

Флюидонасыщенность очаговых зон землетрясений евразийского складчатого пояса (по 2D—3D инверсии МТ данных)

© В. В. Белявский, 2012

Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли РАН,
Москва, Россия

Поступила 12 апреля 2012 г.

Представлено членом редколлегии Т. К. Бурахович

Інформація, яку отримано під час проведення 2D—3D інверсії магнітотелуричних даних, дала змогу спільно з сейсмічними побудовами оцінити мінералізацію і флюїдонасиченість вогнищевих зон землетрусів у межах Північного Кавказу та Тянь-Шаньського, Памірського, Алтає-Саянського і Коряксько-Камчатського регіонів. Показано, що флюїдонасиченість залежить від характеру сейсмічності та змінюється від десятих часток до перших відсотків.

The information received at realization 2D—3D of inversion magnetotelluric the data, has allowed to estimate together with seismic constructions a mineralization and fluid-filled focal zones of earthquakes within the limits of Northern Caucasus and Tien-Shans, Pamirs, Altai-Sajns, Korak-Kamchatkas regions. It is shown, that fluid-filled depends on character of seismicity and changes from the tenth shares up to the first interests.

Введение. Прогноз сейсмической опасности подразумевает выявление особенностей глубинного строения очаговых зон землетрясений и прилегающих сегментов среды, являющихся источником избыточного давления и его перераспределения, что связано и с флюидонасыщенностью коры, которая обусловлена дилатансионными процессами. В сейсмоактивных областях тектонические силы поддерживают масштаб трещинообразования. В настоящей статье для Евразийского складчатого пояса показано, как в сейсмоэлектрических параметрах среды проявляются очаговые зоны землетрясений. Рассмотрены скорости продольных V_p волн, удельное электрическое сопротивление (УЭС), значение флюидонасыщенности (Φ , %) полной Φ_p , определенной по дефициту ΔV_p скорости продольных волн [Wyllie et al., 1956] и скорости V_f во флюиде 1,7 км/с и связанной Φ_p — по УЭС [Shankland, Waff, 1977]. Расчеты Φ_p проводились при условии полной связанности флюида, малом его содержании в породе и концентрации солей NaCl—KCl 10 г/л, что соответствует $\rho_{\Phi}=0,5$ Ом-м, при температуре флюида $T=18$ °С [Физические..., 1984]. В очаговых зонах землетрясений минерализация раствора оценивалась с учетом равенства полной и связанной флюидонасыщенностей.

Использовалась зависимость ρ_{Φ} от глубины и давления, изложенная в работе [Ваньян, 1997].

Методика интерпретации магнитотелурических данных. На первом этапе проводился анализ матрицы импеданса, расчет инвариантных кривых максимума, минимума индукции ($\rho^{\max H}$, $\rho^{\min H}$) [Counil et al., 1986] и снимался «геоэлектрический шум» от влияния приповерхностных неоднородностей малого радиуса. Нормализация кривых ρ_k , смещенных по оси ординат «shift»-эффектом, выполнялась в предположении, что они получены над характерным блоком коры, для которого выбирался «период нормализации» T_n , и на периодах $T < T_n$ в интервалах S или $\rho_k = \text{const}$ кривых $\rho^{\max H}$ для N кривых вычислялось среднее значение нормального импеданса $Z_N^{\max H} = \sum Z_i^{\max H} / N$, где $Z_i^{\max H}$ — наблюдаемое значение импеданса в i -й точке. Затем с помощью метода фазового тензора [Caldwell et al., 2003] и дисперсионных соотношений строились нормализованные кривые относительно $Z_N^{\max H}$. Нормализация кривых $Z_i^{\max H}$ на периодах $T > T_n$ выполнялась и с помощью коэффициентов нормализации $K_i^{\max} = Z_i^{\max H} / Z_N^{\max H}$, полученных на периодах $T < T_n$.

На втором этапе строилась стартовая геоэлектрическая модель с помощью 1D—2D ин-

версии нормализованных кривых максимума $Z^{\max H}$ и минимума $Z^{\min H}$ индукции и их фаз.

На третьем этапе выполнялась 2D—3D инверсия импедансов $Z^{\max H}$, $Z^{\min H}$ и их фаз с помощью программ 2D инверсии [Варенцов, 2002] и 3D математического моделирования МТ-полей [Druskin, Knizhnerman, 1994], оценивалась надежность 1D—2D инверсий МТ-данных, выполненных ранее [Белявский, 2011]. Строилась 3D модель, описывающая с необходимой степенью точности экспериментальные МТ-данные, в том числе параметры обычной фазовой асимметрии и направления кривых $\rho^{\max H}$ и $\rho^{\min H}$ [Counil et al., 1986]. Если имелись векторы Визе—Паркинсона, то использовались и они. При построении 3D моделей оценивалась разрешающая способность кривых $\rho^{\max H}$ и $\rho^{\min H}$ к оценке параметров нижнего структурного этажа на фоне МТ-полей, создаваемых верхним этажом.

Корякско-Камчатский регион. В пределах востока Камчатского полуострова выделяется Олюторско-Восточно-Камчатская (О-В-К) структурно-фациальная зона (СФЗ) (рис. 1). Через Начикинскую (Н) зону поперечных дислокаций она переходит в Южно-Камчатскую СФЗ (Юж) [Апрелков, 2003]. Зона Н — это грабен с домеловыми отложениями, погруженными на глубину до 6 км. В зоне Юж выделяются Южно-Камчатский прогиб шириной 20—40 км. На востоке он примыкает к Прибрежному (Пр) горсту, сложенному осадочными и вулканогенными отложениями, прорванными интрузиями гранитоидов. Для них построены 2D геоэлектрические модели вулканических построек, гидротермальных полей, электропроводности коры и мантии [Мороз, 1991; Нурмухамедов и др., 2010].

Геоэлектрические исследования юга Камчатского полуострова. Рассматриваемый продольный профиль МТЗ по региональному сейсмоактивному разлому (МТЗ 84—70) пересекает горст Пр, протягивается вдоль границы с Южно-Камчатским прогибом (МТЗ 70—50), идет рядом с вулканами Асача (МТЗ 46—48), Мутновский (МТЗ 40—35), Горелый (МТЗ 28—32), Вилючинской сопкой (МТЗ 18—20). В грабене Н он соединяется с профилем г. Опала — р. Вахиль (тг. МТЗ 56—100), пересекающим Корякско-Авачинскую группу вулканов (см. рис. 1, линия Б—Б).

На средних и низких частотах на кривых МТЗ проявляются трехмерные искажения от замыкания на юге полуострова структур Н и Юж, имеющих различное простирание.

Кривые с азимутом 30° — это продольные ρ^{\parallel} , а с азимутом 120° — поперечные ρ^{\perp} . В южной части продольного профиля асимметрия $\text{skew} > 0,1$, а фазочувствительная асимметрия $\eta > 0,1$ вдоль всего профиля. Это свидетельствует о 3D структуре коры горста Пр и Южно-Камчатского прогиба.

Выполненная с помощью 3D математического моделирования инверсия МТ-данных (рис. 2) позволила получить сведения о распределении электропроводности коры, мантии и оценить их связанную флюидонасыщенность Φ_p [Белявский, 2011].

1. Под Южно-Камчатским прогибом на глубине 10 км выделены блоки с $\rho = 10 \div 20$ Ом·м ($\Phi_p = 1 \div 2$ %), коррелирующие с роевой сейсмичностью, а под горстом Пр на глубине 50—80 км астеносферный выступ с $\rho = 80 \div 100$ Ом·м ($\Phi_p = 0,1$ %) и секущие Пр субширотные разломы с $\Phi_p = 0,01 \div 0,1$ % (см. рис. 1 и 2). В местах их пересечения с разломом северо-восточного простирания расположены гидротермальные поля и вулканы.

