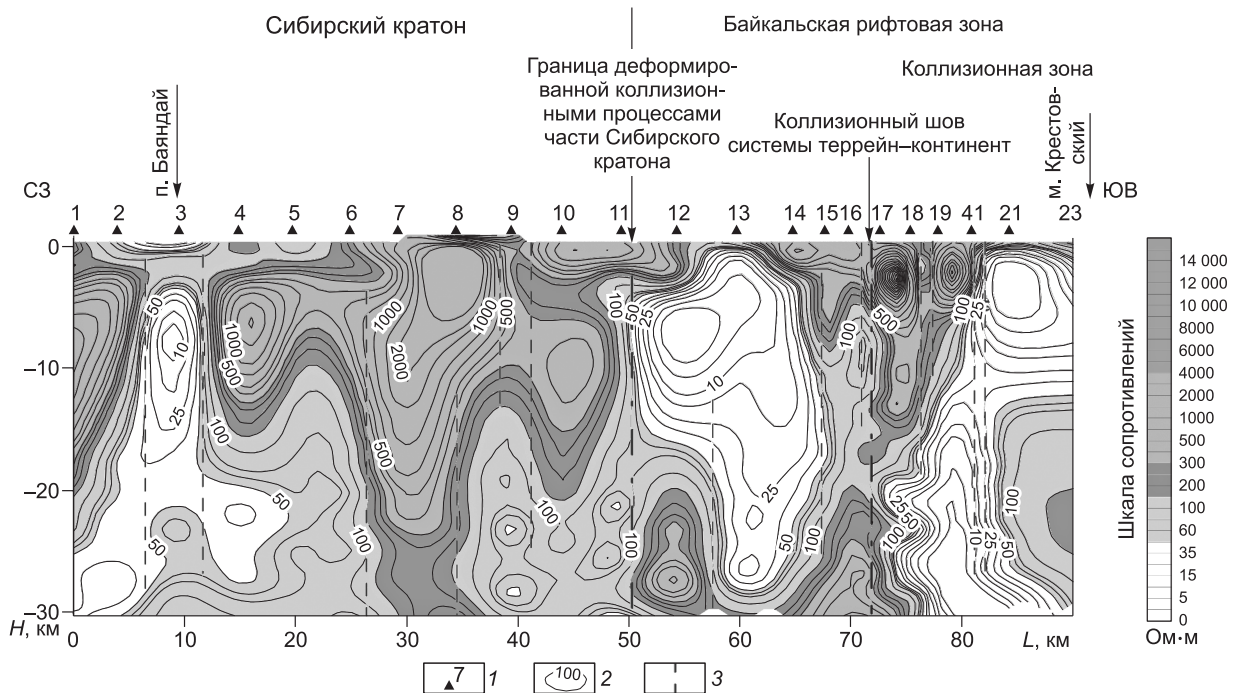


Рис. 5. Глубинный геоэлектрический разрез по профилю I—I.

1 — пункты магнитотеллурических зондирований; 2 — изолинии удельного электрического сопротивления (Ом · м); 3 — зоны повышенных градиентов сопротивления (глубинные разломы).

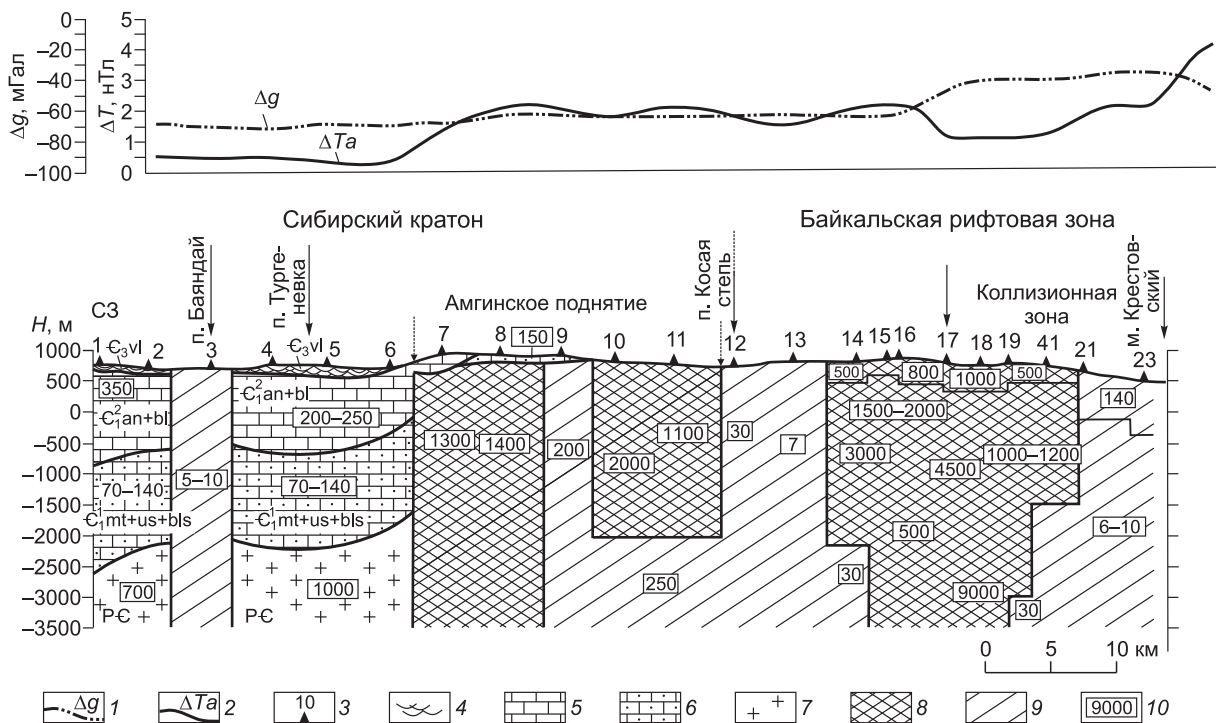


Рис. 6. Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю I—I.

