

Геоэлектрические модели Евразийского складчатого пояса (трехмерная интерпретация)

В.В. Белявский
ЦГЭМИ ИФЗ РАН
victor.belyavsky@list.ru

АННОТАЦИЯ

Трехмерная интерпретация магнитотеллурических и магнитовариационных данных с помощью программ трехмерного математического моделирования, инверсии матриц импедансов $[Z_{об}]$ и магнитовариационных $[m_{об}]$ позволила построить глубинные геоэлектрические модели литосферы Северного Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Алтае-Саянского и Корякско-Камчатского регионов. В качестве стартовых моделей принимались результаты одномерной и двумерной инверсий матриц импедансов. При картировании глубинных частей геоэлектрического разреза инвертировались и их инвариантные значения. Коровые аномалии повышенной проводимости, коррелирующие с положением доменов, характеризующихся пониженными скоростями продольных волн в методах МОВЗ и ГСЗ, объяснялись насыщением их водной фракцией флюида, зависящего от геодинамического состояния блоков коры. В частности, очаговых зон землетрясений, вулканических камер и глубинных разломов. Графитизированные образования проявляются аномалиями высокой проводимости в дислоцированных нижнепалеозойских комплексах Южного Тянь-Шаня, которые не выражены дефицитом скорости продольных волн.

Key words: магнитотеллурическое зондирование, трехмерная инверсия, флюид

Введение

Перед региональными геофизическими исследованиями ставились задачи по:

- изучению глубинного строения литосферных плит;
- созданию региональных основ прогноза месторождений полезных ископаемых;
- разработке критериев оценки сейсмической опасности путем картирования проводящих блоков, оценки степени их раздробленности и проницаемости, изучению строения очаговых зон сильных землетрясений и вулканических камер.

Поставленные задачи решались с помощью программ трехмерного математического моделирования Maxwell (Druskin, Knizhnerman, 1994) и 3D инверсии WSINV3DMT (Siripunvaraporn et al., 2005) магнитотеллурических данных $[Z_{об}]$, программ по их адаптации при рассмотрении инвариантных характеристик матрицы импедансов и визуализации результатов (Белявский, 2017). В выделенных блоках, описывающих проводимость нижнего структурного этажа литосферы Северного Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Алтае-Саянского и Корякско-Камчатского регионов, оценено содержание водной фракции флюида (Φ_p) с учетом полной её связанности (Shankland, Waff, 1977) и частичной (Shimojuku et al, 2014).

Методика построения трехмерных моделей

Этапы построения трехмерных геоэлектрических моделей рассматриваемых регионов в себя включали:

1. Составление стартовых геоэлектрических моделей с помощью процедур одномерной (Белявский, Сухой, 2004) и двумерной инверсий (Варенцов, 2002) основных компонент матриц $[Z_{об}]$, максимальных и минимальных кривых фазового тензора (Caldwell et al., 2004) и индукции ($Z_{об}^{maxH}$, $Z_{об}^{minH}$) (Counil et al., 1986).
2. Построение 2D-3D моделей - $\rho_m(H_m)$ методом подбора к экспериментальным инвариантным кривым MTЗ 2D-3D модельных, рассчитанных по программам Maxwell и FDM - 2D (Варенцов, 2002).
3. Оценка на тестовых моделях разрешающей способности инвариантов матриц импедансов $[Z_m]$ и магнитовариационных $[m_m]$ к определению параметров литосферных блоков. При оценке их проводимости с помощью матриц $[m_m]$ рассчитывались и кривые TE- мод (Белявский, 1990).
4. Адаптирование программы WSINV3DMT к восстановлению распределения УЭС (ρ_m) в тестовых 3D моделях по значениям матриц $[Z_m]$ и их инвариантов (Белявский, 2020).
5. Построение по программам WSINV3DMT и Maxwell трехмерных геоэлектрических моделей $\rho_{in}(H_{in})$ и $\rho_m(H_m)$ в пределах Евразийского складчатого пояса.

6. Оценка зависимости распределения $\rho_{in}(H_{in})$ и $\rho_m(H_m)$ от сейсмических и иных геолого-геофизических параметров.

