

УДК 551.14 = 551.24 (571.66)

ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОСТЬ ОЧАГОВЫХ ЗОН АЛТАЕ-САЯНСКОГО И КАМЧАТСКОГО РЕГИОНОВ

Белявский В. В.

(ЦГЭМИ ИФЗ РАН, г. Троицк, Россия)

Інформація про будову земної кори, отримана методами обмінних хвиль землетрусів і магніотелуричного зондування вздовж регіональних профілів Алтає-Саянського і Камчатського (Коряцького) регіонів дозволила оцінити флюїдонасиченість: Алтайського, Шапшальського, Теєлінського і Олюторського, Хайлінського осередкових зон землетрусів. Показано, що вона залежить від характеру сейсмічності, глибини розташування низькошвидкісних і низькоомних доменів.

Information of Altai-Sayan and Kamchatska (Korakij) earth crust structure was obtained by seismic converted waves date and magnetotelluric soundings along VNIIGeophysika regional profiles. Altai, Shapshal, Teely and Olutor, Hailin focal zones study allowed to estimate permeable fluid-filled zones of the earth crust. It show that fluid-filled rock depend on seismcity character and the deep position of domens with lower velocity (V_p) and resistivity (ρ) values.

Прогноз сейсмической опасности подразумевает выявление особенностей глубинного строения очаговых зон землетрясений и прилегающих сегментов среды, являющихся источником избыточного давления и его перераспределения. Последнее обстоятельство связано со степенью флюидонасыщенности коры. Есть факты, свидетельствующие о том, что очаговые зоны сильных землетрясений приурочены к краевым частям высокоскоростных тел, залегающих на глубине 10-30 км над нижнекоровым волноводом, вблизи кровли тел с высоким поглощением и проводимо-

стью, предполагается, что флюидонасыщенность зон поглощения связана с процессами дегидратации, которые могут принимать участие в развитии сейсмогенных деформаций [1]. В тектонических активных областях трещины и дилатансионные деформации заполняют очаговые зоны землетрясений «тектонические силы поддерживают масштаб трещинообразования, обусловленный землетрясениями» [1].

Знание флюидонасыщенности по сейсмическим и геоэлектрическим параметрам в очаговых зонах дает возможность определить (*in situ*) удельное электрическое сопротивление флюида, а это позволяет оценить степень минерализации раствора и использовать эти данные для оценки флюидонасыщенности в смежных регионах.

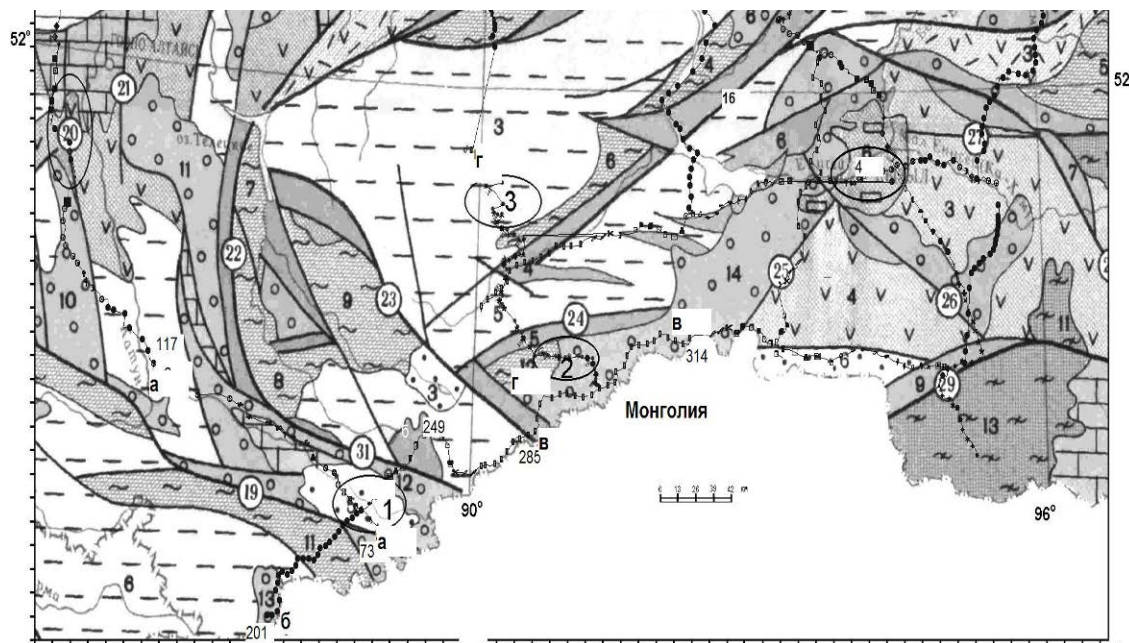
1. Очаговые зоны Алтае-Саянского региона

В исследуемой юго-западной части Алтае-Саянского региона расположены очаговые зоны: Алтайская, Шапшальская и Тээлинская, а в центральной части – Шагонарская (рис. 1). Первая расположена в пределах Курайской и Чуйской впадин, где активизированные разломы образуют горст-грабеновые структуры. К бортам Курайско-Чуйской впадины с суммарными вертикальными движениями до 2 мм/год приурочены эпицентры землетрясений (до 40 %). Размеры очага составляют 150×100 км. Здесь сходятся три разнонаправленные системы региональных разломов.