1 — график гравитационного поля Δg ; 2 — график магнитного поля ΔT_a ; 3 — пункты магнитотеллурических зондирований; 4 — преимущественно терригенные породы; 5 — известняки; 6 — песчаные известняки; 7 — фундамент, представленный гранитизированными породами, мигматитами и гранитами; 8 — геоэлектрические неоднородности высокого сопротивления (метаморфические комплексы — гранитогнейсы, граниты и базиты); 9 — геоэлектрические неоднородности низкого сопротивления; 10 — значения удельного электрического сопротивления по данным МТЗ.

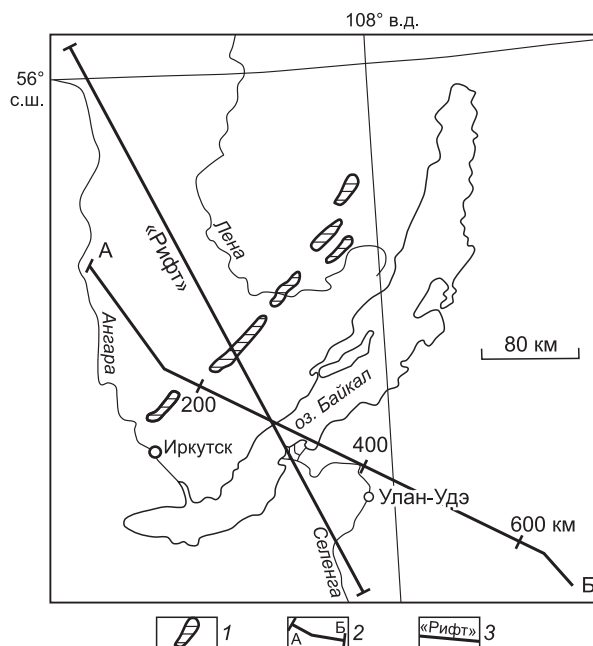
Разрез земной коры исследуемой части кратонного блока представлен двумя метаморфическими комплексами [Витте, 1981]. В нижней части разреза коры развиты породы гранулитовой фации метаморфизма: гиперстен-магнетитовые, гиперстен-биотитовые гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, мраморы и кальцифиры. К полям развития этих пород приурочены многочисленные согласные тела чарнокитов (гранитоидов глубинных зон земной коры), образование которых сопровождалось выделением магнетита, вследствие чего породы гранулитовой фации имеют высокую намагниченность ($> 2100 \cdot 10^{-6}$ CGSM). Эти породы характеризуются также высокой плотностью ($2.79\text{--}2.99$ г/см³) и высокими значениями удельного сопротивления ($1500\text{--}3500$ Ом · м и более) [Дортман и др., 1964]. Верхняя часть консолидированной земной коры представлена породами амфиболитовой фации метаморфизма, сформированными в ходе раннепротерозойских процессов высокотемпературного диафтореза и гранитизации. Характерной особенностью этих образований является широкое развитие согласных залежей биотитовых и биотит-роговообманковых гранитогнейсов, гранитизированных пород и гранитоидов. Для них характерны более низкие значения плотности ($\sigma_{cp} = 2.76$ г/см³) [Витте, 1981] и намагниченности, но высокие ($1.5 \cdot 10^8; 2.9 \cdot 10^8$ Ом · м) значения удельного сопротивления [Дортман и др., 1964].

В гравитационном поле (аномалии Буге) исследуемой части кратонного блока отвечают низкие по сравнению с коллизийной зоной значения регионального фона ($-60\text{--}-70$ мГл) и малоинтенсивные региональные магнитные аномалии ($1.5\text{--}2.0$ Э). Сейсмические профили, секущие исследуемый регион (рис. 8, а, б), показывают увеличение скорости продольных и поперечных волн в верхней части разреза коры (до глубины 20 км) в среднем для продольных волн от 5.5 до 6.4 км/с, для поперечных от 3.2 до 3.7 км/с [Егоркин и др., 1996; Мишенькин и др., 1999]. Этот интервал скоростного разреза соответствует развитию пород амфиболитовой фации, вмещающих согласные залежи биотитовых и биотит-роговообманковых гранитов и гранитогнейсов с увеличением с глубиной гнейсовой составляющей. Эти породы и определяют особенности магнитного поля и пониженные фоновые значения гравитационного поля (Буге), а также обширные максимумы удельного электрического сопротивления.

Интенсивные и наиболее глубинные максимумы удельного электрического сопротивления располагаются между пунктами 6 и 11. Этот крупный массив коры отвечает Амгинскому поднятию фундамен-

Рис. 7. Распространение мел-палеоценовых отложений в Прибайкалье и Западном Забайкалье [Логачев, 2007].

1 — дат-маастрихтские отложения; 2 — положение профиля ГСЗ Усть-Уда—Байкал—Хилок [Мишенькин и др., 1999]; 3 — положение геотраверса «Рифт» [Егоркин и др., 1996].



та [Павловский, 1960; Замираев, 1967], апикальная часть которого располагается между 6 и 9 пунктами МТЗ. В его составе абсолютно преобладают породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, гранитогнейсы и граниты, имеющие достаточно высокие значения удельного электрического сопротивления, как это видно на разрезе вдоль профиля I—I (см. рис. 5, 6). Высокие сопротивления в центральной части массива выдержаны до значительных глубин (25—30 км), ниже которых значения удельного сопротивления уменьшаются (см. ниже). Такой же состав и геофизические характеристики имеют максимумы в районе пунктов МТЗ 4, 5, 6 и 9.

В нижней части разреза коры рассматриваемого блока, в зоне повышенного вертикального градиента скорости, можно предполагать развитие пород преимущественно гранулитовой фации, которым отвечают высокие средние скорости (6.4 км/с) и высокие пластовые скорости (6.6; 6.9; 7.0 км/с) [Егоркин и др., 1996] (см. рис. 8, б). Для этого интервала разреза коры (от 15—20 до 30 км) характерно преобладание низких значений удельного сопротивления, хотя, как было показано выше, породы, слагающие эти уровни разреза коры, имеют высокие значения удельного сопротивления. В нижней части разреза коры, на глубине порядка 16—20 км выделяется внутрикоровый проводящий слой с удельным электрическим сопротивлением менее 50 Ом · м. Он хорошо проявляется на продольных кривых, которые имеют четко выраженные минимумы в интервале периодов 64—144 с (см. рис. 4, а). Параметры и положение этого слоя в разрезе литосферы определяется современным геотермическим режимом региона. Чем активнее регион, тем выше положение слоя в разрезе коры и больше его электропроводность [Поспеев, 1976; Поспеев и др., 1989]. В рифтовой зоне он поднимается до глубин 12—16 км, а в ее центральной части его выделение затруднено.

