

Глубинное строение земной коры в районе Стрельцовского урановорудного поля (Восточное Забайкалье) по данным микросейсмического зондирования

А. П. Алешин¹, В. И. Величкин¹, А. В. Горбатиков², М. Ю. Степанова², Вик. Б. Комаров¹,
Вл. Б. Комаров¹

¹Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,

²Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва

Получено 31 марта 2010; опубликовано 5 июня 2010.

Изучение глубинного строения земной коры под Стрельцовской кальдерой, вмещающей 19 уникальных по запасам Мо-У месторождений, проведено с помощью микросейсмического зондирования. Основные сейсмические неоднородности в земной коре интерпретированы как колонна разуплотнения и флюидно-магматической проницаемости (мантийный плюм) шириной около 5 км, погружающейся до глубины более 50 км. Выявлены магматические очаги двух уровней: нижнекоровый очаг на глубине 35-40 км и верхнекоровый очаг на глубине 7-15 км. Отдельные крутопадающие зоны разломов соединяют верхнекоровый очаг с зоной рудоотложения, образуя пути движения для кислой магмы и, предположительно, для ураноносных растворов. Полученные результаты подтверждают гипотезу о магматогенном (постмагматическом) источнике урана для месторождений Стрельцовского рудного поля.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: микросейсмическое зондирование; земная кора; Стрельцовская кальдера; геолого-структурная модель; урановые месторождения; мантийный плюм

Ссылка: Алешин А. П., В. И. Величкин, А. В. Горбатиков, М. Ю. Степанова, Вик. Б. Комаров, Вл. Б. Комаров (2010), Глубинное строение земной коры в районе Стрельцовского урановорудного поля (Восточное Забайкалье) по данным микросейсмического зондирования, *Вестник ОНЗ РАН*, 2, NZ6004, doi:10.2205/2010NZ000022, 2010

Мо-У месторождения Стрельцовского рудного поля (СРП) с общими запасами урана более 250 тыс. т залегают в позднемезозойских осадочно-вулканогенных породах Стрельцовской кальдеры (СК) и в PR-PZ гранитоидно-метаморфических породах ее фундамента. Существуют различные представления по поводу генезиса урановых руд СРП. Относительно источника урана имеются три основные гипотезы: (1) вмещающие породы; (2) верхнекоровый очаг кислой магмы на глубине 4-5 км; (3) мантийный источник [Ищуква и др., 2007]. В последнее время разрабатывается гипотеза о том, что источником урана явилась кислая Li-F магма, длительно эволюционировавшая на глубине 7-15 км [Алешин и др., 2007].

Для проверки гипотез об источнике урана требуется надежная информация о строении земной коры в районе СК. Имеющийся единственный разрез, основанный на данных гравиметровых съемок и сейсмических работ МОВ-ОГТ, дает представление о строении земной коры под СК на глубину только до 12 км, при этом магматических камер не выявлено [Духовский и др., 1998].

Для оценки строения земной коры на большие глубины был использован метод микросейсмического зондирования, развиваемый в ИФЗ РАН (патент на изобретение RU №2271554, «Способ сейсморазведки», дата приоритета 25.03.2005) [Горбатиков и др., 2008]. Метод основан на том, что неоднородности Земной коры искажают спектр низкочастотного микросейсмического поля в своей окрестности. На поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными неоднородностями возрастают. Частота f связана с глубиной залегания неоднородности H и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H = \sim 0.4 V_R(f) / f$. Метод реализуется в обоснованном допущении, что вертикальная компонента микросейсмического поля определяется преимущественным вкладом фундаментальных мод Рэлея. По результатам численного моделирования горизонтальное разрешение метода (то есть, расстояние между неоднородностями необходимое для их различимости) оценивается величиной $\sim 25\%$ от длины зондирующей волны, или

соответственно ~50% от глубины залегания неоднородности. Вертикальное разрешение оценивается как ~30% от глубины залегания. При этом необходимо иметь в виду, что присутствие отдельно стоящей неоднородности можно различить даже при условии, что длина зондирующей волны существенно превышает размеры неоднородности, например в 10 и более раз. Кроме того, если неоднородность имеет значительные размеры, то есть превышает длину зондирующей волны в 2 и более раз, то положение ее протяженной границы можно восстановить практически без ошибок.