2. В пределах зоны Н в областях сейсмической и вулканической активности на глубинах 10—30 км выделены блоки с $\rho = 10 \div 25$ Ом·м ($\Phi_p = 0,2 \div 1,5$ %), а на глубине 40 км слой с $\rho = 80 \div 60$ Ом·м ($\Phi_p = 0,1$ %). Дефицит скорости на глубинах 20—30 км составляет 0,3—0,4 км/с [Федотов, 2006], что соответствует $\Phi_p = 2 \div 3$ %.

Геоэлектрические исследования севера Камчатского полуострова. В восточной депрессионной зоне (вдз) Северной Камчатки расположены Шивелучская и Хапицкая впадины (см. рис. 1), в которых фундамент мелового возраста залегает на глубине 4—5 км. Вдз является активной вулканической и сейсмичной зоной Камчатки. Вулкан Шивелуч — северный действующий вулкан полуострова, расположенный в окрестности сейсмогенирующего Хайрюзовского разлома. В вдз продольный профиль МТЗ (интервал А—А на рис. 1) от р. Озерная (МТЗ 350_4) пересекает вулкан Шивелуч и выходит к р. Камчатка (МТЗ 288).

Для МТЗ 287—350_4 на периодах $T \leq 10$ с $\text{skew} < 0,1$, а на $T \geq 100$ с $\text{skew} \geq 0,1$, за исключением МТЗ 324—332 и тг. 352—350_4, где $\text{skew} \approx 0,1$. В окрестности Шивелуча $\text{skew} \geq 0,11$ и $\eta \geq 0,08$ (рис. 3). На периодах $T \geq 1$ с в тг. МТЗ 278—284 (Крестовский разлом) кривые $\rho^{\max H}$ ориентируются по азимуту $0—20^\circ$ ($\rho^{\max H} \approx \rho^{\parallel}$), а в Шивелучской долине (МТЗ 285—304) — по азимуту $80—90^\circ$ ($\rho^{\max H} \approx \rho^{\perp}$). В тг. 304—310 (разлом) экспериментальные $\rho^{\max H} \approx \rho_{\text{лж}} = \rho^{\parallel}$, в тг. 315—340 $\rho^{\max H} = \rho^{\perp}$, а в тг. 340—351 $\rho^{\max H} = \rho^{\perp}$ (ХПП на рис. 1).

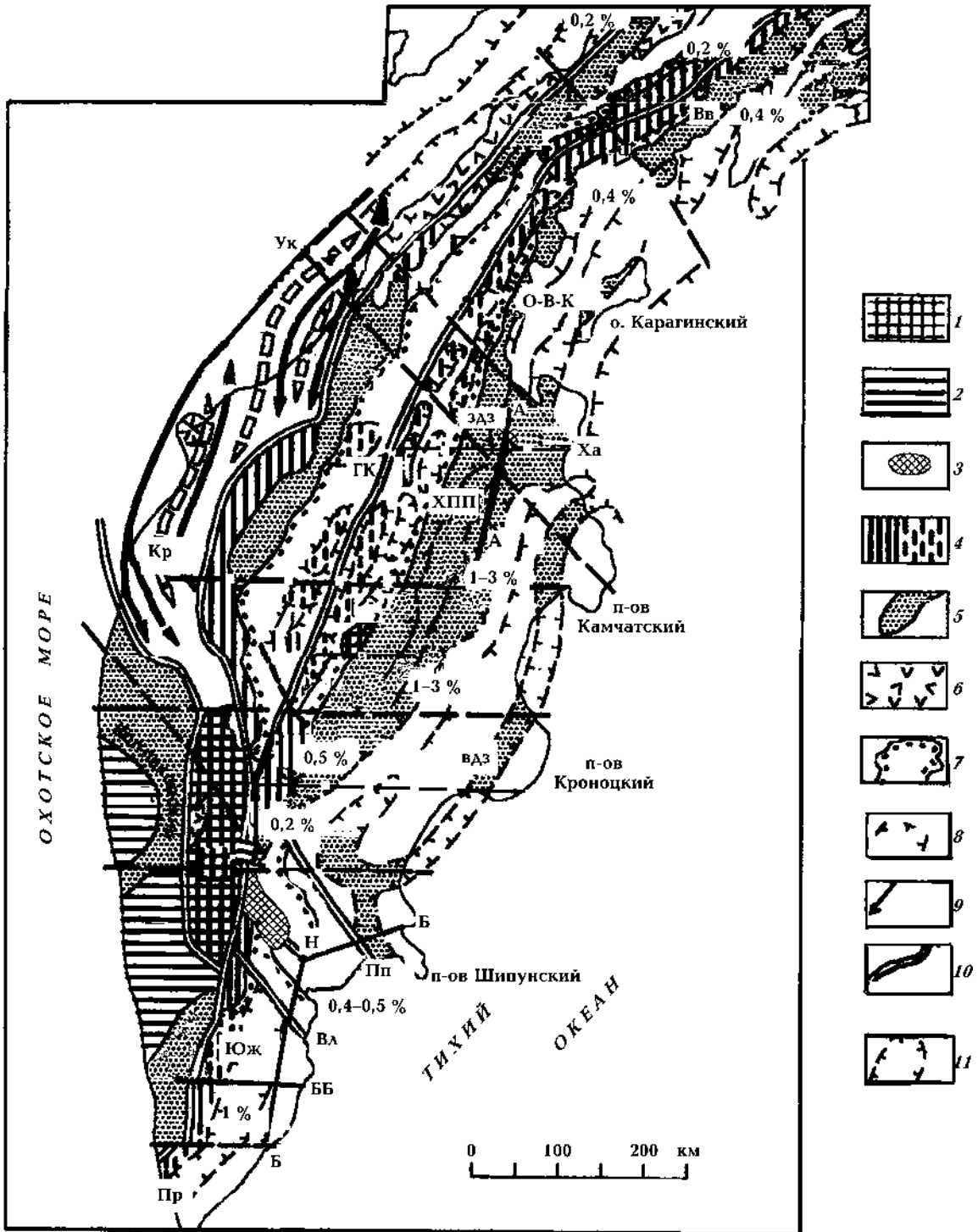


Рис. 1. Схема тектонического районирования Камчатки [Апрелков, 2003] и распределение флюидонасыщенности: 1 — срединные массивы; 2 — платформенные области; 3 — мафические породы; 4 — районы распространения верхне-меловых офиолитовых формаций; 5 — кайнозойские прогибы; 6 — вулканы Западно-Камчатско-Корякского пояса; 7 — границы Центрально-Камчатского вулканического пояса; 8 — границы поднятий, впадин, СФЗ и их названия (О-В-К — Олюторско-Восточно-Камчатская, здз — западная депрессионная зона, вдз — восточная депрессионная зона, Н — Начикинская зона); структуры второго порядка: Пр — Прибрежный горст, Юж — Южно-Камчатский прогиб, ХПП — Хавывенское погребенное поднятие, Вв — Вывенская впадина); 9 — Амбонско-Шелиховский антиклинорий; 10 — глубинные разломы (ГК — Главный Камчатский, Пп — Петропавловский, Вл — Вилючинский, ББ — Больше-Баннный, Кр — Крестовский, Ха — Харьюзовский, Ук — Усть-Камчатский); 11 — границы тектонических зон. В прямоугольниках дана флюидонасыщенность. Интервалы продольного профиля МТЗ: А—А — Шивелучский (тт. 288—353), Б—Б — Южно-Камчатский (тт. 84_5 — 1 и тт. 56 — 100).

