



ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМОПЛОТНОСТНЫХ ДАННЫХ (НА ПРИМЕРЕ МУЙСКОЙ ВПАДИНЫ)

Е.А. Мельник, В.Д. Суворов, З.Р. Мишенькина

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,
e-mail: melnikea@ipgg.sbras.ru, suvorovvd@ipgg.sbras.ru, mishenkinazr@ipgg.sbras.ru*

В работе использован коэффициент химической (петрофизической в применении к земной коре) неоднородности (η) по К.Е. Буллену и В.А. Магницкому для разделения эффектов, связанных как с трещиноватостью пород, так и с изменениями их вещественного состава с глубиной. Тестирование способа выполнено на образцах пород, подвергнутых всестороннему сжатию до 1500 МПа. Показано, что с ростом давления при разных вещественных составах значения η также различны, но закономерно уменьшаются, приближаясь к единице и коррелируя с закрытием трещин. Аналогичная стабилизация изменений η на глубине 15–20 км получена при обработке экспериментальных сейсмоплотностных данных. Обнаруженные отклонения от осредненного тренда трещиноватости образуют протяженные локальные аномалии изменений вещественного состава, прослеженные на глубину до 20 км. Они уверенно коррелируются с разломами по геологическим данным.

Земная кора, сейсмоплотностное моделирование, коэффициент петрофизической неоднородности

PETROPHYSICAL INTERPRETATION OF SEISMIC AND DENSITY DATA (THE EXAMPLE OF THE MUYA DEPRESSION)

E.A. Melnik, V.D. Suvorov, Z.R. Mishenkina

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS,
Acad. Koptuyga prosp., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,
e-mail: melnikea@ipgg.sbras.ru, suvorovvd@ipgg.sbras.ru, mishenkinazr@ipgg.sbras.ru*

The chemical (petrophysical in application to earth crust) heterogeneity coefficient (η) after Bullen and Magnitsky aimed to diversify effects of rock fracturing and mineral association changes with depth is used in the paper. The rock samples under hydrostatic compression up to 1500 MPa were explored for testing of this method. We found that for different rock mineral associations the values of η are also different but generally decrease with pressure increase, approaching to 1 (at 500 MPa) and correlate with fractures closure. A similar stabilization of η changes at depth of 15–20 km was obtained by interpretation of seismic and density data. Detected deviations from the average trend of fractures show extended local anomaly of material composition changes which is traced up to a depth of 20 km. They are correlated with faults according to geological data.

Earth crust, seismic and density modeling, coefficient of petrophysical heterogeneity

ВВЕДЕНИЕ

Ключевой проблемой интерпретации сейсмических данных, обсуждаемой на протяжении многих лет, является согласование геологических и геофизических моделей. Наиболее отчетливо она проявляется при интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), когда геологические наблюдения на обнаженных участках консолидированной коры в пределах щитов и складчатых областей показывают сложную тектоническую структуру, резко контрастирующую с пологим залеганием сейсмических границ и изолиний скорости сейсмических волн. Это выражается в различии между данными ГСЗ и близвертикальными отражениями (метод общей средней точки – ОСТ) [Литвиненко и др., 1989; Дружинин, Каретин, 1999; Геотраверс “Гранит” ..., 2002; Mooney, Maissner, 1992; Carbonel et al., 1996]. Существуют качественные объяснения того, что пологие скоростные структуры отражают состояния вещества, обусловленного давлением и температурой [Сулейманов и др., 2007; Christensen, 1989], а крутона-

клоненные отражающие элементы в большей степени связаны с трещиноватостью и при их определенной упорядоченности могут быть соотнесены с разломами [Djaconescu, Knapp, 2002; Nemeth et al., 2005]. Задача исследований заключается в поиске способов разделения эффектов, связанных с влиянием вещественного состава или состояния вещества и трещиноватости.

Разделить эти эффекты возможно, используя не только абсолютные значения скоростей P - и S -волн и плотности ρ в земной коре, но также степени их изменения с глубиной [Буллен, 1966; Cammarano et al., 2003; и др.]. Для мантии было предложено использовать коэффициент химической неоднородности (η) [Магницкий, 1955; Буллен, 1966; Bullen, 1950], который определяется изменениями модуля сжатия и плотности с глубиной, применявшийся ранее для глубоких оболочек Земли:

$$\eta = dK / dp - (1 / g) d\Phi / dz,$$

где K – модуль сжатия, $p = \rho g z$ – литостатическое давление, g – ускорение силы тяжести, $\Phi = K / \rho = V_{p^2} - (4/3)V_{S^2}$, ρ – плотность, z – глубина, V_p , V_s – скорость продольных и поперечных волн.

Теоретически величина η равна единице для однородных областей, в которых изменения скорости и плотности происходят только за счет литостатического давления, и отличается от нее при вещественных неоднородностях и фазовых переходах. При использовании этого коэффициента для разделения вещественной неоднородности и трещиноватости в земной коре будем применять термин коэффициента петрофизической неоднородности [Суворов, Мельник, 2008].