Шапшальский очаг расположен в системе торцового сочленения широтных структурно-тектонических зон Тывы со структурами Алтая, имеющими северо-западное простирание. Размеры очага составляют 120×45 км. Он находится на стыке двух контрастных неотектонических блоков: опускающегося со скоростью 0,3 мм/год западного борта Убсунурской впадины и воздымающегося со скоростью 0,6-0,7 мм/год структур Монгольского Алтая. Западная система нарушений имеет скорость восходящих движений до 1,2-1,4 мм/год [2].

Тээлинский очаг расположен на стыке широтной Тувинской впадины, погружающейся со скоростью до 0,7 мм/год и северо-западного простирания структур Западного Саяна, воздымающихся со скоростью 1,2 мм/год. Размеры очаговой области составляют 130×70 км. События с магнитудами 3,5 - 4,0 зафиксиро-

ваны на границе с Тувинской впадиной, а на восточном крыле Шапшальского разлома их энергетический уровень повышается до $M = 4,0-6,0$.



Раннепротерозойские гнейсо-сланцевые и гнейсо-сланцево-карбонатные комплексы выступов основания: 13 – Западно-Сангиленский; зеленосланцевые выступы байкалит: 8 – Башкаусский, 11 – Южно-Чуйский. Структурно-формационные зоны каледонид: 5 – раннекаледонские эвгеосинклинальные с офиолитовыми ассоциациями: 6-7 – эвгеосинклинального типа; 8 – позднекаледонские миогесинклинального типа. 9 – раннеорогенные вулканогенно-молассоидные, 10 – позднеорогенные молассоидные угленосные. Мезозойские (посторогенной активизации): 11 – юрские молассоидные угленосные, 14 – кайнозойские молассоидные. 13 – каркасные разломы: 16 – Хемчинско-Куртушибинский, 19 – Башелакский, 22 – Прителецкий, 23 – Шапшальский, 24 – Шуйский, 26 – Восточно-Таннуольский, 31 – Курайский. Номера рассматриваемых профилей МОВЗ-МТЗ показаны интервалами: а-а, б-б, в-в и г-г. Точки МОВЗ показаны в начале и конце профилей. Очаговые зоны землетрясений выделены эллипсами: 1- Алтае-Саянская, 2 – Шапшальская, 3 – Тээлинская, 4 – Шагонарская

Рис. 1. Карта расположения профилей МТЗ на схеме структурно-геологического районирования Алтае-Саянского региона [2]

2. Оценка флюидонасыщенности среды по скоростям продольных и поперечных волн

В двухфазных средах, содержащих газ или воду в жестком скелете вмещающей среды, по дефициту скорости продольных волн можно, используя известное уравнение среднего времени [3], оценить процентное содержание флюида – Φ_v :

$$1/V_p = [\Phi_v/V_f + (1 - \Phi_v)/V_0], \quad (1)$$

где V_0 – скорость продольной волны в скелете горной породы, V_p – скорость продольных волн в двухфазной среде и $V_f = 1,7$ м/с – скорость продольной волны во флюиде.

Скорость поперечных волн V_s в двухфазной среде связана со скоростью в скелете горной породы V_{s0} согласно [4]:

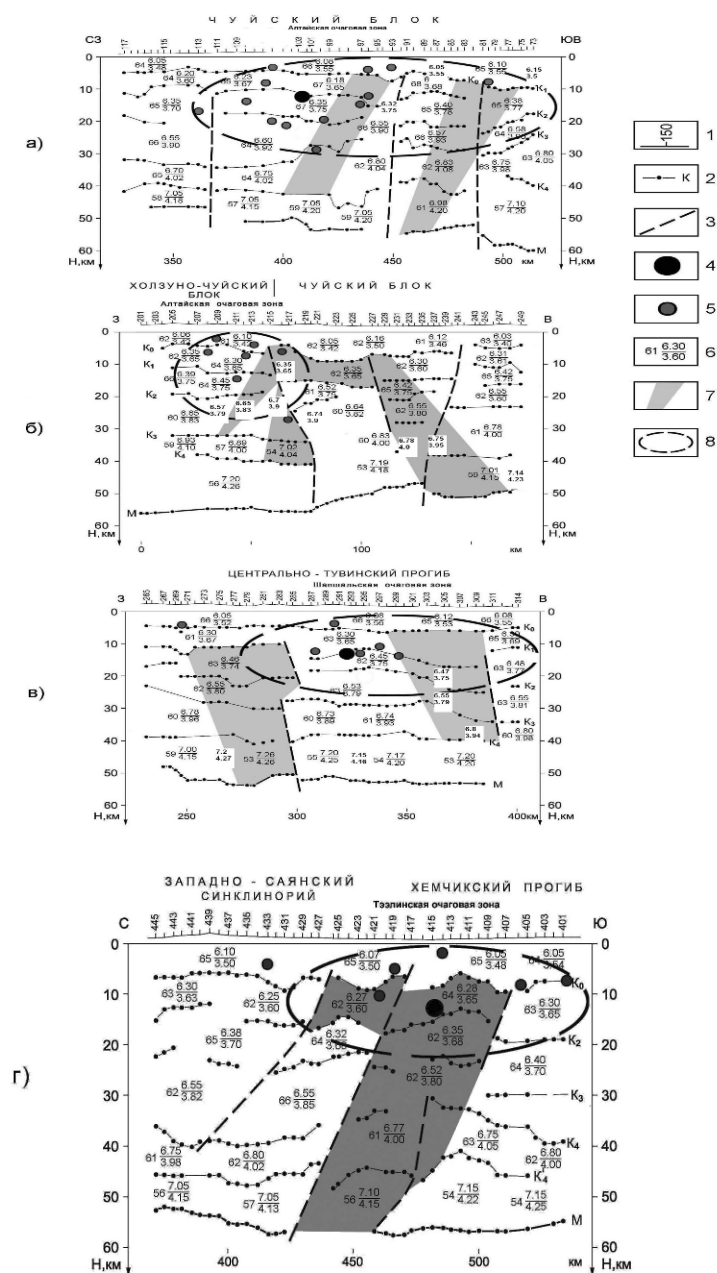
$$V_s = V_{s0} \{1 - \Phi_s / 2 [15(1 - \sigma_1) / (1 - 5\sigma_1) - (1 - D)]\}, \quad (2)$$