Юго-восточная часть профиля принадлежит полностью Байкальской рифтовой зоне, накладывающейся здесь на край Сибирского кратона и на коллизионную зону палеозойского возраста (см. рис. 5). В этой части разреза земной коры преобладают породы с низкими значениями удельного сопротивления (100—50 до 10 и менее Ом · м). Глубинная граница между этими крупными блоками земной коры проходит в районе пункта 11, в зоне градиентов удельного электрического сопротивления (см. рис. 5, 6). В верхней части разреза она смещена в сторону пунктов 12 и 13. Юго-восточный блок земной коры в районе пунктов 11—14 характеризуется обширным минимумом удельного сопротивления (от 25 до 5 Ом · м). Широкая часть минимума протягивается до глубины 20 км, ниже он сужается и прослеживается до 30 км с несколько увеличенными значениями сопротивления (от 50 до 100 Ом · м). Ниже 20 км по обе стороны минимума фиксируются субвертикальные зоны повышенных значений удельного сопротивления до 500 Ом · м.

На участке профиля МТЗ № 14—41 отмечаются максимумы удельного сопротивления, особенно интенсивные в верхней части разреза, до глубин 6—7.5 км (см. рис. 5, 6). Срединный максимум (МТЗ № 17, 18) интенсивностью 1500, 4500 и до 9000 Ом · м прослеживается с уменьшением сопротивления до 500 Ом · м практически до глубины 20 км, где он соединяется с глубинным (20—30 км) максимумом такой же интенсивности. Верхнекоровый максимум удельного сопротивления (850, 1200 Ом · м), располагающийся между пунктами МТЗ 19 и 41, прослеживается до глубин более 5 км. В пунктах МТЗ 14, 15, 16 выделяются объекты с высоким удельным сопротивлением (1500, 2000, 3100 Ом · м). Нижние их кромки располагаются на глубинах: 1200, 1500 и 2200 м. Под пунктами МТЗ 15 и 16 в интервале глубин 1500—4500 м удельное сопротивление уменьшается до 400 Ом · м.

К юго-востоку от п. 41, лежащего в зоне градиентов удельного сопротивления, располагается крупный минимум удельного сопротивления (6—10 Ом · м), нижняя граница которого фиксируется на глубине 10 км. Ниже этого уровня (до 30 км) сопротивление повышается до значений 100—200 Ом · м. С северо-запада к этому блоку в этом же интервале глубин примыкает минимум удельного сопротивления со

значениями $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и менее, вытянутый в субвертикальном направлении. С юго-востока он ограничен субвертикальным глубинным разломом, а северо-западная его граница показывает сложные взаимоотношения высоко- и низкоомных комплексов на глубинах от 15 до 30 км (см. рис. 5).

Приведенное выше распределение удельного электрического сопротивления в юго-восточной части профиля характеризует сложную коллизионную зону, в которую мы включаем собственно Ольхонскую коллизионную зону до коллизионного шва системы террейн—континент [Скляров и др., 2001] (см. рис. 5), а также прилегающие к нему участки обнаженного фундамента Сибирского кратона, деформированные как в ходе палеозойских коллизионных процессов, так и более ранних (неопротерозойских), связанных с масштабным рифтогенным растрескиванием литосферы краевой части кратона и формированием дайковых роев, сложенных габбро-диабазами, заполнившими сформировавшуюся систему трещин [Гладкочуб и др., 2005].

Весь этот сложный комплекс имеет четкую геофизическую характеристику, отличную от прилегающих районов Сибирского кратона. Ему соответствует пояс интенсивных положительных магнитных аномалий (рис. 9, б) и относительных гравитационных максимумов (Буге), вытянутый в северо-восточном направлении. На сейсмическом разрезе по профилю Усть-Уда—Байкал—Хилок [Мишенькин и др., 1999] коллизионная зона характеризуется подъемом сейсмической границы — изолинии скорости 6.4 км/с на уровень 10 км (рис. 8, а), что свидетельствует о высокой плотности комплексов, слагающих земную кору ниже этой границы. Намечается подъем по направлению к Байкалу сейсмических границ выше и ниже 20 км, а также прогиб границы Мохоровичича, свидетельствующий об утолщении коры в коллизионной зоне.

Ольхонская коллизионная система раннепалеозойского возраста представлена сложным комплексом разнообразных магматических и метаморфических пород. Структурно-вещественные парагенезисы сформированы в результате двух этапов коллизии: террейн—островная дуга и террейн—континент. Коллизионные процессы сопровождались высокотемпературным метаморфизмом. Возникший метаморфический комплекс несет следы деформаций покровного, листрического, купольного и сдвигового генезисов, с которыми связано формирование гранитоидов [Скляров, Федоровский, 2006]. Характерной особенностью Ольхонской коллизионной зоны является развитие структур синметаморфического магматического и метаморфического минглинга. «Магматический минглинг, или механическое смешение магм различного состава, происходит в момент вспрыскивания базитовой магмы в камеры с синметаморфическим гранитным расплавом. Тектоническая позиция таких зон контролируется проявлениями сдвигового тектогенеза. Во время кульминации коллизионного сжатия и сдвигового тектогенеза начинается коллапс аномально мощной коры в режиме растяжения и дренирования мантийных пород в среднюю и верхнюю кору» [Скляров, Федоровский, 2006, с. 59]. Метаморфический минглинг является результатом внедрения мантийных магм в маловязкую пластифицированную среду (близкую по механическим свойствам к гранитному расплаву). Высокотемпературный мантийный материал, попадая в маловязкую, охваченную тектоническим течением среду, подвергался каплевидной (шаровидной) блокировке, фрагментации и закатывался в виде нодулей в матрикс, охваченный синметаморфическими складчатými деформациями [Скляров и др., 2001; Скляров, Федоровский, 2006]. Сложный характер структур, созданных этими процессами, хорошо виден на рис. 10.

