

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ В ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОМ СЕКТОРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Е.В. Поспеева¹, В.В. Потапов^{1,2}, Л.В. Витте¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приводятся результаты магнитотеллурических исследований (МТЗ), проведенных в пределах Западно-Забайкальского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса по профилю дельта р. Селенга—пос. Красный Чикой. При интерпретации полученных данных использованы результаты современных геолого-петрологических, геотермических, тектонических и геохронологических исследований монголо-забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса, в том числе крупных разновозрастных магматических ареалов и поясов. Проведенные исследования выявили сложную геолого-тектоническую структуру изученного региона, сформированную мощными рифтогенными процессами, проявившимися в формировании крупных блоков земной коры, а также активной флюидно-магматической деятельности вдоль зон глубинных разломов. Для изученного профиля характерно сочетание блоков с различным типом геоэлектрического разреза — горных хребтов и межгорных впадин с разделяющими их зонами долгоживущих глубинных разломов.

Магнитотеллурическое зондирование, удельное электрическое сопротивление, геоэлектрический разрез, глубокий разлом, рифтогенная впадина, горный хребет, магматизм, гранитоиды, земная кора, рифтовая зона, Западное Забайкалье.

MAGNETOTELLURIC SOUNDING IN THE WEST TRANSBAIKALIAN SEGMENT OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT

E.V. Pospееva, V.V. Potapov, and L.V. Vitte

This paper presents the results of magnetotelluric (MT) studies performed within the West Transbaikalian segment of the Central Asian Fold Belt along the Selenga River delta–Krasnyi Chikoi Village profile. The data are interpreted using the results of recent geological, petrological, geothermal, tectonic, and geochronological studies of the Mongolia-Transbaikalian part of the Central Asian Fold Belt, including large heterochronous igneous provinces and zones. The studies have shown that the investigated area has a complex geologic and tectonic structure produced by extensive rifting leading to the formation of large crustal blocks and by intense magmatic fluid activity along deep fault zones. The investigated profile is characterized by a combination of blocks with different types of geoelectric section—mountain ranges and intermontane basins separated by long-lived deep fault zones.

Magnetotelluric sounding, electrical resistivity, geoelectric section, deep rift, rift trough, mountain range, magmatism, granitoids, Earth's crust, rift zone, western Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Магнитотеллурические зондирования (МТЗ), проведенные по профилю дельта р. Селенга—пос. Красный Чикой, являются частью комплексных геолого-геофизических исследований по изучению зонно-блоковой структуры земной коры юга Восточной Сибири. МТЗ занимает одно из ведущих мест среди методов, позволяющих получать информацию о глубинном строении Земли. В настоящее время МТ-зондирования широко применяются во многих регионах мира для решения самых разнообразных задач — от минерагенического районирования территорий до изучения геодинамического состояния литосферы. Данный метод также эффективен при выделении в земной коре флюидонасыщенных областей и зон активных разломов.

Целью настоящих исследований было изучение особенностей распределения глубинной электропроводности, отражающих закономерности развития и тектонического режима территории Западного Забайкалья. Это предусматривало решение следующих задач:

— определить основные черты геоэлектрического строения земной коры Байкальской (юго-восточный фланг) и Западно-Забайкальской рифтовых зон и их связь с интенсивностью тектонических процессов;

— провести районирование изученной территории по типам геоэлектрического разреза, уделяя особое внимание изучению ключевых участков областей перехода от горных хребтов к межгорным впадинам;

— выявить участки нарушенной земной коры, связанные с разломными системами, активными на современном этапе тектогенеза.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследуемый регион расположен в Западно-Забайкальском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса, структура которого возникла как результат раннепалеозойских аккреционно-коллизийных событий, сопровождавшихся закрытием Палеоазиатского океана [Добрецов, Буслов, 2007]. Следствием этих процессов стало аккретирование к краевым частям Сибирского кратона различных по своей геодинамической природе террейнов (микроконтинентов, внутриокеанических комплексов и островодужных систем [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1996, 2003; Булгатов и др., 2004; Цыганков, 2005; Беличенко и др., 2006] и формирование вдоль его окраины коллизийных поясов [Донская и др., 2000; Гладкочуб и др., 2010].

В позднем палеозое и мезозое Западное Забайкалье представляло собой область внутриплитного магматизма, в результате которого сформировались крупные магматические ареалы с батолитовыми ядрами в центре (Ангаро-Витимский и Хэнтэй-Даурский) и рифтовыми зонами по их периферии [Ярмолук и др., 2002; Коваленко и др., 2003; Воронцов и др., 2007]. В строении батолитов участвуют гранитоиды широкого диапазона составов — от тоналитов и плагиогранитов до граносиенитов и редкометалльных гранитов при преобладании нормальных гранитов [Ярмолук, Коваленко, 2003]. Среди разнотипных и разновозрастных гранитоидов Западного Забайкалья наибольшая доля принадлежит Ангаро-Витимскому батолиту, многообразие пород которого сведено к двум комплексам — баргузинскому и зазинскому [Гордиенко и др., 1978; Литвиновский и др., 1992]. Формирование гранитоидов баргузинского комплекса происходило в два этапа: породы раннего этапа представлены кварцевыми монзонитами; монцосиенитами и кварцевыми сиенитами; позднего (главного) этапа — нормальными гранитами, среди которых, по данным [Гордиенко и др., 1978; Литвиновский и др., 1999], размещаются аллохтонные (преобладающая доля) и автохтонные разности. Обе разновидности гранитов отвечают разным уровням становления батолита, разделенного многокилометровым интервалом глубин и отвечающего уровню зарождения магм (автохтонные гранитоиды) и уровням внедрения перемещенных (аллохтонных) расплавов [Литвиновский и др., 1992]. Время формирования пород Ангаро-Витимского батолита трактовалось достаточно широко — от позднего докембрия до позднего палеозоя. К настоящему времени получены убедительные доказательства позднепалеозойского (поздний карбон—ранняя пермь) возраста батолита, а многие типы гранитов, выделявшихся в качестве разновозрастных комплексов, сформированы в интервалах 340—270 млн лет [Ярмолук и др., 1997, 2003; Литвиновский и др., 1999; Цыганков и др., 2007].

В юго-восточной части исследованной территории широко развиты гранитоиды Хэнтэй-Даурского батолита (рис. 1), характеризующиеся широким спектром состава — от гранодиоритов до лейкогранитов. Преобладают гранодиориты, а также меланократовые и лейкократовые биотитовые граниты [Мезозойская..., 1975; Коваль, 1998]. В подчиненном количестве распространены габбро и диориты, слагающие отдельные тела, отвечающие начальным фазам внедрения, или образуют неравномерно распределенные обособления в гранодиоритах главной фазы, отвечающие синплутоническим внедрениям базитовых магм [Коваль, 1998; Ярмолук, Коваленко, 2003]. Наиболее поздними в строении батолита являются небольшие дайкообразные и штокообразные тела лейкогранитов, в том числе редкометалльные литий-фтористые. Возраст Хэнтэй-Даурского батолита, согласно [Ярмолук, Коваленко, 2003], составляет 230—195 млн лет (поздний триас—ранняя юра).

Формирование батолитов связывается с перекрытием Северо-Азиатским континентом ряда горячих точек мантии Палеоазиатского океана и последующим взаимодействием мантийных плюмов и литосферы в условиях активной континентальной окраины [Ярмолук, Коваленко, 2003; Воронцов, Ярмолук, 2004]. Мантийные плюмы инициировали активность внутриплитного типа, способствовали возникновению рифтовых расколов и обеспечивали формирование щелочно-базитовых и щелочно-салических ассоциаций. Зоны рифтогенеза, расположенные по обрамлению батолитов, фиксируются поясами грабенов и впадин, и разделяющих их поднятий, и горстов. Магматизм этих зон определяют бимодальные базальт-трахит комендитовые (пантеллиритовые) или существенно базальтовые (щелочно-базальтоид-

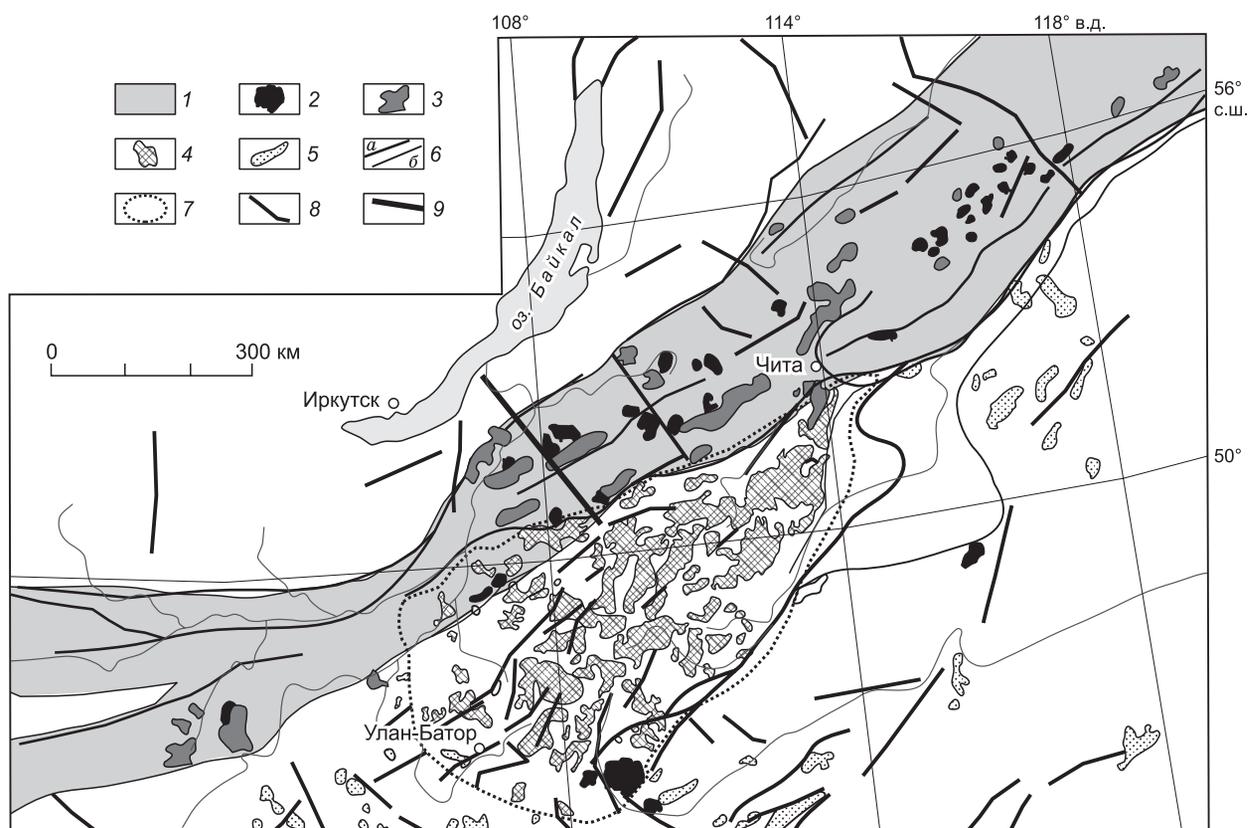


Рис. 1. Схема положения Северо-Монгольской—Западно-Забайкальской рифтовой зоны в структуре зонального раннемезозойского магматического ареала с Хэнтэй-Даурским батолитовым ядром в центре и рифтовыми зонами по его периферии [Воронцов и др., 2007].