где $D = \delta_2 / \delta_1$ – отношение плотности жидкого флюида к плотности сплошного скелета, а σ_1 – коэффициент Пуассона твердой фазы принимался $\sigma_1 = 0,25$. Средняя плотность твердой фазы взята как плотность верхней коры с $2,7$ г/см², а жидкой фазы – $1,1$ г/см². С учетом этих данных флюидонасыщенность составляет: $\Phi_s = [V_s/V_{s0} - 1] * 0,6 = 0,6[\Delta V_s/V_{s0}]$, где ΔV_s – дефицит поперечных скоростей в двухфазной среде. Причиной низких значений скоростей V_s и V_p может быть и повышенная силикатность разреза, оцениваемая путем расчета содержания в коре SiO₂ по сейсмическим данным [5].

В пределах участка работ аномалии низких скоростей коррелируют с положением блоков пониженного удельного электрического сопротивления (уд. эл. сопр.), поэтому можно считать, что дефицит скорости V_p и V_s связан с флюидонасыщенностью горных пород.

3. Оценка флюидонасыщенности в Алтайской, Шапшальской, Тээлинской и Шагонарской очаговых зонах землетрясений

В пределах рассматриваемых очаговых зон землетрясений, пересекаемых профилями МОВЗ-МТЗ Ташанта - Кош-Агач - Бийск, плато Укок - Кош-Агач, Кош-Агач - Саглы и Саглы – Шира, на сейсмические разрезы вынесены глубинные разломы, гипоцентры локальных землетрясений с $M = 1,5-3,3$, зарегистрированные в 2006-2008 гг. и зоны повышенного затухания сейсмических волн.



а) Ташанга–Кош–Агач–Бийск, тт. MOV3 73-117 и тт. МТЗ 68-110; б) плато Укок – Кош–Агач, тт. MOV3 201-225-249 и тт. МТЗ 777-727, 67-47; в) Кош–Агач – Саглы, тт. MOV3 265 – 297-314 и тт. МТЗ 32-1, 50-28; г) Саглы – Ши́ра.

1-номера точек MOV3; 2- сейсмические границы и их индексы; 3-границы блоков (разломы); 4-гипоцентры сильных землетрясений: а, б - Алтайского (27.09.2003 г, M=7,3), в - Урэг-Нурского (15.05.1970 г., M=7,0), г) – Тээлинского, 1986 г. M=5.0; 5 - очаги локальных землетрясений (2006-2008 гг, M=1,5-3,3); 6- скорости P- и S-волн в слое в км/с и содержание (%) SiO₂; 7 - области повышенного поглощения PS-волн ($K > 0.0009$ 1/км); 8 - выделенные группы землетрясений в очаговых зонах.

Рис. 2. Глубинные сейсмогеологические разрезы по данным MOV3 вдоль профилей

Значения уд. эл. сопр. проводящих блоков коры получены в режиме 3D подбора модельных кривых МТЗ, рассчитанных для трехмерных сред к экспериментальным (рис. 3 а-в). Часть очагов локальных землетрясений вынесена на сейсмические разрезы (см. рис. 2) и на сечения вдоль геоэлектрических разрезов 3D моделей. Видно, что они расположены выше областей с низкими уд. эл. сопр. и в зонах повышенного поглощения сейсмических волн ассоциируют с зонами пониженных скоростей.

Северная часть Алтайской очаговой зоны выделяется в интервале тт. МОВЗ 108-85 (МТЗ 103-80) профиля Ташанта - Кош-Агач – Бийск значительными изменениями гипсометрии поверхности Мохо от отметок 45 км в районе т. 108 до 54 км в районе т. 85 (см. рис. 2 а). На глубинах 8-30 км значения $\Delta V_p = 0,04-0,05$ км/с, что соответствует $\phi = 0,22-0,26$. Алтайское землетрясение (2003 г., $M = 7,3$) произошло в условиях сжимающих напряжений, ориентированных на север (региональное давление с юго-востока на северо-запад) и растягивающих в широтном направлении напряжений. В граничащем к очаговой зоне блоке проводимость коры возрастает на два порядка.

Южная часть очаговой зоны Алтайского землетрясения находится в районе тт. МОВЗ 221-240 (МТЗ 66-56) профиля плато Укок - Кош-Агач (см. рис. 2 б). Результаты действующих вдоль профиля сжимающих напряжений проявляются в виде разрывов типа надвигов границы М на глубине 53-55 км. Граница М воздымается под очаговой зоной от 55 до 50 км. Участки аномально высокого затухания сейсмических волн со значениями $K > 0,0009$ 1/км совпадают с областями наиболее интенсивной сейсмичности, приуроченными к выделенным методом МОВЗ глубинным нарушениям коры в очаговой зоне, где также прерывается корреляция обменных волн.