Таким образом, разрез земной коры коллизионной зоны представлен преимущественно интрузивными магматическими породами основного, ультраосновного и кислого составов, а также метаморфическими комплексами гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

Для магматических и метаморфических комплексов, слагающих всю коллизионную зону, характерны высокие значения удельного электрического сопротивления даже при достаточно высоких температурах [Лебедев, Хитаров, 1979]. Таким значениям в определенной мере соответствует верхняя часть разреза земной коры (10—15 км) центральной части коллизионной зоны (см. рис. 5; п. 17, 18, 19), где удельное сопротивление имеет достаточно высокие значения (от 500 до 9000 $\text{Ом} \cdot \text{м}$). Пункт МТЗ 17 отвечает субстрату, слагающему область коллизионного шва Ольхонской системы (бластомилониты по раннедокембрийским и раннепалеозойским метаморфическим комплексам, содержащие в бластомилонитовом матриксе крупные блоки гипербазитов), и прилегающую к нему с юга область мраморного меланжа с крупными и мелкими телами метагипербазитов (см. рис. 10).

Максимум удельных электрических сопротивлений между п. 17 и 18 приходится на структуру, сложенную сериями гранитогнейсовых куполов в метаморфических породах амфиболитовой фации, окаймленных полосами развития амфиболитов [Физические свойства..., 1976]. Он прослеживается с постепенным уменьшением сопротивлений до 20 км, достигая минимальных (200—300 $\text{Ом} \cdot \text{м}$) значений в области контакта с крупным минимумом удельного сопротивления. Интенсивный максимум удельного сопротивления под п. 19 и 41 характеризует область развития метаморфизованных субщелочных габброидов и монцогаббро, слагающих купол Овал и его гнейсоамфиболитовую оторочку (см.

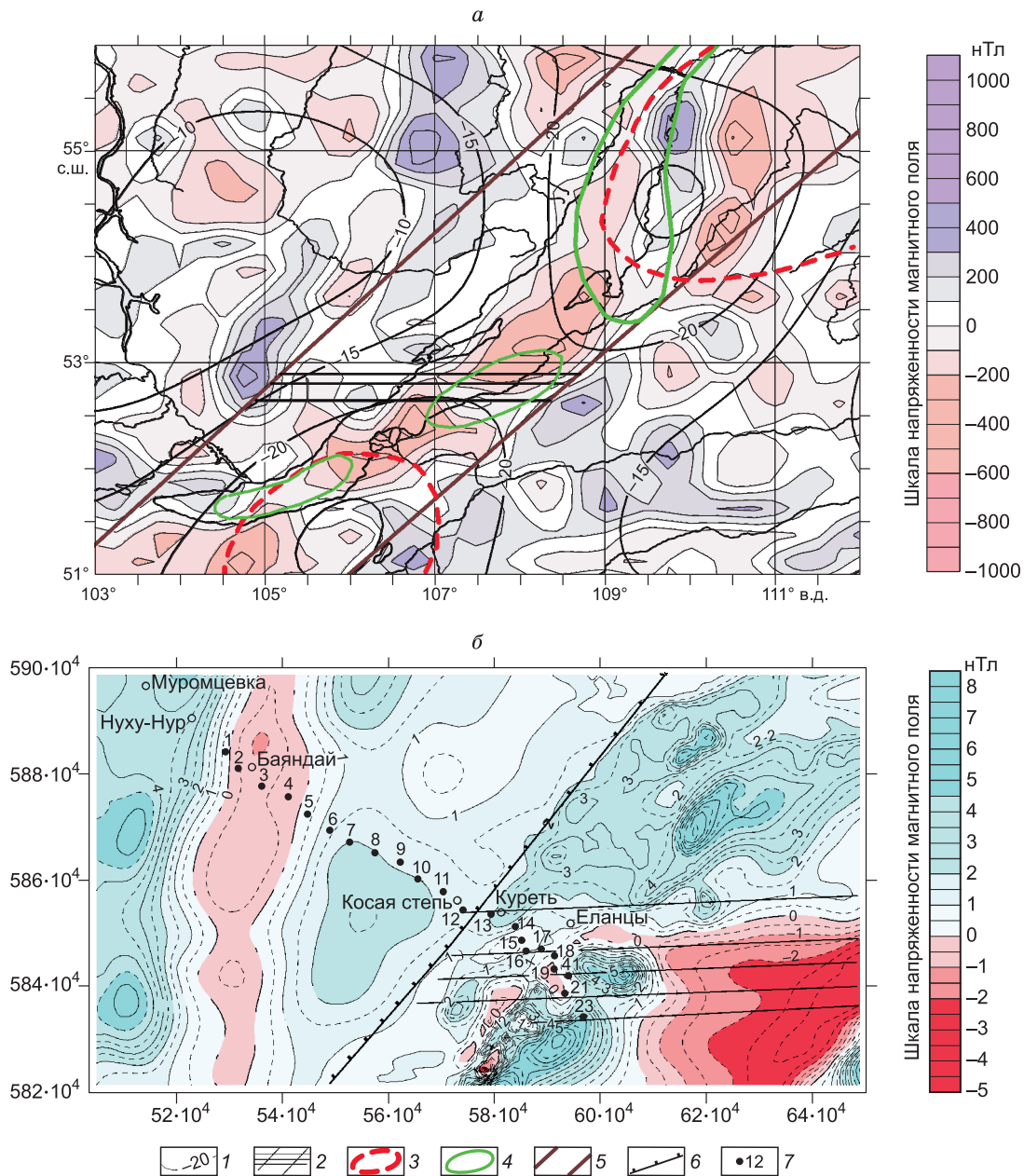


Рис. 9. Фрагменты карт:

a — модели литосферного магнитного поля NGDC-720, гармоника 16-720; *б* — аномального магнитного поля ΔT_a ; 1 — изолинии осредненных изостатических аномалий; 2 — глубинные рифтогенные разломы; 3 — горизонтальное сечение стволовых частей плюмов [Зорин, Турутанов, 2005]; 4 — ареалы высоких значений теплового потока [Лысак, Зорин, 1976]; 5 — глубинные границы Байкальской рифтовой зоны; *б* — граница переработанной части кратона, включая Ольхонскую коллизионную зону; 7 — пункты магнитотеллурических зондирований.

