



## REGIONAL STRUCTURAL-TECTONIC ZONING OF THE UPPER CRUST OF TRANSBAIKALIA BASED ON SEISMOGRAVITATIONAL DATA ALONG REFERENCE PROFILE 1-SB

V. D. Suvorov<sup>1</sup>, E. A. Melnik<sup>1</sup>, E. V. Pavlov<sup>1</sup>, A. S. Salnikov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia

<sup>2</sup>Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

**Abstract:** Upper crust fault and fold patterns are studied with an innovative approach of controlled-source seismic refraction profiling integrated with gravity data. The potentiality of the conventional method based on refraction/wide-angle reflection traveltimes, which has been so far applied to plane-parallel layered earth, is extended onto deformed crust with lateral and vertical inhomogeneities due to advanced processing technologies. Performance of the approach is tested on data of the 1-SB transect that traverses geologically studied areas and provides good reference. Upper crust features revealed from seismic data agree with known geological structures, this indicating the basic applicability of refraction surveys to tectonically complex areas with 7 to 10 km wide low-angle dipping fault zones between blocks marked by velocity anomalies to depths of 4–6 km. Joint interpretation of refraction and gravity patterns becomes possible within the limits of a seismic-gravity model in which both are characterized by seismic-density and seismic acceleration values of the same dimension.

**Key words:** refraction seismics; seismic-gravity modelling; tectonic division; upper crust' folded area

### RESEARCH ARTICLE

**Handling Editor:** E.V. Sklyarov

**Received:** August 21, 2017  
**Revised:** November 23, 2017  
**Accepted:** May 23, 2018

**For citation:** Suvorov V.D., Melnik E.A., Pavlov E.V., Salnikov A.S., 2018. Regional structural-tectonic zoning of the upper crust of Transbaikalia based on seismogravitational data along reference profile 1-SB. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (2), 439–459. doi:10.5800/GT-2018-9-2-0355.

**Для цитирования:** Суворов В.Д., Мельник Е.А., Павлов Е.В., Сальников А.С. Региональное структурно-тектоническое районирование верхней коры Забайкалья по сейсмогравитационным данным вдоль опорного профиля 1-СБ // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 2. С. 439–459. doi:10.5800/GT-2018-9-2-0355.

# РЕГИОНАЛЬНОЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ КОРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫМ ДАННЫМ ВДОЛЬ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ

В. Д. Суворов<sup>1</sup>, Е. А. Мельник<sup>1</sup>, Е. В. Павлов<sup>1</sup>, А. С. Сальников<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

**Аннотация:** Новизна исследований заключается в применении метода первых вступлений (МПВ) для изучения разломно-складчатых структур, верхней коры, тогда как ранее он традиционно использовался в условиях пологозалегающих слоев в платформенных условиях. Новые возможности метода первых вступлений совместно с закритическими отражениями определяются технологией решения прямых кинематических задач сейсмологии в двумерных слоисто-неоднородных средах. Объект изучения, вследствие высокой геологической изученности, является эталонным для оценки эффективности применения сейсмического метода совместно с гравитационными наблюдениями. Показана высокая корреляция между сейсмическими и приповерхностными геологическими характеристиками верхней коры, свидетельствующая о принципиальной возможности выделения тектонических блоков. Последние, с различными скоростными и структурными неоднородностями, прослежены на глубину 4–6 км и разделены полого наклоненными разломными зонами шириной до 7–10 км. Расширение возможностей интерпретации сейсмических данных реализуется в комплексе с результатами обработки гравитационных наблюдений. Для этого использована корреляция между обобщенными структурным сейсмическим (сейсмическое ускорение) и сейсмоплотностным (изменения плотности, согласованные с сейсмической структурой) параметрами. При этом выявляются дополнительные характеристики, трудновывявляемые в методах по отдельности.

**Ключевые слова:** метод первых вступлений; сейсмогравитационное моделирование; структурно-тектоническое районирование; верхняя кора; складчатая область

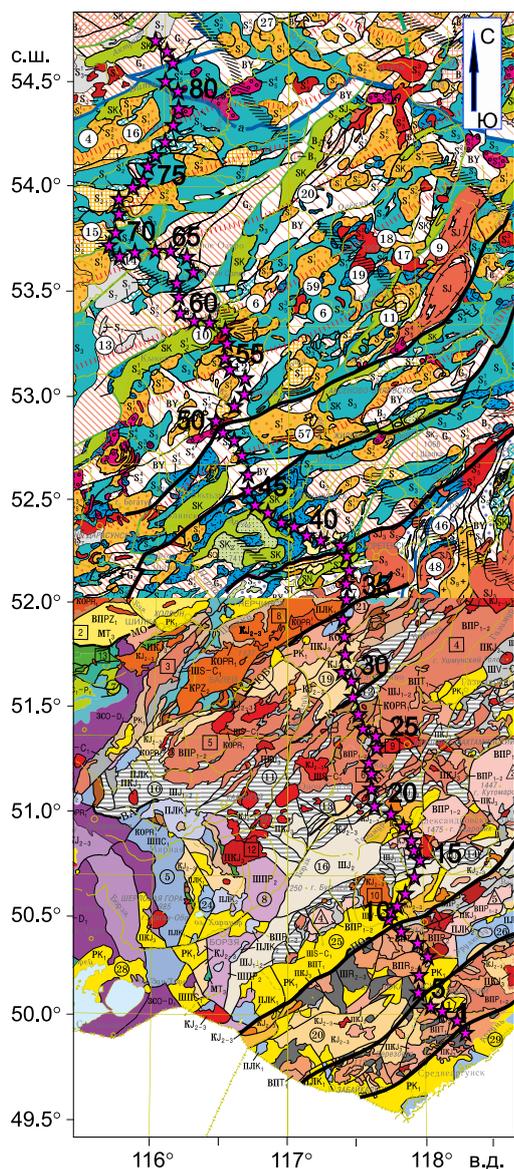
## 1. ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемые данные являются частью большого комплекса геофизических и геологических исследований вдоль профиля, входящего в систему опорных региональных профилей Российской Федерации [Erinchek et al., 2014; Kashubin et al., 2016]. Задача исследований состоит в получении детальных геолого-геофизических характеристик земной коры с целью поиска прогнозных критериев для выделения геологических структур, перспективных на обнаружение стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья на основе обобщения и специализированной обработки геофизических материалов.

Профиль 1-СБ пересекает ряд тектонических структур, глубинное строение которых сейсмическим методом было неизученным и основывалось главным образом на геологических данных (рис. 1), потенциальных полях и геоэлектрических наблюдениях вдоль отдельных профилей [Shevchenko, Kaplun, 2007; Didenko et al., 2010]. Существуют тектонические и геодинамические обобщения струк-

туры земной коры северо-востока Азии, включающие в себя Монголо-Охотский складчатый пояс, часть которого пересекается этим профилем [Parfenov et al., 2003; Gordienko, 2006; Didenko et al., 2010; Nokleberg, 2010]. Заметим, что геодинамические модели построены в более мелком масштабе, чем рассматриваемые здесь профили, поэтому мы в качестве базовой будем пользоваться тектонической схемой масштаба 1:2500000 [[http://vsegei.ru/ru/info/pub\\_ggk1000-3/](http://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk1000-3/)] для изучения корреляции между разновозрастными тектоническими блоками и сейсмоплотностной структурой верхней коры (легенда карты есть на сайте ВСЕГЕИ, а рассматриваемые здесь крупномасштабные региональные структурно-тектонические объекты хорошо выражены в цветовой палитре, а их названия представлены на рисунках ниже). При этом особый интерес вызывает изучение связи между геофизическими характеристиками разреза верхней коры и приповерхностными геолого-минералогическими рудными районами, узлами и рудопроявлениями.

Принципиальная новизна результатов заключается в применении метода первых вступлений для изучения складчатых структур Забайкалья, тогда



**Рис. 1.** Положение профиля на фрагменте тектонической схемы (масштаб 1:2500000, листы N-50, M-50) [Digital Catalogue..., 2010]. Звездочками показаны пункты возбуждения, даны их номера, жирными линиями подчеркнуты наиболее контрастные разломы, выделенные по геологическим данным.

**Fig. 1.** Position of the profile in the fragment of the tectonic scheme (scale 1:2500000; sheets N-50, and M-50) [Digital Catalogue..., 2010]. Asterisks – excitation points, and their numbers. Thick lines – the most contrasting faults identified from the geological data.

как традиционно он применялся в платформенных условиях [Gamburtsev, 1959; Epinat'eva, 1982; Goloshubin, Epinat'eva, 1994; Gurchik, 1960, Telegin, 2004]. Высокая детальность геологической изученности Забайкалья представляется эталонной для оценки возможностей применения метода. Следует также отметить, что метод ОГТ при изучении верхней части разреза складчатых областей малоэффективен

из-за значительного уровня мешающих поверхностных волн, кривизны и наклона отражающих элементов и контрастных латеральных изменений скорости.