Скорости продольных волн на глубинах 20-30 км возрастают от 6,64 до 6,74 км/с и на глубинах 30-40 км – от 6,83 до 7,02 км/с (рис. 2 б). Дефицит скорости на глубинах 5-15 км составляет $\Delta V_p = 0,04$ км/с, что соответствует $\phi = 0,24$ %, на глубинах 20-50 км при $\Delta V_p = 0,1$ км/с получаем $\phi = 0,5$ %. На глубинах от 40 до 50 км в доменах под точками МОВЗ 235-240 (МТЗ 50-55) $\Delta V_p = 0,15$ км/с, что соответствует $\phi = 0,7$ %. Под ними граница

М расположена на глубине 47 км, а в стороне погружается до 55 км. В интервале точек МОВЗ 257-262 (МТЗ 38-45) на глубине свыше 40 км $\Delta V_p = 0,2$ км/с и $\phi = 1,0$ %. Выполненная оценка флюидонасыщенности по значениям ΔV_s превышает определенную по ΔV_p по всей коре, достигая 1 %.

Надо отметить, что области дефицита скоростей на глубинах свыше 40 км граничат по латерали с доменами, в которых наблюдается избыток ΔV_p до 0,2 км/с, что свидетельствует о чередовании зон сжатия и разгрузки напряжений или о наличии жестких пород в разрезе. Проводимость разреза под рассматриваемыми точками МОВЗ возрастает на два порядка.

Шапшальская очаговая зона в пределах профиля Кош-Агач – Саглы (тт. МОВЗ 287-309, МТЗ 1-10) по строению коры аналогична Алтайской очаговой зоне (см. рис. 2 в). Урэг-Нурское землетрясение (1970 г., $M = 7,0$) произошло в области, где заканчивается значительная расслоенность коры. Здесь же наблюдается область повышенного затухания ($K > 0,0009$ 1/км) обменных волн, а на глубинах 30-40 км $\Delta V_p = 0,06$ км/с, что соответствует $\phi = 0,3$. К этой зоне приурочены области высокой проводимости разреза. Для глубин 30-40 км по дефициту скорости ΔV_s получаем $\phi = 0,8-1$ %.

Тээлинская очаговая зона по профилю Саглы-Шира (тт. МОВЗ 410-430 и МТЗ 225-235) выделяется повышенным затуханием сейсмических волн до $K > 0,0009$ 1/км, а на глубинах 8-35 км дефицит скорости $\Delta V_p = 0,05$ км/с, что отвечает $\phi = 0,3$. По дефициту V_s получаем, что $\phi = 0,75$ %. Под очаговой зоной параметр V_p/V_s в верхней и средней частях коры уменьшается от $V_p/V_s = 1,72$ до 1,70, а в нижней коре – от $V_p/V_s = 1,71$ до 1,67. Таким образом, над границей Мохо кора более раздробленная и обводненная, как и в случае Шапшальского очага, где она расположена на глубине 52 км.

Из представленных результатов следует, что по дефициту скоростей Алтайский очаг имеет на глубинах 13-20 км значение $\phi = 0,28$ %, значение $\phi = 0,5$ % - на глубинах 20-40 км и $\phi = 0,7-1,0$ для глубин 40-50 км. Тээлинский очаг имеет $\phi = 0,3$ % на глубинах 8-30 и 40-50 км, а Шапшальский очаг – $\phi = 0,3$ % для глубин 30-40 км. В основном очаговые зоны землетрясений для

верхней и средней коры характеризуются значениями $\Phi \approx 0,3-0,4 \%$, а на глубине 40-50 км иногда достигают значений $\Phi = 0,7-1,0 \%$.