рис. 10). Это тело по значениям удельного сопротивления 850—1200 Ом · м прослеживается до 3 км (п. 19), ниже оно ограничено зоной минимумов в п. 41(см. рис. 10).

Повышенные значения удельного сопротивления (1500—3100 Ом · м) характеризуют верхнюю часть разреза коры в районе пунктов 14, 15 и 16 (см. рис. 5). Они установлены в широко развитых здесь массивах гранитоидов. На глубине 6—7 км под гранитоидами значения удельного сопротивления уменьшаются до 100 и 50 Ом · м, характеризую область влияния краевой части обширного минимума удельного сопротивления (п. 11, 12 и 13). В нижней части разреза коры коллизионной зоны (от 20 до 30 км), в районе пунктов 14, 15 и 16, а также 11 и 12 фиксируются участки повышенных значений удельного сопротивления, которые, скорее всего, соответствуют развитию на этих уровнях разреза коры как базаль-

тоидных, так и гранитоидных тел, согласно концепции формирования коллизионной зоны (см. выше). Они отделены от верхних высокоомных образований участками минимумов, формированием которых была завуалирована связь высокоомных образований, слагающих всю коллизионную зону.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МИНИМУМОВ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

Рассматривая вопрос о геологической природе минимумов удельного электрического сопротивления, мы хотели бы кратко сформулировать выводы наших предшественников по этому вопросу.

1. Магнитотеллурические зондирования в БРЗ являются источником независимой информации о температуре и флюидном режиме (состоянии) глубинных недр этого региона [Горностаев и др., 1970; Поспеев и др., 1978, 1989; Поспеев, 1996]. Данные МТЗ широко используются также и в сейсморазведке для корреляции корового проводящего слоя с сейсмическим волноводом [Недра..., 1981; Крылов и др., 1993, 1996].

2. В настоящее время наиболее обоснована флюидная теория формирования в БРЗ корового проводящего слоя [Поспеев, 1996; Киселев, Попов, 2002]. В соответствии с этими исследованиями источником водных флюидов могут быть флюиды, поступающие из верхних горизонтов мантии. Эта версия является наименее противоречивой для объяснения флюидизации в средней части земной коры БРЗ и дает ответы на многие геолого-геофизические вопросы, возникающие при изучении БРЗ.

Она хорошо согласуется с общепринятыми представлениями о том, что именно в рифтовых зонах создаются наиболее благоприятные условия для сквозькоровой разгрузки глубинных флюидов. Согласно современным представлениям, тепловое поле Байкальской рифтовой зоны формируется под влиянием двух составляющих — кондукции и тепла, переносимого флюидами. Причем вынос тепла флюидами сравним с кондуктивным [Голубев, 2007]. Для целей интерпретации геоэлектрических разрезов и объяснения глубинных и обширных минимумов электрического сопротивления важны выводы, следующие из новой концепции формирования тепловых аномалий БРЗ [Голубев, 2007]:

— литосфера Байкальской рифтовой зоны имеет высокую проницаемость и именно к этим зонам проницаемости (глубинным разломам) приурочена разгрузка эндогенных флюидов;

— наблюдаемая в пределах БРЗ повышенная величина кондуктивного теплового потока в значительной степени обусловлена адвективным теплопереносом эндогенными флюидами;

— верхняя мантия Байкальской рифтовой зоны действительно содержит большое количество флюидов, восходящих по проницаемым зонам к земной поверхности и непрерывно пополняемых потоками флюидов снизу;

— разработанная кондуктивно-конвективная модель теплопереноса предполагает возобновление тепловых ресурсов тепловых аномалий Байкальской рифтовой зоны без изменения состава земной коры под ними.

Характерной особенностью разреза земной коры исследуемых областей, в особенности коллизионной зоны, является исключительно высокая нарушенность разреза коры глубинными рифтогенными разломами — зонами проницаемости, к которым и приурочена разгрузка эндогенных флюидов, непрерывно восполняемых потоками флюидов снизу. Тепло, переносимое флюидами, вкупе с кондуктивным переносом осуществляет разогрев коры и снижает электрическое сопротивление.

Объяснение региональных обширных минимумов удельного сопротивления, характерных для коллизионной зоны (п. 11—14 и 18—23), можно найти, анализируя некоторые особенности глубинного строения рифтовой зоны, а также характер распределения теплового потока. На рис. 9, а показаны литосферные магнитные аномалии (осредненная модель литосферного магнитного поля NGDS-720) и глубоко осредненные с радиусом 200 км изостатические аномалии, отражающие крупные глубинные (только мантийные) плотностные неоднородности [Артемьев, 1966]. Северная часть Байкала и прилегающие к нему с востока области Забайкалья лежат в области минимума изостатических аномалий (–25 мГл). Контуры минимума отвечают горизонтальному сечению стволочной части плюма [Зорин, Турутанов, 2005]. К этой же области приурочены максимальные значения теплового потока > 90 мВт/м² [Каталог..., 1985]. Еще один минимум изостатических аномалий (–25 мГл) характеризует южную часть Байкала и прилегающие к нему районы Забайкалья. Он соответствует также высокому положению кровли разуплотненной мантии (плюму). Здесь же установлены максимальные значения теплового потока. Плюмы разделены серией субширотных глубинных разломов, определяющих крупную широтную блокировку коры Байкальского рифта. По геофизическим данным они не прослеживаются за пределы глубинных рифтогенных разломов (см. рис. 9, а), ограничивающих Байкальскую рифтовую систему. Эта субширотная система глубинных разломов хорошо выражена в особенностях магнитных аномалий по данным наземной съемки (см. рис. 9, б). Тектоническая позиция этих глубинных разломов позволяет предполагать наличие здесь интенсивной разгрузки эндогенных флюидов, непрерывно восполняемой потоками флюидов снизу. Пояс субширотных глубинных рифтогенных разломов пересекает линию профиля в