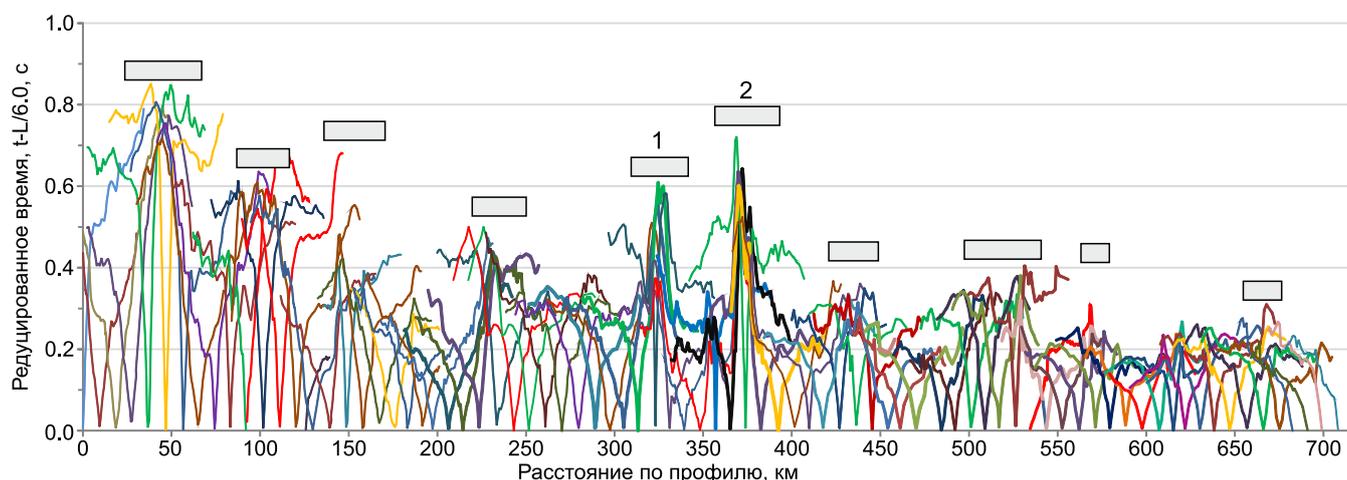
## 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ

Возбуждение сейсмических колебаний осуществлялось вибраторами с шагом по профилю 10 км при длине свипа 30 с в полосе частот 10–36 Гц. Максимальное расстояние между пунктами возбуждения (ПВ) вдоль линии наблюдений (автомобильная трасса) равнялось 40 км при шаге между сейсмоприемниками 50 м. Вследствие кривизны линии наблюдения фактические расстояния между ПВ уменьшаются до 7–9 км и источник-приемник достигает 35–38 км в зависимости от кривизны дороги. В данном случае длина профиля в 700 км определена вдоль ломаной линии, соединяющей ПВ, которая на 100 км меньше линии наблюдений (рис. 2). Представленные на рис. 2 годографы, кроме иллюстрации изменений времен пробега волн, характеризуют также и систему выполненных наблюдений.

Построение сейсмического разреза проводилось методом лучевого трассирования способом проб и ошибок [Zelt, Smith, 1992] при невязках между наблюдаемыми и теоретическими временами пробега волн, не превышающими в среднем 0.05–0.07 с [Suvorov et al., 2017]. Эта величина, вследствие кривизны линии наблюдения, определяется различием в пространстве лучевых плоскостей, определяемых положением линий, соединяющих источники и приемники. При этом пространственные сейсмические неоднородности пересекаются различными вертикальными лучевыми плоскостями, проходящими через точки возбуждения и приема в прямом и встречном направлениях. Вводить же поправки за трехмерность среды при таких наблюдениях не представляется возможным.

При изучении структуры верхней коры мы не используем метод сейсмической томографии по волнам в первых вступлениях, результаты применения которого характеризуются значительной неединственностью в зависимости от неизвестной стартовой модели [Belyashov et al., 2013; Palmer, 2010]. Кроме того, моделирование годографов отраженных волн встречает трудности в комплексе с первыми вступлениями в рамках томографического подхода.

При обработке данных особое внимание уделялось корреляции волн в первых и последующих вступлениях, построению системы годографов, их увязке во взаимных временах с акцентом на выделение аномальных изменений времен пробега



**Рис. 2.** Система годографов первых вступлений в редуцированном масштабе времен  $t$  (скорость редукции 6.0 км/с,  $L$  – расстояние источник–приемник). Хорошо видны локальные участки с аномальным увеличением времен пробега волн, соответствующие зонам разломов (отмечены серыми прямоугольниками). Для примера отмечены известные по геологическим данным Монголо-Охотская (1) и Монголо-Бушулейская (2) зоны разломов.

**Fig. 2.** The travel time curve of the first arrivals in reduced time scale,  $t$  (the velocity of reduction is 6.0 km/s;  $L$  is source-receiver distance). Clearly revealed are local sections with anomalously increased wave-path time, which correspond to the fault zones (marked by grey rectangles). For illustration, the Mongolian-Okhotsk (1) and Mongolian-Bushulei (2) fault zones detected from the geological data are shown.

волн и локализации в разрезе соответствующих неоднородностей. Используемая технология лучевого трассирования позволяет оптимальным образом настроить расчетную модельную сетку при оптимальном количестве узлов, обеспечивающих минимальную величину невязки времен, аппроксимирующих положение сейсмических границ и изменения скорости [Zelt, Smith, 1992].

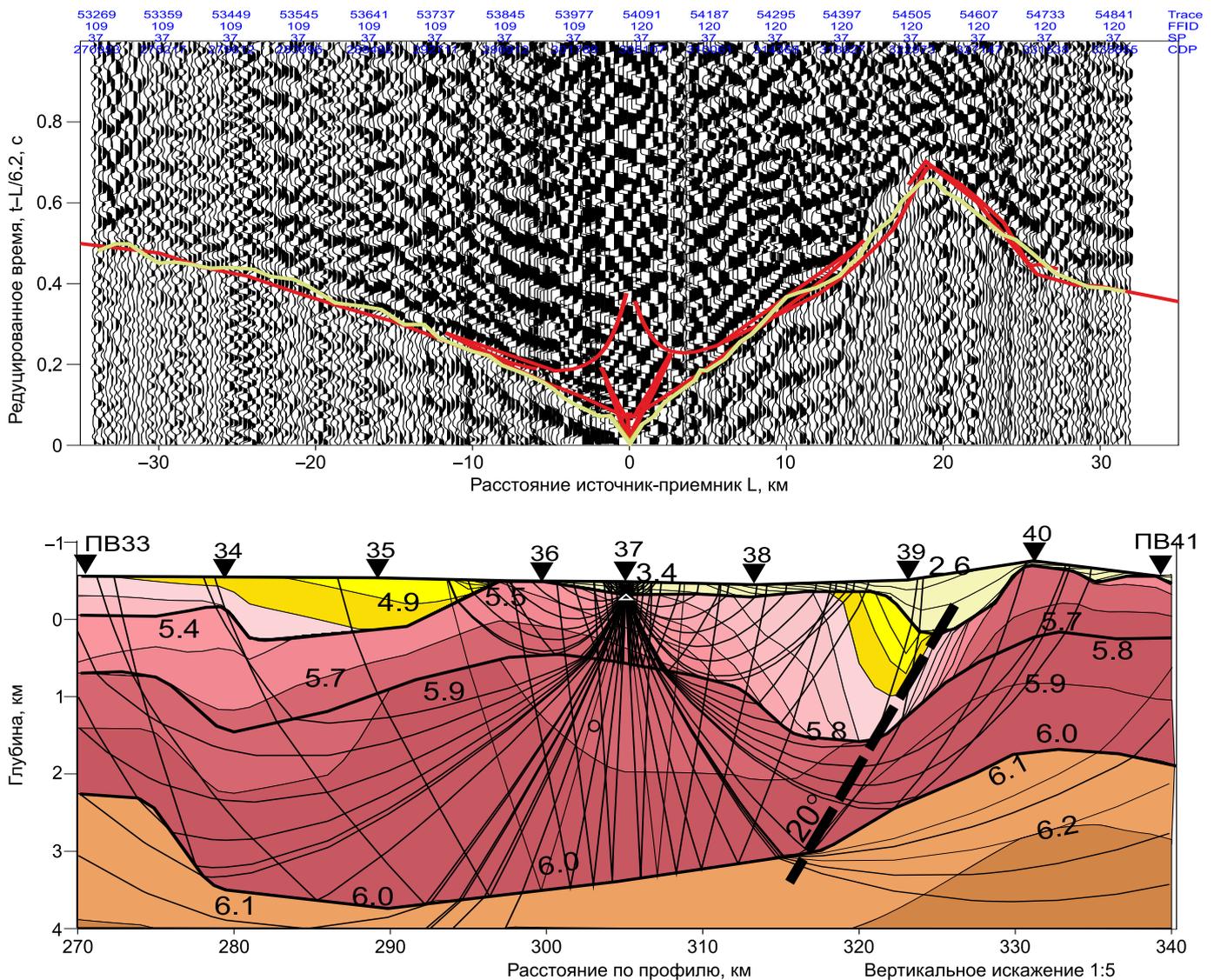
Наиболее выразительно в наблюдаемых годографах первых вступлений выделяются зоны разломов, представленные резкими локальными увеличениями времен пробега волн (рис. 2). Отнесение таких аномалий к приповерхностным неоднородностям определяется подобными изменениями времен пробега на всех годографах прямого и встречного направлений, полученных на фиксированных участках профиля.

Существенно то, что контрастность кинематических аномалий уменьшается по профилю в северном направлении. Это обусловлено, по всей видимости, затуханием активности разломообразования при общем тренде уменьшения времен пробега волн (увеличения скорости в северном направлении) с заметными локальными вариациями.

Особенности построения сейсмического разреза иллюстрируются на примерах с относительно простыми и наиболее аномальными изменениями скорости по глубине и по латерали. К простому случаю относится часть профиля 270–308 км (рис. 3), где из ПВ 37 в левой части виброграммы

времена пробега волн в первых вступлениях относительно плавно увеличиваются с удалением от источника. В прямом направлении от него профиль пересекает Монголо-Охотский разлом с резким увеличением времени пробега волн на участке шириной около 8–10 км, который и определяет положение разломной зоны. Выделение фазы, относящейся к первым вступлениям, определяется условием равенства нулю времени в точке расположения ПВ.