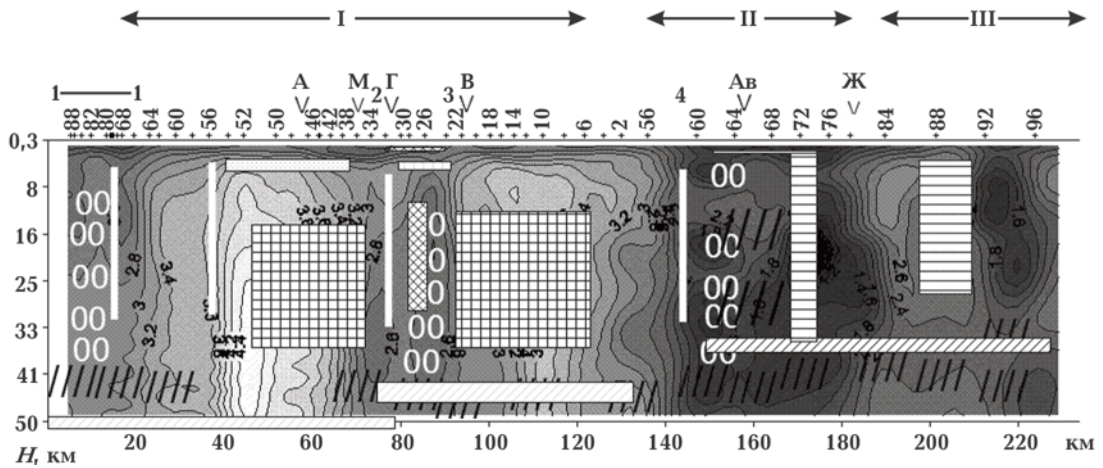


Рис. 2. Геоэлектрический разрез, построенный по 1D—3D инверсии нормализованных кривых $\rho^{\max H}$ (МТЗ 84_5—1) продольного профиля МТЗ и кривых ρ_{yx} (МТЗ 56—100) профиля г. Опалаха — р. Вахиль (линия Б на рис. 1). Региональные разломы субширотного простирания: 1 — Асачинский, 2 — Больше-Банный, 3 — Вилочинский, 4 — Петропавловский. Разломы, выделенные МОВЗ, показаны белыми линиями, зоны повышенной корово-верхнемантийной сейсмической активности — эллипсами, зоны пониженных мантийных скоростей и поглощения волн — косой штриховкой [Федотов, 2006]. Вулканы (✓) и их названия: А — Асачинский, Г — Горелый, В — Вилочинский, Ав — Авачинский и Ж — Жупановский. Структурные единицы: I — Прибрежный горст, II — Начикинская грабен, III — Шипунский блок. В изолиниях значения УЭС в $\lg(\rho)$. На них нанесены 3D модельные блоки высокого и низкого УЭС: решетка с $\rho=80000$ Ом·м, а остальные с $\rho=25\div50$ Ом·м. Сверху даны номера т. МТЗ.

Фоновое значение УЭС ($\rho \approx 8000$ Ом·м), получены по 1D—3D инверсии кривых $\rho^{\max H} \approx \rho^{\perp}$ (см. рис. 3, а). Но под вулканом Шивелуч и разломами Крестовский, Усть-Камчатский имеются блоки с $\rho < 1000$ Ом·м (см. рис. 3, а). Проводящие блоки, полученные при 3D инверсии кривых $\rho^{\min H}$ и $\rho^{\max H}$, нанесены на разрез 1D инверсии кривых $\rho^{\min H}$ (см. рис. 3, б). Проводники с $\rho=20$ Ом·м ($\Phi_p=0,5\div0,9\%$), протягивающиеся на глубинах 15—25 км под южной частью Шивелучской впадины и 40 км под Хавывенским поднятием, связаны с повышенной вулканической и сейсмической активностью вДЗ.

Субвертикальные проводники с $\rho=5\div7$ Ом·м близки к положению разломов Пухль-Озерновский и Харьюзовский. Под вулканом Шивелуч в окрестности проводящего разлома на глубине 10—20 км расположены гипоцентры землетрясений с $M=2,5\div3$, а поверхность Мохо воздымается с глубины 35 до 25 км (см. рис. 3) [Геофизические..., 2008]. Под вулкан погружается домен с $\rho_p=5$ Ом·м с 2—5 км (тт. 297—299) до 40 км под тт. 301—304. На границе M он имеет флюидонасыщенность $\Phi_p=1\%$ (по $\Delta V_p - \Phi_p = 1,6\div2,6\%$), на поверхности K_2 — $\Phi_p=1,2\%$, на глубине 15 км (K_0) — $\Phi_p=2\%$ и на 5 км — $\Phi_p=3\%$.

В Олюторском очаге гипоцентры землетрясений с $4 < M < 6$ в основном расположены на глубинах 10—20 км над западной границей

мантийной зоны с $\rho=20\div30$ Ом·м и над субдукционной картиной сейсмических границ под Вывенской впадиной (см. рис. 1) [Белявский, 2011]. В пределах этих границ Φ_p возрастает до 0,6—2 %, а поглощение обменных волн до $900\cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1}$. Это ослабленная зона, в которой разряжается энергия.

Алтае-Саянский регион. В очаговых зонах землетрясений Алтая-Саянского региона (участок «Алтай» на рис. 4) следует ожидать максимального участия всего трещинно-порового пространства в кинематическом процессе, и полная флюидонасыщенность Φ_p должна приближаться к связанной Φ_r , что позволит оценить минерализацию флюида.

В юго-западной части Алтае-Саянского региона выделены очаговые зоны: Алтайская, Шапшальская и Тээлинская, а в центральной части — Шагонарская (рис. 5). Первая расположена в пределах Курайской и Чуйской впадин к бортам, которым с вертикальными движениями до 2 мм/год приурочены эпицентры землетрясений (до 40 %) [Герман, Крюкина, 2008]. Размеры очага составляют 150×100 км. Участки аномально высокого затухания сейсмических волн со значениями $K > 0,0009$ дБ/км совпадают с областями наиболее интенсивной сейсмичности.