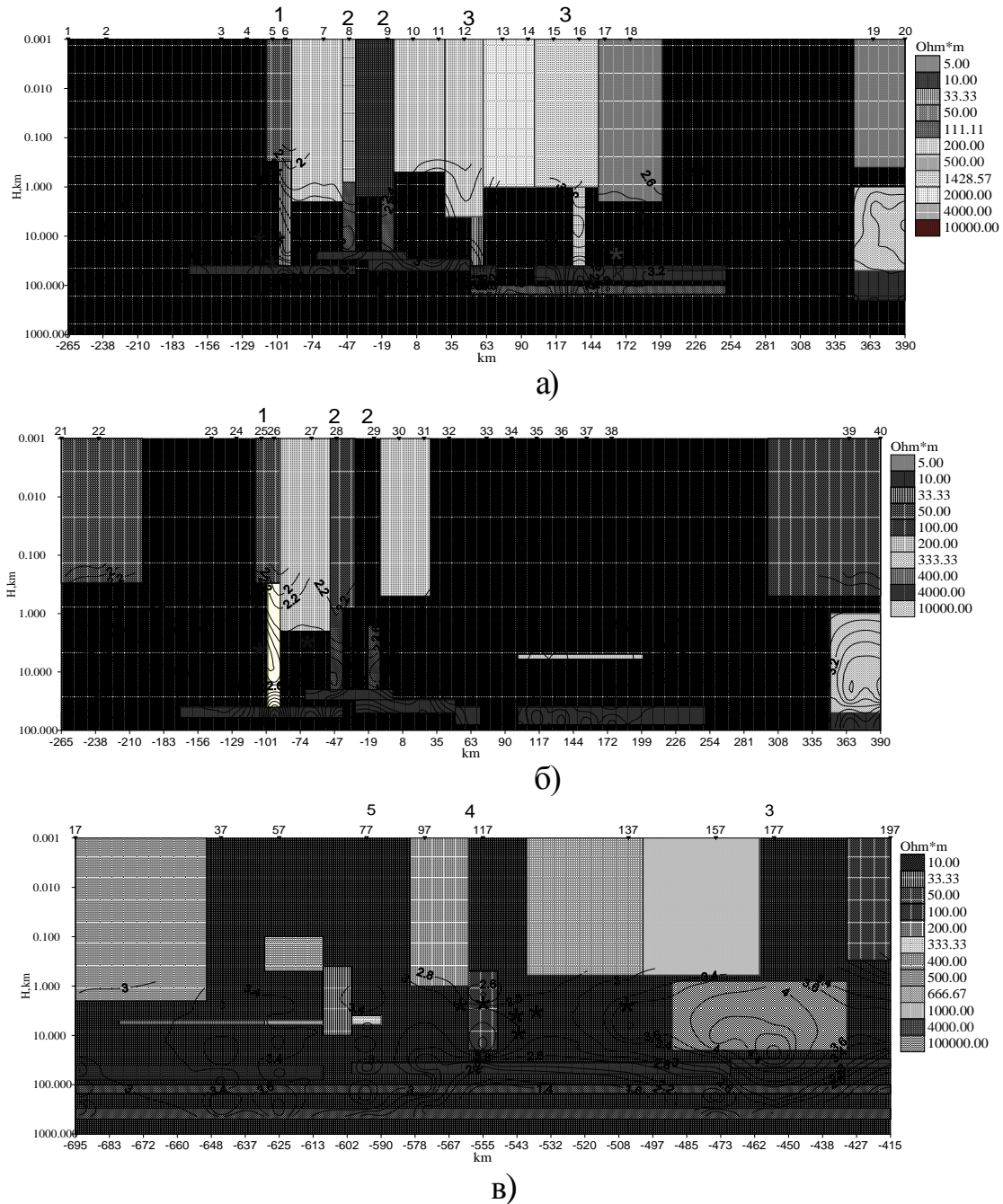
Под северным окончанием Шагонарской очаговой зоны, расположенной на западном продолжении Байкальской рифтовой зоны, вблизи интервала тт. 380-400 профиля ГСЗ «Кварц» [5], наблюдается максимальный для региона дефицит скоростей продольных волн $\Delta V_p = 0,25-0,35$ км/с в средней и нижней коре и поперечных волн $\Delta V_s = 0,1-0,2$ км/с. Это соответствует значениям $\Phi = 2,3 \%$ в средней коре и $\Phi = 1,2-1,5 \%$ в нижней коре. Поверхность Мохо под очагом и за его пределами расположена на глубине 50 км.

4. Геоэлектрические модели очаговых зон землетрясений

Характерной особенностью данного региона являются высокие значения параметров обычной и фазовой асимметрии геоэлектрического разреза, поэтому интерпретация проводилась в рамках трехмерных моделей. Анализ МТ- данных и построение одномерных геоэлектрических разрезов выполнялись на основании 3D инверсии максимальных и минимальных кривых индукции $\rho^{\max H}$ и $\rho^{\min H}$ в рамках подхода, изложенного в работе [6]. Удельное сопротивление флюида ρ_f связывается с удельным сопротивлением горной породы, его содержащей, при условии полной связанности и малом процентном содержании по формуле $\rho_f = \rho \times \Phi / 1,5$, вытекающей из полной формулы Шенкленда-Ваффа [7].

Результирующая блочная модель дана в виде ее сечений по профилям 1zx, 2zx и 16zy (рис. 3 а-в). На эти же сечения нанесены результаты 1D инверсии кривых $\rho^{\max H}$.

Значения уд. эл. сопр. блоков, аппроксимирующих очаговые зоны землетрясений – ρ_3 , получены на основании 3D инверсии экспериментальных кривых $\rho^{\max H}$ и $\rho^{\min H}$, проведенной в интерактивном режиме сравнением модельных и экспериментальных кривых. Относительное расхождение между модельными и экспериментальными кривыми $\rho^{\max H}$ и $\rho^{\min H}$ не превышает 10-20 %.



3D модели и результаты 1D инверсии кривых $\rho^{\max H}$ (даны черными линиями в $\log \text{Om} \cdot \text{m}$). Сверху даны номера точек МТЗ, внизу – расстояние в км. Шкала удельных сопротивлений блоков модели дана справа. Красным цветом обозначены гипоцентры землетрясений с магнитудой более 3,3. Названия глубинных разломов: а) 1 – Башелакский, 2 – Курайский, 3 – Шапшальский; б) 1 – Прителецкий, 2 – Курайский; в) 3 – Борусский, 4 – Хемчикско-Куртушибинский, 5 – Шуйский

Рис. 3. Сечения по профилям: а) 1zx (тт. 3-18), б) 2zx (тт. 23-31), в) 16zy (тт. 17-137)

5. Оценка удельного электрического сопротивления флюида

В очаговых зонах Алтай-Саянского региона происходит накопление и разрядка напряжений, поэтому следует ожидать максимального участия всего трещинно-порового пространства в кинематическом процессе, то есть полная пористость (флюидонасыщенность) должна приближаться к связанной, а оценки, полученные по сейсмическим данным, должны быть близки к электрическим. В очаговых зонах землетрясений удельные электрические сопротивления (ρ_3) доменов (рис. 3) получены на основании подбора трехмерных геоэлектрических модельных кривых максимума и минимума индукции к экспериментальным. С учетом приведенных выше данных получаем для первых трех очаговых зон:

– северной части Алтайского очага для разлома с $\rho_3 = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ на глубинах 10-20 км – $\rho_{\text{ф}} = 0,06-0,04 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, а на глубинах более 25 км для пласта с $\rho_3 = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ получаем $\rho_{\text{ф}} = 0,01 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. В южной части для разлома в верхней коре с $\rho = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ получаем $\rho_{\text{ф}} = 0,05 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, а для глубин 20-40 км при $\rho_3 = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ – $\rho_{\text{ф}} = 0,017 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и для 40-50 км $\rho_{\text{ф}} = 0,03-0,06 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ($\rho_3 = 5-10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$);

– Тээлинского очага – $\rho_{\text{ф}} = 0,06 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ при $\rho_3 = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ для глубины свыше 20 км и $\rho_{\text{ф}} = 0,02 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ для пласта с $\rho_3 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$;

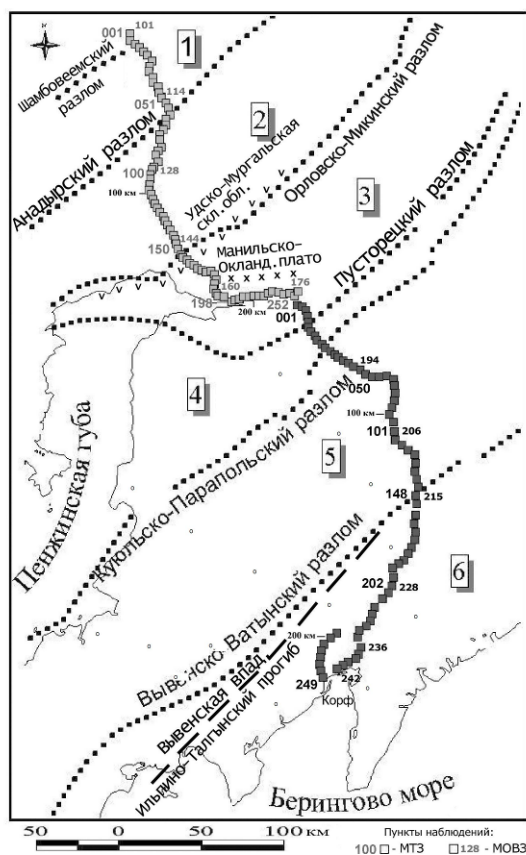
– Шапшальского очага на глубине 30-40 км (для пласта с $\rho_3 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) имеем 0,3 %, что дает $\rho_{\text{ф}} = 0,02 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Таким образом, для верхней части коры в очаговых зонах землетрясений разброс значений удельного сопротивления флюида составляет от $\rho_{\text{ф}} = 0,03 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ($\rho_3 = 10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) до $0,05 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ($\rho_3 = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) при наиболее вероятном значении $\rho_{\text{ф}} = 0,04 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ на глубине 10 км, где температура превышает 200°C [2]. Тогда для этих глубин $\rho_{\text{ф}} = 0,04 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ и по известной формуле $\rho_{\text{ф}} = P\rho_{18}$ получаем, что $\rho_{18} = 0,24 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, что близко к концентрации солей NaCl - KCl 50 г/л. Коэффициент P связывает удельные сопротивления флюида при разных температурах [3]. Эти значения ρ_{18} близки к оценкам электропроводности флюида $\rho_{\text{ф}} = 0,02-0,04 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, приведенных в работе [8] при близкой концентрации солей и литостатическом давлении на глубине 10-15 км, но значения флюидонасыщенности в очаговых зонах Алтай-Саянского

региона значительно выше приведенных в этой же работе для молодых платформ.

Для нижней коры на глубинах 25-40 км температура достигает 600° , что при $\rho_{\phi} = 0,03-0,02$ Ом·м с учетом слабого влияния давления на ρ_{ϕ} [8] получаем $\rho_{18} = 0,45-0,32$ Ом·м, что соответствует минерализации 20-40 г/л.

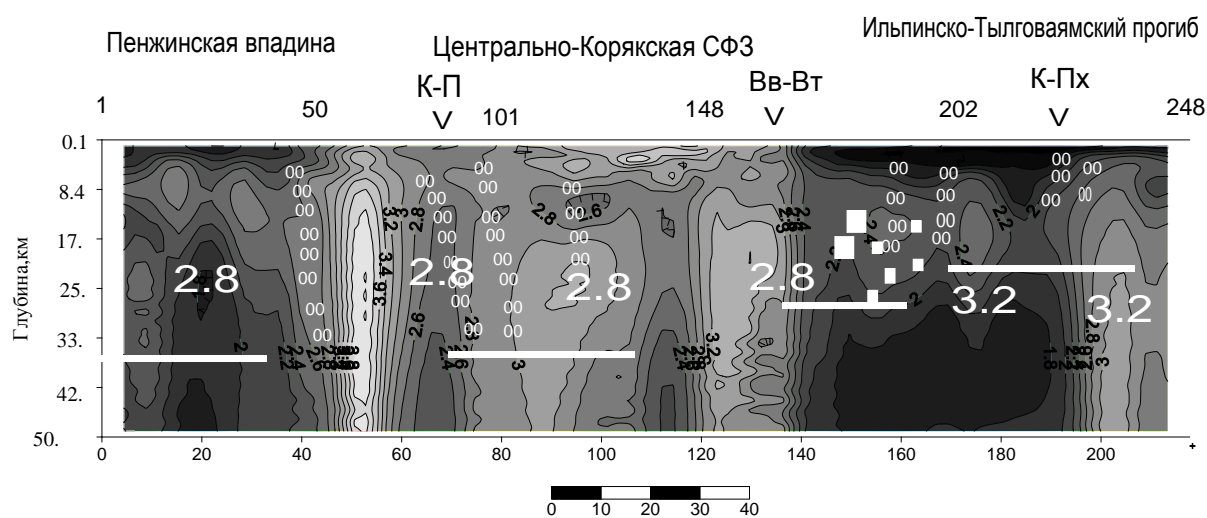
6. Результаты сейсмоэлектрических исследований в пределах очаговых зон Корякии