В результате моделирования разреза по годографам из всех ПВ, расположенных на этом участке, построена модель верхней коры до глубины 4–5 км при невязках между наблюдаемыми и теоретическими временами пробега волн, достигающими в среднем 0.05–0.07 с (рис. 3). Такую величину, не превышающую фазу регистрирующихся колебаний, можно считать вполне удовлетворительной, несмотря на их не всегда достаточно уверенную корреляцию (особенно в зоне разлома), усложняющуюся криволинейностью линии наблюдений, пересекающей под различными углами вполне реальные (судя по геологическим данным) латеральные неоднородности (см. рис. 1). Исключительно важным условием моделирования является согласование времен пробега волн в прямом и встречном направлениях из ПВ, расположенных на фиксированном участке профиля. Встречаются ситуации, когда на годографах одного из направлений невязки минимальные, а на другом они оказыва-



**Рис. 3.** Коррелограмма (ПВ37) в окрестности Монголо-Охотского разлома, выраженное резким увеличением времени пробега волн в первых вступлениях на локальном участке шириной около 8–10 км (вверху справа). Показаны наблюдаемые (желтые линии) и теоретические (красные) годографы первых вступлений и преломленно-рефрагированных и отраженных (в последующих вступлениях) волн. На лучевой схеме (внизу) тонкими линиями показаны лучевые траектории и изолинии скорости с шагом 0.1 км/с, толстые линии соответствуют границам (штриховые по неуверенным данным) со скачком скорости. Треугольниками показаны пункты возбуждения с номерами (см. рис. 1), а толстой штриховой линией – осевая линия зоны разлома.

**Fig. 3.** Correlogram (PV37) in the vicinity of the Mongolian-Okhotsk fault evidenced by a sharp increase in wave first-arrival times on the local site, which width is about 8–10 km (top right). Travel time curves of the refracted and reflected (in the later arrivals) waves: yellow lines – observed, red lines – theoretical. Diagram (bottom): thin lines – ray path and velocity isolines (spacing of 0.1 km/s); thick lines – boundaries with velocity jump (dashed, if based on the uncertain data); triangles – excitation points (numbering similar to Fig.1); thick dashed line – axial line of the fault zone.

ются заметно больше. В таких случаях принимается вариант модели с примерно одинаковыми невязками для обоих годографов. Например, можно полагать, что уменьшить невязки времен на годографе встречного направления (интервал расстояний от источника – (15–25) км) (рис. 3) возможно увеличением глубины залегания подошвы верхне-

го слоя. Однако это приведет к увеличению невязок на других годографах из ПВ 33–36, что нежелательно.

Важным признаком приемлемой точности построения разреза является равномерная плотность лучевых траекторий, соответствующая, как правило, непрерывно прослеживаемым фазам колеба-

ний, при исключительно сложном распределении скорости. Следует учитывать и то, что с увеличением расстояния источник–приемник разрешающая способность сейсмических построений уменьшается. Это хорошо выражено в схождениях годографов критических отражений и рефрагированных волн с удалением от источников на участке профиля 320–335 км, где близкие времена пробега характерны для трех типов волн (двух отраженных, в области критической точки, и преломленно-рефрагированной (рис. 3). Кроме того, в наблюдаемых данных трудно обнаружить характерные для сейсмических границ изломы годографов с резкими изменениями кажущейся скорости. Исключением является выделение приповерхностного слоя с резко пониженной до 3–5 км/с скоростью, поэтому положение сейсмических границ, кроме первой (без скачка скорости), определено по изменениям градиента скорости и в соответствии с поведением ее изолиний, подчеркивающих структурные особенности разреза.

Вместе с тем в среде со значительным непрерывным нарастанием скорости с глубиной и по латерали от 4.0 до 6.2 км/с (на интервале глубины 3–5 км) теоретические годографы оказываются заметно короче наблюдаемых. И только при введении скачков скорости и/или изменений ее градиентов удается избежать такого противоречия. Кроме того, в модели с мало изменяющейся скоростью в слоях по горизонтали более наглядно подчеркиваются структурные особенности разреза.

Как видно, верхняя кора характеризуется исключительной контрастностью изменения скорости распространения волн как с глубиной, так и по латерали при значительных вариациях мощности выделенных слоев. Так, наблюдается уверенная корреляция между изменениями времени пробега волн, обусловленными нарастанием мощности и скорости в верхнем слое от 2.6 до 3.4 км/с. Ниже залегают породы со скоростью 5.4–5.7 км/с, а породы с промежуточными значениями 4.8–5.2 км/с заполняют прогиб на участке 280–295 км и присутствуют в узкой зоне Монголо-Охотского разлома, протягивающейся на глубину до 2 км (рис. 3). Условная граница со скачком скорости в 0.1–0.2 км/с указывает минимально возможную глубину залегания пород со скоростью 6.1–6.2 км/с. Иначе с уменьшением ее глубины в первых вступлениях должна существовать ветвь годографа волны с кажущейся скоростью свыше 6.2 км/с, проникающей на глубину более 4–5 км.

Результат моделирования более сложного участка разреза представлен на рис. 4, где профилем пересечены зоны Монголо-Охотского (320–330 км) и Монголо-Бушуйского (367–380 км) разломов. Их отличительным признаком являются

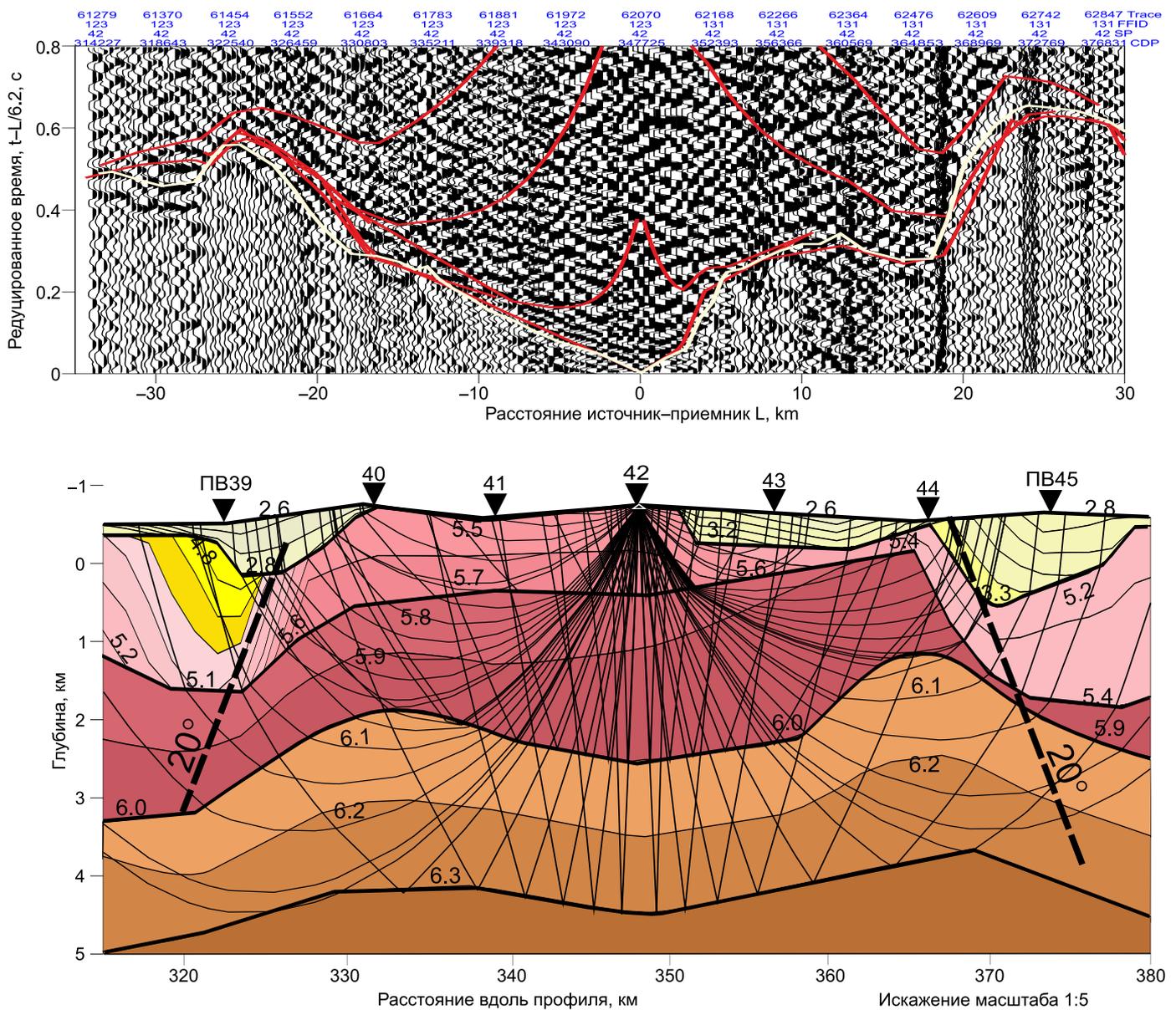
локальные прогибы амплитудой до 1 км, заполненные породами с аномально пониженной, до 2.6–3.3 км/с, скоростью. Разломной зоне Монголо-Бушуйского разлома предшествует аналогичный прогиб с меньшей мощностью заполняющих осадков. В целом, приповерхностные структурные и скоростные особенности хорошо видны на виброграмме и выражены в форме годографов. Как видно, здесь также удалось подобрать параметры исключительно сложного разреза, обеспечивающего в среднем удовлетворительную величину невязок между наблюдаемыми и теоретическими временами пробега волн. Локально повышенные значения невязок времен (до 0.10–0.15 с) наблюдаются на участках разломных зон, где корреляция криволинейных фаз колебаний также оказывается неуверенной и осложненной, по всей видимости, кривизной профиля и влиянием трехмерных неоднородностей на траектории распространения волн, рассчитываемых в двумерном приближении.