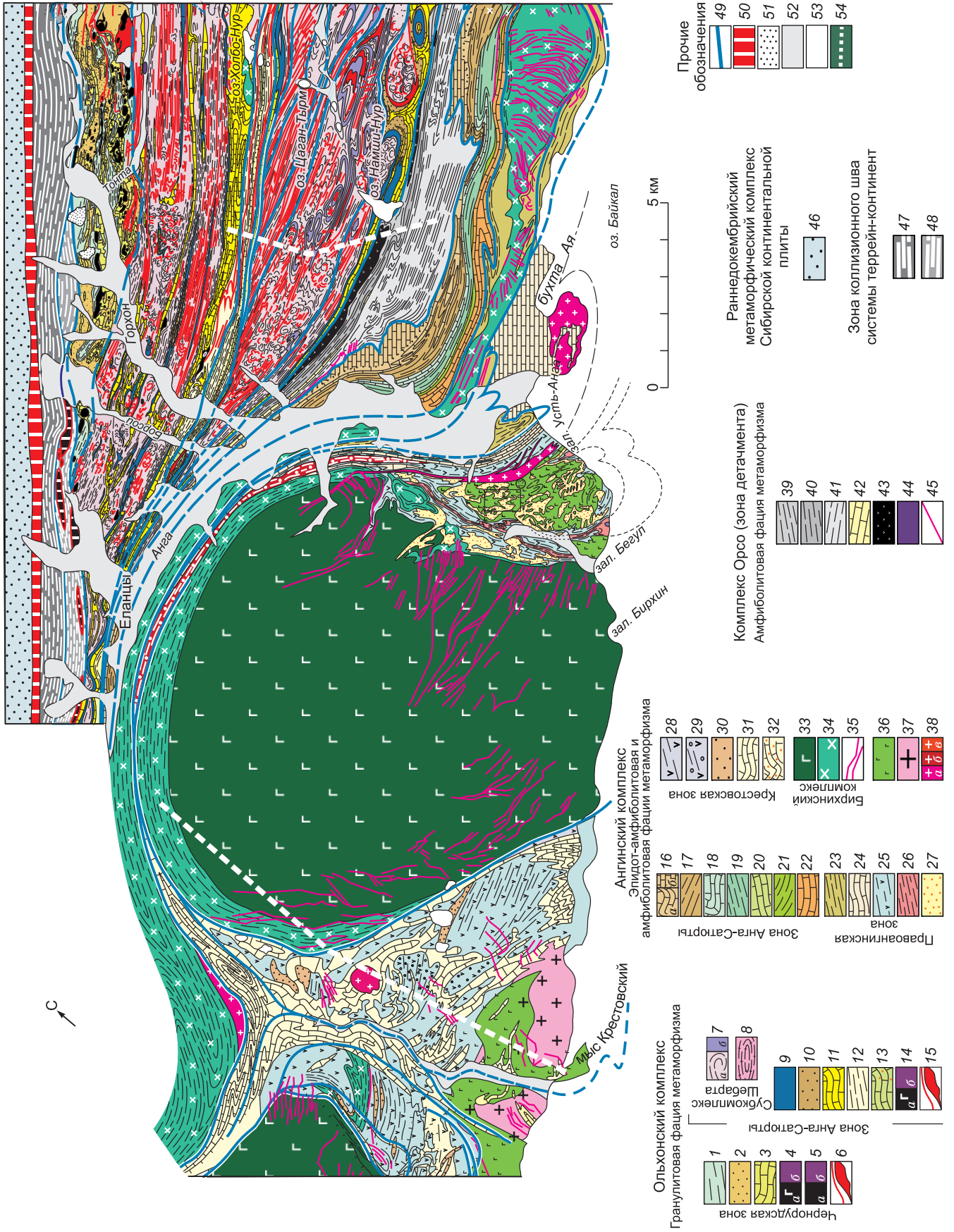


Рис. 10. Фрагмент геологической карты юго-западной части Ольхонского региона [Федоровский, 2005].

Раннепалеозойские метаморфические комплексы Ольхонского террейна: 1 — двуспироксеновые, амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы, гнейсы; 2 — кварциты; 3 — мраморы с форстеритом, синметаморфический мраморный меланж; 4 — метагабброиды (а) и метагнейсы (б) в составе кольцевых интрузий; 5 — метагабброиды (а) и метагнейсы (б) в составе нодулей магметаморфического мингитинга; 6 — синметаморфические жильные граниты, сиениты; 7 — биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты (а) прослои амфиболитов, (б) следы палеопротерозойского протолита (ремобилизованный фундамент?); 8 — гранитоиды; 9 — амфиболиты; 10 — кварциты; 11 — мраморы и мраморный меланж-1; 12 — силикатно-карбонатные гнейсы, кварциты; 13 — мраморы и мраморный меланж-2; 14 — метагабброиды (а) и метагнейсы (б); 15 — синметаморфические жильные граниты; 16 — мраморы-3 (а), они же в зонах трансгрессии (выжатые аллохтоны) (б); 17 — амфиболиты, силикатно-карбонатные гнейсы; 18 — мраморы-4; 19 — силикатно-карбонатные гнейсы, амфиболиты; 20 — мраморы-5; 21 — амфиболиты; 22 — мраморы-6; 23 — гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые; 24 — мраморы-7; 25 — амфиболиты тонколитчатые; 26 — горизонт гранат-андалузитовых, гранат-ставролитовых сланцев; 27 — мраморные меланжи Правонгинской зоны; 28 — метазфизивы среднего и основного состава; 29 — металавобрекчи; 30 — кварциты; 31 — мраморы, иногда мраморные меланжи в зонах трансгрессии; 32 — мраморные меланжи; 33 — метаморфизованные субщелочные габброиды, монцогаббро; 34 — метаморфизованные монцодиориты, диориты; 35 — граниты (жильный комплекс); 36 — метагабброиды бегульского комплекса; 37 — граниты (устье р. Крестовая); 38 — постметаморфические щелочные граниты (а), щелочные сиениты (б), сиениты (в); 39 — амфиболиты, кварциты, микрогнейсы и бластомилониты по ним; 40 — тектоническое переслаивание микрогнейсов и амфиболитов. Бластомилониты: 41 — гранат-двуслюдяные микрогнейсы-бластомилониты; 42 — мраморы и мраморные меланжи; 43 — метагабброиды, габбро-амфиболиты; 44 — метагнейсы, тальковые сланцы по ним; 45 — синметаморфические жильные граниты; 46 — металефаниты, метазфизивы сарминской серии. Граниты: 47 — бластомилониты по раннедекембрийским метаморфитам; 48 — бластомилониты по раннепалеозойским метаморфитам (а), блоки гранулитов в бластомилонитовом матриксе (меланж) (б); 49 — синметаморфические бластомилонитовые сдвиговые швы и надвиги; 50 — зона современного Приморского разлома Байкальской рифтовой системы; 51 — кайнозойские водораздельные галечники; 52 — современные рыхлые отложения; 53 — структурные элементы в метаморфических породах; 54 — фрагмент юго-западной части профиля I—I и профиля II—II.