Шапшальский очаг расположен в системе торцового сочленения широтных струк-

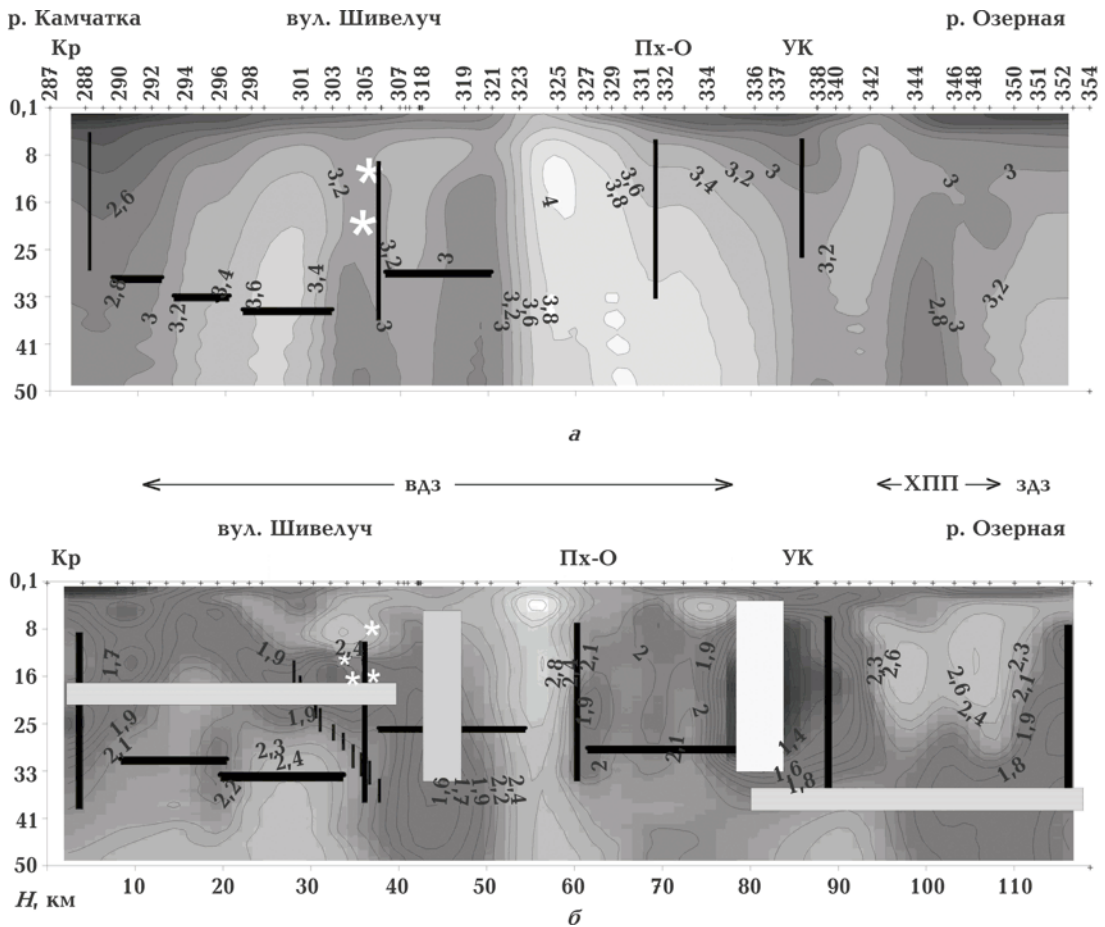


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы Шивелучского участка регионального профиля МТЗ (линия А на рис. 1), построенные по 1D нормализованным кривым $\rho^{\max H}$ (а) и $\rho^{\min H}$ (б) с вынесенными блоками низких УЭС, полученными при 3D инверсии. Черными линиями показаны разломы: Кр — Крестовский, Пх-О — Пухль-Озерновский, Ук — Усть-Камчатский (Харьюзовский). Структурные единицы: вдз — восточная депрессионная зона, ХПП — Хавывенское погребенное поднятие и здз — западная депрессионная зона. Горизонтальные линии — граница М [Геофизические..., 2008]. Звездочками показаны гипоцентры землетрясений с магнитудой 2,5—3. Изолинии УЭС даны в $\lg(\text{Ом}\cdot\text{м})$.

тур Тувы и северо-западного простирания Монгольского Алтая. Первые опускаются со скоростью 0,3 мм/год, а вторые воздымаются со скоростью 0,6 мм/год. Размеры очага 120×45 км. В его пределах выделяются два блока с повышенным затуханием ($K > 0,0009 \text{ дБ/км}$) обменных волн, протягивающиеся до глубины 40—50 км.

Тээлинский очаг лежит под стыком широтной Тувинской впадины, погружающейся со скоростью 0,7 мм/год, и структур Западных Саян северо-западного простирания, воздымающихся со скоростью 1,2 мм/год. Очаг имеет размеры 130×70 км. Он характеризуется повышенными затуханиями сейсмических волн ($K > 0,0009 \text{ дБ/км}$) на глубинах 8—35 км.

Сечения геоэлектрической 3D модели очаговых зон землетрясений представлены на рис. 6, а—в. Из результатов 1D инверсии мо-

дельных кривых $\rho^{\max H}$ видно, что они позволяют составить стартовую 3D модель. Значения УЭС блоков с $\rho^{\max H}$ вблизи очаговых зон получены на основании 3D инверсии кривых $\rho^{\max H}$ и $\rho^{\min H}$. Относительное расхождение между модельными и экспериментальными кривыми $\rho^{\max H}$ не превышает 10—20 %. Землетрясения на период работ МОВЗ расположены над областями с низкими УЭС в зонах повышенного поглощения сейсмических волн и пониженных сейсмических скоростей (см. рис. 6, а—в) [Белявский, Ракитов, 2012].

Флюидонасыщенность очаговых зон. Северная часть Алтайской очаговой зоны выделяется в интервале экспериментальных МТЗ 85-103 профиля Бийск—Ташанта (на рис. 5, а—а) подъемом к ней поверхности Мохо с 54 (т. 73) до 45 км (т. 103). Алтайское землетрясение (2003 г., $M=7,3$, глубина 12 км) произошло при

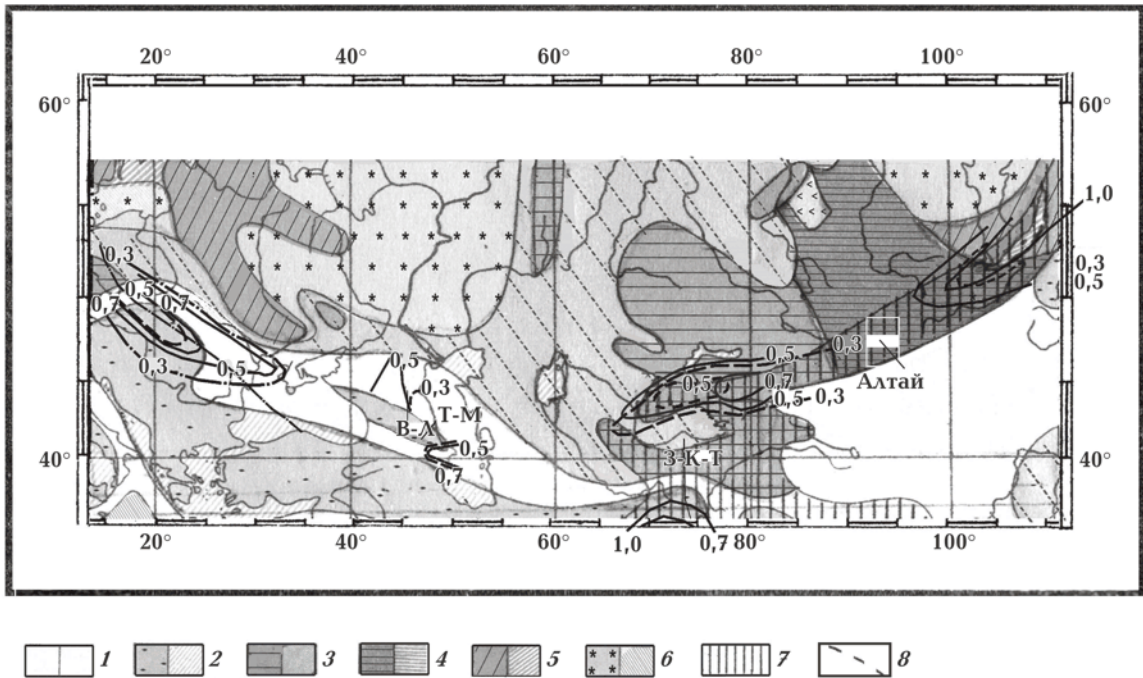


Рис. 4. Схема распределения мантийной флюидонасыщенности в пределах Евразийского складчатого пояса [Белоусов, 1954]: 1 — альпийские прогибы, 2 — альпийские геосинклинали, 3 — антеклизы и синеклизы альпийских платформ на герцинском основании (горизонтальная и косая штриховка), 4 — антеклизы альпийских платформ на каледонском основании, 5 и 6 — антеклизы и синеклизы альпийских платформ на докембрийском основании, 7 — активизированные участки платформ, 8 — изолинии флюидонасыщенности, %, определенной по УЭС (пунктир) и по дефициту продольных скоростей (сплошные). Рассматриваемые зоны очагов землетрясений в Западных Саянах (Алтай), на Памире и Тянь-Шане (профиль Зоркуль-Каракуль-Токтогуль) (З-К-Т), Восточном Кавказе (профиль Владикавказ — Левокумское (В-Л) и Таларата — Махачкала (Т-М)).