Можно также отметить, что контрастность локального увеличения времени пробега волны в первых вступлениях в пределах Монголо-Охотского разлома здесь значительно меньше, чем по данным из ПВ 37 (см. рис. 3), что объясняется наклоном зоны разлома в сторону от ПВ 41, когда траектории распространения волн проходят большую часть вне глубинной аномалии пониженной скорости. Разделяет эти разломные зоны приподнятый до глубины около 1.0 км блок с повышенной до 5.5–5.7 скоростью, подстилаемый слоем со скоростью 5.8–6.1 км/с, подошва которого располагается на глубине около 3.0–3.5 км.

Рассмотренные участки профиля с зонами разломов являются типичными для всего профиля (см. рис. 2). Практически всегда в пределах таких зон наблюдаются локальные уменьшения скорости распространения волн в сопряженных с ними впадинах, заполненных рыхлыми отложениями, прослеженными на глубину до 3–4 км.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Анализ свойств сейсмического разреза выполнен в двух масштабах. В мелком масштабе можно видеть общие свойства сейсмической структуры верхней коры вдоль всего профиля и разломную тектонику (рис. 5). Последняя проявляется в распределении зон разломов и направлениях их линий падения. Ниже в менее искаженном вертикальном масштабе будет рассмотрена корреляция локальных структурно-тектонических особенностей по геологическим данным с сейсмическими характеристиками разреза, определяющими возможность



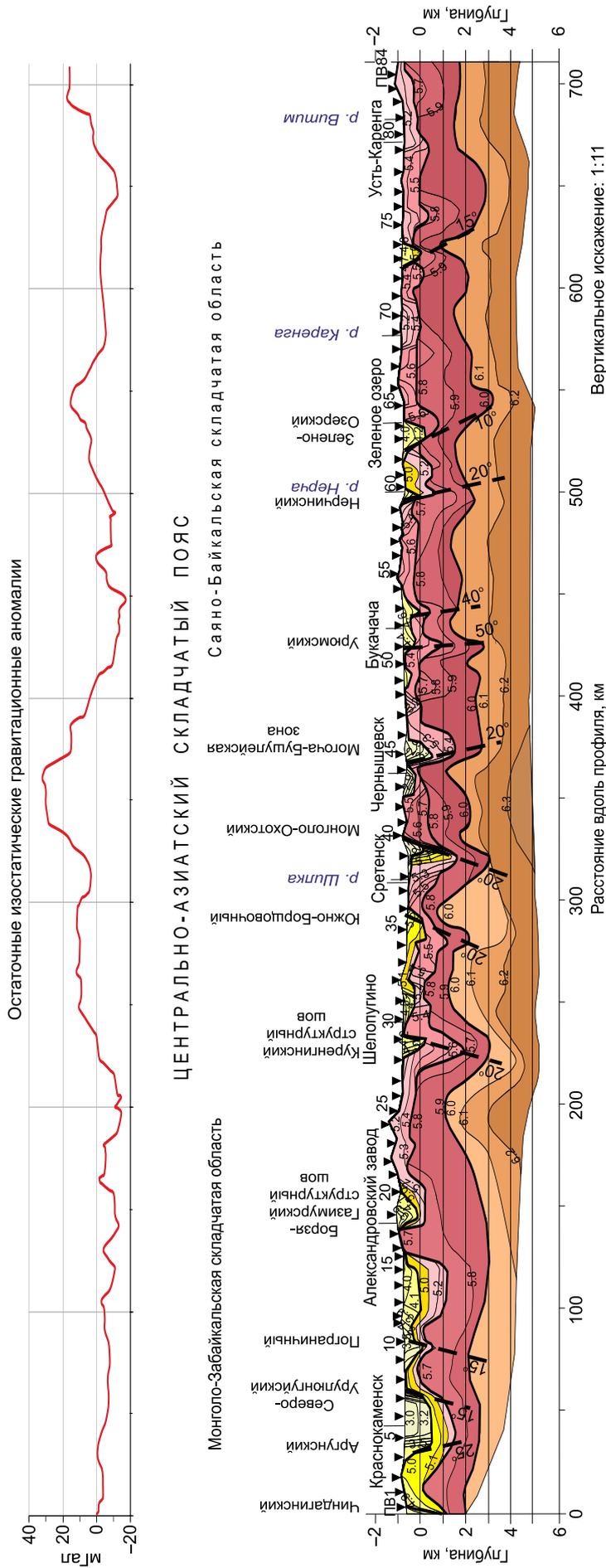
**Рис. 4.** Коррелограмма с наблюдаемыми (желтые линии) и теоретическими (красные) годографами (вверху) и лучевая схема для ПВ 41 (внизу) в окрестности Монголо-Охотского (слева) и Монголо-Бушудейского (справа) разломов. Сгущение трасс, выраженное на виброграмме вертикальными полосами сгущения, указывает на изгибы линии наблюдения, поэтому реальная длина годографов достигает здесь только 32–33 км при линии наблюдения 40 км (в обе стороны от ПВ). В последующих вступлениях показаны и теоретические годографы отраженных волн. Другие условные обозначения см. на рис. 3.

**Fig. 4.** Correlogram; the observed (yellow lines) and theoretical (red lines) travel time curves (above); and ray pattern for PV 41 (bottom) in the vicinity of the Mongolian-Okhotsk (left) and Mongolian-Bushulei (right) faults. Thickening of the traces (vertical condensation bands in top panel) indicates the kinks, so the real offsets reaches only 32–33 km at the observation lines are 40 km (in both directions from PV). The theoretical travel times of the reflected waves are shown. See Fig. 3 for the legend.

прослеживания приповерхностных геологических данных на глубину (рис. 6–8).

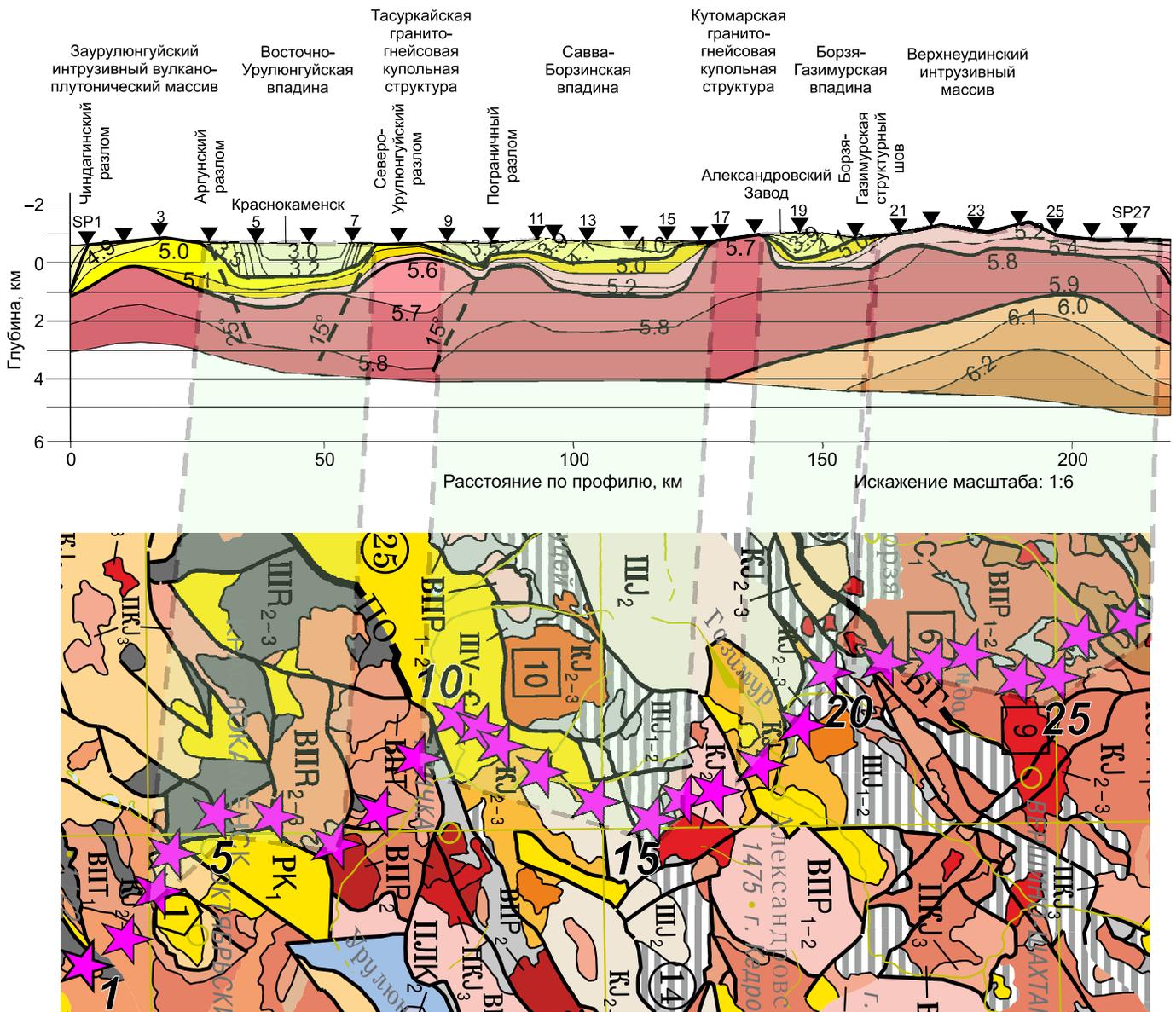
В общем виде и мелком масштабе (ниже будем рассматривать его более подробно) сейсмический разрез верхней коры представлен трехслойной моделью, слои в которой характеризуются наиболее выдержанными вдоль профиля значениями

скорости при контрастных вариациях мощности (см. рис. 5). Верхний наиболее неоднородный и прерывистый слой, со скоростью 2.8–5.1 км/с, представлен локальными впадинами мощностью до 1.0 км, приуроченными, как правило, к зонам разломов. Исключение составляет протяженный прогиб переменной амплитуды в начальной части



**Рис. 5.** Сейсмический разрез верхней коры и график изостатических гравитационных аномалий. Тонкими линиями в разрезе показаны изолинии скорости, толстыми – границы со скачком скорости; наклонные штриховые линии соответствуют осевым линиям зон разломов с углами падения в градусах, горизонтальные – положение пунктов возбуждения с номерами. Приведены названия зон разломов по геологическим данным [Digital Catalogue..., 2010].