В данной работе представлены результаты изучения природы аномалий скоростей P -, S -волн, плотности и полученного на их основе двумерного распределения коэффициента петрофизической неоднородности для верхней части земной коры в районе Муйской впадины на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Представлены предварительные результаты изучения изменений η на образцах горных пород при всестороннем сжатии.

ОЦЕНКА КОЭФФИЦИЕНТА ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ НА ОБРАЗЦАХ ГОРНЫХ ПОРОД

С целью оценки возможности применения коэффициента η для разделения эффектов, связанных с трещиноватостью и вещественным составом, рассмотрим результаты лабораторных измерений на образцах различных типов горных пород, подвергнутых всестороннему сжатию. При этом понятно, что вещественный состав остается постоянным, а вариации параметра η будут связаны только с изменением напряженного состояния вещества в зависимости от приложенного давления. Нами использована сводка данных лабораторных измерений, где для отдельных образцов ультраосновных, основных, средних и метаморфических групп пород при значениях всестороннего давления 0.1, 100, 500, 1000, 1500 МПа были определены значения скоростей P -, S - волн и плотности [Баюк, Лебедев, 1988].

На рис. 1 представлены результаты расчета изменения коэффициента петрофизической неоднородности с давлением (глубиной) по измерениям на образцах горных пород. Несмотря на то что вещественный состав образца породы при изменении давления постоянный, параметр петрофизической неоднородности не равен 1, как следовало бы ожидать. Из рисунка видно, что значения η изменяются в больших пределах от 1 до 50 в зависимости от давления и вещественного состава. Особенно ярко это иллюстрируется на примере метаморфических пород, где биотит-мусковитовому гнейсу соответствуют практически равные теоретическому (т. е. 1) значения η , тогда как для другого представителя этой группы (эклогита) при малых давлениях характерны максимальные значения коэффициента петрофизической неоднородности, близкие к 50.

Наибольшие изменения параметра η для различных образцов характерны только для пониженных давлений до 100 МПа. Градиент изменения η резко уменьшается при увеличении давления до 500 МПа (глубина около 15 км) и связан, по-видимому, с закрытием трещин и с различной реакцией минеральных компонент породы на давление. Это характерно для всех образцов горных пород из использованной сводки [Баюк, Лебедев, 1988].

Аргументом в пользу того, что такие изменения η связаны с закрытием трещин, являются данные чис-

ленного моделирования минерального состава сухих магматических пород (гранит, гранодиорит, габбро, оливиновое габбро, пироксенит, шпинель лерцолитовая) и изменений скорости распространения упругих волн при различных сжимающих напряжениях [Sobolev, Babeyko, 1994]. По таким данным рассчитаны значения коэффициента η и результаты представлены на рис. 1. Видно, что для различных пород величина η близка к единице во всем диапазоне изменений, минерального состава, давления (глубины) и температуры. Это связано с тем, что при теоретических расчетах в модели пород не вводилась трещиноватость. Таким образом для образцов [Баюк, Лебедев, 1988] можно определить обобщенный (средний) тренд изменения коэффициента η с давлением (глубиной) $h = a \ln(\eta) + b$, где h – глубина, a и b – эмпирические коэффициенты, определяющие влияние трещиноватости, а отклонения от него – аномальными (относительными) характеристиками пород, связанными с вещественным составом.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ БРЗ

Проверить предположения о возможности разделения трещиноватости и относительных вариаций вещественного состава горных пород по изменениям коэффициента петрофизической неоднородности возможно по данным ГСЗ, когда определены значения скорости продольных и поперечных волн, и плотности пород в земной коре. В данном случае рассмотрим два профиля ГСЗ (р. Янчуй–оз. Леприндо (I) и оз. Баунт–оз. Орон (II)), пересекающих Муйскую впадину, расположенную на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны [Крылов и др., 1993; Мишенькин, Мишенькин, 2004] (рис. 2). В геологическом плане северо-восточный фланг БРЗ находится в зоне развития Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса, сложенного породами метаморфизованного эвгеосинклинального комплекса раннего протерозоя, породы которого залегают на раздробленном архейском фундаменте [Рыцк и др., 2007]. Выделяются Муйская и Нечерская структуры дорифейского складчатого основания в виде отдельных гранито-метаморфических поднятий. Складчатые комплексы Байкало-Витимского пояса частично перекрыты терригенными отложениями наложенных впадин (Муйской, Чарской, Баунтовской).

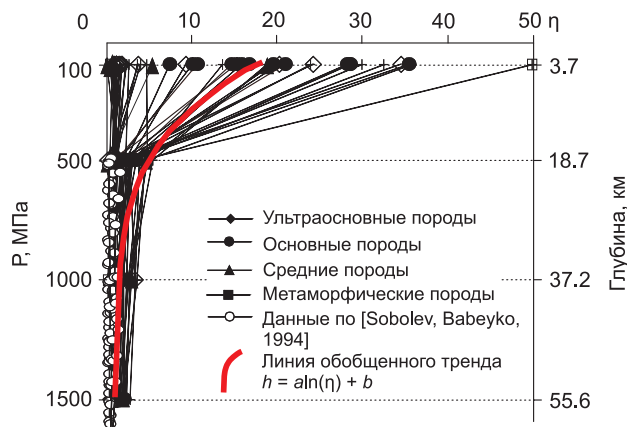


Рис. 1. Изменения параметра η с давлением (глубиной) по измерениям на образцах горных пород [Баюк, Лебедев, 1988; Sobolev, Babeyko, 1994].