Технология измерений и обработки предусматривает:

1) Последовательное измерение статистически устойчивых спектров микросейсм во всех точках сети или профиля. Для достижения статистической устойчивости микросейсмический сигнал накапливался в течение экспериментально определенного периода стационарности сигнала, равного примерно 2 часам.

2) Построение карты или профиля распределения амплитуд микросейсм для каждой частоты в спектре.

3) Привязка полученной карты или профиля к соответствующей глубине, исходя из соотношения: $H(f) = 0.4 \lambda(f) = 0.4 V_R(f)/f$, где $H(f)$ – глубина слоя, для которого строится изображение, $\lambda(f)$ – длина волны фундаментальной моды Рэлеевской волны, $V_R(f)$ – скорость фундаментальной моды Рэлеевской волны, f – частота в спектре микросейсмического сигнала, для которой производится расчет.

Обработка и построение изображений состоят в том, что для каждой частоты f в спектре строится пространственная кривая интенсивности микросейсмического сигнала, зависящая от положения измеряемой точки на профиле. Эта кривая привязывается к глубине. На основе всей совокупности кривых распределения интенсивностей строится поверхность, по горизонтальной оси которой откладывается расстояние вдоль исследуемого профиля, а по вертикальной оси – соответствующая глубина. При этом распределение интенсивностей микросейсм строится по отношению к базовой станции, которая остается неподвижной в течение всего цикла измерений. Измерения в точках производятся с помощью передвижных станций.

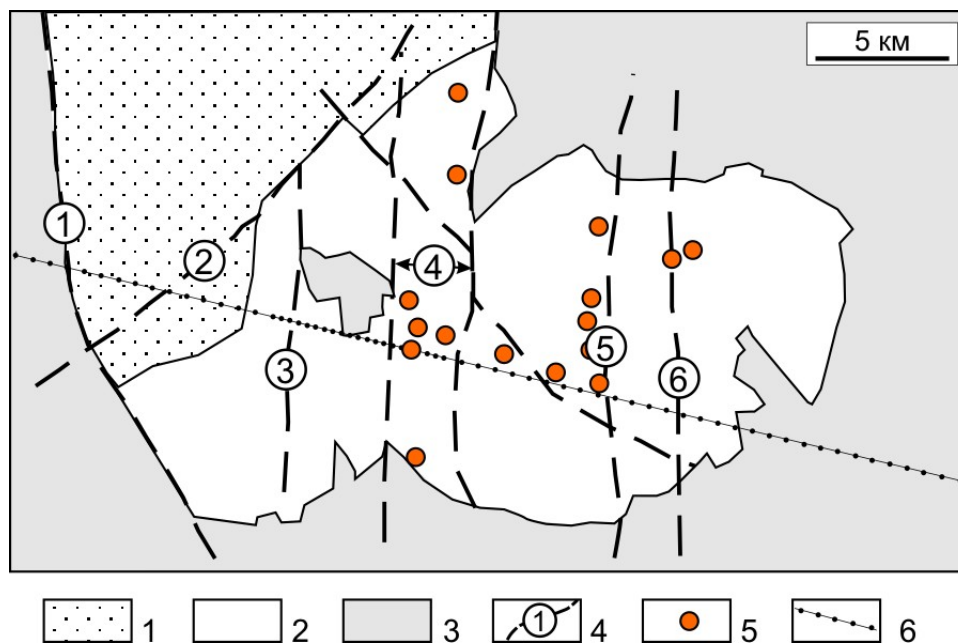


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Стрельцовского рудного поля с положением профиля микросейсмического зондирования. По [Ищукова и др., 2007], с изменениями.