**Fig. 5.** Velocity-depth model of upper crust and, and the diagram of isostatic gravity anomalies. Thin lines – velocity isolines; thick lines – boundaries with velocity jump; dipping dashed lines correspondent to fault axes with dips in degrees; triangle – positions of excitation points, and their numbers. The names of the fault zones are given according to the geological data [Digital Catalogue..., 2010].



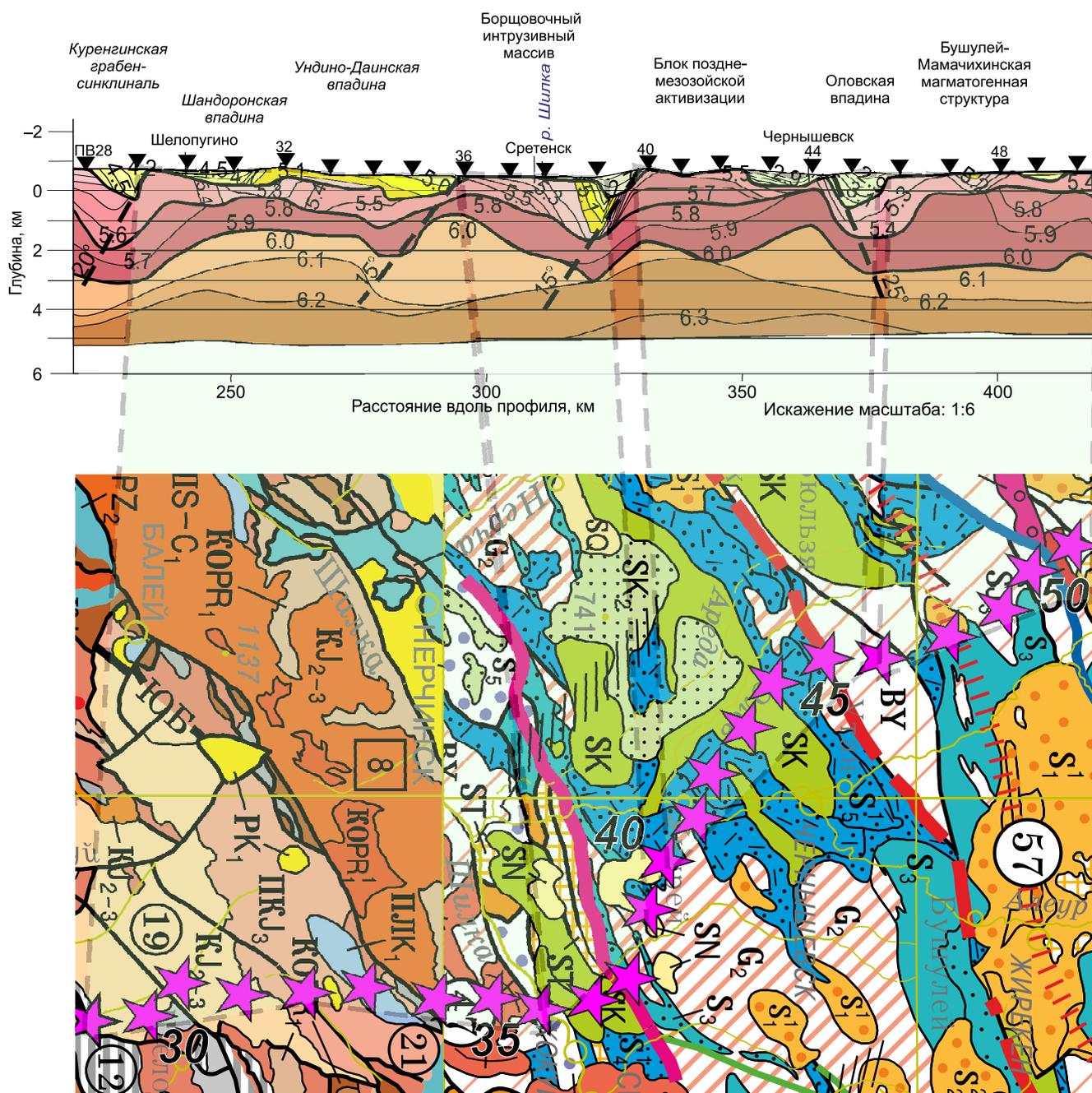
**Рис. 6.** Сопоставление сейсмических характеристик (вверху) и структурно-тектонических блоков по геологическим данным [Digital Catalogue..., 2010]) (внизу) на участке профиля 0–220 км (ПВ 0–27). Серыми трапециями показано соответствие участков профиля их положению на схеме, определяемому номерами ПВ (треугольники на разрезе (см. рис. 5) и звездочками на схеме (см. рис. 1).

**Fig. 6.** Seismic features (top panel) correlated to geological shallow structures (bottom panel, fragment of Tectonic map, see Fig. 1), segment 0–220 km (PV 0–27). Gray shade shows correspondence of profile and map segments, according to PV numbers (triangles in Fig. 5 and asterisks in bottom panel).

профиля (0–160 км), заполненный породами со скоростью 3.0–4.1 км/с и осложненный разломами (Аргунским, Северо-Урулюнгуйским, Пограничным) и Борзя-Газимурским структурным швом, ограничивающими приподнятые блоки с повышенной до 5.0–5.7 км/с скоростью. На других частях профиля на поверхность выведены породы второго слоя с повышенной до 5.2–5.6 км/с скоростью. В третьем слое мощностью 0.5–3.0 км (при наибольшей ее величине 4–5 км в начальной части

профиля) скорость увеличивается до 5.6–6.0 км/с. Подошва этого слоя выделяется условно при небольшом скачке скорости до 0.1 км/с.

Важной характеристикой складчатых структур являются направления и углы падения осевых линий зон разломов, выделенных по геологическим данным и по характеру прослеживания сейсмических структурных особенностей в зонах с аномальными уменьшениями скорости. Оказалось, что углы их падения изменяются в интервале 10–25° и



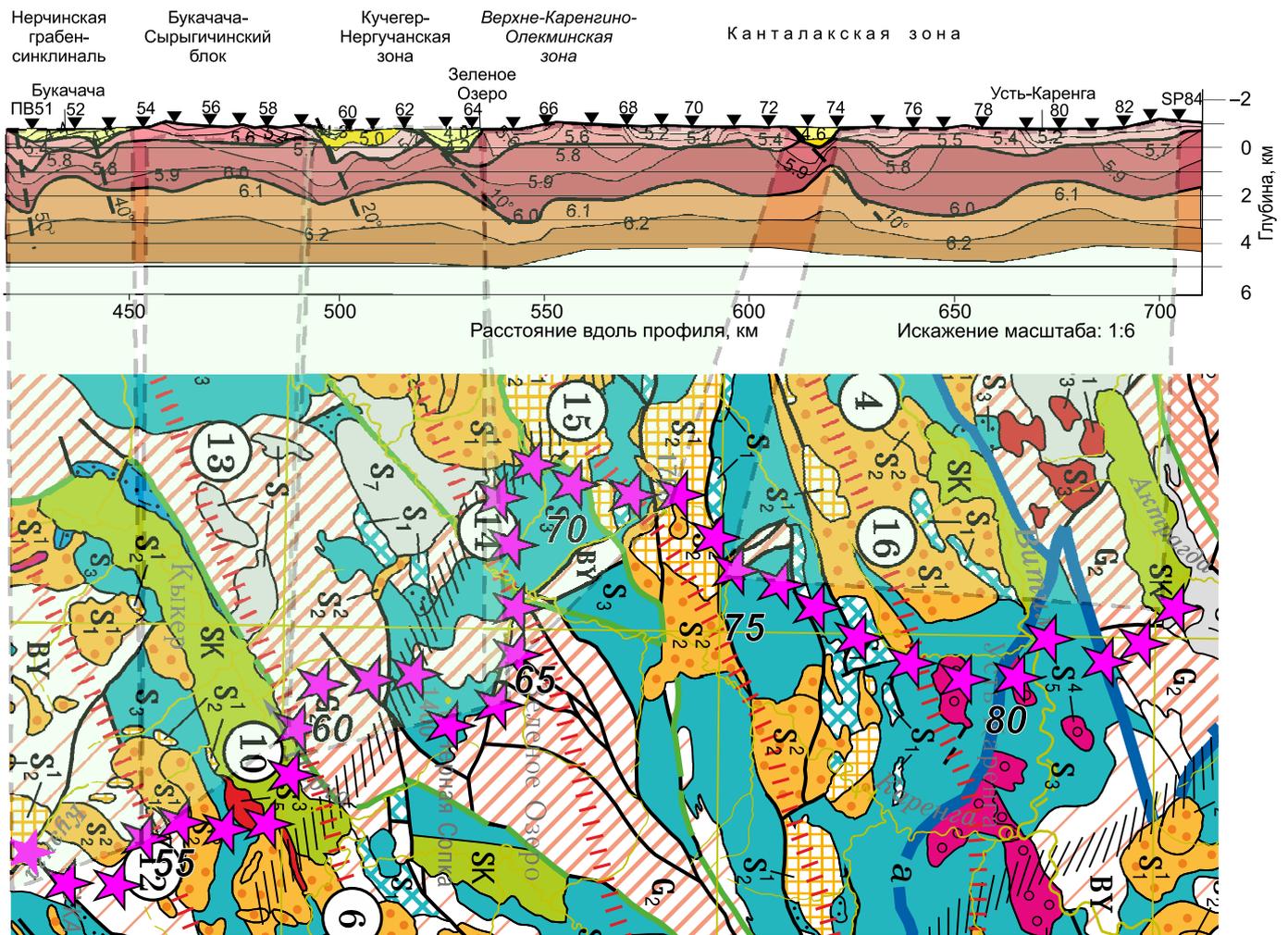
**Рис. 7.** Соответствие сейсмических (см. рис. 5) и структурно-тектонических блоков по геологическим данным [Digital Catalogue..., 2010] на отрезке профиля 220–420 км (ПВ 28–50). Условные обозначения см. на рис. 6.