Северо-Кавказский регион

Построенные 3D геоэлектрические стартовые модели $\rho_m(H_m)$ Северо-Кавказского региона (Белявский, 2007) выделили под складчатыми структурами Большого Кавказа, Минераловодским выступом и грязевыми вулканами Таманского полуострова проводящие комплексы. Трехмерная инверсия (WSINV3DMT) скорректировала их параметры. Из рисунка 1 видно, что аномалии с $\rho_{in}(H_{in}) = 1-3$ Ом·м контролируют положение глубинных разломов и грязевых вулканов Таманского полуострова. Это связано с их повышенным флюидонасыщением - ϕ_p , рассчитанным при минерализации в 16 г/л (Лаврушин, 2012).

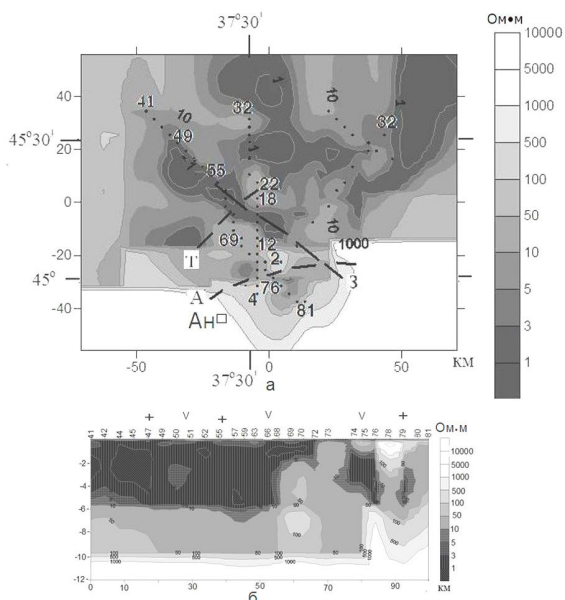


Рисунок 1. Северо-Западный Кавказ. Распределение УЭС: а - на глубине 5.6 км (цифры с подсветкой – номера т. МТЗ (Ан – г. Анапа). Глубинные разломы: Т – Таманский, А – Ахтырский, З – Западно-Кавказский; б – геоэлектрический разрез (программа WSINV3DMT) вдоль профиля Тамань-Новоросийск (МТЗ 41 - 81); Сверху дано положение грязевых вулканов (+) и разломов (V) (Лаврушин, 2012).

Содержание в них водной фракции флюида изменяться от $\phi_p = 5 - 15\%$ у грязевых вулканов Таманского полуострова и Минеральных вод, где $\rho_{in} = 1 - 3$ Омм, и до $\phi_p = 0.3 - 2\%$ в блоках под Северо-Кавказским краевым массивом ($\rho_m = 10 - 30$ Омм), погружающихся с 8 км до 15 км от вулканических структур Эльбруса под Минераловодский выступ. Разломы, секущие и

ограничивающие структуры Большого Кавказа ($\rho_m = 10 - 100$ Омм) характеризуются содержанием флюида на глубинах 10 - 30 км до $\phi_p = 0.2 - 2\%$ (Белявский, 2007).

Среднеазиатский регион

В пределах Южного Тянь-Шаня положение кровли верхнего (1 - 10 км) проводящего слоя (1D инверсия кривых МТЗ) контролируется глубиной залегания графитизированных нижнепалеозойских ($bs_1 + bs_2$) комплексов с $\rho = 1 - 3$ Омм (Азаров и др., 1998). На рисунке 2 представлен геоэлектрический разрез $\rho_m(H_m)$ (программа FDM 2D) под профилем, пересекающим Бухарскую ступень (МТЗ 173-174), Мурунтауское рудное поле (т. 160 -161), Кустанайско-Кураминский плутоно-вулканический пояс (т. 150-152) и Сырдарьинский микроконтинент (т. 143 – 144).