1 – вулканогенно-осадочное выполнение Восточно-Урулюнгуевской впадины (K_1); 2 – осадочно-вулканогенный чехол Стрельцовской кальдеры (J_3-K_1); 3 – метаморфогенные и гранитоидные породы фундамента Стрельцовской кальдеры ($AR^?-RZ_2$); 4 – основные разломы и их зоны: 1 – Чиндачинский разлом, 2 – Урулюнгуевский разлом, 3 – Талан-Гозогорский разлом, 4 – Меридиональная зона разломов, 5 – Мало-Тулукуевская зона разломов, 6 – Центральная зона разломов; 5 – месторождения рудного поля; 6 – профиль микросейсмического зондирования с точками пикетов.

В результате обработки получается поверхность, отражающая распределение относительных интенсивностей микросейсмического сигнала при его прохождении в пределах площади исследования. Поскольку имеется определенная непропорциональная обратная зависимость между скоростью сейсмических волн в среде и их амплитудой, то результирующая поверхность фактически отражает распределение относительных скоростей в пределах изучаемой площади, хотя при этом данное результирующее распределение не дает возможности определить сами абсолютные значения сейсмических скоростей.

Микросейсмическое зондирование проводилось вдоль субширотного профиля длиной 28 км (азимут 103) от Чиндачинского разлома на западе до варисских гранитов фундамента СК на востоке (рис.1). Расстояние между точками наблюдений составило 500 м, на участке детализации между Талан-Гозогорским и Меридиональным разломами шаг был уменьшен вдвое.

Как видно на разрезе относительных скоростей поперечных сейсмических волн (рис. 2), в строении земной коры выделяются горизонтальные и вертикальные сейсмические неоднородности. Тектоническим элементом 1-го порядка является Чиндачинский разлом (1), разделяющий блоки с повышенным гравитационным полем к западу от него (мраморы, гнейсы, амфиболиты) и с пониженным – к востоку [Ищукова и др., 2007]. Заметно, что более плотные породы характеризуются повышенными сейсмическими скоростями. Восточнее Чиндачинского разлома в земной коре отмечаются отдельные блоки с повышенными скоростями, которые интерпретируются как ненарушенные реликты диорит-метаморфического (ДМС) и базит-метаморфического слоев земной коры.

На разрезе неявно выделяются горизонтальные границы по изменению сейсмической гетерогенности земной коры. Породы выше границы на глубине 3 км (7) гетерогенны и характеризуются в целом пониженными скоростями, характерными для гранитоидных пород. Блоки с повышенными скоростями интерпретируются как слабо нарушенные метабазиты и мраморы фундамента (между Урулюнгуевским (2) и Талан-Гозогорским (3) разломами), а также как основные и средне-кислые вулканиты кальдеры (между Меридиональной (4) и Центральной (6) зонами разломов). Ниже, до глубины 7 км (граница 8) находится слой с близкими относительными скоростями, который пересекается крутопадающими зонами с пониженными скоростями (разломами).

От 7 до ~15 км (границы 8-9) земная кора характеризуется высокой вариабельностью скоростей, обусловленной, по-видимому, сочетанием верхнекорового очага кислой магмы с пониженными скоростями (область 11, оконтуренная пунктирной линией) и блоками ненарушенного ДМС – с повышенными скоростями. Гетерогенное в сейсмическом плане строение области 11 может быть предположительно объяснено наложением на гранитоидное тело субвертикальных глубокопроникающих зон разломов (эллиптические области красного цвета), обусловленных тектоническими движениями после кристаллизации очага, либо совокупностью отдельных более мелких магматических камер.

Граница (10) на глубине около 40 км выделяется по подошве изометричной зоны с пониженными скоростями, интерпретируемой как нижнекоровый магматический очаг, и соответствует поверхности Мохо [Ищукова и др., 2007].