**Fig. 7.** Correlation of seismic (see Fig. 5) and geological (Tectonic Map, see Fig.1) data within segment 220–420 km (PV 28–50). Symbols are same as in Fig. 6.

только в южной части Урюмской зоны разломов (420–440 км профиля) угол достигает 50°. При этом в южной части профиля вплоть до Монголо-Охотского разлома включительно осевые линии таких зон падают на юг, тогда как в северной части, начиная с Монголо-Бушулейского разлома, направление падения изменяется на северное. На этой части профиля по сейсмическим характеристикам проявлены Нерчинская и Зелено-Озерская зоны, не

обнаруженные по геологическим данным. Таким образом, Монголо-Забайкальская и Саяно-Байкальская складчатые области различаются направлениями падения зон разломов.

Детальную связь между сейсмическими характеристиками разреза и геологическими структурами рассмотрим в более крупном масштабе, чем на рис. 5, последовательно для отдельных частей профиля: 0–220, 220–420, 420–700 км (рис. 6–8).



**Рис. 8.** Соответствие сейсмических (см. рис. 5) и структурно-тектонических блоков по геологическим данным [Digital Catalogue..., 2010] на отрезке профиля 420–700 км (ПВ 50–84). Условные обозначения см. на рис. 6.

**Fig. 8.** Correlation of seismic (see Fig. 5) and geological (Tectonic Map, see Fig.1) data within segment 420–700 km (PV 50–84). Symbols are same as in Fig. 6.

Начальным участком профиля пересекается западный борт Газимурского синклинория шириной около 30 км (ПВ 4–7) и северо-восточное ограничение Западно-Урулюнгуйской грабен-синклинали шириной около 100 км (ПВ 9–16) (см. рис. 6). Двухслойный чехол синклинория общей мощностью около 2.0 км заполнен породами со скоростью 3.0–3.2 км/с в верхнем слое и 5.0–5.3 км/с в нижнем, тогда как в Западно-Урулюнгуйской грабен-синклинали в верхнем слое мощностью до 0.5–0.7 км скорость повышена и по латерали изменяется от 3.5 до 4.2 км/с. Эти различия в скорости объясняются изменениями в возрасте пород от плейстоцевого в первой до юрско-мелового во второй структуре. Мощность подстилающего слоя достигает 1.0 км при такой же скорости 5.0–5.2 км/с, как в Газимурском синклинории. К фундаменту этих впадин можно отнести кровлю слоя пород на глубине 1.5–2.0 км со скоростью 5.6–5.8 км/с.

Эти впадины разделены Тусуркайской и Кутомарской гранитогнейсовыми близповерхностными купольными структурами пермско-триасового возраста, где скорость, характерная для гранитоидов, повышена до 5.6–5.7 км/с. В расположенном севернее узком Борзя-Газимурском синклинории осадочные породы раннесреднеюрского возраста (ПВ 18–20, 140–160 км) мощностью до 1.0 км характеризуются скоростью 3.9–4.1 км/с. Мощность подстилающего слоя со скоростью 5.0–5.2 км/с также минимальна, и на глубине около 1.0 км скорость резко увеличивается до 5.7–5.9 км/с. Далее вдоль профиля, на участке между ПВ 20–28, на поверхности обнажаются породы со скоростью 5.2–5.4 км/с, относящиеся к раннепермскому Верхне-Удинскому интрузивному массиву (см. рис. 6). В его пределах на глубине около 0.3–0.5 км скорость возрастает до 5.8–5.9 км/с и на глубине 1.5–2.0 км – до 6.0–6.1 км/с. Массив ограничивается на севере Курен-

гинским структурным швом и сопряженной с ним одноименной раннесреднеюрской грабен-синклиналью (ПВ 28–29, 220–230 км) (см. рис. 7). Последняя, шириной около 8–10 км, заполнена осадками со скоростью 4.2–4.6 км/с.

Далее, участок профиля между ПВ 29 и 36 (230–290 км) пересекает Шандоронскую и Ундино-Даинскую средне- и позднеюрские мелкие впадины с различающимися значениями скорости в заполняющих их породах. В первой из них скорость 4.5–4.7 км/с, а во второй увеличивается до 5.0–5.4 км/с, свидетельствуя о возможном различии их возраста (см. рис. 7). Мощность подстилающих слоев также минимальна, и породы с повышенными до 6.0 км/с значениями скорости оказываются приподнятыми на глубину до 1.5–2.0 км.

В ограничивающем их средне- и позднеюрском Борщовочном интрузивном массиве (ПВ 36–38, 300–315 км) на поверхность выведены породы со скоростью 5.4–5.5 км/с, уменьшающейся к северу до 5.1 км/с, которые, возможно, погружаются на глубину 0.1–0.2 км с приближением к Монголо-Охотскому разлому. В пределах блока кровля пород со скоростью 5.8–6.0 км/с приподнята на малую глубину 1.0–1.5 км при локально повышенной почти до 4.0 км глубине залегания пород со скоростью около 6.1–6.2 км/с.

Зона Монголо-Охотского разлома (ПВ 39–40, 320–330 км) (см. рис. 7) маркируется локальной впадиной, заполненной отложениями с аномально пониженной до 2.5–2.7 км/с скоростью, соответствующая рыхлым кайнозойским отложениям с максимальной мощностью до 1.0 км. Ниже в узкой зоне, прослеженной до глубины около 2.0 км, скорость понижена до 4.8–5.1 км/с. Здесь же подстилающий слой со скоростью 5.8–9.0 км/с погружен на глубину с отметками –(1.8–3.0) км и затем поднимается до –(0.8–2.0) км. Далее, уже в пределах блока позднемезозойской активизации (ПВ 40–44, 330–370 км) (см. рис. 7) на поверхность выведены породы палеозойского возраста со скоростью 5.5–5.7 км/с. Признаком возраста активизации является расположенная в пределах блока локальная впадина глубиной около 0.3–0.4 км, заполненная, как в зонах Монголо-Охотского и Могоча-Бушулейского разломов (окрестность ПВ 45, 375 км), молодыми отложениями со скоростью 2.5–2.9 км/с. Зона последнего характеризуется мощностью позднемезозойских низкоскоростных отложений, достигающей 1.0 км в Оловской впадине, шириной около 10 км, и локальным, относительно соседних блоков, понижением скорости до 5.2–5.4 км/с во втором слое на глубине до 2.0 км. Таким образом, можно предполагать, что блок позднемезозойской активизации с повышенной скоростью, ограниченный двумя зонами разломов (с противоположными

направлениями падения), является относительно приподнятым примерно на величину до 1.0 км. На это указывает отсутствие в его пределах слоя со скоростью 5.2–5.4 км/с, наблюдающегося в соседних блоках.

К северу от Могоча-Бушулейской зоны разломов характер корреляции сейсмических и геологических свойств изменяется, но при довольно четкой корреляции между ними (см. рис. 5, 7; рис. 8, ПВ 46–74, 380–620 км). Это характерно для Саяно-Байкальской складчатой области, отделенной от Монголо-Забайкальской области блоком позднемезозойской складчатости (см. рис. 5, 7). Таким образом, Саяно-Байкальская складчатая область с контрастными изменениями в структуре и в скорости характеризуется блоками с локальными изменениями скорости в приповерхностном слое от 5.2 до 5.6 км/с и разделяющими их зонами разломов (возможно, и контактами между магматическими телами). В подстилающем слое, с изменяющейся от блока к блоку мощностью от 1.0 до 3.0 км, скорость повышена до 5.8–6.0 км/с (рис. 8). Примечательно то, что разломные зоны располагаются на участках с пониженным рельефом, тогда как вне их рельеф относительно повышен. На тектонической схеме выделяемые блоки, как правило, отнесены к магматогенным структурам (см. рис. 1, 5; рис. 8).

В Бушулей-Мамачихинской магматогенной структуре (ПВ 46–51, 380–425 км) слой пород со скоростью 5.2–5.4 км/с имеет минимальную мощность 0.3–0.4 км, которая увеличивается до 2.0 км на его локальном южном участке (см. рис. 7). В подстилающем слое мощностью около 2.5 км скорость достигает 5.7–6.0 км/с.