1 — Северо-Монгольская—Западно-Забайкальская рифтовая зона; 2 — массивы щелочных гранитоидов; 3 — бимодальные трахибазальт-комендитовые и трахибазальтовые магматические ассоциации; 4, 5 — породы зонального магматического ареала: 4 — гранитоиды Хэнтэй-Даурского батолита, 5 — рифтогенные вулканические ассоциации обрамления Хэнтэй-Даурского батолита; б — пояс крупных разломов, относимый к категории сутурных швов (а), и границы Северо-Монгольской—Западно-Забайкальской рифтовой зоны (б); 7 — границы Хэнтэй-Даурского батолита; 8 — разломы; 9 — профиль МТЗ.

ные) вулканические ассоциации, среди интрузивных пород преобладают щелочные сиениты и граниты, граносиениты и лейкограниты [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Воронцов и др., 2007].

Одной из структур, где наиболее ярко проявился внутриплитный режим развития территории в раннем мезозое, является Западно-Забайкальский сектор Северо-Монгольской—Западно-Забайкальской (СМЗЗ) рифтовой зоны, расположенной на северном фланге Хэнтэй-Даурского зонального магматического ареала. Западно-Забайкальский сектор, в пределах которого располагается большая часть рассматриваемого профиля МТЗ, простирается от района слияния рек Джиды и Селенга через бассейн рек Уда, Тунгуй и Хилок до верхнего течения р. Витим и имеет протяженность более 800 км. В пределах этой зоны в раннем мезозое были сформированы крупные вулканоплутонические структуры площадью до 2000 км², в строении которых различаются поля вулканитов, трахибазальтовых и щелочно-бимодальных ассоциаций, массивы щелочных гранитов и сиенитов и протяженные дайковые поля, приуроченные к системам продольных сбросов, грабенов и горстов [Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2001; Коваленко и др., 2003; Воронцов и др., 2007]. Бимодальные толщи сложены трахибазальтами, комендитами-пантеллиритами, трахириолитами-трахидацитами и трахитами цаган-хуртейской вулканогенной свиты [Шергина и др., 1979; Воронцов и др., 2004].

Дальнейшее развитие магматизма в мезозое происходило в пределах как уже сформированных, так и новообразованных грабенах практически непрерывно, вплоть до начала позднего мела, когда масштабы вулканизма значительно сократились [Ярмолюк и др., 2000]. В этих областях (грабенах) на разных стадиях их развития возникали разнообразные, преимущественно высокощелочные магматические ассоциации. Общим для магматических ассоциаций всех этапов является абсолютное преобладание пород основного состава [Воронцов, Ярмолюк, 2004].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Работы МТЗ выполнялись аппаратурой канадской фирмы «Phoenix Geophysics Ltd» в диапазоне периодов 0.003—10000 с. Использовались два измерительных модуля MTU-5, позволяющих регистрировать пять компонент (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z) магнитотеллурического поля (МТ-поля). Шаг наблюдений составил 4—5 км. Применялась крестообразная установка с длиной электрических диполей 100 м. Запись компонент магнитотеллурического поля осуществлялась в течение 19—22 ч.

Для обработки полевых данных использовалось программное обеспечение «Phoenix Geophysics», 1-D и 2-D инверсия экспериментальных данных осуществлялась с помощью программного комплекса «WinGLink». Качественная и количественная интерпретация проводилась по методике, подробно рассмотренной в [Эпов и др., 2012]. В процессе качественной интерпретации выполнялся анализ магнитотеллурических данных, позволивший установить соответствие изучаемой среды региональной двумерной структуре северо-восточного простирания:

$$Nmt \gg \delta \rightarrow \text{skew}_s \leq \delta \rightarrow \text{skew}_B \leq \delta,$$

где Nmt — параметр неоднородности [Бердичевский и др., 1997], skew_s — параметр асимметрии [Swift, 1967], skew_B — фазочувствительный параметр асимметрии [Bahr, 1988]. Исключение в массиве данных составляют зондирования через хр. Хамар-Дабан, сложенный крупным массивом гранитоидов и представляющий собой типично трехмерную структуру.

Глубинные рифтогенные разломы имеют преимущественно северо-восточное простирание, совпадающее с простиранием региональных структур. В местах их пересечения с разломами северо-западного или субширотного направления на некотором «критическом» периоде происходит вращение полярных диаграмм на 90° (рис. 2), а на графиках $M = f(\sqrt{T})$ и $\theta = f(\sqrt{T})$, наблюдается «скачок» значений: θ изменяется на 90° , а M — становится намного меньше единицы. Здесь M — отношение модулей продольного и поперечного импеданса, θ — угол между положительным направлением оси X и максимальным импедансом. В этом случае, для того чтобы кривые ρ_k соответствовали продольному и поперечному направлению всех изучаемых структур, производится процедура замены ветвей кривых (Z_{xy} на Z_{yx} , ϕ_{xy} на ϕ_{yx}), начиная с этого «критического» периода.

Еще одной важной задачей при проведении МТ-исследований является выявление на кривых зондирования искажений, связанных с горизонтальной неоднородностью разреза. Исследуемый регион в геологическом отношении принадлежит обширному ареалу развития позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья — Баргузинской магматической области, где удельное электрическое сопротивление (УЭС) может достигать значений свыше 30000 Ом · м. Поэтому преобладающий характер искажений имеет здесь гальваническую природу. Известно, что в абстрактной двумерной модели только поперечная составляющая МТ-поля испытывает гальванические искажения, которые проявляются в статическом смещении поперечных кривых кажущегося сопротивления [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Однако в реальных геологических условиях нередко встречается суперпозиция региональных квазидвумерных структур и локальных трехмерных приповерхностных неоднородностей, искажающая обе составляющие МТ-поля, и происходит статическое смещение как поперечных, так и продольных кривых. Для установления факта статического смещения и оценки его величины необходим какой-либо репер. В качестве такого репера мы использовали кривую глобального магнитовариационного зондирования (МВЗ), построенную по результатам обобщения данных по глобальному электромагнитному зондированию Земли [Файнберг и др., 1977]. Позже эти данные были пересмотрены с позиций математической статистики и методики интерпретации, предусматривающей совместное использование амплитудной и фазовой кривых МТЗ [Поспеев, 1979; Поспеев, Михалевский, 1981], позволившие выявить на кривой глобального зондирования границы «скачкообразного» изменения электропроводности. Эти границы расположены на глубинах, совпадающих с уровнем фазовых переходов в мантии, полученных по данным геофизических и петрологических исследований [Рингвуд, 1981; Жарков, 1983; Пушаровский, Пушаровский, 2010]. Именно относительно такой модели распределения электропроводности с глубиной оценивались полученные нами данные.

На рис. 2, а показано семейство средних кривых из различных блоков исследуемого профиля — рифтогенных впадин (см. рис. 2, а, 1) и горных хребтов (см. рис. 2, а, 2). В пределах впадин восходящие ветви поперечных кривых практически сливаются с восходящими ветвями продольных кривых, а их нисходящие ветви смещены по оси сопротивления вверх (см. рис. 2, а, 2). Продольные кривые имеют хорошо выраженные минимумы, которые отражают присутствие в разрезе земной коры проводящих зон (корового проводящего слоя и проводящих неоднородностей, приуроченных к зонам разломов). В пределах горных хребтов наблюдается статический сдвиг поперечных кривых во всем диапазоне частот. Их нисходящие ветви смещены относительно кривой МВЗ практически на декаду. Из-за сильного гальванического экранирования чувствительность поперечной составляющей МТ-поля становится слишком низкой для изучения нижележащего разреза земной коры с низкими значениями УЭС, инфор-