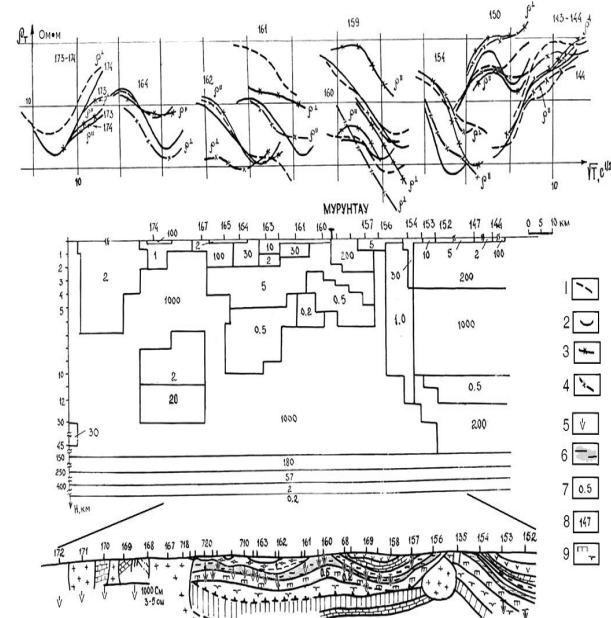


Рисунок 2. Модельные (1 - ρ_t^E , 2 - ρ_t^H) и экспериментальные (3 - ρ_t^{maxH} , 4 - ρ_t^{minH}) кривые МТЗ. Под ними сечение 2D модели и геологический разрез: 5 – кровля проводящего пирит-углеродистого комплекса «Мурун» (1D инверсия), 6 – его положение в разрезе; 7 – УЭС блоков; 8 – т.н. МТЗ; 9 – геологические комплексы (C-S-Pr).

В 3D модели, построенной с помощью программы Maxwell, суммарной проводимостью до $S_{\sigma} = (10-1) \cdot 10^3$ См и мощностью до 10 км характеризуются палео- и допалеозойские образования Тянь-Шаня. Они протягиваются на сотни километров, испытывая влияние флюидов глубинных разломов. Это отличает их от микроконтинентов (Муонкумо-Наратским,

Бадахшанским и Казахским щитом), где глубже 30 км выделяются блоки с $S_{cr} \leq 500$ См. На Северном Тянь-Шане комплексы с $S_{cr} = 3 \cdot 10^3$ См полосой шириною до 30 км контролируют положение линии Николаева. Под Чуйской впадиной их проводимость уменьшается до 400 См (Белявский, Спичак, 2016).

Проводящие образования Памира и Срединного Тянь-Шаня (профиль Зоркуль – Токтогуль), на глубинах 6 - 15 км коррелируют с волноводами, расположенными в нижней части палеозойских комплексов, а их низкие УЭС обусловлены содержанием в них водной фракции флюида (Белявский, 2017).

Алтае-Саянский регион

Трехмерные геоэлектрические модели, построенные при 3D инверсии импедансов Z_{ob}^{maxH} , Z_{ob}^{minH} (Council et al., 1986), показали на наличие проводящих коровых блоков, ассоциирующихся с положением активизированных разломов и очаговых зон землетрясений. На рисунке 3 представлено распределение в них водной фракции флюида (Белявский, Лозовский, 2020). Расчеты проведены с учетом адсорбции части ионов солей NaCl на стенках пор [Shimojuku et al., 2014], при реперных значениях флюидонасыщения - ϕ_{in} , оцененных в блоках коры по дефициту скорости продольных волн методами МОВЗ-ГСЗ.

Основная часть гипоцентров землетрясений расположена над кровлей коровых проводников, вблизи глубинных низкоомных разломов с $\rho_{in} = 10-200$ Ом, которые отвечают положению доменов с повышенным затуханием обменных волн землетрясений ($K > 0.0009$ дБ/км) и пониженными скоростями продольных волн (МОВЗ – ГСЗ). Это свидетельствует о повышенной трещиноватости и обводненности блоков коры в очаговых зонах землетрясений или вблизи них. Максимальное содержание $\phi_{in} = 0.3 - 0.9\%$ свойственно Тээлинскому, Самагалтайскому и Каа-Хемскому очагам, расположенным в переклинальных частях Тувинской котловины и Убсунурской впадины.

Разломы северного и северо-западного простирания характеризуются наиболее низкими УЭС ($\phi_{in} = 0.15 - 1\%$). В их пределах составляющие вектора девиаторного растяжения коры (Ребецкий и др., 2013), ориентированы ортогонально к их простиранию, что ведет к росту содержания флюида. Это соответствует наблюдаемому дефициту скорости продольных волн в 2 - 4.2% на глубинах 10 - 30 км, например, под Кызылской впадиной и её бортами, где $\phi_{in} = 0.3 - 0.5\%$. Меньшими значениями ($\phi_{in} = 0.1 - 0.15\%$) характеризуются блоки коры под

Чуйской впадиной, вдоль которой ориентированы векторы растяжения.