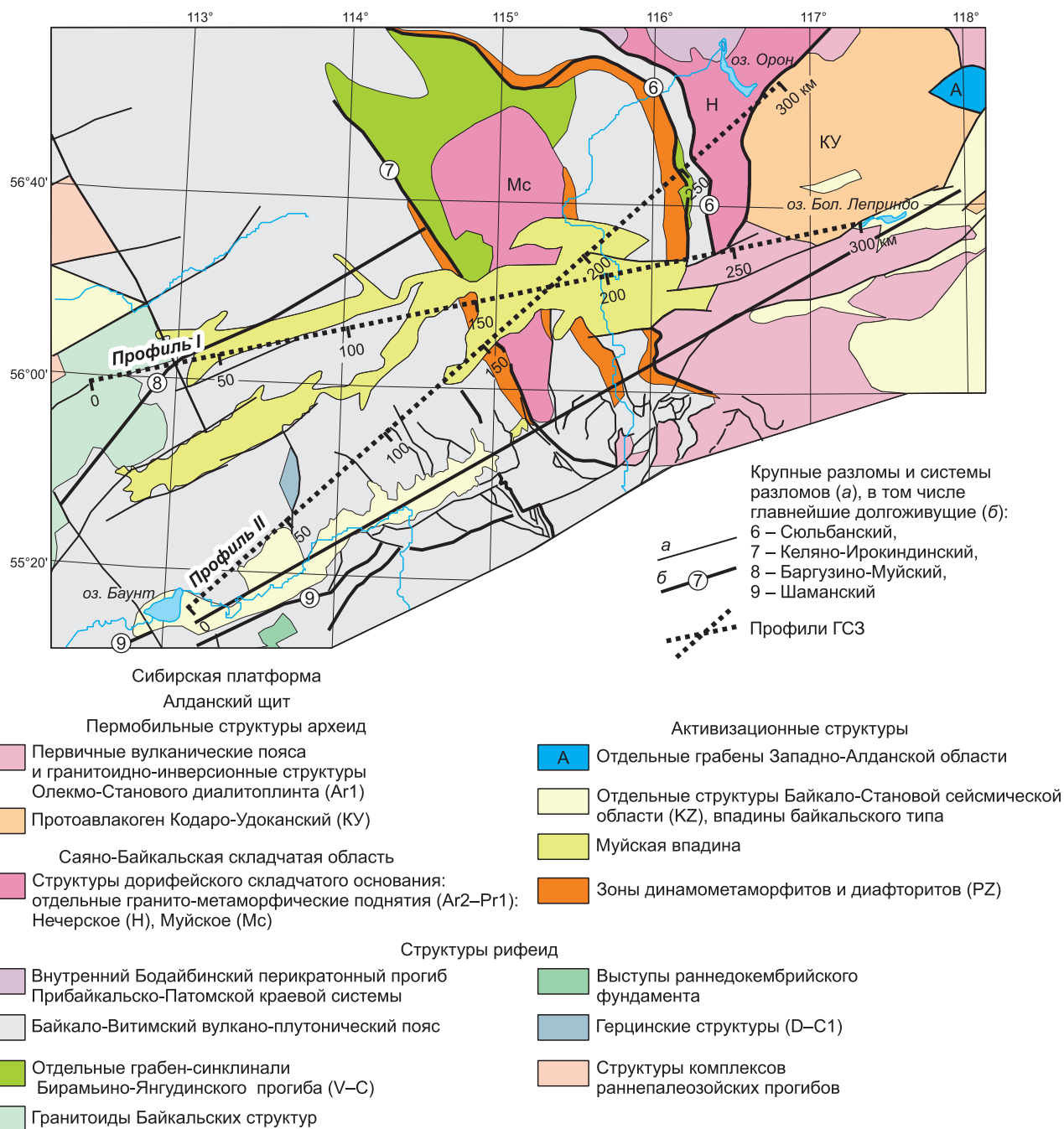


Рис. 2. Обзорная тектоническая схема северо-восточного фланга БРЗ [Государственная геологическая карта ..., 2010]. Профили ГСЗ показаны штриховыми линиями:

I – р. Янчуй–оз. Леприндо и II – оз. Баунт–оз. Орон.