Цифры в квадратах: 1 - Омолонский массив, 2 - Мургальский блок, 3 - Пенжинская впадина, 4 – Таловско-Майнский блок, 5 - Центрально-Корякский блок, 6 – Олюторская зона (Вывенская впадина ее западная часть, Ильпино-Тыльговаямский прогиб – восточная); слева от профиля показаны пункты наблюдения МТЗ-МВЗ, а справа - пункты МОВЗ. Точками показаны МТЗ выполненные до 2005 г.

Рис. 4. Расположение профиля МТЗ-МОВЗ Верхнее Пенжино-Корф на тектонической схеме Корякско-Камчатской складчатой области

В пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса и Центрально-Корякской складчатой системы Центром ГЕОН выполнены работы методами МОВЗ – МТЗ [9] вдоль профиля, представленного на рис. 4. Полученный вдоль этого профиля по 1D инверсии геоэлектрического разреза с элементами сейсмических и гравиметрических построений разрез представлен на рис. 5.



Значения уд. эл. сопр. даны в \log_r . Рассмотрено 248 тт. МТЗ. Их номера даны сверху. Глубинные разломы: К-П – Куюльско-Параполский, Вв-Вт – Вывенско-Ватынский, К-Пх – Карагинско-Пачинский. Эллипсами показаны основные области повышенного затухания сейсмических волн. Большими квадратами – гипоцентры землетрясений с магнитудой свыше $M > 7$, а малыми – с $M > 5$. Белыми линиями показана граница M , а цифрами – плотности коры и мантии для глубины 20-30 км

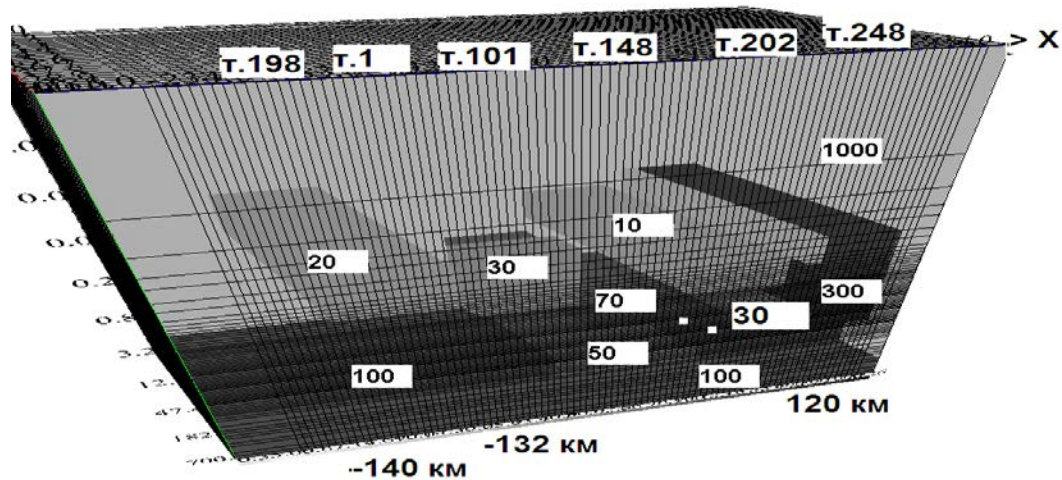
Рис. 5. Результаты 1D инверсии сглаженных продольных кривых максимума индукции на участке Пенжинская губа – залив Корфа

Область сгущения гипоцентров землетрясений является тектоническим узлом, в котором замыкается система Камчатских структурно-формационных зон северо-восточного простирания и образуются зоны северо-западного направления. Халинское (1991) с $M = 6,6$, Корякское (1988) с $M = 5,5$ и Олюторское (2006) с $M = 7,8$ землетрясения расположены в Ильпинско-Тылговаямском прогибе на глубине 35-40 км. Глубже располо-

жения основных гипоцентров форштоковых и афтершоковых землетрясений выделены проводящие толщи с $\rho = 30-40 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ ($\varphi = 0,6-0,7 \%$). Очаги землетрясения с $M > 6,5$ расположены в пределах уменьшения мощности коры от 40 км (Вывенская впадина) до 25 км (Ильпино-Тылговямский прогиб) и смены уд. эл. сопр по латерали.

Полученная методом 3D инверсии (интерактивный подход) максимальных и минимальных кривых МТЗ и типперов объемная геоэлектрическая модель с расположением гипоцентров землетрясений с $M > 6,6$ представлена на рис. 6.

На временном разрезе обменных волн появляется картина, характеризующаяся резким затуханием фаз и амплитуд обменных волн и увеличением времен их регистрации над очагами землетрясений и наклоном осей синфазности под Корякское нагорье. Границы смены корреляции обменных волн наклонены на запад.



Значения уд. эл. сопр. блоков в Ом·м даны в белых прямоугольниках. Сверху даны тт. МТЗ, соответствующие рис. 4. Масштаб по оси Z дан в $\log(H)$.