Корякско-Камчатский регион

Многообразие тектонотипов региона, включающие континентальные и океанические структуры, зоны с высокой сейсмичностью и вулканической активностью, субдукции и рифтогенеза, позволяет оценить их влияние на распределение электропроводности, которая контролируется флюидонасыщением и концентрацией расплавов горных пород. Положение низкоомных областей коррелирует с доменами, имеющими пониженные значения скоростей продольных волн.

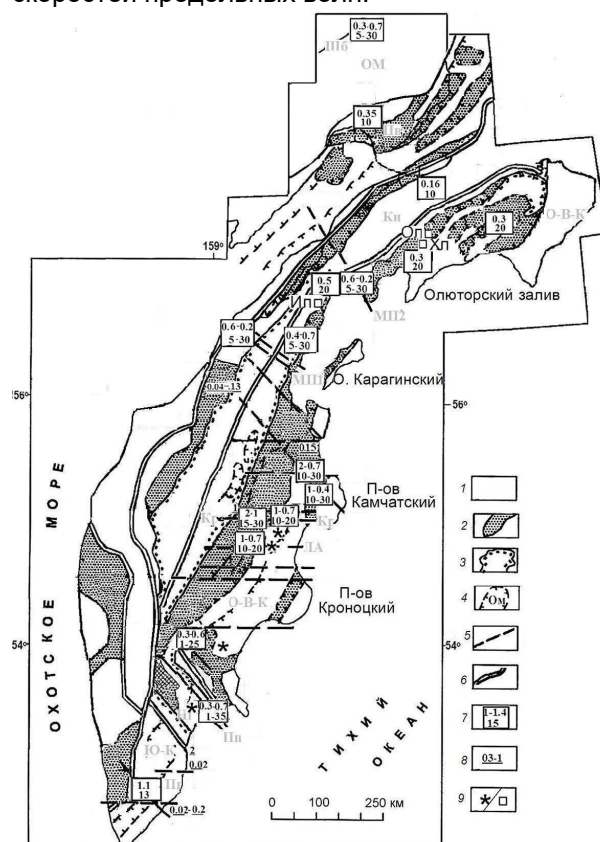


Рисунок 4. Распределение водной фракции флюида на схеме тектонического районирования Камчатско-Корякского региона (Апрелков и др., 1991), где: 1 - Срединные массивы, платформы, породы мафического ряда, верхнемеловые офиолитовые формации и вулканиты; 2 - кайнозойские прогибы; 3, 4 – границы СФЗ, Центрально-Камчатского вулканического пояса, поднятий и впадин: **ОМ** – Омолонский массив, **О-В-К** – Олюторско–Восточно–Камчатская СФЗ, **Кн** – Корякское нагорье, **Нг** – Начикинский грабен, **Пг** – Прибрежный горст, **Ю-К** – Южно-Камчатский прогиб; 5 - глубинные разломы: **Кр** – Крестовский, **ЛА** – Лаучан-Андриановский, **Пп** – Петропавловский, **ШБ** – Шайбовеемский, **МП1** и **МП2** – межплитные; 6 - границы главных

тектонических элементов; 7 - содержание водной фракции флюида ϕ_p^f (%) (верхний ряд) и его глубина (нижний ряд), 8 - ϕ_p^f - в разломах; 9 - действующие вулканы и очаговые зона землетрясений.

Из рисунка 4 видно, что блоки с высоким содержанием флюида расположены: на пересечении структур субмеридиональной ориентации (**О-В-К**) и широтной: Императорский палеорифт (Начикинский грабен), Алеутская вулканическая дуга (зона Крестовского и Лаучан-Андриановского разломов). В этих областях разгрузки тектонических напряжений и дилатансии аккумулируется флюид и расплав. Оцениваемые в них величины флюидонасыщения (ϕ_p^f) и/или расплава (ϕ_p^m), в основном, отвечают наблюдаемому дефициту скорости продольных волн:

1. Под Начикинской грабенообразной структурой с высокой вулканической и сейсмической активностью, расположенный глубже 40 км низкоомный ($\rho_m \approx 40$ Ом) (Нурмухамедов, 2010) и низкоскоростной мантийный блок можно связать с насыщением его расплавом до $\phi_p^m = 1.5-3\%$. В него упирается низкоомный Петропавловский глубинный разлом с $\phi_p^f = 0.3-0.7\%$, повышенное флюидонасыщение которого коррелирует с каналами фильтрации магматических флюидов Авачинской группы вулканов (Добрецов, 2017).