Горизонтальные границы, выявленные с помощью микросейсмического зондирования, хорошо согласуются с границами, установленными с помощью традиционных геофизических методов. На плотностном разрезе, составленном путем интерпретации гравитационных аномалий, выделяется верхний горизонт земной коры до глубины 2-3 км, характеризующийся пониженной плотностью [Духовский и др., 1998]. Сейсмическая граница на глубине 3 км установлена также по результатам ГСЗ (фондовые материалы ГРЭ-324). В нашем случае эта граница соответствует подошве верхнего слоя толщиной 3 км, отличающейся большой вариабельностью сейсмических скоростей, обусловленной чередованием гранитоидных тел и блоков метаморфических и эффузивных пород (граница 7). По данным МОВЗ на глубине 8-10 км в Восточном Забайкалье установлена устойчиво наблюдаемая сейсмическая граница, названная «горизонт «Г» в гранитно-метаморфическом слое» (данные ГРЭ-324), которая соответствует подошве слоя с относительно однородными сейсмическими скоростями, выявленного с помощью микросейсмического зондирования (граница 8).

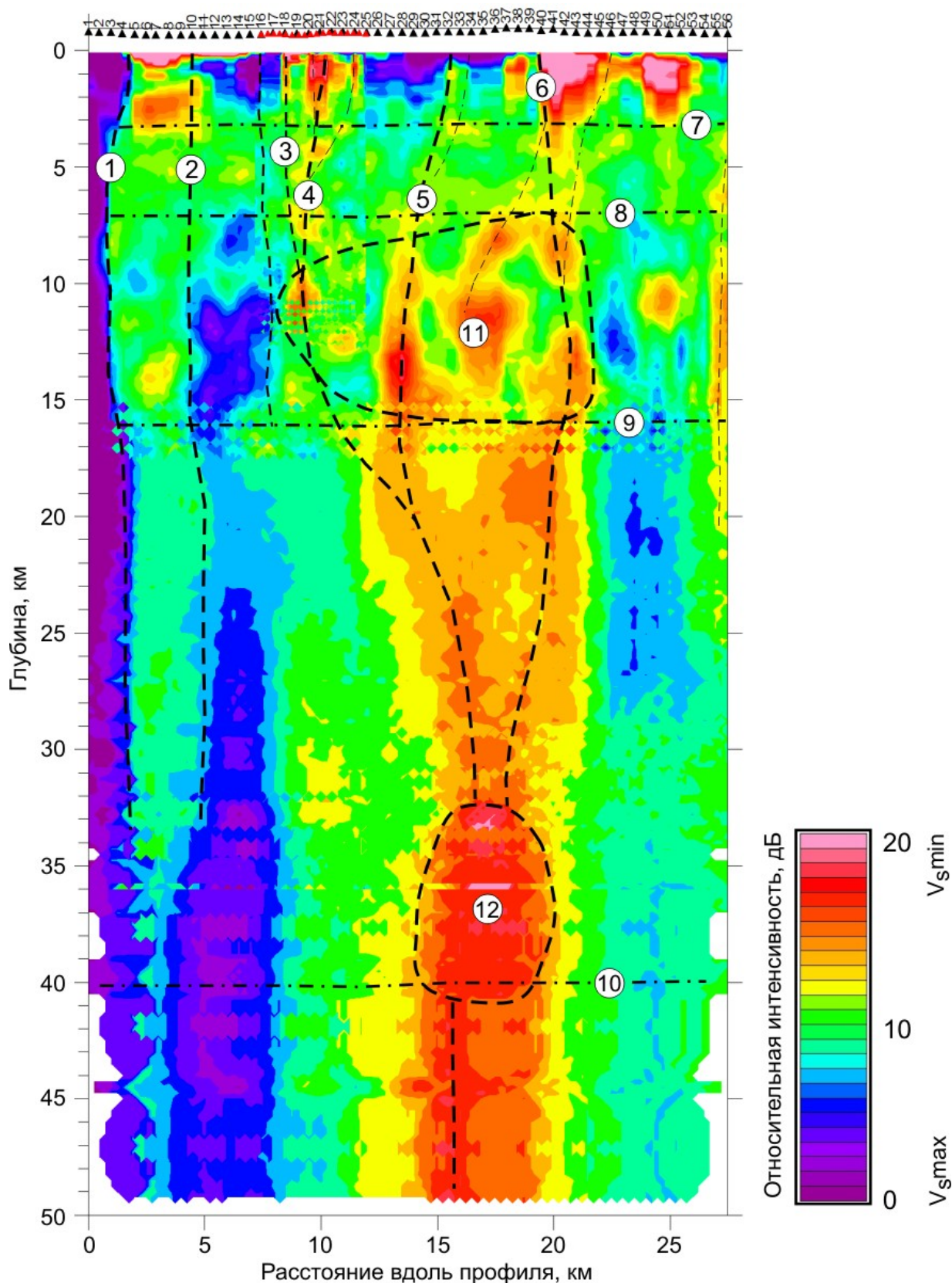


Рис. 2. Сейсмический разрез вдоль профиля (см. рис. 1). Области с розовым и красным цветом соответствуют участкам земной коры с пониженными скоростями сейсмических волн, а области с синим и фиолетовым цветом – участкам с повышенными сейсмическими скоростями. Номера разломов соответствуют номерам на рис. 1.

Крутопадающие зоны разломов выделяются на разрезе по линейным участкам пониженных сейсмических скоростей. Наиболее крупные зоны прослеживаются до нижнекоровых глубин – это Чиндачинский (1), Урулунгуевский (2) разломы, а также Меридиональная (4), Мало-Тулукуевская (5) и Центральная (6) зоны разломов. Меридиональная зона разломов контролирует положение Аргунского, Жерлового, Пятилетнего, Краснокаменского и Юго-Западного месторождений, тогда как в Мало-Тулукуевской зоне локализованы месторождения Октябрьское, Мартовское, Лучистое и Мало-Тулукуевское, а в Центральной зоне – месторождения Стрельцовское и Антей. Талан-Гозогорский