Рис. 6. Объемная геоэлектрическая модель Пенжинской впадины (тт. 198-1), Корякского нагорья (тт. 101-148), Вывенской впадины (тт. 148-202) и Олюторской впадины (тт. 202-248)

В этой переходной зоне расположена вертикальная зона с $\rho = 100$ Ом·м. К ней приурочены афтершоки упомянутых землетрясений. Здесь же наблюдается повышенный тепловой поток (до 70 мВт/м²) и приближенные к дневной поверхности породы высокой плотности. Западнее этой зоны в пределах Центрально-Корякского нагорья на глубине 8 км выделен проводящий блок с $\rho = 100-200$ Ом·м ($\phi = 0,10-0,15$ %), связанный с поднадвиговыми структурами аккреционной призмы.

Выводы

1. Флюидонасыщенность очаговых зон землетрясений Алтая и Тывы определялась в пределах разломных зон, крылья которых имеют разнонаправленные вертикальные смещения до 1 мм/год, горизонтальные северо-западные сдвиги – до 3 мм/год (сжатие) и в доменах, в которых дефицит продольных скоростей превышает $0,05$ км/с. Она составляет для верхней коры не более $\phi = 0,26$ % или вообще отсутствует, а для нижней коры – $\phi = 0,3-0,5$ %, достигая значений $0,7$ % по ΔV_p и до 1 % по ΔV_s . Шагонарский очаг землетрясений, расположенный на продолжении Байкальской рифтовой зоны (Каа-Хемская рифтовая долина) имеет максимальные для региона: $\phi = 1,6-2,3$ % для верхней коры и $\phi = 1,2-3,0$ % для нижней коры. Это, возможно, обусловлено раздвигом коры под Тувинской впадиной.

2 Удельное сопротивление флюида в очаговых зонах Алтая и Тывы в среднем составляет для верхней коры $\rho_\phi = 0,04$ Ом·м, а для нижней – $\rho_\phi = 0,02$. Тогда удельное сопротивление флюида при $T = 18^\circ$ составляет для верхней коры $\rho_{18} = 0,24$ Ом·м, что близко к концентрации солей NaCl - KCl 50 г/л, а для нижней коры $\rho_{18} = 0,45-0,32$ Ом·м, что соответствует минерализации $20-40$ г/л.

3. Проявляющаяся в Олюторской зоне верхнемантийная сейсмичность свидетельствует о повышенной активизации литосферы, которая связана с глубинными наклоненными разломами [9], уходящими корнями в мантию (рис. 5). Такая форма границ обусловлена давлением, которое оказывает плита Берингия на Корякию (Северо-Американская плита). В пределах этих границ возрастают: флюидонасыщенность до $0,6-2,0$ % ($\rho = 10-25$ Ом·м) и поглощение обменных волн до $900 \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-1}$. Они являются

ослабленными зонами, в которых разряжается энергия, накопленная в процессе упругих напряжений.

4. В Алтае-Саянском регионе рассмотренные очаги землетрясений с $M < 3,5$ расположены выше или на кровле коровых проводящих формаций, но в пределах региональных низкоомных разломных зон, вдоль крыльев которых происходят субвертикальные и субгоризонтальные смещения. Эти разломы выделяются методом МОВЗ, а если они выходят на поверхность, то подтверждаются инструментальными наблюдениями [10]. Очаги землетрясений тяготеют к зонам повышенного затухания сейсмических волн. Очаги землетрясениями с магнитудой $M \geq 6$ расположены глубже 15-20 км в доменах, характеризующихся повышенной проводимостью и пониженной скоростью продольных и поперечных волн.

В Олюторском очаге землетрясений с $4 < M < 6$ гипоцентры в основном расположены на глубинах 10-30 км над проводящей (с $\rho = 20-30$ Ом·м) мантийной зоной в пределах Вывенской впадины в зоне субдукционной картины поведения сейсмических границ [9]. Они коррелируют с зонами повышенного затухания сейсмических волн (см. рис. 5).

СПИСОК ССЫЛОК

1. Райс Дж. Механика очага землетрясений. М.: Мир.1982. – 217 с.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых / Под ред. П. С. Матросова, Г. Н. Шапошникова. - Л.: Недра. 1988. Том 7. – 300 с.
3. Сейсморазведка. Справочник геофизика. / Под ред. И. И. Гурвича и В. П. Номоконова. - М.: «Недра», 1988. – 464 с.
4. Петкевич Г. И., Вербицкий Т. З. Исследование упругих свойств пористых геологических сред, содержащих жидкости. - К.: Наук. думка», 1965. - 75 с.
5. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазонасности недр по глубинным сейсмическим критериям. - М.: ВСЕГЕИ, Центр ГЕОН, 2000. - 192 с.

6. Белявский В.В. Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона. - Тверь: ГЕРС, 2007. - 248.
7. Shanklend T.I., Waff H.S. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle // *Journal Geophys. Res.* 1977. 82. V. 33. P. 5409 – 5417.
8. Ваньян Л.Л., Хайндман Г. Л. О природе электропроводности консолидированной коры // *Физика Земли.* - 1996. - № 4. С. 5-12.
9. Сейсмоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны по профилю Верхнее Пенжино / В. В. Белявский, Е. Е. Золотов, А. Г. Нурмухамедов и др. - *Корф. Геофизика.* - 2008. № 2. - С. 30–44.
10. Уточненная карта сеймотектонического районирования Алтае-Саянского региона, масштаб 1:1 000 000 / Авт. В. И. Герман, А. А. Карюкина. - Красноярск: ГПКК «КНИИ-ГиМС», 2008.