На рис. 3 представлены скоростные (по данным продольных и поперечных волн) и плотностная модели земной коры по профилю I (см. рис. 2). Скоростной разрез, построенный по данным продольных рефрагированных волн, показан на рис. 3, а [Мишенькина, Мишенькин, 2004]. Видно, что скорость продольных волн (P) существенно меняется как с глубиной, так и по латерали. В верхах коры она изменяется в интервале 5.3–5.7 км/с и на глубине 30–35 км достигает значений 6.6 км/с. При этом наблюдается ряд крупных аномалий, преимущественно в средней коре в виде чередующихся узких наклонных под углом около 75°

зон, характеризующихся пониженной до 6.0 км/с и повышенной до 6.4 км/с значениями скорости. Скорость поперечных волн (S) изменяется в верхней коре в интервале 2.9–3.2 км/с (см. рис. 3, б). В средней коре скорость увеличивается с глубиной от 3.4 до 3.9 км/с, кроме этого выделяются наклонные низкоскоростные аномалии. Видно, что изменения скорости продольных и поперечных волн по глубине и латерали не вполне подобны. В приповерхностной части разреза (до глубины 5–8 км) изменения V_p более контрастны. Также различаются амплитуды и положение скоростных аномалий на глубине более 10 км.

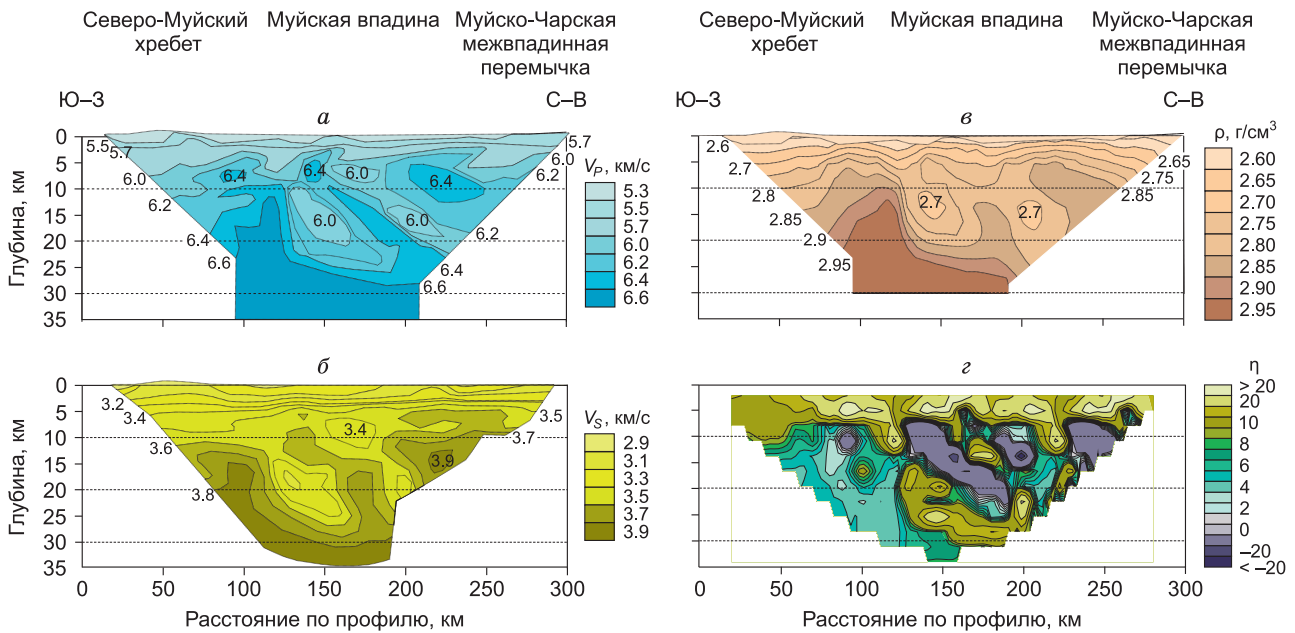


Рис. 3. Геофизические модели земной коры по профилю I (см. рис. 2): по данным P -волн (а), S -волн (б), плотностная (в) и петрофизическая (г).

Для получения сведений о распределении плотности в земной коре использована корреляционная зависимость, полученная путем гравитационного моделирования с учетом сейсмической структуры коры БРЗ [Гольдин и др., 2006]. При этом расчетные значения плотности получены из аномалий Буге при двух начальных условиях: области коры с равной скоростью имеют примерно одинаковую плотность, с увеличением скорости растут и значение плотности. При этом численные значения подбираются так, чтобы расчетное поле с приемлемой точностью совпадало с наблюдаемым и гравитационными данными. В результате была установлена линейная корреляционная зависимость между скоростью продольных волн и плотностью вида $\rho = 0.29V_p + 0.99$. В верхней коре значения плотности изменяются от 2.62 до 2.95 г/см³ и в целом плотностные аномалии повторяют распределение аномалий скорости (см. рис. 3, в). Пониженные значения плотности до 2.72 г/см³ фиксируются на глубинах до 15 км в виде двух наклонных зон в районе Муйской впадины. Повышенные ее значения от 2.83 до 2.95 г/см³ характерны для средней коры в юго-западной части профиля.