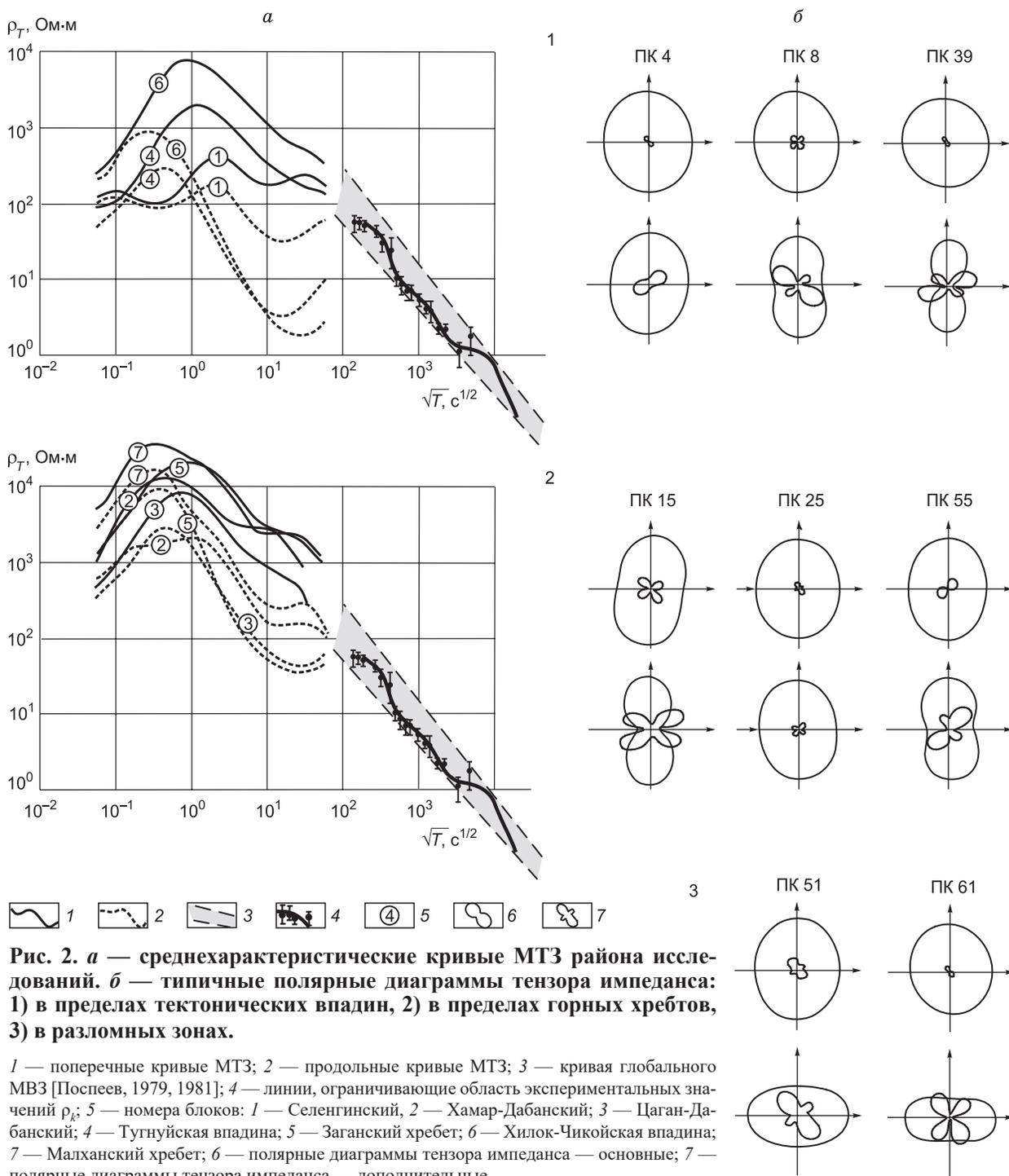


Рис. 2. а — среднехарактеристические кривые МТЗ района исследований. **б** — типичные полярные диаграммы тензора импеданса: **1)** в пределах тектонических впадин, **2)** в пределах горных хребтов, **3)** в разломных зонах.

1 — поперечные кривые МТЗ; 2 — продольные кривые МТЗ; 3 — кривая глобального МВЗ [Поспеев, 1979, 1981]; 4 — линии, ограничивающие область экспериментальных значений ρ_T ; 5 — номера блоков: 1 — Селенгинский, 2 — Хамар-Дабанский; 3 — Цаган-Дабанский; 4 — Тугнуйская впадина; 5 — Заганский хребет; 6 — Хилок-Чикойская впадина; 7 — Малханский хребет; 6 — полярные диаграммы тензора импеданса — основные; 7 — полярные диаграммы тензора импеданса — дополнительные.

мация о которой может быть получена только с помощью продольной составляющей МТ-поля [Бердичевский, Дмитриев, 2009].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Профиль МТЗ пересекает различные по особенностям геоэлектрического строения, возрасту и специфике глубинных процессов блоки Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 3). Блокам соответствуют вытянутые в северо-восточном и субширотном направлениях гранитогнейсовые валы (хребты) и разделяющие их межгорные впадины.

Современные хребты Забайкалья обычно рассматривают как пологие антиклинальные складки, а межгорные депрессии — как синклиналильные прогибы. Их заложение связано с новокиммерийской

Северо-западный отрезок профиля МТЗ (пп. 3-17) пересекает юго-западное окончание Баргузинской магматической области, в пределах краевой части Ангаро-Витимского батолита и полностью принадлежит Байкальской рифтовой зоне. По данным проведенных исследований, в разрезе земной коры изученной территории выделяются два крупных блока — Селенгинский и Хамар-Дабанский (рис. 4).

Селенгинский блок (пп. 3-11) включает юго-восточную часть дельты Селенги в области развития кайнозойских отложений, перекрывающих массивы умеренно кислых гранитов баргузинского комплекса и наложенную на них Селенгино-Итацинскую рифтогенную впадину. Впадина выполнена отложениями юрского и мелового возраста, перекрытыми осадками всех отделов четвертичного периода. Осадочные отложения подразделяются на три обобщенных геоэлектрических горизонта, общая мощность которых уменьшается в юго-восточном направлении от 3500 до 300—500 м в области Фофоновской кристаллической перемычки. Наиболее погруженная часть Фофоновской перемычки характеризуется максимальными значениями сопротивления (свыше 2000 Ом · м), которые уменьшаются с глубиной до 150 Ом · м и в интервале глубин 18—30 км составляют менее 30 Ом · м.

Особенностью разреза земной коры Селенгинского блока является его сильная нарушенность глубинными рифтогенными разломами северо-восточного и северо-западного направлений, которые определяют высокую флюидную переработку разреза коры и как следствие — низкие значения УЭС. Главные глубинные разломы Дельтовый и Бортовой являются в рассматриваемом регионе известными рифтообразующими сбросами, наклоненными в сторону оси Байкальского рифта [Рязанов и др., 2004; Семинский и др., 2013]. Они отчетливо выделяются на геоэлектрическом разрезе (пп. 3-4, 10-11) зонами пониженного сопротивления с явно выраженным наклоном боковых границ (см. рис. 4). По Бортовому разлому северо-восточного простирания проходит граница Селенгинского и Хамар-Дабанского блоков.

В северо-западной части рассматриваемого блока (пп. 3-6) в интервале глубин 8—16 км выделен фрагмент корового проводящего слоя с сопротивлением 5—10 Ом · м (см. рис. 4, 5). Получение информации о параметрах слоя в других частях исследованного профиля крайне затруднено, а по большей части невозможно из-за наличия в коре областей с аномально низкими значениями сопротивлений, а также высокоомных образований большой вертикальной протяженности.

Кровля и подошва проводящего слоя в структурах разного возраста находится на глубинах, соответствующих изотермам 350—400 и 750—800 °С. Температурный диапазон 300—750 °С и давления 2.5—6.0 кбар охватывает породы гранитометаморфического слоя земной коры от зеленосланцевой до амфиболитовых фаций включительно. По мере повышения *P-T* параметров в серии твердофазовых метаморфических реакций происходит поэтапная дегидратация пород с высвобождением большей части связанной воды и образованием метаморфогенных растворов и надкритических флюидов, разделенных критической точкой воды (374 °С) [Покровский, 2006; Киссин, 2009]. Особая роль в формировании корового проводящего слоя отводится межзерновой флюидной фазе [Ringwood, 1975; Brown, Shankland, 1981; Киссин, 2009]. Источником генерации воды являются также процессы окисления восстановленных мантийных флюидов [Маракушев, Перчук, 1971; Никольский, 1987; Перчук, 2000; Летников, 2000]. Установлена хорошая корреляционная связь между глубиной залегания кровли проводящего слоя и величиной теплового потока. В тектонически-стабильных областях с нормальными величинами теплового потока, кровля проводящего слоя находится на больших глубинах (35—40 км), чем в тектонически-активных структурах (16—20 км) [Поспеев, Михалевский, 1975; Jones, 1981; Adam, 1987; Бердичевский и др., 1999; Ковтун, 2004; Мороз и др., 2008].

Подъем кровли проводящего слоя в Селенгинском блоке до глубин 8—10 км, относительно 15—10 км, установленных в других частях Байкальской рифтовой зоны [Поспеев, Михалевский, 1975; Попов, 1977; Поспеев и др., 1978; Роров, 1990; Бердичевский и др., 1999], обусловлен повышенной тектонической активностью этого блока земной коры. Этот вывод согласуется с геотермическими данными по распределению теплового потока и температур на глубинах 20 и 40 км в 100-километровой полосе вдоль профиля МТЗ (Дучков, Соколова, 2015 — устное сообщение) [Дучков и др., 2004; Голубев, 2009]. В пределах рассматриваемого блока отмечается повышение значений теплового потока до 60—75 мВт/м² с максимумом 80 мВт/м² в районе дельты р. Селенга. Температуры на расчетных глубинах равны соответственно 450 и 900 °С, что отвечает верхней и нижней границам корового проводящего слоя. В остальной части профиля значения теплового потока и температура на глубинах 20 и 40 км находятся в интервалах: 50—55 мВт/м², 350—400; 550—650 °С соответственно.