Бушулей-Мамачихинскую структуру ограничивает Нерчинская грабен-синклиналь (ПВ 50–54, 420–450 км) вместе с Урюмской разломной зоной в ее северной части (ПВ 52–53, 420–430 км), падающей на север под углом около 50°. Она сопряжена с Нерчинской грабен-синклиналью (ПВ 50–54, 420–450 км), в пределах которой наблюдается слой пород мощностью 0.5–0.7 км с относительно пониженной скоростью 4.2–4.5 км/с. Здесь возможно присутствие крутого разлома, перекрытого толщей низкоскоростных осадков и синклиналь может быть отнесена к деформационной структуре сжатия, прослеженной по согласному залеганию слоев до глубины около 3.0–3.5 км. Судя по тектонической схеме (см. рис. 1, рис. 8), участки с пониженной скоростью могут быть представлены цепочкой локальных прогибов триасового возраста, встроенных в блок деформированных протерозойских пород со скоростью 5.2–5.6 км/с.

В приподнятом соседнем Букача-Сырыгичинском магматогенном блоке (ПВ 54–59, 450–490 км) на поверхности обнажены палеозойские породы со

скоростью 5.3–5.6 км/с, которая увеличивается до 5.9–6.0 км/с на глубине до 2.0–2.5 км (рис. 8). Далее профилем пересекается Кучегер-Нерчуганская магматогенная зона с преимущественным распространением на поверхности пород рифейского возраста, мощность которых достигает 1.0 км при скорости, изменяющейся в диапазоне 4.0–5.2 км/с. Южный борт зоны представлен Нерчинским разломом (ПВ 59–60, 490–500 км). В ее пределах можно выделить пологопадающий разлом (Зелено-Озерский), контролирующий образование впадины (участок ПВ 62–64, 515–530 км), заполненной породами со скоростью 3.9–4.2 км/с и мощностью до 1.0 км. В южной части зоны выявлена впадина со значительно более высокой скоростью, до 4.8–5.2 км/с, и мощностью до 1.5 км. Слой пород со скоростью 5.3–5.6 км/с, наблюдающийся в Букачача-Сырыгинском блоке, здесь отсутствует, и под приповерхностным слоем, с относительно уменьшенной до 1.0–1.5 км мощностью, скорость повышена до 5.7–6.0 км/с.

Приповерхностный слой мощностью до 1.0 км на участке профиля ПВ 64–72 (530–610 км) характеризуется значительными латеральными изменениями скорости от 5.2 до 5.6 км/с, обусловленными, по-видимому, присутствием разновозрастных палеозойских пород от ордовика до триаса (Верхне-Каренгино-Олекминская и Канталакская зоны). На глубине до 2.5 км скорость увеличивается до обычных для Саяно-Байкальской области значений 5.7–6.0 км/с. Локальное уменьшение скорости до 4.7–5.0 км/с до глубины около 0.5 км, выделенное на локальном участке в окрестности ПВ 73 (615 км профиля), соответствует нижнетриасовым породам (среди ордовикских отложений). Эту аномалию, вероятно, можно отнести к разломной зоне, ограничивающей рассматриваемый блок, отличающийся от соседних особенностями вариаций мощности и скорости в подстилающих породах (см. рис. 1; рис. 8). Однако, судя по положению криволинейного профиля, пересекающего пространственно неоднородную тектоническую структуру, такое объединение отдельных участков в единый блок может быть искусственным.

Характерных сейсмических особенностей в разрезе на финальном отрезке профиля ПВ 74–84 (620–708 км) не наблюдается. Можно только отметить значительные вариации скорости (5.2–5.5 км/с) в приповерхностных слоях пород, связанные с их возрастом и свойствами. В частности, локально повышенная скорость в окрестности ПВ 77 (640–650 км) коррелируется с блоком пород рифейского возраста.

Профиль пересекает ряд мелких геологических объектов, показанных на тектонической схеме, которые не выделяются сейсмическими данными.

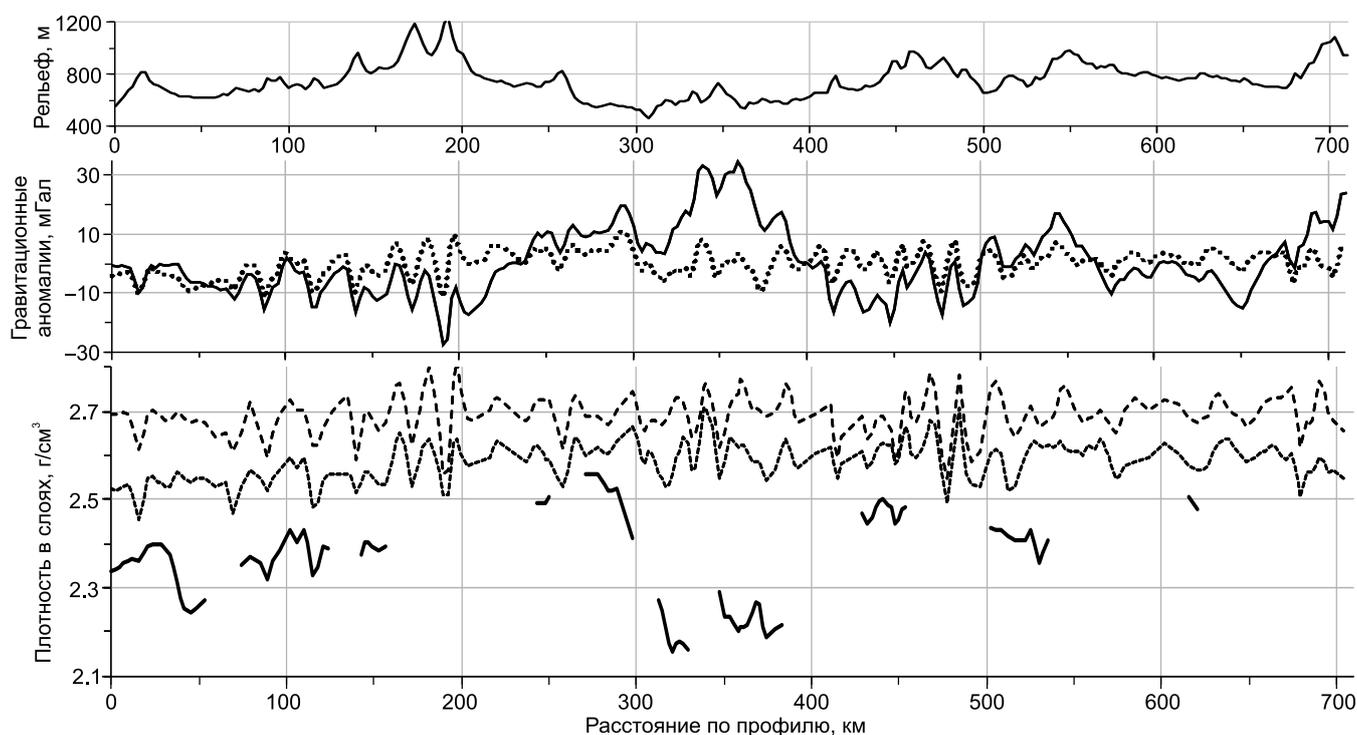
Это обусловлено детальностью наблюдений, направленных на обнаружение более крупных неоднородностей, размерами, сравнимыми с расстоянием между пунктами возбуждения в 7–8 км и более.

#### 4. СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Особенностью выполненного сейсмогравитационного моделирования является изучение распределения плотности по локализованным аномалиям силы тяжести, относящимся к рассмотренным выше сейсмическим слоям верхней коры. Для этого использованы изостатические аномалии, присутствие которых определяется через отчетливую корреляцию между длинноволновыми сглаженными аномалиями Буге и рельефом в круге радиусом 125 км (коэффициент  $R^2=0.97$ ). При этом корреляция между аномалиями Буге и весьма пологим рельефом Мохо практически отсутствует, что в модели Эйри-Хейсканена может быть обусловлено изменениями плотности мантийной литосферы и/или ее мощностью, а разность между сглаженной длинноволновой изостатической компонентой поля и аномалиями Буге можно отнести к локальным изостатическим аномалиям, ответственным за распределение плотности в земной коре [Turcotte, Schubert, 1982; Jachens et al., 1989; Jacoby, Smilde, 2009]. Исходными данными являлись спутниковые цифровые модели рельефа DNSCO8 [Andersen et al., 2008] с разрешением  $2 \times 2$  км и среднеквадратическим отклонением в регионах с умеренным рельефом  $\pm 3.06$  м при среднем значении 0.00 м [Balmino et al., 2012; Rexer, Hirt, 2015] и гравитационного поля в аномалиях Буге WGM2012 со среднеквадратической погрешностью  $\pm 3$  мГал [Andersen et al., 2010; Bonvalot et al., 2012].

Расчеты изменений плотности в коре, согласованные с сейсмической структурой по данным ГСЗ (неопубликованные материалы), выполнялись по программе [Kochnev et al., 2008]. При этом стартовые значения определены по глобальному тренду скорость продольных волн – плотность [Brocher, 2005], которые уточнялись методом оптимизации. Локальные аномалии ускорения силы тяжести, характеризующей верхнюю кору до глубины 4–5 км, получены редуцированием изостатических аномалий расчетными поправками за сейсмоплотностную модель нижней коры (между Мохо и подошвой третьего слоя). В результате выполненных расчетов невязки между финальными модельными и локальными аномалиями не превышают в среднем  $\pm 1-2$  мГал.