Используя двумерные распределения скорости продольных, поперечных волн и плотности, были рассчитаны изменения петрофизической неоднородности (см. рис. 3, г). В соответствии с детальностью сейсмических данных использовалась расчетная сетка с размером 2×10 км (2 км по вертикали) и определенные значения η относились к центру прямоугольников. Вследствие этого расчет значений η начинается с глубины 3 км. По результатам построений видно, что коэффициент петрофизической неоднородности в среднем изменяется от 20 в верхней части разреза и уменьшается с глубиной до 4–6. При этом наблюдается ряд крупных аномалий, выраженных по амплитуде и размерам, контрастность которых значительно увеличилась по сравнению со скоростными и плотностными характеристиками. Так, в разрезе отчетливо выделяется верхний слой коры мощностью до 5–8 км с преиму-

ущественно повышенными значениями петрофизической неоднородности. В рельефе его подошвы наблюдаются узкие зоны, проникающие на глубину 12–15 км. В интервал глубин 10–20 км коэффициент η изменяется в диапазоне от 20 до –20 в пределах узких протяженных и наклонных зон, наблюдаемых в районе Муйской впадины, достигающих глубины 20–25 км. Отрицательные значения коэффициента петрофизической неоднородности имеют место при отрицательном изменении скорости с глубиной, что мы и наблюдаем в виде наклонных низкоскоростных зон в скоростной модели, однако сама природа таких значений коэффициента η пока не ясна.

Вдоль профиля II скорость продольных волн также значительно меняется по латерали и с глубиной (рис. 4, а). В верхнем слое мощностью 2–5 км ее значения изменяются в интервале 5.4–6.0 км/с с локальным погружением изолинии скорости 6.0 км/с в центральной части профиля под Муйской впадиной до глубины 7 км. В средней коре выделяются отдельные блоки с различной скоростью продольных волн, изменяющейся по латерали от 6.0 до 6.6 км/с. На глубине 30 км в пределах локального участка их скорость увеличивается до 6.8 км/с.

Верхняя кора характеризуется скоростью поперечных волн 3.2–3.6 км/с (см. рис. 4, б). Полученный по продольным волнам прогиб в подошве верхнего слоя по данным поперечных волн оказывается не столь выразительным. В средней коре скорость поперечных волн увеличивается с глубиной от 3.6 до 4.0 км/с. По латерали прослеживаются чередующиеся высокоскоростные (до 3.9 км/с) и низкоскоростные (3.6 км/с) блоки. Видно, что, как и на профиле I, на глубине более 10 км положение аномалий скоростей P - и S -волн и их контрастность не вполне подобны.

Значения плотности в земной коре изменяются от 2.5 до 2.95 г/см³, повторяя характер распределения аномалий скорости продольных волн в соответствии с использованным корреляционным трендом (см.

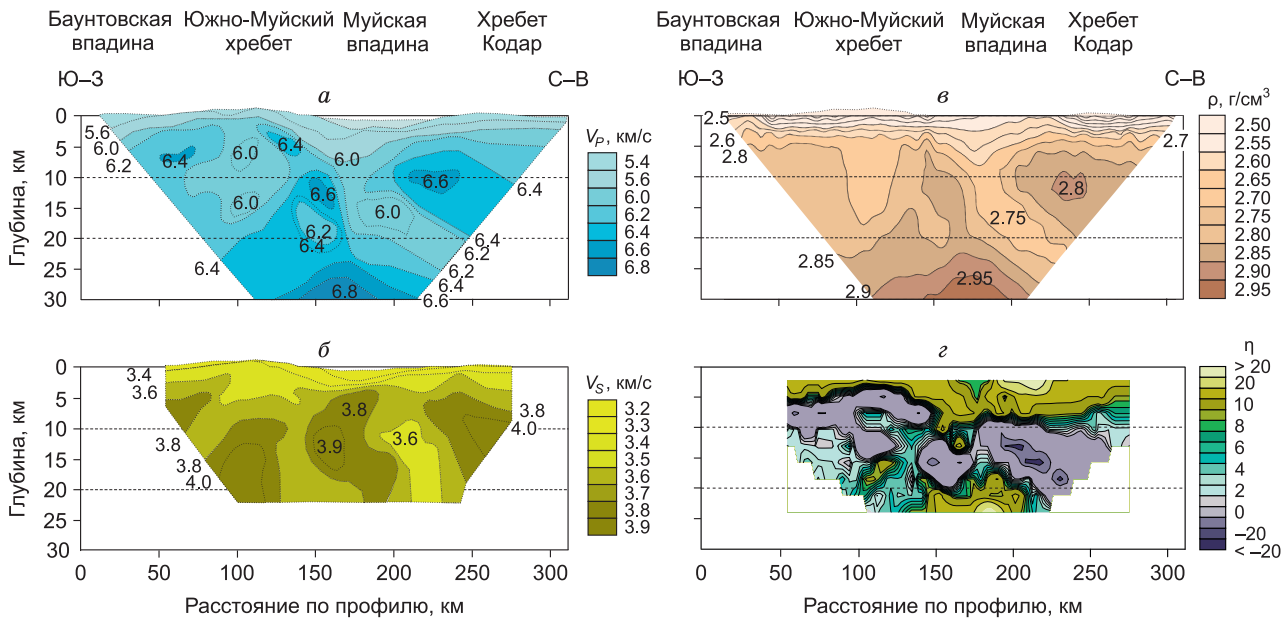


Рис. 4. Геофизические модели земной коры по профилю II (см. рис. 2): по данным P -волн (а), S -волн (б), плотностная модель (в) и петрофизическая модель (г).