Высокая проницаемость литосферы Селенгинского блока из-за сильной нарушенности активными разломами, обуславливает разгрузку приуроченных к ним эндогенных флюидов. Тепло, содержащееся во флюиде на глубине, полностью отдается горным породам, т. е. переходит в кондуктивную форму теплопереноса по мере перемещения флюидов к земной поверхности [Голубев, 2007]. Основные черты геотермического поля Селенгинского блока укладываются в разработанную В.В. Голубевым кондуктивно-конвективную модель БРЗ [Голубев, 2007]. Согласно этой модели, положительные тепловые аномалии рифтовых впадин БРЗ вызваны тепловыносом восходящих ветвей региональных гидротер-

Байкальская рифтовая зона Западно-Забайкальская рифтовая зона

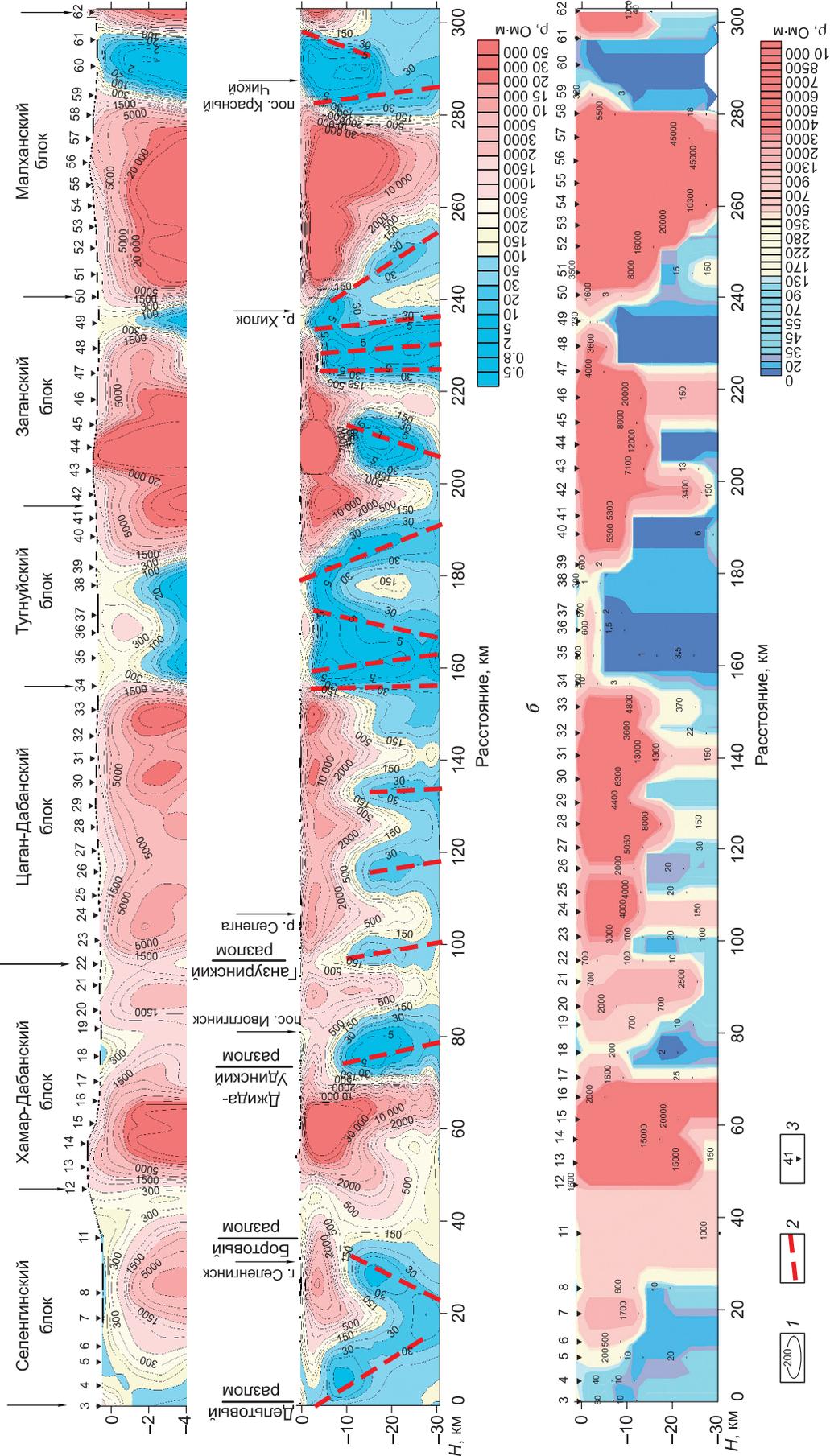


Рис. 4. Геоэлектрический разрез по профилю дельта р. Селенга—пос. Красный Чикой.

а — по результатам инверсии, *б* — модельный; 1 — изолинии удельного электрического сопротивления; 2 — предполагаемые глубинные разломы; 3 — пункты магнитотеллурических зондирований.

мальных конвективных ячеек (широкие нисходящие ветви которых расположены в зонах водо- и тепло-сброса на хребтах). Эта модель легко удовлетворяет требованию возобновляемости. Формирование тепловых аномалий БРЗ из тепловых ресурсов ее регионального теплового поля будет действовать при соблюдении двух условий: сил, приводящих в движение подземные воды, обусловленных разностью их уровней на хребтах и во впадинах; проницаемости разломов в верхних горизонтах земной коры, поддерживаемой ее растяжением и периодически повторяющимися землетрясениями [Голубев, 2007].

Хамар-Дабанский блок (пп. 12-22). В состав Хамар-Дабанского блока включены три крупные структуры: одноименный хребет, Иволгино-Удинская рифтогенная впадина и Ганзуринский кряж. Рассмотрение этих структур в пределах единого блока прежде всего связано с недостаточной изученностью двух последних в рамках настоящих исследований. Второй, более важной причиной является то, что на основании исследований полей напряжений и тектонофизических реконструкций они отнесены к Байкальской рифтовой зоне [Геология..., 1984; Леви и др., 1997; Delvaux et al., 1997; Seminsky, 2009; Семинский и др., 2013]. Согласно тектонофизическим данным [Seminsky, 2009; Семинский и др., 2013], для этого блока земной коры характерны три главных типа динамических обстановок: сжатие, левый сдвиг и растяжение. Подобные обстановки доминируют в центральной части Байкальского рифта и связываются с раннепалеозойским (сжатие), раннекайнозойским (сдвиг) и позднекайнозойским (растяжение) этапами развития земной коры Прибайкалья [Семинский и др., 2013].

Хребет Хамар-Дабан (пп. 12-17) представляет собой сложнопостроенную геоэлектрическую неоднородность с высокими значениями удельного электрического сопротивления. По характеру распределения геоэлектрических параметров (мощности и сопротивлению) она разделяется на три более мелких блока: северо-западный (пп. 11-13), центральный (пп. 14-15), и юго-восточный (пп. 16-17) (см. рис. 5). В северо-западном блоке неоднородность прослеживается до глубин 30—45 км, а значения УЭС не превышают 1000 Ом · м. Центральный блок характеризуется максимальными значениями сопротивления, составляющими 15 000—20 000 Ом · м, и мощностью порядка 25 км. В юго-восточном блоке наблюдаются значительные вариации геоэлектрических параметров как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. В интервале глубин от 800 до 10000 м значения УЭС составляют 1600—2000 Ом · м, увеличиваясь практически на порядок (10000—20000 Ом · м) в глубоких частях разреза земной коры (10—50 км). В зоне влияния Джиды-Удинского глубинного разлома мощность высокоомных образований сокращается до 10 км (см. рис. 5).

Характер распределения удельного электрического сопротивления в пределах хр. Хамар-Дабан обусловлен вещественным разнообразием слагающих его разновозрастных гранитоидов. По значениям возраста и особенностям состава они относятся к раннепалеозойским синколлизонным образованиям S-типа [Антипин, Горлачева, 2013; Антипин и др., 2014]. Это в основном коровые образования, источником которых являются гнейсы и сланцы хамардабанской метаморфической толщи. Гранитоиды представлены преимущественно мигматитами, плагиогранитами, гранитогнейсами и Ка-На гранитами. Позднепалеозойский ареал магматизма хр. Хамар-Дабан характеризуется развитием на его периферии субщелочных гранитоидов (монцодиоритов, кварцевых сиенитов и лейкогранитов), а также редкометалльных Li-F гранитов интрузивно-субвулканического комплекса. Они являются постколлизонными образованиями и фиксируют переход к внутриплитному магматизму с проявлением различных геохимических типов пород [Антипин, Горлачева, 2013].

Низкие значения УЭС разреза, лежащего ниже высокоомных пород хр. Хамар-Дабан (100—150 Ом · м) связаны с теми же процессами, что и в рассмотренном выше Селенгинском блоке, а именно с высокой флюидной переработкой разреза земной коры.

Иволгино-Удинская впадина представляет собой крупную мезозойскую структуру, вытянутую с северо-запада на юго-восток и ограниченную с северо-запада хребтами Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, с юго-востока — Ганзуринским хребтом. Согласно морфоструктурным признакам [Флоренсов, 1960], она относится к межгорным впадинам «забайкальского» типа с характерным для них плавным переходом от дна в предгорьях к хорошо развитому горному обрамлению. В южной окраине впадина выполнена верхнеюрскими терригенными осадками галгатайской свиты, в центральной части — отложениями гусиноозерской серии глинисто-песчаной угленосной формации нижнего мела. Вдоль ее относительно крутого северного борта отложения сотниковской свиты молассоидной континентальной окраины.

При формировании новейшей морфоструктуры Иволгино-Удинской впадины и ее горного обрамления одним из определяющих факторов являлась структурная преобладанность сводово-глыбовых движений и разрывных деформаций. Осевая часть горных хребтов поднималась быстрее, чем их краевые части, что привело к асимметрии «крыльев» ее обрамления с характерными ступенчато-блоковыми структурами, ограниченными разломами. В условиях внутриконтинентального новейшего рифтогенеза происходит расширение впадин за счет окружающих их горных поднятий, что хорошо видно на примере Иволгино-Удинской впадины и окружающих ее Хамар-Дабанского и Ганзуринского хребтов. Результаты этого процесса отчетливо проявляются на геоэлектрическом разрезе (см. рис. 4, 5; пп. 17-20).