2. Под зонами действующих вулканов Безымянный, Шивелучский, Толбачинский, Ключевская сопка на глубине 5 км и вблизи границы Мохо - Н = 30 км выделены блоки с $\rho_m = 5-20$ Ом (Мороз, 1991) ($\phi_p^f = 1 - 2\%$), которые возможно связаны с расплавом ($\phi_p^m \approx 5-10\%$). Верхняя часть этих вулканов (Н = 5 км) формируется перед мощными извержениями (Ермаков и др., 2014).

Под задуговой структурой (Южно-Камчатский прогиб) до глубины 35 км проводящие блоки (Нурмухамедов, 2010) имеют $\phi_p^f = 1.1 - 2.4\%$ (Белявский, 2021). Наблюдается их корреляция с доменами высокой сейсмической и вулканической активности, расположенных в зоне поддвига океанической коры. На ее переднем фланге, под интрузивными структурами Прибрежного горста, на глубине 70 км формируется расплав с $\phi_p^m = 1.5-3\%$ (блок с $\rho_m = 15 - 20$ Ом) субдуцированных океанических пород.

Вблизи низкоомных разломов, с содержанием ϕ_p^f до 0.4–2%, в интервале глубин 5–50 км концентрируются гипоцентры землетрясений (с магнитудой до $M = 5$) и наблюдается повышенная вулканическая деятельность, что отражается в росте

содержания флюида. Меньшие значения с $\phi_p^f = 0.2-0.5\%$ свойственны межплитным разломам, расположенным в более спокойном в сейсмическом и вулканическом отношении Камчатском перешейке и разломам, отделяющих его от Камчатского полуострова. Расположенный под ними, глубже 50 км блок имеет $\phi_p^f = 0.1-0.2\%$, что значительно ниже, чем в активизированных зонах **О-В-К**. Разломы, ограничивающие тектонотипы региона, характеризуются высоким содержанием $\phi_p^f = 0.2-2\%$ по сравнению с субширотными разломами с $\phi_p^f = 0.02-0.1\%$, секущими Прибрежный горст Камчатского полуострова.

Очаговые зоны Ильпирского, Хаилинского и Олюторского землетрясений, с гипоцентрами, расположенными на глубже 10 км (СФЗ **О-В-К**), характеризуются $\phi_p^f = 0.2-0.6\%$. Под относительно спокойным Корякским нагорьем, представляющим собою систему покровов, на глубине 10 км $\phi_p^f = 0.12-0.16\%$. Под Омолонским срединным массивом проводимость литосферы возрастает только глубже 60 км. Его западная граница картируется с $\phi_p^f = 0.3-0.7\%$ Шайбоведемским глубинным разломом.

Выводы

Построенные геоэлектрические 3D модели позволили решить ряд задач региональной и глубинной геофизики: выделить наиболее проводящие разломы, литосферные блоки, протягивающиеся на сотни километров и локализованные в пределах зон их активизации. Это позволило оценить содержание в них водной фракции флюида.

Блоки повышенной проводимости коррелируют с гидротермальным рудопроявлением и рудными полями, сосредоточенными вблизи активизированных разломов [Белявский и др., 2018; Белявский, Гойдина, 2012], с графитизированными золотоносными образованиями [Азаров и др., 1998]. К областям выклинивания зон с повышенным содержанием флюида приурочена максимальная плотность землетрясений (Белявский, 2017). Мониторинг УЭС в пределах вулканических камер, может быть полезен при оценке концентрации расплавов.