рис. 4, в). В слое верхней коры мощностью 5–7 км плотность изменяется от 2.5 до 2.75 г/см³ с отчетливо выраженным понижением значений под Муйской впадиной. В средней коре они изменяются от 2.75 до 2.85 г/см³. Лишь на юго-западном фланге профиля и в районе Муйской впадины значения плотности в средней коре уменьшается до 2.7 г/см³ и в виде двух узких зон проникают на глубину 15–20 км.

Так же, как и для предыдущего профиля, с использованием двумерных распределений скорости продольных, поперечных волн и плотности рассчитаны изменения петрофизической неоднородности (см. рис. 4, г), значения которой варьируются от –20 до 20. Наиболее повышенные значения коэффициента η наблюдаются в слое на глубине от 3–5 км в западной части профиля, который погружается до 8–10 км под Муйской впадиной и далее на восток. В среднем интервале разреза (глубина 5–17 км) значения коэффициента η близки к единице, а ниже возрастают до 20. На этом фоне видны наклонные зоны относительно повышенной петрофизической неоднородности со значениями от 4 до 10.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Полученные на рис. 3, г, 4, г модели коры можно представить в виде одномерной зависимости коэффициента петрофизической неоднородности от глубины (рис. 5, а, б).

На рисунке видно, что в области сгущений большую часть значений можно аппроксимировать логарифмическим трендом, подобным определенному по измерениям η на образцах горных пород в виде логарифмических зависимостей $h = -13.19 \ln(\eta) + 39.12$ для профиля I и $h = -6.54 \ln(\eta) + 19.73$ для профиля II. При вычитании трендовой компоненты, которая, как предполагается, связана с трещиноватостью пород, распределение петрофизических аномалий заметно упрощается (рис. 6).

В результате на рисунке остались наиболее контрастные положительные аномалии коэффициента η с амплитудой до 15–20, выделяющиеся на фоне близких к единице значений. Положительные аномалии характеризуют вещественные неоднородности, а близкие к единице (и отрицательные) области свойственны областям повышенной трещиноватости. На профиле I (см. рис. 6, а) в верхней части разреза на глубине до 5–8 км наблюдается отчетливая зона протяженных, частично прерывистых положительных петрофизических аномалий. В интервале глубин 8–25 км наблюдается обширное поле аномалий с амплитудой, близкой к единице. На этом фоне выделяются три узких протяженных зоны, падающих в восточном направлении под углом около 70–75°. Наиболее уверенно выделяется западная аномалия, прослеженная на глубину до 20–25 км. На востоке она ограничивается зоной близких к единице или отрицательных значений η , соответствующих вблизи дневной поверхности южному борту основной части Муйской впадины (см. рис. 2). На западе и востоке эта зона ограничена также наклонными протяженными положительными аномалиями η , достигающими значений 15–20. Центральная аномалия прерывается на интервале глубин 7–10 км, но прослеживается далее на глубину до 20–25 км и третья аномалия, прослеженная на глубину только до 10 км, намечается в восточной части профиля вблизи Муйско-Чарской межвпадинной перемычки. Выделенные наклонные зоны могут соответствовать вещественным неоднородностям, выделяющимся на фоне обширного однородного поля, где петрофизическая неоднородность характеризуется в основном трещиноватостью.

На профиле II (см. рис. 6, б) повышенная аномалия неоднородности η в верхней части коры наблюдается на двух участках. Первый (в окрестности 140–160 км профиля) соответствует аналогичной аномалии и на таком же участке профиля I (см. рис. 2). Как и там, здесь наклонная зона положительной аномалии с некоторым перерывом прослеживается на глубину до

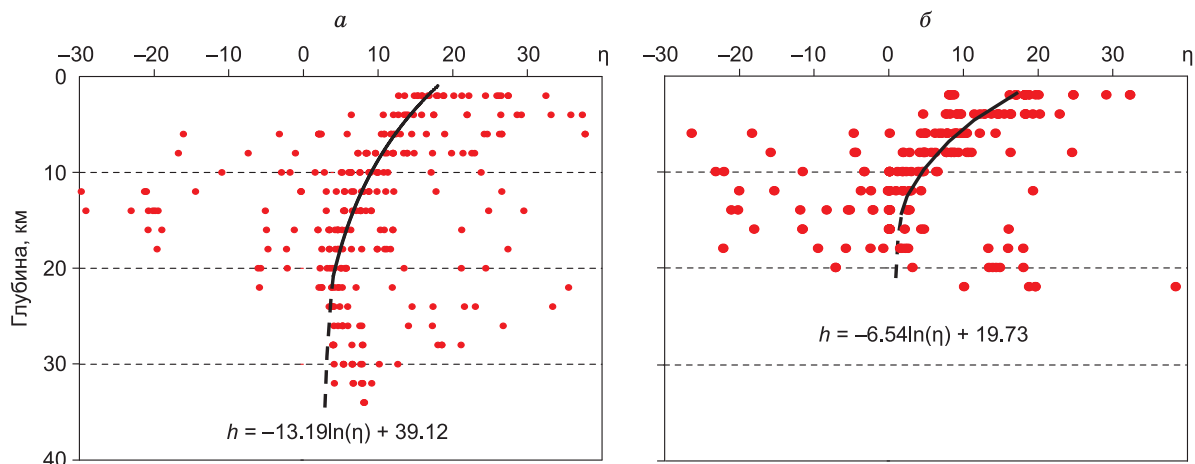


Рис. 5. Распределения петрофизической неоднородности и средние логарифмические тренды ее изменения с глубиной по профилям I (а) и II (б).