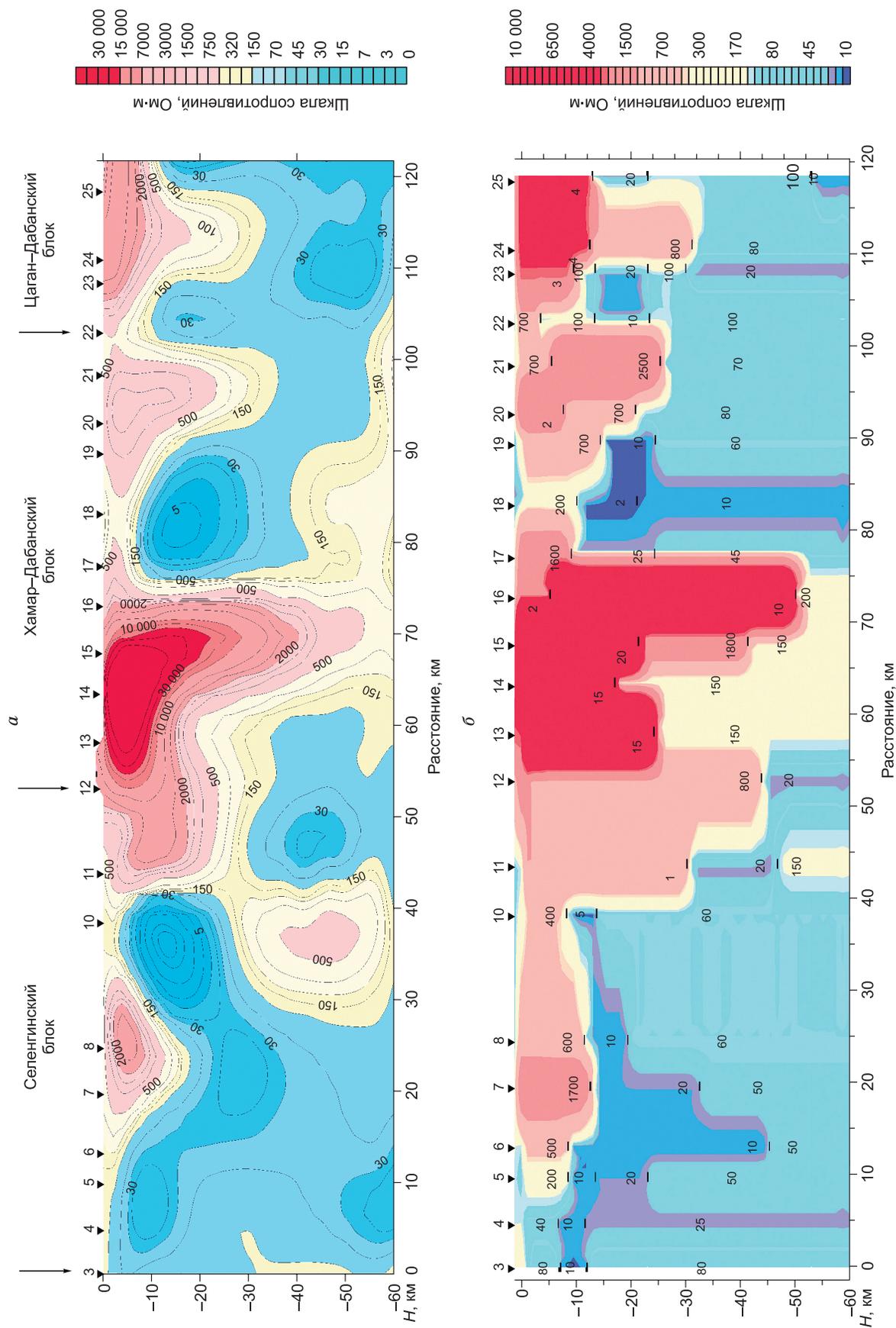


Рис. 5. Глубинный геоэлектрический разрез по участку профиля МГЭ (пп. 3-25).

а — по результатам инверсии, *б* — модельный. Усл. обозн. см. на рис. 4.

В зоне влияния Джиды-Удинского рифтогенного разлома, к которому приурочен наиболее крутой северный борт впадины, происходит резкое воздымание краевой части Хамар-Дабанского хребта (от –50 000 до –10 000 м) и практически на порядок уменьшаются значения удельного сопротивления. В области ее сочленения с Ганзуриным хребтом этот интервал разреза коры характеризуется значениями 500—700 Ом · м (см. рис. 4, 5). В пределах самого хребта, представленного интрузивными образованиями джидинского комплекса [Викторова, 2001], сопротивление изменяется от 2000 до 2500 Ом · м. Ганзуриный разлом, разделяющий Хамар-Дабанский и Цаган-Дабанский блоки, представляет собой юго-восточную границу Байкальской рифтовой зоны.

Цаган-Дабанский блок (пп. 23-33), охватывающий территорию одноименного хребта, располагается в пределах Западно-Забайкальского сектора СМЗЗ рифтовой зоны и представляет собой обширную область развития гранитоидного магматизма. Состав гранитов исключительно разнообразен: гнейсированные и аляскитовые граниты, сиениты, кварцевые диориты, диориты и гранодиориты, а также щелочные эгирин-арфведсонитовые и рибекитовые граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и кислые эффузивы.

Особенностью рассматриваемого блока является его расчлененность региональными новейшими глубинными разломами (преимущественно северо-восточного и юго-западного простирания) на более мелкие блоки с идентичной структурой, характеризующиеся двухслойным разрезом земной коры (см. рис. 4). Верхняя часть разреза в интервале глубин 1000—15 000 м имеет наиболее высокие значения сопротивления (2000—10 000 Ом · м), максимум которых отвечает центральным частям блоков. В корневых частях гранитоидных тел значения УЭС уменьшаются до 500 Ом · м. Нижняя часть разреза земной коры с сопротивлениями 150 Ом · м осложнена серией блоков с низкими значениями сопротивления (менее 30 Ом · м), маркирующих зоны неотектонических разломов.

Северо-западным и юго-восточным ограничением Цаган-Дабанского блока служат зоны региональных долгоживущих разломов северо-восточного простирания (см. рис. 4). Согласно [Очиров, 1976; Булгатов и др., 1978], в результате активизации разломов этого направления сформировалась блоковая структура Забайкалья.

Тугнуйский блок (пп. 34-41) представлен одной из самых крупных мезозойских структур Западного Забайкалья — Тугнуйской рифтогенной впадиной (грабен). Впадина имеет субширотное простирание, ширину около 35—40 км и протягивается более чем на 140 км от низовий р. Хилок на западе до верховий р. Тугнуй на востоке. Северный ее борт представлен Цаган-Дабанским, а южный — Заганским хребтами, сложенными докембрийскими палеозойскими породами, метаморфизованными в поздне-мезозое (см. рис. 4).

Впадина в основном выполнена позднеюрскими и меловыми вулканическими и осадочными толщами, среди которых наиболее широко распространены породы среднеюрской ичетуйской свиты. Наряду с преобладающими субщелочными базальтами в ее составе отмечаются отдельные пачки и линзы лав и туфов трахитов, трахидацитов, среди которых встречаются щелочные трахириодациты и пантеллириты [Гордиенко, Климуков, 1995; Гордиенко и др., 1999; Воронцов, Ярмолюк, 2007]. Ичетуйская свита подстилается конгломератами березовской свиты. Выше лежащий разрез представлен угленосно-терригенными отложениями тугнуйской, галгатайской, муртойской и селенгинской свит, формирование которых продолжалось до раннего мела [Цеховский, 2013].

В пределах изученной части Тугнуйской впадины развиты преимущественно нижне- и среднеюрские отложения березовской, ичетуйской и тугнуйской свит. Геоэлектрическое строение западной и центральной частей впадины (пп. 34-39) довольно простое. Здесь вулканогенно-осадочная толща подразделяется на три геоэлектрических горизонта (рис. 6): $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$.

Первый (ρ_1), представленный четвертичными и среднеюрскими отложениями тугнуйской свиты, выделяется только в центральной части впадины (пп. 36-39). Четвертичные осадки выклиниваются в направлении ее обоих бортов и в районе п. 39 полностью замещаются отложениями тугнуйской свиты (см. рис. 6). Второй (ρ_2) и третий (ρ_3) геоэлектрические горизонты, приуроченные к отложениям ичетуйской и березовской свит, прослеживаются по всему разрезу и характеризуются выдержанными по латерали значениями УЭС и мощности. В восточной части впадины, ограниченной крутым прибортовым уступом, за счет его разрушения и эрозии аккумуляровались грубообломочные отложения березовской свиты с высокими значениями удельного сопротивления (200—300 Ом · м). Здесь мощность осадочного чехла сокращается до 350—400 м, а ниже лежащий разрез представлен гранитоидами древнего палеозойского фундамента. В районе п. 40 отложения березовской свиты прорваны гранитоидной интрузией согогинского комплекса поздней перми, представленной субщелочными гранитоидами, кварцевыми сиенитами и сиенит-порфирами. Значения УЭС в ее пределах составляют 3000 Ом · м (см. рис. 6).

Фундамент Тугнуйской впадины, сложенный главным образом палеозойскими гранитоидами, имеет сложное блоковое строение [Булнаев, 2006]. Тектоническими нарушениями различных направлений он разбит на разновеликие блоки, испытывавшие относительно друг друга различные по амплитуде

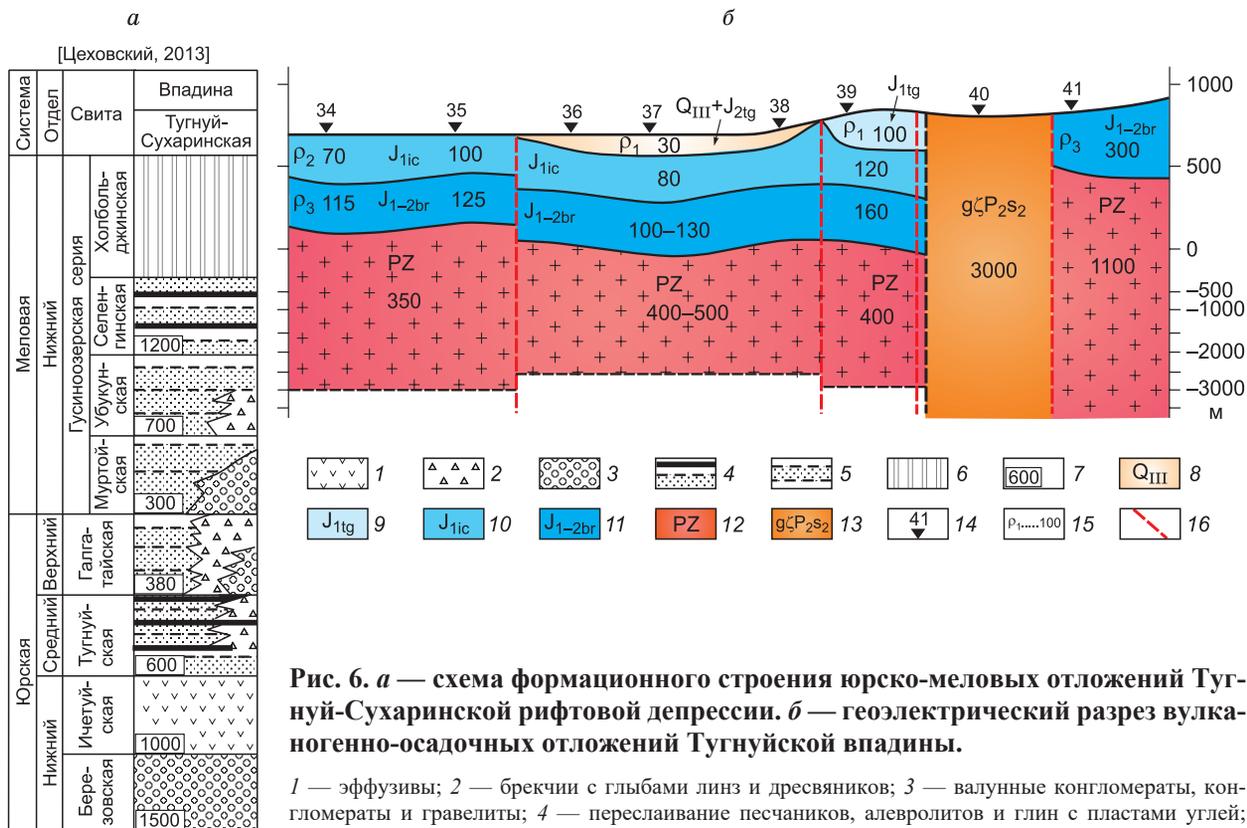


Рис. 6. а — схема формационного строения юрско-меловых отложений Тугнуй-Сухаринской рифтовой депрессии. **б** — геозэлектрический разрез вулканогенно-осадочных отложений Тугнуйской впадины.