сжимающих напряжениях, ориентированных на север и растягивающихся широтных. В очаговой зоне и ее окрестности проводимость коры возрастает на два порядка (на рис. 6, б, тт. 25—26 и 26—28).

В южной части Алтайской очаговой зоны под МТЗ 66—56 (т. 12, на рис. 6, а) граница Мохо воздымается с 55 до 50 км. Участки высокого затухания сейсмических волн ($K > 0,0009$ 1/км) совпадают с областями наиболее интенсивной сейсмичности и нарушениями коры. На глубинах 5—15 км $\Delta V_p = 0,04$ км/с, что соответствует $\Phi_p = 0,24$ %, на глубинах 20—50 км при $\Delta V_p = 0,1$ км/с $\Phi_p = 0,5$ %. На глубинах 40—50 км под МТЗ 50-55 (на рис. 6, б, тт. 12—15) $\Delta V_p = 0,15$ км/с и $\Phi_p = 0,7$ %, а под МТЗ 38—45 (т. 16 на рис. 6, б) $\Delta V_p = 0,2$ км/с и $\Phi_p = 1,0$ %.

Шапшальская очаговая зона под МТЗ 1—10 профиля Кош-Агач—Саглы (на рис. 5, б-б) имеет строение коры, аналогичное Алтайскому очагу. Урэг-Нурское землетрясение (1970 г., $M = 7,0$, глубина 12 км) произошло в области, где кончается расслоенность коры, и наблюдается повышенное $K > 0,0009$ 1/км. На глубинах

30—40 км — $\Delta V_p = 0,06$ км/с, что дает $\Phi_p = 0,3$ %. К этой же зоне приурочены области высокой проводимости разреза (на рис. 6, б, тт. 17—18).

Тээлинская очаговая зона землетрясения (1986 г., $M = 5,0$, глубина 15 км) под МТЗ 225-235 (на рис. 6 тт. 97—117) на профиле Саглы-Шира (на рис. 5, в-в) выделяется с $K > 0,0009$ 1/км, раздробленной корой над границей Мохо. На глубинах 8—35 км $\Delta V_p = 0,05$ км/с, что соответствует $\Phi_p = 0,3$ %.

Таким образом, Алтайский очаг имеет на глубинах 13—20 км $\Phi_p = 0,28$ %, на 20—40 км $\Phi_p = 0,5$ % и на 40—50 км $\Phi_p = 0,7 \div 1,0$ %. Тээлинский очаг на глубинах 8—30, 40—50 км и Шапшальский очаг на глубине 30—40 км имеют $\Phi_p = 0,3$ %.

Под северным окончанием Шагонарской очаговой зоны, расположенной на западном продолжении Байкальского рифта (см. рис. 5, IV), наблюдается максимальный для региона дефицит $\Delta V_p = 0,25 \div 0,35$ км/с. Это соответствует значениям $\Phi_p = 2,3$ % в средней коре и $\Phi_p = 1,2 \div 1,5$ % — в нижней.

Минерализация флюида в очаговых зонах землетрясений. Приведенные данные о флюи-

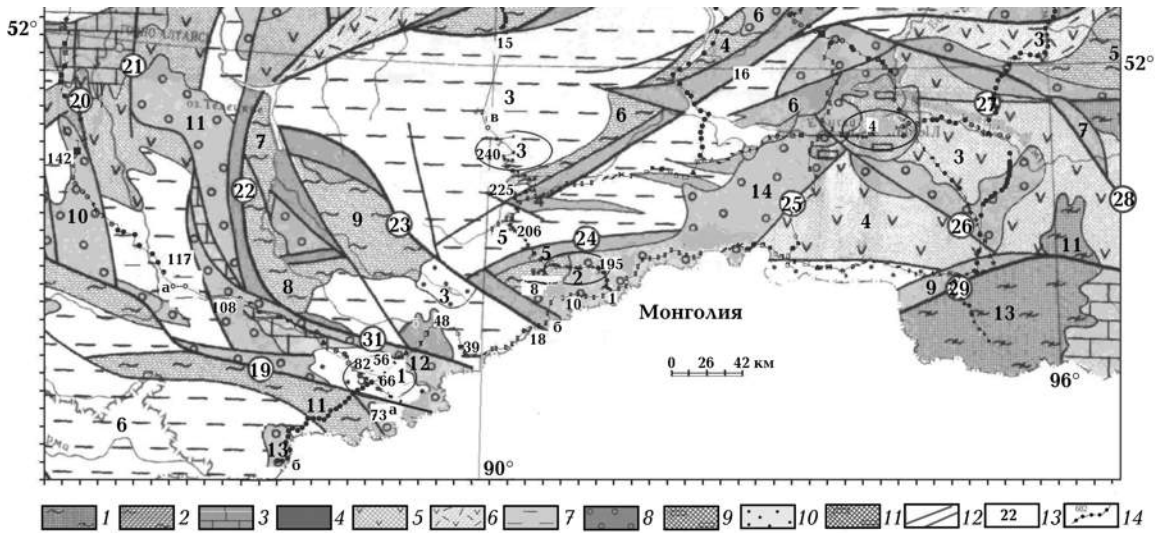


Рис. 5. Профили МТЗ на схеме структурно-геологического районирования Алтае-Саянского региона [Схема ..., 1988]: 1 — раннепротерозойский выступ основания, 2, 3 — выступы байкалид. Структурно-формационные зоны каледонид: 4—6 — эвгеосинклинального типа; 7 — миогеосинклинального типа; 8—9 — молассы вулканогенные и угленосные; 10—11 — юрские и кайнозойские молассоидные и угленосные формации; 12—13 — каркасные разломы и их названия (в кружках: 19 — Башеланский, 22 — Прителецкий, 23 — Шапшальский, 24 — Шуйский, 31 — Курайский); 14 — профили МОВЗ-МТЗ (Бийск — Ташанта (а-а) Уюк — Кош-Агач — Саглы (б-б) и Саглы—Шира (в-в) и точки МТЗ (арабские цифры). Очаговые зоны землетрясений (римские цифры в эллипсах): I — Алтае-Саянская, II — Шапшальская, III — Тээлинская, IV — Шагонарская.

донасыщенности очаговых зон и условия равенства в них Φ_p и Φ_r позволяют оценить УЭС флюида ρ_{Φ} в блоках, представленных на рис. 6 [Белявский, Ракитов; 2012]: в северной части Алтайского очага на глубинах 10—20 км УЭС у разлома $\rho_p=30$ Ом·м получаем $\rho_{\Phi}=0,06\pm 0,04$ Ом·м, на глубинах более 25 км у пласта $\rho_p=5$ Ом·м и $\rho_{\Phi}=0,01$ Ом·м. В южной части очага верхней коры $\rho_{\Phi}=0,05$ Ом·м при $\rho_p=30$ Ом·м, для глубин 20—40 км $\rho_{\Phi}=0,017$ Ом·м при $\rho_p=5$ Ом·м, а для 40—50 км $\rho_{\Phi}=0,03\pm 0,06$ Ом·м ($\rho_p=5\pm 10$ Ом·м); для Тээлинского очага при $\rho_p=30$ Ом·м на глубинах свыше 20 км $\rho_{\Phi}=0,06$ Ом·м и для пласта с $\rho=10$ Ом·м $\rho_{\Phi}=0,02$ Ом·м.; у Шапшальского очага на глубине 30—40 км для блока с $\rho_p=10$ Ом·м получаем $\rho_{\Phi}=0,02$ Ом·м.