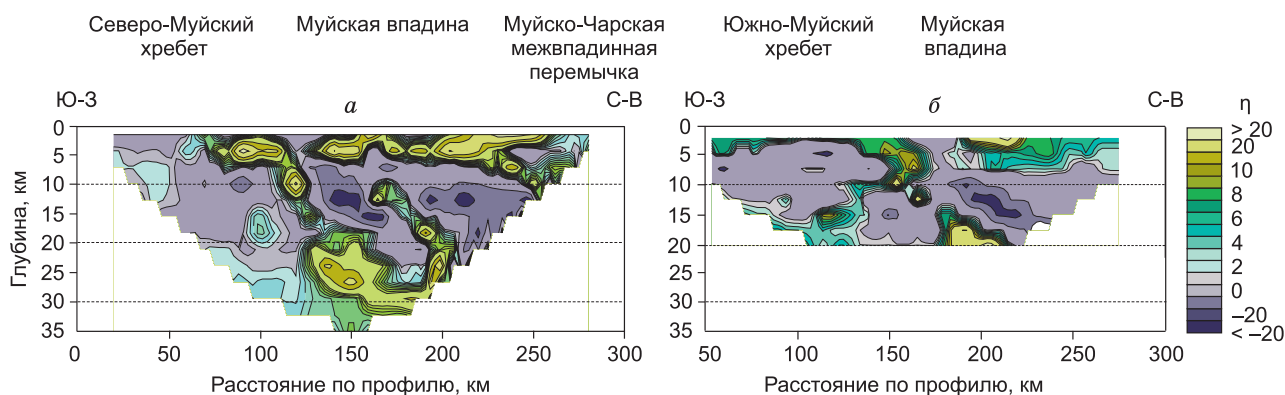


Рис. 6. Распределение аномальной (вещественной) компоненты петрофизической неоднородности вдоль профилей I (а) и II (б).

20 км. Второй участок в сечении профиля полностью совпадает с положением Муйской впадины. Подошва слоя с положительной вещественной неоднородностью под впадиной залегает на глубине 5–8 км.

На других частях профиля и по всей глубине коры наблюдается близкая к единице петрофизическая неоднородность, свидетельствующая о простой трещиноватости пород земной коры. Отдельные локальные аномалии не изменяют такого представления вследствие незначительных размеров и потому трудно интерпретируемых.

Сопоставляя полученные данные с основными структурами северо-восточного фланга БРЗ, можно увидеть, что для района развития Муйской впадины характерны повышенные значения η в приповерхностном слое, до глубин 5 км. На большей глубине она ограничена узкими наклонными зонами также повышенных значений η , связанных, возможно, с зонами разломов с наложенной минерализацией. В свою очередь, для районов Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов для всей земной коры характерны значения η близкие к единице. По геологическим данным основные петрофизические неоднородности расположены в районе сочленения дорифейских складчатых структур и Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса (см. рис. 2). Так для профиля I (см. рис. 2) по геологическим данным центральная и южная аномалии вещественной неоднородности (140–160 и

220–250 км профиля) располагаются соответственно в западной и восточной зонах сочленения Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса и Муйского дорифейского складчатого основания. Однако не все вещественные аномалии нашли свое отражение на тектонической схеме. Так, например, наиболее уверенно прослеживаемая на глубину западная петрофизическая аномалия (в интервале 75–110 км профиля) по геологическим данным не выделена.

На профиле II (см. рис. 2) по геологическим данным аномалия вещественной неоднородности в центральной части (140–160 км) соответствует западной зоне сочленения Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса и Муйского дорифейского складчатого основания. Более протяженная восточная петрофизическая аномалия (220–230 км профиля) наблюдается только в верхней части коры до глубин 5 км и хорошо коррелируется в точке пересечения с данными профиля I и восточной зоной сочленения Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса с дорифейским складчатым основанием, но не прослеживается на глубину.

Полученные данные о петрофизической неоднородности соответствуют в основном палеозойской тектонике района Муйской впадины и ее окрестностей. Основная часть положительных аномалий петрофизической неоднородности приурочена к сочленению блоков архейских и протерозойских пород, представлен-

ных зонами динамометаморфитов и диафторитов. Однако то, что удалось проследить на глубину границы Муйской впадины, говорит о том, что данные разломные зоны могли неоднократно активизироваться, в том числе и в кайнозой.

ВЫВОДЫ

По измерениям на образцах горных пород [Баюк, Лебедев, 1988] определен общий тренд уменьшения коэффициента петрофизической неоднородности с давлением. Сравнение полученного тренда с результатами теоретического моделирования состава сухих магматических пород [Sobolev, Vabeiko, 1994] показывает, что он обусловлен закрытием трещин, а отклонения от него связаны с изменениями вещественного состава.