пунктах 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 21, 23, 41 и высказанное выше положение о постоянно восполняемой здесь разгрузке эндогенных флюидов вполне объясняет интенсивные крупные минимумы удельного электрического сопротивления.

Пункты 41 и 19 располагаются в пределах купола Овал (см. рис. 10), сложенного метаморфизованными субщелочными габброидами и монцогаббро, силикатно-карбонатными гнейсами и амфиболитами, имеющими высокие значения удельного сопротивления [Физические свойства..., 1976]. Однако только на п. 41 отмечаются сопротивления порядка 1200 Ом · м, в какой-то степени соответствующие такому составу пород. Пункты 21 и 23 относятся к области развития гранитоидов. Эти породы относятся к высокоомным образованиям (в нормальных термодинамических условиях). На исследуемом профиле им отвечают минимальные значения сопротивления (6—10 Ом · м). Также низкие значения сопротивления свойственны нижней части разреза коры под пунктами МТЗ 18, 19 и 41 (5, 10, 25 Ом · м). Природа этих низких сопротивлений объясняется тем же процессом постоянной разгрузки флюидов вдоль глубинных субширотных разломов, пересекающих кору в этих пунктах.

Обширный минимум удельного сопротивления, ограниченный субвертикальными глубинными рифтогенными разломами в пунктах 11, 12, 13, 14, распространяется на глубину порядка 20 км под пунктом 12 и 30 км под пунктом 13 (см. рис. 5). Эти пункты лежат в зоне субширотного рифтогенного разлома, а п. 13, по геофизическим данным, принадлежит также глубинному разлому северо-восточного простирания, ограничивающему всю коллизионную систему (рис. 9, а). Этим, возможно, и объясняется большая глубина распространения минимума удельных электрических сопротивлений под этим пунктом.

Профиль II—II характеризует только коллизионную зону, от коллизионного шва (террейн—континент) (МТЗ п. 27) и далее к юго-востоку, почти до побережья Байкала (п. 31). В разрезе показаны только верхнекоровые комплексы с различными значениями удельного сопротивления. Представляет интерес характер их расположения, показывающий специфику тектонических процессов, характерных для коллизионной зоны: густую сеть разломов — границ крупных сдвиговых пластин, разделенных бластомилонитовыми швами [Скляр и др., 2001]. В ее пределах выделяются зоны покровного, купольного и сдвигового генезисов. Купольная структура выделяется под пунктами МТЗ 28, 29. Она сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, мигматитами с прослоями амфиболитов и характеризуется широким развитием гранитоидных куполов. Эта структура отвечает ремобилизованному блоку фундамента [Скляр и др., 2001]. С северо-запада и юго-востока она ограничена мощными зонами бластомилонитов, по микрогнейсам, амфиболитам, кварцитам. На разрезе хорошо проявлен надвигосдвиговый характер дислокаций в зонах контакта различных по составу пластин (рис. 11).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов магнитотеллурических зондирований, а также других геолого-геофизических данных позволил определить основные особенности распределения глубинной электропроводности исследуемого региона.

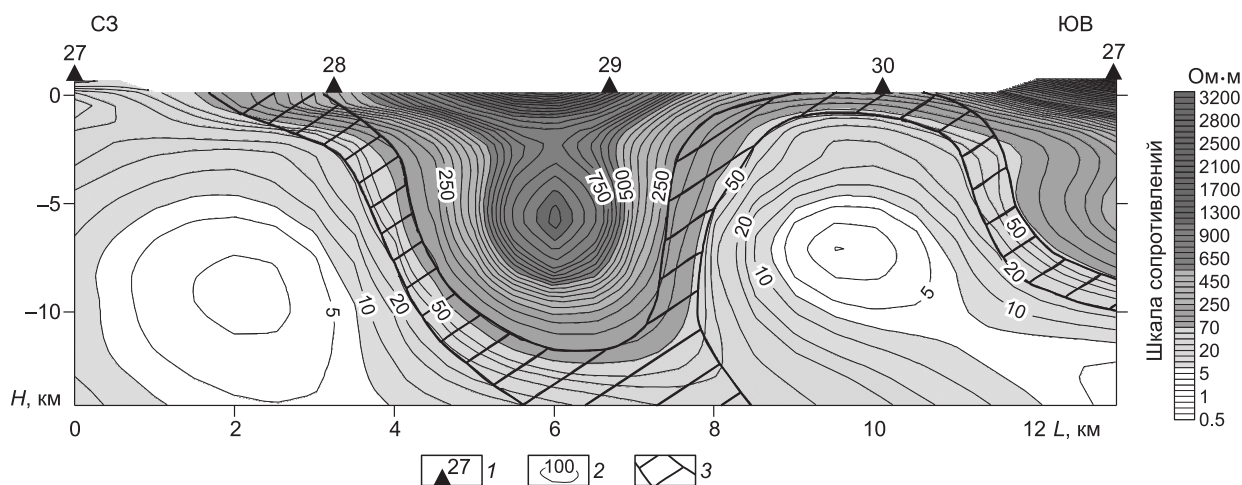


Рис. 11. Глубинный геоэлектрический разрез по профилю II—II.

1 — пункты магнитотеллурических зондирований; 2 — изолинии удельного электрического сопротивления (Ом · м); 3 — зоны бластомилонитов по гнейсам, амфиболитам и другим породам.

1. По характеру распределения глубинной электропроводности разрез земной коры можно разделить на две области (блока). Первая, северо-западная приурочена к зоне перехода от стабильной части Сибирского кратона к Байкальской рифтовой зоне. Вторая — юго-восточная, относится непосредственно к рифтовой зоне.