Видно, что в очаговых зонах землетрясений верхней коры ρ_{Φ} составляет 0,03—0,05 Ом·м при среднем значении 0,04 Ом·м на глубинах 10—20 км, где температура $T\geq 200^\circ$ [Моисеенко, 1986]. Тогда, согласно формуле $\rho_{\Phi}=P\rho_{18}$, при $T=18^\circ$ получаем $\rho_{18}=0,24\pm 0,4$ Ом·м, что соответствует минерализации 30—60 г/л. Коэффициент P связывает УЭС флюида при $T=18^\circ$ и температуре на глубине [Физические ..., 1984]. Полученные значения ρ_{Φ} близки к УЭС 0,02±0,04 Ом·м, приведенному в работе [Ваньян, Хайндман, 1996].

Для нижней коры на глубинах 25—40 км температура достигает 600° и $\rho_{\Phi}=0,02\pm 0,03$ Ом·м.

С учетом слабого влияния давления получаем $\rho_{18}=0,45\pm 0,32$ Ом·м, что соответствует минерализации до 30—50 г/л.

Тянь-Шаньский и Памирский регионы.

Сопоставление скоростных сейсмических разрезов на профиле ГСЗ Зоркуль—Токтогуль (см. рис. 4, линия З-К-Т) и результатов 2D инверсии кривых МТЗ показало (рис. 7), что волноводы на глубине 8—15 с $\Delta V_p=0,2\pm 0,5$ км/с [Земная ..., 1984; Краснопевцева, Шевченко, 1998] совпадают с проводниками, имеющими $\rho=2\pm 10$ Ом·м, а гипоцентры коровых землетрясений с $M>4$ располагаются вблизи этих волноводов или в них. Для Северного Памира это интервал МТЗ 15—21, а для Алая — тт. 8—36 (см. рис. 7).

На Северном Памире при $\Delta V_p=0,7\pm 0,4$ км/с получаем $\Phi_p=3,5\pm 2,0\%$. УЭС этих образований составляет 10 Ом·м [Геоэлектрическая ..., 1998], что при температуре 200° на глубине 6—10 км и минерализации 10 г/л (при $\rho_{\Phi}=0,3$ Ом·м) дает $\Phi_p=3\pm 4\%$. На Южном Памире по данным ГСЗ на глубине 10—15 км в волноводах $\Delta V_p=0,5\pm 0,6$ км/с, что при $V_p=6,5\pm 6,7$ км/с в выше лежащих породах дает $\Phi_p=2,5\pm 3,2\%$. При УЭС этих проводников $\rho=5\pm 10$ Ом·м и $\Phi_p=5\pm 10\%$.

Для Тянь-Шаня $\Delta V_p=0,2\pm 0,5$ км/с и $\Phi_p=1,1\pm 2,5\%$. У проводников, совпадающих с волноводами, $\rho=2\pm 5$ Ом·м, что при температуре 150—200° и минерализации 10 г/л дает $\Phi_p=10\pm 15\%$.

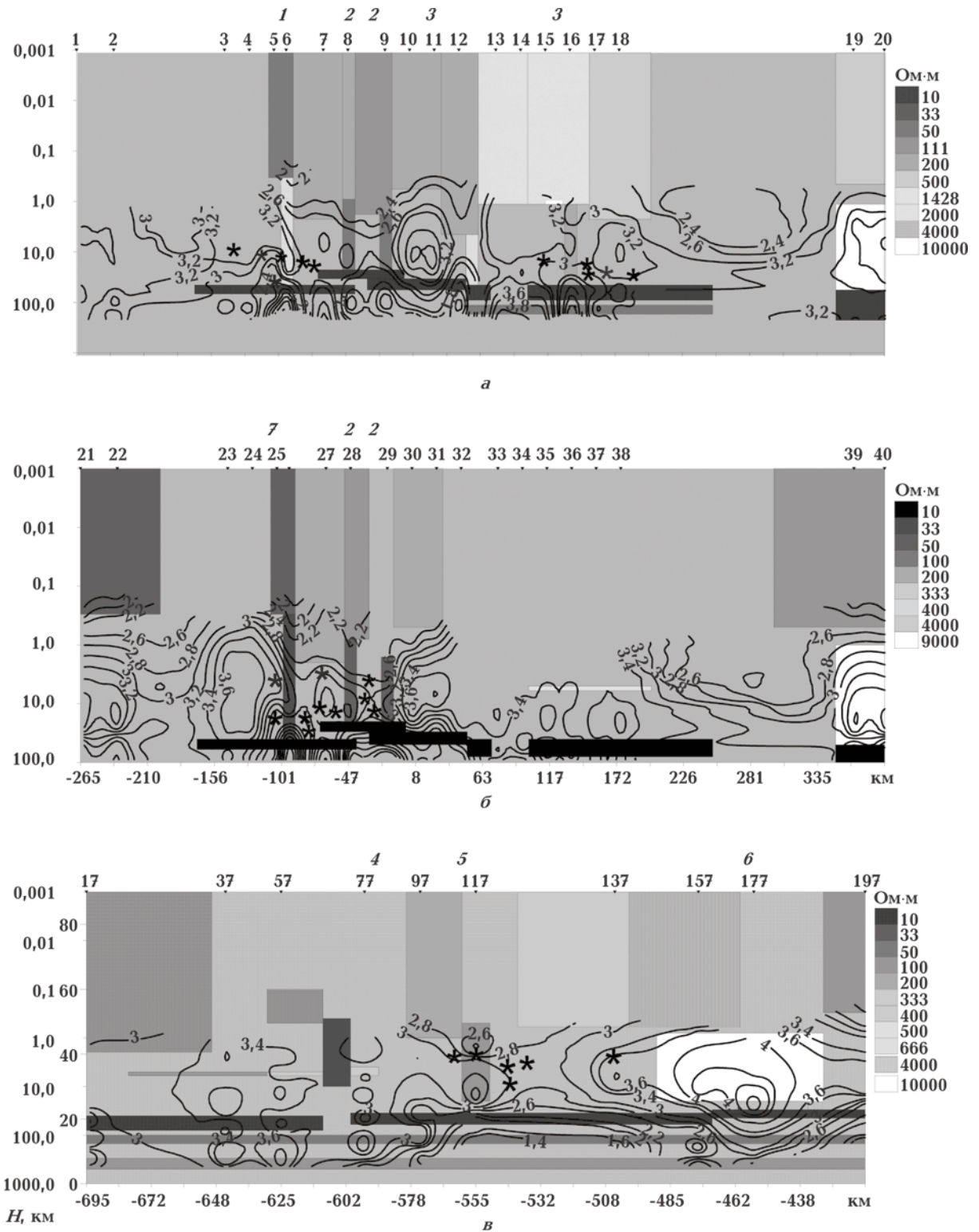


Рис. 6. Сечения геоэлектрической 3D модели по профилям 1z (а), 2z (б) и 16z (в), соответствующих экспериментальным МТЗ: 1—68 на профиле Кош-Агач — Саглы (а), 105—70 на профиле Бийск — Ташанта (б) и 188—260 (в) на профиле Саглы — Шира. Изолинии — результаты 1D инверсии кривых ρ^{maxH} в $\lg(\text{Ом}\cdot\text{м})$. Сверху — номера модельных точек, внизу — расстояние в км, справа — шкала УЭС блоков. Звездочками даны гипоцентры землетрясений с $M=1,5\div 3,5$, зарегистрированные в период работы МОВЗ. Очаги: Алтайский (тт. 6—8 и 25—28), Шапталский (тт. 15—18) и Тээлинский (тт. 97—117). Глубинные разломы: 1 — Башеланский, 2 — Курайский, 3 — Шапшальский, 4 — Шуйский, 5 — Хемчинско-Каргубушинский, 6 — Борусский, 7 — Прителецкий.