В изученном районе Муйской впадины значения петрофизической неоднородности в целом уменьшаются с глубиной от 20–30 до 2–3, стабилизируясь в интервале глубин 10–20 км. Вместе с тем, на фоне общего уменьшения значений η наблюдаются значительные локальные положительные и отрицательные аномалии. При удалении трендовой компоненты трещиноватости пород распределение петрофизических аномалий заметно упрощается, и оставшиеся наиболее контрастные положительные аномалии η могут указывать на возможность выделения зон, выраженных вещественными неоднородностями пород.

Опыт использования параметра петрофизической неоднородности свидетельствует о возможности разделения эффектов влияния на сейсмическую скорость волн и плотность пород, связанных как с трещиноватостью, уменьшающейся под действием давления (до 500 МПа), так и с изменениями вещественного состава пород. Сейсмоплотностные данные указывают на возможность картирования зон разломов на глубину до 15–20 км, представленных вещественными неоднородностями. Это представляет интерес при выделении в земной коре структур, контролирующих размещение месторождений полезных ископаемых.

Литература

- Баюк Е.И., Лебедев Т.С.** Упругие свойства минералов и горных пород // Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: Справочник / Ред. М.П. Воларович. М.: Недра, 1988. С. 5–69.
- Буллен К.Е.** Введение в теоретическую сейсмологию. М.: Мир, 1966. 460 с.
- Геотраверс “Гранит”:** Восточно-Европейская платформа–Урал–Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под редакцией С.Н. Кашубина. Екатеринбург: Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Свердловской области, ФГУП “Баженовская геофизическая экспедиция”, 2002. 312 с.
- Гольдин С.В., Суворов В.Д., Макаров П.В., Стефанов Ю.П.** Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1094–1105.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации.** Масштаб 1:1000000, Серия Алдано-Забайкальская. О-50 Бодайбо. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2010.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С. Детальные сопоставления наземной и скважинной информации по району Уральской сверхглубокой скважины // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 42–48.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р. и др. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.

Литвиненко И.В., Ланев В.С., Лизинский М.Д. Сверхглубокое бурение и региональные сейсмические исследования восточной части Балтийского щита // Советская геология. 1989. № 10. С. 83–90.

Магницкий В.А. О физическом состоянии вещества в глубоких областях земного шара // Тр. Геофизического института. М.: Изд-во АН СССР, 1955. № 26 (153). С. 61–85.

Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П. Изучение зоны перехода от земной коры к мантии на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны по данным рефрагированных и отраженных волн // Физика Земли. 2004. № 5. С. 47–57.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

Суворов В.Д., Мельник Е.А. О петрофизической неоднородности земной коры и верхов мантии в двух районах Сибири по сейсмогравитационным данным и измерениям на образцах горных пород // Физическая мезомеханика. 2008. № 11 (1). С. 101–108

Сулейманов А.К., Заможная Н.Г., Павленкова Н.И. Комбинированные сейсмические исследования методами ОГТ и ГСЗ Восточно-Европейского кратона (профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара (18–20 сент., 2007 г.). СПб: ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2007. С.229–232.

Bullen К.Е. An Earth model based on a compressibility-pressure hypothesis // Geophys. J. 1950. V 6 (1). P. 50–59.

Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. V. 138. P. 197–222.

Carbonell R., Perez-Estaun A., Gallart J., Diaz J., Kashubin S., Mechie J., Stadlander R., Schulze A., Knapp J.H., Morozov A. Crustal Root beneath the Urals: Wide-Angle Seismic Evidence // Science. 1996. V. 274. P. 222–224.

Christensen N.I. Pore pressure, seismic velocities, and crustal structure // Geophysical framework of the continental. US: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir, 1989. N 172. P. 783–797.

Diaconescu C., Knapp J. Role of a Phase-Change Moho in Stabilization and Preservation of the Southern Uralian Orogen, Russia. Mountain Building in the Uralides // AGU Geophys. Monograph Seria, 2002. 132 p.

Mooney W., Meissner R. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. In Continental Lower Crust. Edited D.M. Fountain, Elsevier, Amsterdam, 1992. P. 39–52.

Nemeth B., Clowes R., Hajnal Z. Lithospheric structure of the Trans-Hudson Orogen from seismic refraction - wide-angle reflection studies // Can. J. Earth Sci. 2005 V 42, N 4. P. 435–456.

Sobolev S., Babeyko A. Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks // Surveys in Geophys. 1994. N 15. P 515–544.

Статья поступила в редакцию 15 июня 2016 г., в окончательном варианте – 4 сентября 2016 г.

КОРОТКО ОБ АВТОРАХ

МЕЛЬНИК Елена Александровна – кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука.
E-mail: melnikea@ipgg.sbras.ru

СУВОРОВ Владимир Дмитриевич – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука.
E-mail: suvorovvd@ipgg.sbras.ru

МИШЕНЬКИНА Забина Рейнгольдовна – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИНГГ СО РАН им. А.А. Трофимука.
E-mail: mishenkinazr@ipgg.sbras.ru