1 — эффузивы; 2 — брекчии с глыбами линз и дресвяников; 3 — валунные конгломераты, конгломераты и гравелиты; 4 — переслаивание песчаников, алевролитов и глин с пластами углей; 5 — переслаивание песчаников, алевролитов, глин, нередко углистых, иногда слабоугленосных;

6 — крупные перерывы в осадконакоплении; 7 — максимальные мощности отложений (м); 8 — четвертичные отложения; 9 — тугнуйская свита; 10 — ичетуйская свита; 11 — березовская свита; 12 — фундамент; 13 — гранитоидная интрузия соготинского комплекса; 14 — пункты МТ-зондирования; 15 — геозэлектрические горизонты и значения сопротивления в Ом · м; 16 — разломы (с геологической карты РФ м-ба 1:1 000 000, третье поколение).

смещения. Некоторые из них, наблюдаемые на поверхности структуры, пересекают весь разрез, выполняющий впадину отложений (рис. 7). Эти тектонические нарушения вместе с долгоживущими глубинными бортовыми разломами оказывают влияние на улучшение взаимодействия подземных вод различных геологических комплексов и смежных гидрогеологических структур [Ясько, 1982]. Являясь, по существу, областями разгрузки, они обеспечивают вертикальное и горизонтальное движение подземных вод, связанное с изменением их химического и газового состава, минерализации и температуры. Эти процессы приводят к резкому понижению значений удельного сопротивления фундамента впадины до 400—500 Ом · м (см. рис. 6).

В разрезе земной коры Тугнуйского блока преобладают абсолютно низкие значения УЭС (10—30 Ом · м). Исключение составляет интервал глубин от 12 до 22 км в районе п. 38, где они повышаются до 150 Ом · м и находятся в соответствии с уровнем сопротивления, характеризующим разрез земной коры соседних блоков (см. рис. 4).

Причина образования в разрезе земной коры рассматриваемого блока области высокой электропроводности и природа ее проводимости связаны с процессами эволюции структуры, магматизмом и общим геодинамическим режимом развития Тугнуйской рифтогенной впадины. Ее формирование происходило в режиме растяжения, инициированном подъемом мантийного плюма, в Тугнуй-Кондинской системе долгоживущих глубинных разломов [Гордиенко, Климук, 1995; Воронцов, Ярмолюк, 2007]. Процессы рифтогенеза сопровождалась позднеюрскими бимодальными и позднеюрскими начала раннего мела трахидациит-пантеллиритовыми вулканическими излияниями лав, локализованными в пределах впадины. Отсутствие аналогичных продуктов магматизма за ее пределами свидетельствует, что система выводящих каналов, питавшая магматическую активность, располагалась непосредственно под впадиной и сохранялась на протяжении всей последующей геологической истории [Воронцов, Ярмолюк, 2007]. Нарушенные, высокопроницаемые участки земной коры, обуславливают ее насыщение флюидами и газами, что, в свою очередь, приводит к формированию области высокой электропроводности. В ее пределах обособляются субвертикальные зоны с минимальными значениями сопротивления

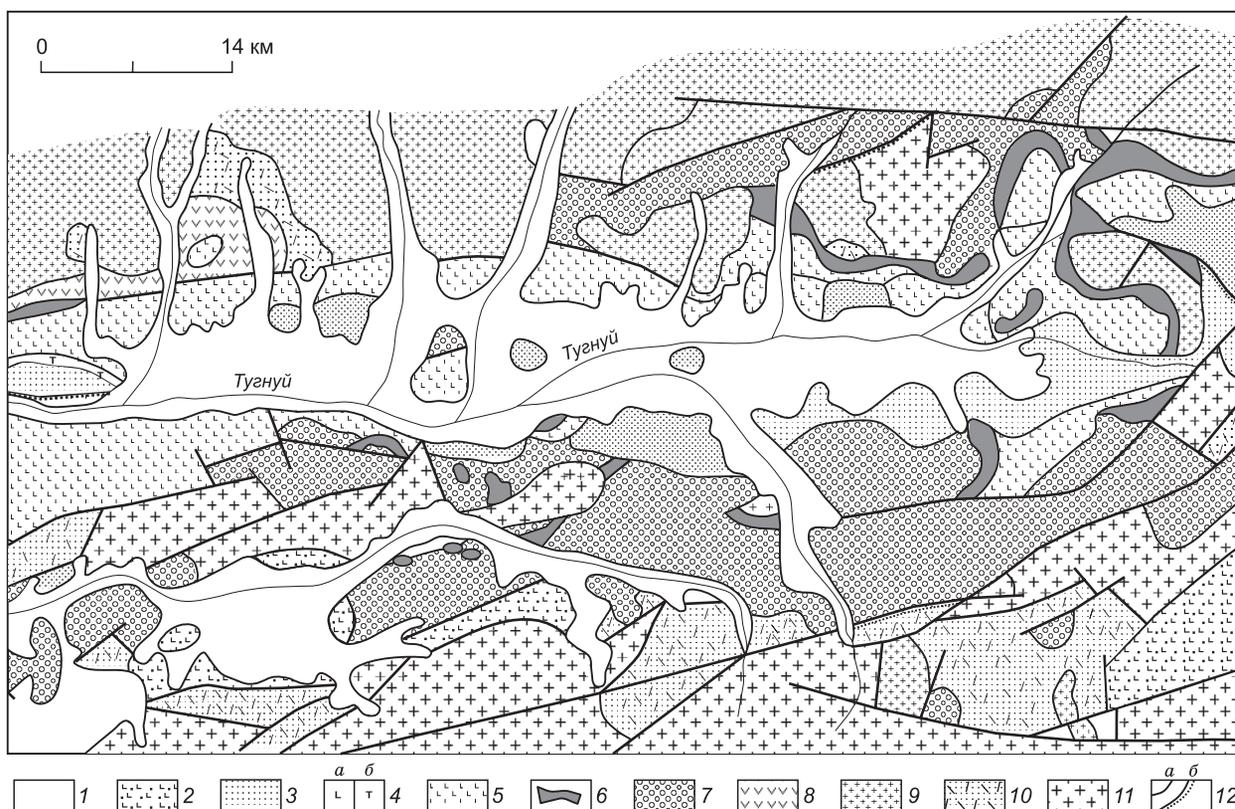


Рис. 7. Геологическое строение Тугну́йской рифтогенной впадины (Западное Забайкалье) [Гордиенко, Климу́к, 1995].

1 — четвертичные отложения; 2 — хилокская свита (J_3-K_1): песчаники, алевролиты, прослои каменных углей, конгломераты, покровы трахибазальтов; 3 — тугну́йская и галгата́йская свиты ($J_{2,3}$): конгломераты, песчаники, алевролиты, пласты каменных углей; 4 — верхняя подсвита ичету́йской свиты (J_2^2): трахибазальты, трахиты трахириодациты (а), субвулканические тела трахитов и сиенит-порфиров (б); 5 — нижняя подсвита ичету́йской свиты (J_1^1): трахидолериты, трахибазальты, трахиандезито-базальты; 6 — капсальская свита ($J_{1,2}$): игнимбриты, туфы, брекчиевые лавы и туфолавы трахириодацитов, кислые вулканические стекла (перлиты), конгломераты, песчаники, алевролиты; 7 — хонхойская свита (J_1): конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 8 — черноярвовская свита ($T_{2,3}$): трахибазальты, трахиандезитобазальты, их туфы и туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты, субвулканические тела трахидолеритов и трахитов; 9 — верхнепалеозойские граниты; 10 — верхнепермская вулканогенная толща; 11 — докембрийские и нижнепалеозойские гранитоиды; 12 — разрывные нарушения (а), в том числе надвиги (б).

(< 5 Ом · м), которые маркируют зоны новейших разломов, нарушающих оба борта впадины и оперяющих их нарушения второго порядка (см. рис. 4).

Заганский блок (пп. 42-50) включает одноименный хребет и Хилок-Чикойскую рифтогенную впадину, которая включена в состав блока из-за ее слабой изученности методом МТЗ (пп. 48, 49) и рассматривается в качестве структуры, комплементарной с Заганским хребтом.

Заганский хребет северо-восточного простирания ограничен с северо-запада и юго-востока Тугну́йской и Хилок-Чикойской рифтогенными впадинами (см. рис. 4). Он сложен Заганским комплексом метаморфического ядра и имеет зональное строение, в котором выделяется зона ядра и зона хрупкопластического течения [Мазукабзов, Скляров, 1995; Скляров и др., 1997; Мазукабзов и др., 2011]. Большая часть ядра сложена разнообразными по составу гранитоидами, среди которых выделяются сиениты и граносиениты, гнейсограниты, среднезернистые граниты и гранодиориты. Ядро комплекса окаймляется пологопадающей зоной динамометаморфических образований (милонитов), фиксирующих зону срыва (detachment). Динамометаморфические образования развиты главным образом по вулканогенно-осадочным толщам позднего палеозоя и частично раннего мезозоя [Мазукабзов и др., 2011]. Среди милонитовых пород по степени преобразования субстрата выделяются протомилониты, милониты, милонитовые сланцы, бластомилониты, псевдотакелиты и ультрамилониты [Мазукабзов, Скляров, 1995]. Кроме того, на склонах хребта картируются позднепалеозойские-мезозойские вулканогенно-осадочные образования, распространенные в комплементарных с ним впадинах: Тугну́йской на северо-западе и Хилок-Чикойской на юго-востоке.