Рис. 7. Сейсмoeлектрический разрез по профилю Зоркуль—Токтогуль [Земная ..., 1984]: 1 и 2 — осадочно-метаморфогенные и вулканогенные породы мезозоя—докембрия с $V_p=4\div5$ км/с; 3 — сланцы с $V_p=5,5\div5,9$ км/с; 4 — гранитоиды с $V_p=6\div6,3$ км/с; 5 — гнейсы с $V_p=6,4\div6,7$ км/с; 6—7 — амфиболиты, гранулиты, экалгитизированные породы с $V_p=6,9\div7,2$ км/с; 8 — периодиты; 9 и 10 — границы фундамента и Мохо, 11—12 — сейсмические границы в коре; 13 — границы волновода [Краснопецева, Шевченко, 1998]; 14 — разломы; 15 — точки МТЗ; 16 — коровые проводники (1 — Юго-Восточного Памира с $S>2000$ См, 2 — Северного Памира с $S>2000$ См, 3 — Восточно-Алайской зоны с $S=500\div1000$ См, 4 — Южного Тянь-Шаня с $S>5000$ См, 5 — Восточно-Ферганской зоны с $S=3000$ См, 6 — Северного Тянь-Шаня с $S>5000$ См).

Условие равенства связанной и полной флюидонасыщенности на Памире приводит к предположению о минерализации флюида 40–50 г/л на глубине 5–15 км, а в Тянь-Шане — свыше 100 г/л. В последнем случае высокая проводимость обусловлена графитизацией пород [Геоэлектрическая ..., 1998].

Северо-Кавказский регион. В пределах восточного сектора Северо-Кавказского региона сосредоточена основная часть эпицентров землетрясений. Важную роль в его сейсмогеодинамическом режиме играют глубинные разломы северо-западного простирания. Профили Владикавказ — Лермонтовское и Талырат — Махачкала пересекают их в своих южных частях (см. рис. 4). С внешней зоной складчатости Большого Кавказа связаны землетрясения с $M=6\div6,4$.

Профиль Талырата—Махачкала (см. рис. 4). Результаты 2D инверсии фазовых и амплитудных кривых Z^{\parallel} представлены на рис. 8, а. Видно, что проводящие образования с $\rho=10\div20$ Ом·м погружаются с глубины 3 км от Бокового хребта (тт. 6—7) до 8 км под хребты Восточного Кавказа (тт. 4—5) и до 20 км (тт. 1—2) под Главным надвигом Большого Кавказа [Белявский, 2007]. Проводящие блоки пространственно совпадают с областью понижения скорости V_p на 6 % [Краснопецева, 1984], что соответствует $\Phi_p=2\div2,5$ %. Оценки, полученные по УЭС, дают $\Phi_p=3,0\div1,5$ % при $\rho_{\phi}=0,2$ Ом·м.

Близкий разрез получен по профилю Владикавказ—Лермонтовское (см. рис. 4). На нем пониженными УЭС выделяется шовная зона шириной 15 км, отделяющая структуры Восточного Кавказа от Терско-Каспийского прогиба, которая до глубины 20 км имеет $\rho=30$ Ом·м. В МОВЗ она представлена в виде погружения под Восточный Кавказ границ в коре с размытой зоной между корой и мантией.

В пределах Северо-Кавказского массива проводящий (с $\rho=20\div30$ Ом м, $\phi>1$ %), погружающийся с юга на север блок с 15 до 30 км, характеризуется дефицитом скорости 3 %, т. е. $\phi=1,4$ % [Белявский, 2007].

Выводы. 1. В верхней части коры зоны повышенной сейсмичности расположены вблизи кровли проводников и волноводов. В пределах очаговых зон Западных Саян, Тувы, Камчатки и Корякии домены повышенной флюидонасыщенности коррелируют с подъемом границы Мохоровичича и не коррелируют с ней на Северном Памире, Южном Тянь-Шане, Восточном Кавказе. Для первых они связаны с субдукционными и рифтогенными процессами, а для вторых — с давлением, оказываемым движением Индостанской плиты. В Западных Саянах боковое сжатие преобладает над раздвигом коры.

2. Очаговые зоны Саян и Тувы, крылья разломов которых вертикально смещаются в разные стороны до 1 мм/год, а горизонтально

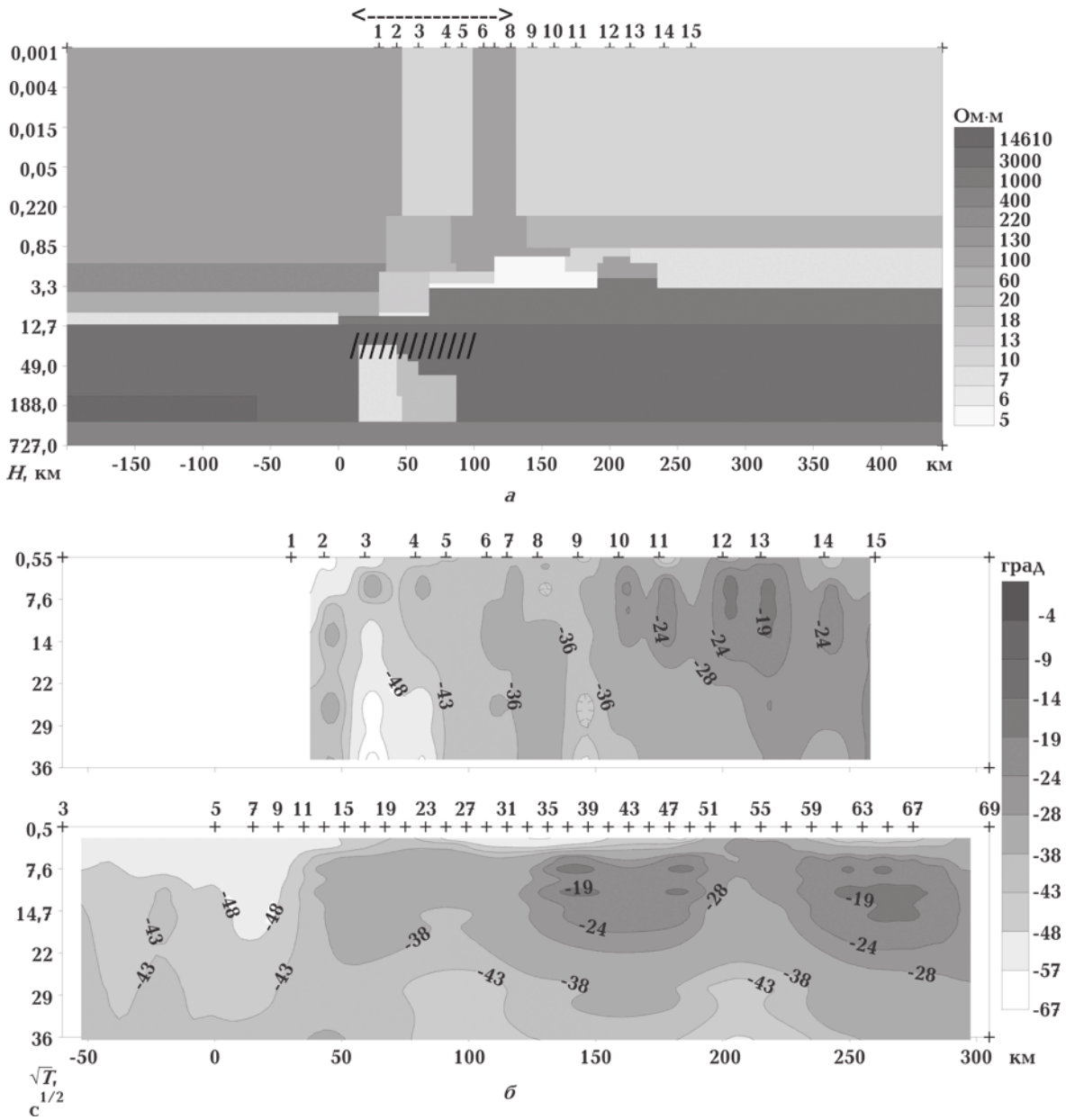


Рис. 8. Результаты 2D инверсии фаз $Z^{\max H}$ по профилю Главный хребет Восточного Кавказа — Каспийское море (Талырата—Махачкала) (а). Значения УЭС блоков даны справа. Косая штриховка — домен с относительным дефицитом скорости $\Delta V_p = 5 \div 6 \%$ [Краснопевцева, 1984], пунктир — область концентрации эпицентров землетрясений. Частотные разрезы $\arg Z^{\max H}$ (б): экспериментальный (верхний ряд) и модельный (нижний ряд). По вертикальной оси — корень из периода. По горизонтальной оси — расстояния в км и номера экспериментальных (верхняя карта) и модельных МТЗ (нижняя карта).