2. Разрез земной коры в северо-западной части профиля представлен преимущественно высокоомными образованиями, слагающими поднятие фундамента Сибирской платформы. Он частично перекрыт осадочным чехлом, в котором выделяются три обобщенных геоэлектрических горизонта, выклинивающихся по направлению к поднятию. На глубинах порядка 16—20 км картируется верхняя кромка внутрикорового проводящего слоя, подъем которого до этих горизонтов коры свидетельствует о наличии здесь процессов современной активизации. Коровый проводящий слой осложнен субвертикальными проводящими неоднородностями, достигающими верхних горизонтов коры. Их формирование связано с потоками флюидов, восходящих по проницаемым зонам из мантии в земную кору.

3. Юго-восточная часть профиля характеризуется наличием двух обширных проводящих неоднородностей, простирающихся от самых верхних горизонтов разреза до глубин 30 км. Они разделены сложенностроенной областью повышенных значений удельных электрических сопротивлений, отвечающих высокоомным образованиям коллизионной зоны. Для этого участка профиля характерна сильная нарушенность глубинными проницаемыми зонами, к которым приурочена разгрузка эндогенных мантийных флюидов, обусловивших резкое снижение электрического сопротивления.

ЛИТЕРАТУРА

Артемьев М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., Наука, 1966, 136 с.

Барышев А.С., Поспеев В.И., Никулин В.И., Ипатьев С.Н., Мандельбаум М.М., Письменный Б.М., Алакшин А.М. Глубинное строение Саяно-Байкальской складчатой области и зоны ее сочленения с Сибирской платформой // Глубинные исследования недр в СССР. Докл. XXVIII сессии МГК. М., Наука, 1989, с. 163—173.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М., Научный мир, 2009, 679 с.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М., Диалог МГУ, 1997, 161 с.

Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Кошурников А.В. Магнитотеллурическое зондирование в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли, 1999, № 10, с. 17—35.

Витте Л.В. Типы континентальной земной коры и история их развития. Новосибирск, Наука, 1981, 222 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Складаров Е.В., Станевич А.Н. Эволюция южной части Сибирского кратона в неопротерозое: петрология и геохронология магматических комплексов, возможная взаимосвязь с распадом Родинии и раскрытия палеоазиатского океана // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., ГЕОС, 2005, с. 127—136.

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2007, 219 с.

Горностаев В.П. Некоторые дополнительные сведения о глубинном строении Прибайкалья (по данным электроразведки) // Геология и геофизика, 1967 (11), с. 98—103.

Горностаев В.П. Магнитотеллурические исследования впадины оз. Байкал // Физика Земли, 1979, № 6, с. 99—101.

Горностаев В.П., Михалевский В.И., Поспеев В.И. Глубинные магнитотеллурические зондирования на юге Сибирской платформы и в зоне Байкальского рифта // Геология и геофизика, 1970 (4), с. 111—117.

Дортман Н.Б., Васильева В.И., Вейнберг А.К., Дубинчик Э.Я. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., Недра, 1964, 326 с.

Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н. Структура верхней мантии по профилю Байкал—Ямал («РИФТ»), полученные с применением мирных ядерных взрывов // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (9), с. 66—76.

Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., Наука, 1967, 247 с.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 685—699.

Каталог данных по тепловому потоку Сибири (1966—1984) / В.Т. Балобаев, Б.В. Володько, В.А. Голубев, Девяткин В.Н., Дорофеева Р.П., Дучков А.Д., Казанцев С.А., Курчечков А.Р., Лысак С.В., Соколова Л.С., Ставицкий Б.П. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, 82 с.

Киселев А.И., Попов А.М. Байкальский рифт как отражение динамических и структурно-вещественных различий между литосферой Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса // Докл. РАН, 2002, т. 370, № 5, с. 651—654.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В. Детальные сейсмические исследования литосферы на *P*- и *S*-волнах. Новосибирск, Наука, 1993, 199 с.

Крылов С.В., Сун Юншен, Ян Баоцзюнь, Лю Цай, Дун Шисюэ, Лян Течен, Ли Цзинчжи, Сюй Синчжуи, Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал—Северо-Восточный Китай // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (2), с. 3—15.

Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М., Наука, 1979, 199 с.

Летников Ф.А., Карпов И.К., Лашкевич В.В. Моделирование на ЭВМ мультисистемы Fe_2O_3 — Fe_3O_4 — O_2 — H_2 в интервале 200—1000 °С и 1—10000 бар // Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1977, с. 33—34.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Николай Алексеевич Логачев. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2007, с. 194—226.

Лысак С.В., Зорин Ю.А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны и сопредельных регионов. М., Наука, 1976, 153 с.

Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М. Изучение земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне методом глубинного сейсмического зондирования // Физика Земли, 1999, № 7—8, с. 74—93.

Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск, Наука, 1981, 104 с.

Павловский Е.В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья // XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 131—135.

Поспеев А.В. Геофизические данные о флюидах в земной коре // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века. Новосибирск, Наука, 1996, с. 38—42.

Поспеев В.И., Ваньян Л.Л., Горностаев В.П. Глубинная электропроводность Байкальской и Тихоокеанской рифтовых зон // Всесоюзная школа-семинар по электромагнитным зондированиям. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, с. 45—51.

Складаров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника, 2006, № 2, с. 47—64.

Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки — индикаторы коллапса коллизийной структуры Западного Прибайкалья // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 4, с. 522—527.

Спичак В.В. Современные методы измерения, обработки и интерпретации электромагнитных данных. М., Книжный Дом «ЛИБРОКОМА» 2009, 304 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых / Ред. Н.М. Дортман. М., Недра, 1976, 528 с.

Adam A. Quantitative connections between regional heat flow and the depth of conductive layers in the Earth's crust and upper mantle // Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica (Acad. Sci. Hungary), 1976, v. 11, p. 503—509.

Bahr K. Interpretation of magneto telluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion // J. Geophys., 1988, p. 119—127.

Попов А.М. A deep geophysical study in the Baikal region // PAGEOPH, 1990, v. 134, № 4, p. 575—587.

Pospeyev V.I. Deep magnetotelluric surveys of the Siberian platform and the Baikal rift zone // Geoelectric and geothermal studies. Budapest, Academia Kiado, 1976, p. 673—681.

Рекомендована к печати 15 июля 2011 г.

А.Д. Дучковым

Поступила в редакцию 13 августа 2010 г.,

после доработки — 14 июня 2011 г.