Зональное строение Заганского хребта с разнообразием его вещественных ассоциаций, отражается в характере распределения удельного сопротивления. В целом высокие значения УЭС, характерные для верхней части разреза земной коры рассматриваемого блока, значительно различаются в его центральной и краевых частях (см. рис. 4). Центральная высокоомная область (пп. 43-46) характеризует породный спектр гранитометаморфических образований ядра. Здесь значения сопротивлений выдержаны во всем интервале глубин (от 600—15 000 м) и составляют 12 000—20 000 Ом · м. По направлению к краевым частям происходит их понижение до 4000—5000 Ом · м, а в области перехода от хребта к впадинам они равны 600—1000 Ом · м. Краевые части Заганского хребта, сопоставимые по уровню сопротивления, различаются по вертикальной протяженности. Наиболее приподнятой является восточная часть хребта. В западной части он прослеживается до глубин 22 000 м и резко поднимается до 15 000 м в области перехода к Тугнуйской впадине.

Нижняя часть разреза земной коры с сопротивлением 150 Ом · м нарушена серией субвертикальных проводящих зон, отождествляемых с системой продольных сбросов и бортовыми рифтогенными разломами сопряженных с хребтом впадин (см. рис. 4).

Формирование Заганского комплекса метаморфического ядра и комплементарных с ним Тугнуйской и Хилок-Чикойской впадин связаны с процессами рифтогенеза, которые в Западном Забайкалье начались с появлением в основании региона мантийного плюма [Мазукабзов, Скляров, 1995; Скляров и др., 1997; Воронцов, Ярмолук, 2007; Мазукабзов и др., 2011]. Процессы растяжения сопровождалось образованием отдельных впадин (грабенов), в том числе Тугнуйской. В примыкающих к ней участках земной коры под воздействием усиленного теплового потока протекали процессы анатексиса и метаморфизма, создавшие области повышенной пластичности. В условиях растяжения эти фрагменты пластичной коры способствовали образованию пологого сброса (detachment zone) с юго-восточной вергентностью, зафиксированного зоной развития милонитов [Скляров и др., 1997]. Поверхность сброса ограничила доступ мантийных расплавов в Тугнуйской впадине и была выгнута кверху всплывающей нагретой коровой массой Заганского хребта. Формирование Хилок-Чикойской впадины произошло над крутой ветвью сброса, погружавшегося к плюму. Это способствовало созданию под ней стабильной системы выводящих каналов и смещению в ее пределы центров активного магматизма [Воронцов, Ярмолук, 2007].

Хилок-Чикойская впадина, так же как и Тугнуйская, имеет субширотное простирание и протягивается на расстояние более 150 км при ширине 20—30 км. Впадина выполнена как меловыми (гусиноозерской серией и хилокской свитой), так и кайнозойскими вулканическими и осадочными толщами. Наиболее широко распространенными являются раннемеловые породы хилокской свиты (K_1hl). Они прослеживаются практически непрерывно по всей протяженности впадины в виде мощных серий лавовых потоков.

В формировании современной структуры Хилок-Чикойской впадины большую роль сыграли бортовые рифтогенные разломы, а также пересекающие ее поперечные разломы, создающие отчетливо выраженную блоковую структуру впадины (рис. 8). Образование крутопадающих разрывов связано, вероятно, с периодом изостатического всплывания, т. е. со становлением Заганского свода. По геологическим признакам, это событие произошло после возникновения пологих милонитовых зон [Скляров и др., 1997].

На геоэлектрическом разрезе Хилок-Чикойской впадине отвечает область земной коры с очень низкими значениями удельного сопротивления ($\leq 5-10$ Ом · м) (см. рис. 4). В ее краевых частях выделяются субвертикальные зоны с минимальными значениями УЭС (5 Ом · м и меньше), сопряженные с бортовыми рифтогенными разломами. Низкие сопротивления фундамента впадины (200—250 Ом · м) обусловлены разгрузкой трещинно-жильных вод в узлах пересечения бортовых и меридиональных разломов.

Малханский блок (пп. 51-62) располагается в пределах юго-восточного фланга профиля МТЗ и включает Малханский хребет и Чикойскую впадину, которая из-за ее слабой изученности методом МТЗ не выделена в отдельный блок.

В пределах *Малханского хребта* (пп. 50-59) практически весь изученный до глубин 30 км разрез земной коры характеризуется высокими значениями УЭС, которые варьируют от 5000 до 45 000 Ом · м

(см. рис. 4). Такие высокие значения удельного сопротивления связаны с широким развитием в со-

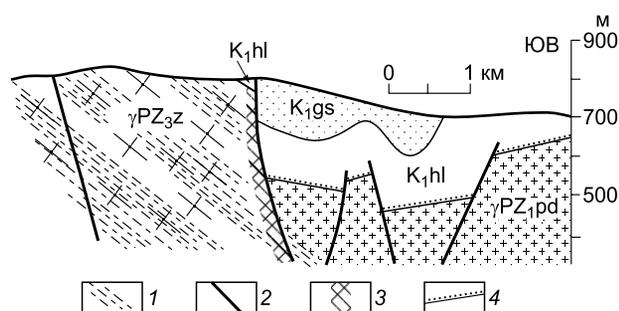


Рис. 8. Характер соотношения Хилок-Чикойской впадины с Заганским поднятием [Скляров и др., 1997].

K_1gs — гусиноозерская свита; K_{1hl} — хилокская свита; γPZ_{3z} — гранитоиды верхнего палеозоя; γPZ_{1pd} — гранитоиды раннего палеозоя; 1 — милонитизация; 2 — разломы; 3 — зоны повышенной трещиноватости; 4 — надвиги.

ставе всего разреза коры различных магматических комплексов. Это прежде всего различные по составу и структуре гранитоиды, в том числе и гранитоиды Малханского комплекса метаморфического ядра, центральная часть которого сложена гранитоидами ранне- и среднепалеозойского возраста, в которых присутствуют ксенолиты метаморфогенных пород. Спецификой данного комплекса является гораздо более широкое развитие пород диоритового состава [Скляр и др., 1997]. Внешняя зона, обращенная к Чикойской раннемеловой впадине, сложена разнгейсованными гранитами среднепалеозойского возраста, осадочно-метаморфическими и вулканогенными образованиями раннего кембрия и карбона. Значительная часть этих образований динамометаморфизована в широкой полосе, которая представляет собой зону разлома, пологопадающего на юго-восток [Скляр и др., 1997; Мазукабзов и др., 2011].

Поля развития гранитоидов характеризуются интенсивной «пропиткой» интрузиями основного состава, представленными породами монотойского габбрового комплекса нижнего палеозоя. Породы этого комплекса (габбро, габбро-нориты, габбро-диориты и диориты) вносят существенный вклад в формирование высокоомной области центральной части Малханского хребта. Здесь значения УЭС изменяются от 12 000 до 45 000 Ом · м. Максимальным значениям сопротивления отвечают выходы на поверхность интрузий основного состава. В краевых частях хребта сопротивление уменьшается до 5000—8000 Ом · м, а в областях перехода к Хилок-Чикойской и Чикойской впадинам составляет 500—1500 Ом · м (см. рис. 4).

Чикойская впадина, так же как и рассмотренные выше Тугнуйская и Хилок-Чикойская, относится к впадинам «забайкальского» типа, формирование которых происходило в режиме растяжения в системе долгоживущих глубинных разломов [Гордиенко, Климух, 1995; Булнаев, 2005; Воронцов, Ярмолюк, 2007]. Она имеет субширотное простирание и протягивается на расстояние около 130 км при ширине от 1—2 до 8 км. С севера впадина ограничена Малханским хребтом, на юге — отрогами Асинского, Улентуйского и Мергенского хребтов (см. рис. 4). По геологическому строению относится к седиментационным впадинам и выполнена отложениями терригенной формации раннемелового возраста общей мощностью от 700 до 1600 м. Ее заложение относится к мезозойскому возрасту, дальнейшее формирование происходило в неоген-четвертичное время под воздействием неотектонических движений на юге Хилок-Витимской структурно-фациальной зоны.

Практически весь интервал разреза земной коры в пределах Чикойской впадины характеризуется низкими значениями удельного сопротивления — от 3—5 до 30—50 Ом · м. Это связано не только с особенностями ее глубинного строения, но и с ее крайне слабой изученностью. Профиль пересек впадину только в двух пунктах (60 и 61), попавших в зоны бортовых разломов, что не позволило выполнить оценку разреза верхней части земной коры. На геоэлектрическом разрезе Чикойской впадине соответствует область пониженных значений удельного сопротивления, осложненная субвертикальными проводящими зонами (менее 5 Ом · м), сопряженными с бортовыми рифтогенными разломами (см. рис. 4). Юго-восточным замыканием Малханского блока (и всего исследованного профиля) являются высокоомные (10 000 Ом · м) образования Зачикойских гор.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования выявили сложную геолого-тектоническую структуру изученного региона, сформированную мощными рифтогенными процессами, проявившимися в образовании крупных блоков земной коры, а также активной флюидно-магматической деятельности вдоль зон глубинных разломов. Эти процессы следующим образом проявились в особенностях распределения глубинной электропроводности.

1. Существенно меньшая тектоническая активность Западно-Забайкальской рифтовой зоны, по сравнению с Байкальской областью современного рифтообразования, отразилась в контрастности распределения удельного сопротивления в северо-западной и юго-восточной частях исследованного профиля. Высокая проницаемость литосферы Байкальской рифтовой зоны вследствие сильной нарушенности глубинными разломами кайнозойского этапа активизации, обуславливает разгрузку эндогенных флюидов и обеспечивает дополнительный теплоперенос. Области с максимальной деструкцией земной коры и, следовательно, повышенной проницаемостью для флюидов и теплового потока характеризуются обширными минимумами удельного электрического сопротивления (Селенгинский блок). О повышенной тектонической активности Селенгинского блока свидетельствуют параметры корового проводящего слоя. Глубина залегания кровли и подошвы слоя находится в соответствии с распределением температур в этом интервале разреза земной коры.