— до 3 мм/год (сжатие), имеют в верхней коре $\Phi_p < 0,3 \%$, а в нижней $\Phi_p = 0,3 \div 0,7 \%$. Шагонарский очаг, расположенный на продолжении Байкальской рифтовой зоны, имеет в верхней коре $\Phi_p = 1,6 \div 2,3 \%$ и $\Phi_p = 1,2 \div 3,0 \%$ в нижней. В Восточном секторе Северного Кавказа и под Большим Кавказом $\Phi_p \approx \Phi_p = 2 \div 2,5 \%$ (при минерализации 10 г/л).

В пределах Южного Памира $\Phi_p = 5 \div 10 \%$, Северного Памира $\Phi_p \approx 3,4 \%$, а $\Phi_p = 2,0 \div 3,5 \%$ для обоих, на Тянь-Шане $\Phi_p = 1,1 \div 2,5 \%$, а $\Phi_p \approx 10 \div 15 \%$. Превышение связанной флюидонасыщенности Φ_p в два—три раза над полной Φ_p (при расчетной минерализации 10 г/л) объясняется минерализацией флюида до 40 г/л или графитизацией пород.

3. УЭС флюида в очаговых зонах Алтая и Тувы в среднем составляет для верхней коры 0,04 Ом·м, а для нижней $\rho_{\text{ф}}=0,02$ Ом·м, тогда для верхней коры $\rho_{18}=0,24$ Ом·м, а для нижней $\rho_{18}=0,45\div 0,32$ Ом·м, что в первом случае соответствует концентрации солей NaCl—KCl 50 г/л, и 20—40 во втором. С учетом близости в очаговых зонах Северного Кавказа флюидонасыщенностей Φ_p и Φ_r можно принять минерализацию в 10 г/л.

4. В пределах Корякско-Камчатского региона (см. рис. 1) устанавливается связь между флюидонасыщенностью и геодинамической активностью структур (расчетная минерализация 10 г/л): в зонах вулканической деятельности $\Phi_p \geq 1\%$, в очаговых зонах землетрясений $0,2 < \Phi_p < 1\%$, в областях активизации трансформных разломов юга Камчатского полуострова $\Phi_p \leq 0,1\%$. Верхняя мантия на глубинах 50—70 км характеризуется $\Phi_p \approx 0,1\%$. Глубинные разломы в зонах сопряжения плит и СФЗ имеют $\Phi_p = 0,13 \div 0,3\%$, а секущие Центрально-Камчатскую рифтовую зону (ГК) — до 1% [Белявский, 2011]. В пределах Начикинской, Шивелучской зон и Харьюзовского разлома на глубинах свыше 20 км полная Φ_p на порядок превышает связанную Φ_p , что может быть связано и с частичным расплавом горных пород.

Список литературы

- Апрелков С. Е., Попруженко С. В. Основные черты тектоники Корякского нагорья и Камчатки // Матер. конф., посвященной дню вулканолога. — Петропавловск-Камчатский, 2003. — С. 16—23.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. — Москва: Гостехиздат, 1954. — 120 с.
- Белявский В. В. Геоэлектрическая модель Камчатско-Корякского региона. — Germany: LAP LAMBERT Acad. Publ. GmbH & Co. KG, Saarbrücken, 2011. — 162 p.
- Белявский В. В. Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. — Тверь: ГЕРС, 2007. — 248 с.
- Белявский В. В., Ракитов В. А. Флюидонасыщенность очаговых зон землетрясений Алтае-Саянского региона // Разведка и охрана недр. — 2012. — № 3. — С. 13—20.
- Ваньян А. Л. Электромагнитные зондирования. — Москва: Научный мир, 1997. — 219 с.
- Ваньян А. Л., Хайнган Г. Л. О природе электропроводности консолидированной коры // Физика Земли. — 1996. — № 4. — С. 5—12.
- Варенцов И. М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // Физика Земли. — 2002. — № 11. — С. 11—33.
- Геофизические исследования сейсморазведочными и электроразведочными методами глубинного строения Алтае-Саянской складчатой области по профилям общей протяженностью 3300 км. Организация и проведение режимных геофизических наблюдений на Тывинском полигоне / Кадури В.А., Белявский В.В., Егоркин А.В. и др., 2008. — Инв. № Росгеолфонда 492309. Государственное федеральное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский институт Геофизические методы разведки». Фонды Министерства природных ресурсов Российской Федерации
- Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий / Под ред. В. В. Белявского, С. Н. Кулика. — Киев: Знання, 1998. — 264 с.
- Герман В. И., Карюкина А. А. Уточненная карта сейсмоструктурного районирования Алтае-Саянского региона, масштаб 1:1 000 000. — Красноярск: ГПКК «КНИИГиМС», 2008.
- Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня / Под ред. И. Х. Хамрабаева, Ф. Х. Зуннунова. — Москва: Наука, 1984. — 159 с.
- Краснопевцева Г. В., Шевченко В. И. Новые данные о структуре земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Зоркуль — Узген на Памире и Тянь-Шане // Физика Земли. — 1998. — № 9. — С. 70—82.
- Краснопевцева Г. В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. — Москва: Наука, 1984. — 110 с.
- Моисеенко У. И., Смыслов А. А. Температура земных недр. — Ленинград: Недра, 1986. — 180 с.
- Мороз Ю. Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. — Ленинград: Недра, 1991. — 184 с.
- Нурмухамедов А. Г., Чернев И. И., Алексеев Д. А., Яковлев А. Г. Трехмерная геоэлектрическая модель Мутновского месторождения парогидротерм // Физика Земли. — 2010. — № 9. — С. 15—26.
- Схема структурно-геологического районирования Алтае-Саянской складчатой области //

- Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. — Ленинград: ВСЕГЕИ, 1988. — 300 с.
- Феготов С. А.* Магматические питающие системы и механизм извержения вулканов. — Москва: Наука, 2006. — 453 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н. Б. Дортман.* — Москва: Недра, 1984. — 456 с.
- Caldwell T. G., Bibby H. M., Brown C.* The magnetotelluric phase tensor // *Geophys. J. Int.* — 2003. — **158**. — P. 457—469.
- Counil J. L., le Mouel J. L., Menvielle M.* Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // *Ann. Geophys.* — 1986. — **4**, B2. — P. 115—130.
- Druskin V., Knizhnerman L.* Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains // *Radio Sci.* — 1994. — **4**. — P. 937—953.
- Shankland T. I., Waff H. S.* Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle // *J. Geophys. Res.* — 1977. — **33**, 82. — P. 5409—5417.
- Wyllie M. R. J., Gregory A. R., Gardner L. W.* Elastic Wave velocities in heterogeneous and porous media // *Geophysics.* — 1956. — **21**. — P. 41—70.