При движении к областям рифтогенеза, содержание флюида в коре и мантии возрастает, так под горными сооружениями Евразийского складчатого пояса, в регионах с альпийской активизацией $\phi_p = 0.7 - 1\%$ (Белявский, 2007). Минимальной величиной $\phi_p < 0.5\%$ и его связанностью характеризуются срединные массивы и

глыбы. Графитизированные образования, в основном, присутствуют в покровах, шарьяжах догерцинского возраста с содержанием графита до $\phi_p \approx 1 - 2\%$ (Южный Тянь-Шань).

Автор благодарен сотрудникам ФГУП КНИИГИМС и «Всероссийского научно-исследовательского института Геофизические методы разведки», ОАО «КамчатГеология», ООО «Северо-Запад», ОАО «Центр ЭМИ», выполнявшим полевые МТ наблюдения и обработку полевых наблюдений данных МТЗ и МОВЗ - ГСЗ.

Литература

Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И., 1991 Тектоника Камчатки. Тихоокеанская геология, № 3. с. 62–74.

Азаров Н.Я., Белявский В.В., Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Ваньян Л.Л., Варенцов И.М., Гордиенко В.В., Голубцова Н.С., Кулик С.Н. и др. 1998 Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий. Киев: Знания.

Белявский В.В., 1990 Построение кривых магнитотеллурического зондирования электрической и магнитной мод. Физика Земли, № 10, с. 31 – 38.

Белявский В.В., Сухой В.В., 2004 Методика рудного аудиоманнитотеллурического зондирования. Физика Земли, № 8, с 68 - 87.

Белявский В.В., 2007 Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. Тверь: «Издательство ГЕРС».

Белявский В.В., Гойдина А.Г., 2012 Трехмерная геоэлектрическая модель металлогенических зон Кузнецко-Алтайской складчатой области. Физика Земли, № 11 – 12. с. 97 – 117.

Белявский В.В., Спичак В.В., 2016 Моделирование магнитотеллурических полей в блочной геоэлектрической модели Южного борта Чуйской впадины (*Северный ТяньШань*). Геология и Геофизика, Т.57, №10.

Белявский В.В., 2017 Трехмерная интерпретация магнитотеллурических данных. ISBN: 978-3-330-04023-6. Saarbrucken, Deutschland, Academic Publishing

Белявский В.В., Шейнкман А.Л., Килик В.В., 2018 Возможности геоэлектрики при решении задач региональной и рудной геофизики: на примере Алтае-Саянского региона.

Геофизические исследования, т. 18, № 2. с.56 - 72.

Белявский В.В., 2020 Геоэлектрическая модель Алтае-Саянского региона (трехмерная инверсия) ISBN: 978-620-0-50747-1. Beau Bassin, Mauritius. Academic Publishing

Белявский В.В. 2021 Электропроводность и распределение флюида в Корякско-Камчатском регионе. Физика Земли, № 4, с. 61 – 77.

Варенцов И.М., 2002 Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах Физика Земли, № 11. с. 11 - 33.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В., 2017 Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии. Геология и геофизика, Т. 58, № 5, с. 701–722.

Лаврушин В.Ю., 2012. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. Тр. ГИН РАН. вып. 599. М.: ГЕОС

Матросов П.С., Шапошников Г.Н. и др., Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Алтае-Саянский и Забайкальско-Верхнеамурский регионы. 1998. Т. 7. Сборник научных трудов. Л. Недра.

Мороз Ю.Ф., 1991 Обобщенная геоэлектрическая модель Камчатки. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. Л.: Недра

Нурмухамедов А.Г., 2010. Глубинное строение Северо-Восточной части Корякско-Камчатской складчатой области по геофизическим данным. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого–минералогических наук. Иркутск.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В., 2013 Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской складчатой области. Геология и геофизика, т. 54 (№ 2) с. 271 – 291.

Caldwell, T.G., Bibby, H.M., and Brown, C., 2004 The magnetotelluric phase tensor: Geophysical Journal International. 158. p. 457 - 469.

Counil, J.L., le Mouel J.L., Menvielle M, 1986. Associate and conjugate directions concepts in

magnetotellurics. Ann. Geophys. V. 4B. № 2. p. 115–130

Druskin V.L., Knizhnepman L.A., 1994 Spektral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains. Radio Science. V. 29. № 4. p. 937 – 953.

Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M., 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. 2005. Physics of the Earth and Planetary

Interiors. 150. p. 3 – 14. doi:10.1016/J.pepi.2004.08.023

Shimojuku A, Yoshino T, Yamazaki D., 2014, Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust. Earth Planet Sp., 66, 2 doi: 10.1186/1880-5981-66-2.

Shankland T.I, Waff H.S, 1977. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle J. Geophys. Res, V. 82 (33), p. 5409 – 5417.

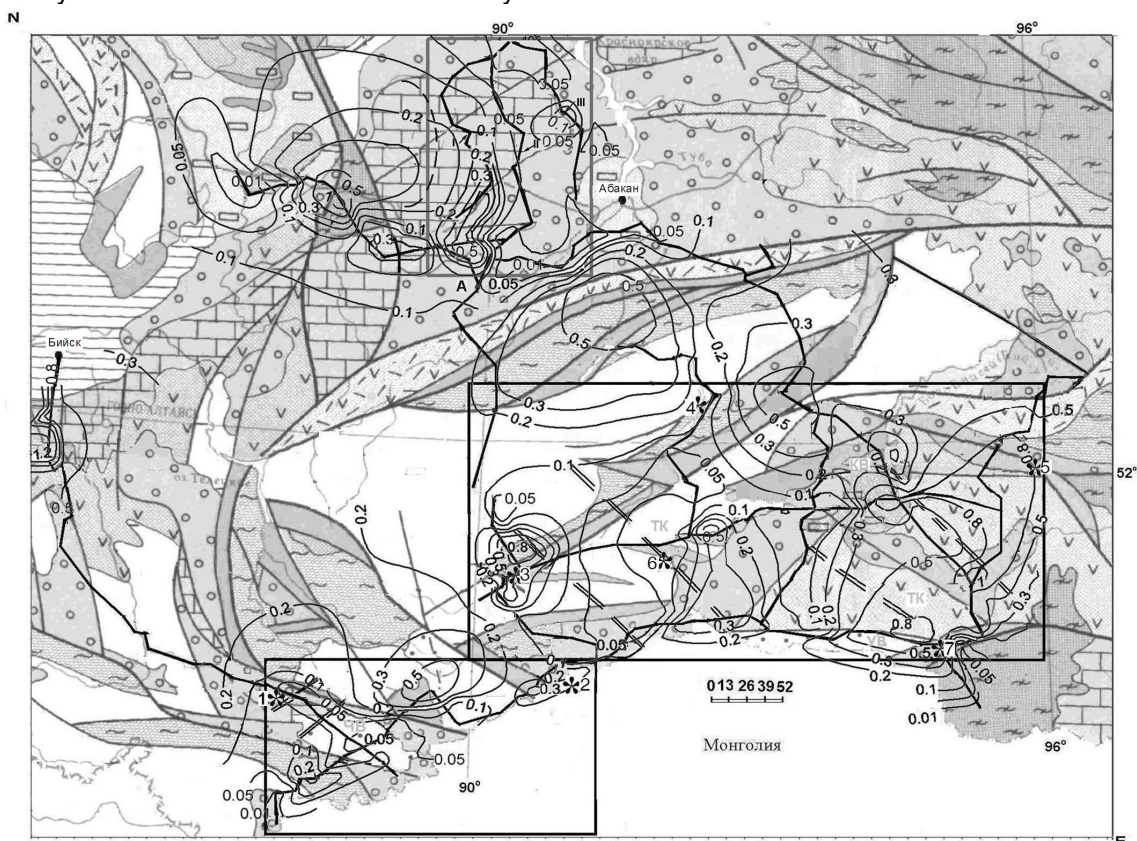


Рисунок 3 Распределение глубже 5 км водной фракции флюида ϕ_f на схеме тектонического районирования Алтае-Саянского региона (Матросов и др., 1988). Широкие черные линии - положение профилей МТЗ и МОВЗ. (*) - очаговые зоны землетрясений: 1 – Чуйская, 2 – Шапшальская, 3 – Тээлинская, 4 – Большепорошская, 5 – Каа-Хемская, 6 – Шагонарская, 7 – Самагалтайская. ТВ – Тувинская котловина, КВ – Кызылская впадина, УВ – Убсунурская впадина, ЧВ – Чуйская впадина. Прямоугольники – области трехмерной инверсии МТ данных (Siripunvaraporn et al., 2005).