разлом (3) является подводящим для Тулукуевского вулкана кислой магмы, а разломы Меридиональной зоны (4) - для Краснокаменского и Юго-Западного вулканов. Таким образом, в верхней части земной коры отмечается хорошая сходимость субвертикальных сейсмических неоднородностей, интерпретируемых как зоны разломов, с положением реально наблюдаемых тектонических нарушений.

Общая колонна, выраженная в пониженных скоростях и интерпретируемая как зона повышенной магматической и флюидной проницаемости (мантийный плюм), прослеживается на глубину 50 км и ниже. Предполагается, что уран последовательно накапливался в нижнекоровом и затем в верхнекоровом магматических очагах, и отщеплялся от кислой эволюционированной Li-F магмы в гидротермальный флюид, переносивший уран к зоне рудоотложения.

Полученные результаты являются предварительными, поскольку профиль практически не вышел в фоновые участки земной коры, а расположен в аномальной зоне под Стрельцовской кальдерой. В дальнейшем предполагается удлинить данный профиль и пройти еще несколько профилей для оценки геометрии верхне- и нижнекоровых магматических камер и уточнения положения зон основных разломов.

Литература

1. Алешин А. П., В. И. Величкин, Т. Л. Крылова (2007), Генезис и условия формирования месторождений уникального молибден-уранового Стрельцовского рудного поля: новые минералого-геохимические и физико-химические данные, *Геология руд. месторождений*, № 5, 446–470.
2. Горбатиков А. В., М. Ю. Степанова, Г. Е. Кораблев (2008), Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм, *Физика Земли*, №7, 66-84.
3. Духовский А. А., В. А. Амантов, Н. А. Артамонова и др. (1998), Сейсмические и гравитационные образы ведущих рудных районов и полей юго-восточного Приаргуныя (Восточное Забайкалье, Россия), *Геология руд. месторождений*, № 2, 99–113.
4. Ищукова Л. П. (2007), *Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье*, Типография «Глазковская», Иркутск.

А. П. АЛЕШИН Институт геологии рудных месторождений (ИГЕМ) РАН, Москва,
e-mail: aleshin@igem.ru