2. Для обеих частей профиля характерно сочетание структур с различным типом геоэлектрического разреза — горных хребтов и межгорных впадин с разделяющими их зонами долгоживущих глубинных разломов. Хребты представляют собой сложнопостроенные геоэлектрические неоднородности с двухслойным разрезом земной коры. Верхняя часть разреза, представленная различными по возрасту и составу гранитоидами, характеризуется высокими значениями удельного сопротивления. Они распреде-

ляются в порядке убывания от центральных частей хребтов к краевым. Резкое понижение значений УЭС в нижележащем разрезе коры в большей степени обусловлена не вещественным составом пород, а ее высокой проницаемостью для флюидов и газов, вследствие интенсивной нарушенности региональными разломными зонами. Исключение составляет Малханский хребет, в пределах которого весь изученный разрез земной коры характеризуется высокими значениями удельного сопротивления, определяющим фактором которых является широкое развитие в пределах земной коры и верхах мантии магматизма основного состава.

3. Межгорные впадины представляют собой крупные мезозойские рифтогенные структуры, формирование которых происходило в режиме растяжения в системе долгоживущих глубинных разломов. На геоэлектрическом разрезе им соответствуют блоки земной коры с низкими значениями удельного сопротивления, осложненные субвертикальными проводящими зонами, сопряженными с бортовыми рифтогенными разломами.

4. Региональные глубинные разломы, разделяющие различные по масштабам блоки, на геоэлектрическом разрезе отчетливо проявлены субвертикальными зонами с минимально низкими значениями сопротивлений. Наклон их боковых границ совпадает с положением плоскостей разломов, определенным по геолого-структурным данным на поверхности (Бортовой, Джиды-Удинский, Ганзуриинский). В пределах Цаган-Дабанского блока проводящие зоны маркируют зоны новейших разломов.

Авторы выражают глубокую благодарность руководителю программы СО РАН ОНЗ-7 академику РАН М.И. Эпову за постоянную поддержку и интерес к полученным результатам, а также доктору геол.-мин. наук, профессору А.Д. Дучкову за переданные в рамках научного сотрудничества геотермические материалы.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований СО РАН ОНЗ-7.

ЛИТЕРАТУРА

Антипин В.С., Горлачева Н.В. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Прибайкалья: от коллизионных гнейсогранитов до внутриплитных редкометалльных гранитов // Материалы научной конференции «Гранитоиды: условия формирования и рудоносности» (Киев, 27 мая—1 июня, 2013 г.). Киев, 2013, с. 14.

Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая характеристика (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 228—243.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1049—1059.

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 П.П., Кошурников А.В. Магнитотеллурическое зондирование в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли, 1999, № 10, с. 17—35.

Булгатов А.Н., Булнаев К.Б., Очиров Ц.О., Турунхаев В.И. Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1978, 112 с.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. М-б 1:2 000 000. CDROM. Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, 2004.

Булнаев К.Б. Формирование впадин «забайкальского типа» // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, № 1, с. 18—30.

Викторова Н.В. Геохимия, минералогия и петрография джидинского интрузивного комплекса // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геофизических исследований. Сборник избранных трудов научно-технической конференции (Иркутск, 12—15 апр., 2001 г.). Иркутск, Изд-во ИРГТУ, 2001, ч. 2, с. 44—59.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В. Северо-Монгольская-Западно-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3, с. 17—32.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В. Эволюция вулканизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология, 2007, № 4, с. 3—29.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Байкин Д.Г. Строение и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртгейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // Геохимия, 2004, № 11, с. 1186—1202.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандиминова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской—Западно-Забайкальской рифтовой зоны // *Петрология*, 2007, т. 15, № 1, с. 37—60.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Т. 3. Неотектоника / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск, Наука, 1984, 207 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51, (5), с. 571—588.

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2007, 218 с.

Голубев В.А. Геофизические данные об отсутствии позднекайнозойских мантийных интрузий в земной коре под Байкальской впадиной // *ДАН*, 2009, т. 426, № 2, с. 235—239.

Гордиенко И.В., Климук В.С. Бимодальный вулканизм Тугнуйской рифтогенной впадины // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36 (5), с. 23—37.

Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М., Наука, 1978, 220 с.

Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. Состав и возраст ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40 (4), с. 583—591.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.В., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // *ДАН*, 2000, т. 374 (7), с. 1075—1079.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Аюнов Д.Е. «Геотермический атлас Сибири» // *Закономерности строения и эволюции геосфер: материалы Международного междисциплинарного научного симпозиума (Хабаровск, 23—26 сентября, 2003 г.)*. Хабаровск, ДВО РАН, 2004, с. 45—56.

Жаворонкин О.В. Морфоструктура и неотектоника юга Западного Забайкалья: автореф. дис. ... к.г.-м.н. Саратов, ВГУ, 2007, 24 с.

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983, 416 с.

Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.М., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М., Наука, 1985, 231 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 2, 328 с.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М., Наука, 2009, 327 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // *Петрология*, 2003, т. 11, № 2, с. 164—178.

Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. М., Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1998, 483 с.

Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыц И.Л., Легенькова Н.П., Смирнов М.Ю., Успенский Н.И. Особенности строения Карельского региона по данным геоэлектрических исследований // *Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления* / Ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2004, с. 120—150.

Летников Ф.А. Глубинные флюиды Земли // *Российская наука: грани творчества на грани веков*. М., Научный мир, 2000, с. 333—340.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1992, 141 с.

Литвиновский В.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40 (5), с. 694—702.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандиминова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42 (3), с. 445—456.

Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр, 1997, № 1, с. 10—20.

Мазукабзов А.М., Скляр Е.В. Милониты Заганского метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Иркутск, 1995, т. 1, с. 94—96.

Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.Л., Федоровский В.С. Комплексы метаморфических ядер Забайкалья: обзор // Геодинамика и тектонофизика, 2011, т. 2, № 2, с. 95—125.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Международный геохимический конгресс: тезисы докладов. М., Международная ассоциация геохимии и космохимии, 1971, т. 2, с. 513—514.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М., Наука, 1975, 305 с.

Мороз Ю.Ф., Лагута Н.А., Мороз Т.А. Магнитотеллурическое зондирование Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2008, № 2, с. 97—109.

Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования. М., Наука, 1987, 198 с.

Очиров Ц.О. Блоковая тектоника Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1976, 199 с.

Перчук Л.П. Флюиды в нижней коре и верхней мантии Земли // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология, 2000, № 4, с. 25—39.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15(4), с. 3—15.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22 (6), с. 7—41.

Покровский А.В. Об эндогенной составляющей круговорота воды на Земле // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта, 2006, № 7, с. 46—56.

Попов А.М. Глубинные слои повышенной электропроводности по данным магнитотеллурических зондирований // Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1977, с. 99—115.

Поспеев В.И. Результаты статистической обработки экспериментальных данных по глобальному магнитотеллурическому зондированию // Методы и результаты геофизических исследований Восточной Сибири. Иркутск, 1979, с. 46—52.

Поспеев В.И., Михалевский В.И. Исследования на юге Сибирской платформы и в Байкальской рифтовой зоне (методом МТЗ) // Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., Наука, 1975, с. 121—127.

Поспеев В.И., Михалевский В.И. Электромагнитные данные об астеносфере в районах Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1981 (1), с. 153—157.

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

Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М., ГЕОС, 2010, 110 с.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Мир, 1981, 584 с.

Рязанов И.Н., Татьков Г.И., Коломиец В.Л., Нефедьев М.А., Чебаков Г.И. Региональное поле напряжений и сейсмоактивная тектоника Усть-Селенгинской впадины // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, т. 2, с. 106—109.

Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика, 1994, т. 34 (9), с. 112—130.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 242 с.

Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // Геодинамика и тектонофизика, 2013, № 4 (3), с. 203—278.

Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1997, 182 с.

Файнберг Э.Б., Фискина М.В., Ротанова Н.М. Экспериментальные данные по глобальному электромагнитному зондированию Земли // Исследования пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М., Наука, 1977, с. 102—113.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, М., Л., 1960, 177 с.

Цеховский Ю.Г. Седиментология и вулканогенно-осадочные формации в мезозойских и кайнозойских континентальных рифтовых впадинах Прибайкалья и Южной Монголии // Литология и полезные ископаемые, 2013, № 2, с. 145—186.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканического пояса в позднем докембрии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 306 с.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Шергина Ю.П., Мурина Г.М., Козубова Г.А., Лебедева В.П. Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb-Sr метода // Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 5, с. 1199—1202.

Эпов М.И., Поспеева Е.В., Витте Л.В. Особенности состава и строения земной коры краевой части Сибирского кратона (в зоне влияния рифтогенных процессов) по данным магнитотеллурических зондирований // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (3), с. 380—398.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника, 2000, № 2, с. 43—64.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.

Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандмирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология, 2001, т. 9, № 4, с. 351—380.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // Геотектоника, 2002, № 4, с. 42—63.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области // Петрология и геохимия, 2003, т. 11, № 3, с. 227—254.

Ясько В.Г. Подземные воды межгорных впадин Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1982, 168 с.

Adam A. Are there two types of conductivity anomaly (CA) caused by fluid in the crust? // Phys. Earth Planet. Inter., 1987, v. 45, p. 209—215.

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

Brown J.M., Shankland T.J. Thermodynamic parameters in the Earth as determined from seismic profiles // Geophys. J. Int., 1981, v. 66, p. 579—596.

Delvaux D., Moues R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // Tectonophysics, 1997, v. 282 (104), p. 1—38. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2).

Jones A.G. On a type classification of lowers under Precambrian regions // J. Geophys., 1981, v. 49, p. 226—233.

Popov A.M. A deep geophysics study in the Baikal region // PAGEOPH, 1990, v. 134, № 4, p. 575—587.

Ringwood A.E. Composition and petrology of the Earth's mantle. New York, McGraw-Hill, 1975, 618 p.

Seminsky K.Zh. Major factors of evolution of basins and faults in the Baikal rift zone: Tectonophysical analysis // Geotectonics, 2009, v. 43 (6), p. 489—500. <http://dx.doi.org/10.1134/S001685210906003X>.

Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Dissertation MIT, 1967, Cambridge.