Рассматривая на качественном уровне полученные результаты (рис. 9), можно отметить инверсионный тренд между изостатическими аномалиями



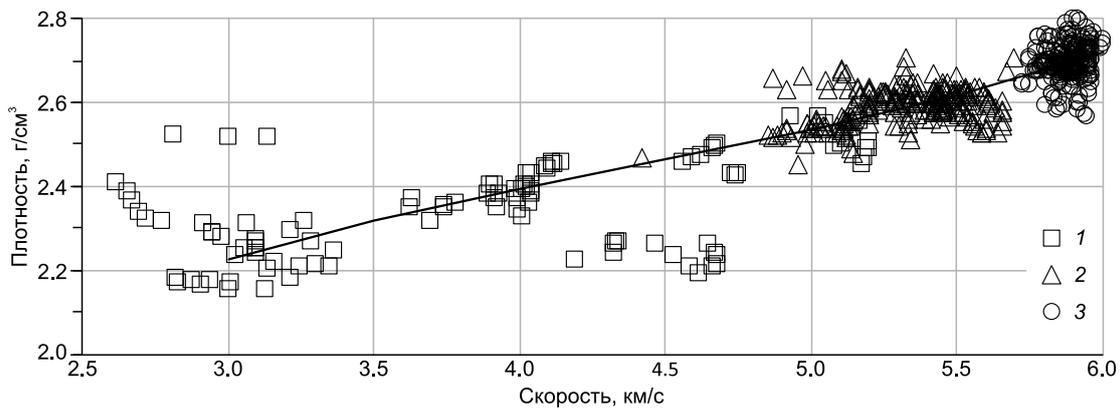
**Рис. 9.** Результаты сейсмогравитационного моделирования. В верхней части рисунка представлен рельеф вдоль профиля, в средней – изостатические аномалии по [Jachens et al., 1989], характеризующие всю толщу коры (сплошная линия), и локальные аномалии, соответствующие гравитационному эффекту от трех слоев верхней коры (точечная линия). Изменения плотности в слоях показаны на нижнем рисунке отрезками сплошной линии для верхнего слоя в соответствии с участками его прослеживания, точечной – для среднего и штриховой – для нижнего (см. рис. 5).

**Fig. 9.** Seismogravitational modeling results. Top – relief along the profile; middle – isostatic anomalies after [Jachens et al., 1989], which are characteristic of the whole crust (solid line), and local anomalies corresponding to the gravity effect from the three layers of the upper crust (dotted line). Bottom – changes in density: fragmented solid line – changes in the upper layer, dotted line – middle layers, dashed line – lower layer (see Fig. 5).

и рельефом, характерный для южной половины профиля в Монголо-Забайкальской складчатой области и несколько слабее выраженный при мало-контрастном рельефе и относительно повышенных аномалиях в северной Саяно-Байкальской области (см. рис. 5; рис. 9). Не проявляется в сейсмической и соответствующей плотностной структуре верхней коры протяженная (около 100 км) контрастная положительная изостатическая аномалия амплитудой до 35 мГал в центральной части профиля (см. рис. 5; рис. 9). При этом ее горизонтальная протяженность значительно меньше длинноволновой (изостатически уравновешенной, протяженностью более 250 км) компоненты аномалий Буге и поэтому может быть обусловлена плотностной неоднородностью в нижней коре. Другие, менее протяженные, изостатические аномалии амплитудой от -25 до 15 мГал на интервалах профиля 180–210, 410–500, 515–560 и 625–674 км, хотя и коррелируют с рельефом, но скорее всего имеют более глубокие корни, поскольку не полностью отражены в

локальных высокочастотных аномалиях. Верхняя часть коры характеризуется локальными аномалиями силы тяжести амплитудой до (-10) – (+10) мГал с поперечными размерами 10–20 км (рис. 9). При этом корреляция между локальными аномалиями силы тяжести и рельефом отсутствует, причину чего рассмотрим ниже.

Между рассчитанными значениями плотности и скорости (рис. 10) наибольший разброс (по плотности 2.15–2.50 г/см<sup>3</sup> и скорости 2.6 – 4.7 км/с) характерен для прерывистого верхнего слоя, сложенного породами разного состава и возраста, залегающими во впадинах. Плотность в условно выделенных втором и третьем слоях увеличивается до 2.42–2.65 и 2.58–2.80 г/см<sup>3</sup> соответственно. Интервал разброса ее значений уменьшился, так же как и диапазон изменений скорости 4.8–5.7 и 5.7–6.0 км/с. В среднем тренд увеличения плотности со скоростью сохранился, но при значительных локальных отклонениях, как и в данных, использованных в работе [Brocher, 2005].



**Рис. 10.** Изменение плотности в зависимости от скорости в слоях верхней коры. Условными знаками выделены: верхний (1), средний (2) и нижний (3) слой. Сплошной линией показано изменение плотности по [Brocher, 2005], использованное при расчетах в качестве априорных значений.

**Fig. 10.** Density vs. velocity in upper crust. Squares, triangles, and circles mark layers 1, 2, and 3, respectively. Solid line is the reference empirical relation of [Brocher, 2005].

Наблюдается довольно заметный разброс значений скорости и/или плотности при незначительной величине невязок между локальными аномалиями и их модельными значениями. Например, при фиксированной плотности  $2.6 \text{ г/см}^3$  скорость изменяется на величину до  $0.8 \text{ км/с}$ , что значительно превышает погрешность ее определения. Наоборот, при скорости, положим,  $5.0 \text{ км/с}$ , изменения плотности в  $0.2 \text{ г/см}^3$  слишком велики, чтобы пытаться объяснить это изменениями только вещественного состава, ориентируясь на лабораторные измерения.

Причина наблюдаемых расхождений может быть связана с тем, что в корреляциях скорость – плотность отсутствуют структурные параметры в виде изменений мощности и глубины залегания слоев (аномальных изменений плотности). Последние оказывают значительное влияние на распределение и интенсивность аномалий силы тяжести, что проявляется в практическом отсутствии качественной корреляции между локальными аномалиями (см. рис. 9), сейсмической структурой верхней части коры (см. рис. 5, 6–8) и разбросом значений в корреляции между плотностью и скоростью (рис. 10).

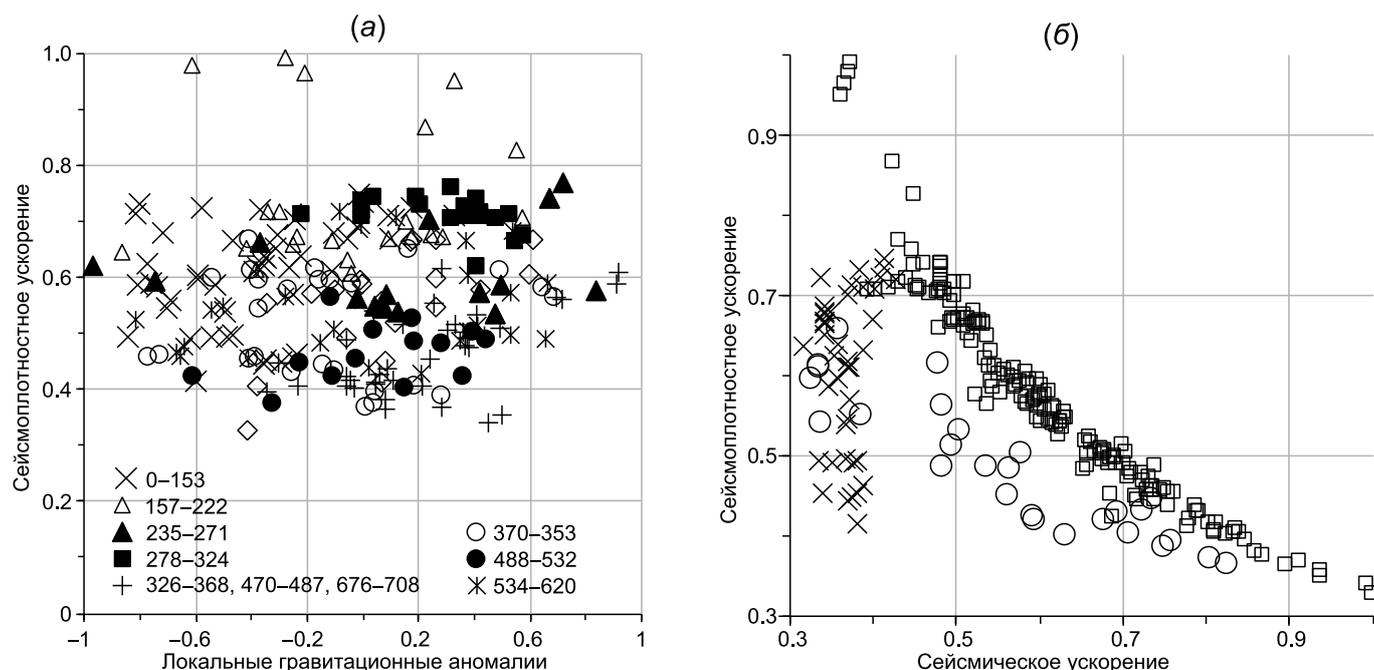
В связи с этим для совместного количественного анализа сейсмических и гравитационных данных необходимо определить сейсмические и сейсмоплотностные (распределение плотности, согласованное с сейсмической структурой) параметры, характеризующие структуру верхней коры. Сейсмоплотностным (сейсмогравитационным) параметром по определению является ускорение силы тяжести в виде локальных гравитационных аномалий (см. рис. 9). По аналогии, сейсмическую струк-

туру также следует охарактеризовать параметром с размерностью ускорения. Тогда корреляция между такими параметрами позволит получить дополнительную комплексную характеристику свойств верхней коры.

Определяющим параметром сейсмического разреза в нашем случае является скорость продольных волн  $V(x, h)$  (зависящая также и от плотности), рассчитываемая по вертикальному времени пробега сейсмических волн  $t(x, h) = h/v$ , где  $x$  – координата по профилю,  $h$  – соответствующая мощность слоя. В результате размерность сейсмического ускорения (отношение  $V/t$ , связанное с изменением скорости) будет определяться отношением  $V^2/h$ . В слоистой среде величина  $V$  соответствует средней скорости  $V = \sum h_i / (\sum h_i / v_i)$ , а  $h = \sum h_i$  – общей мощности разреза, состоящего из  $i$  слоев и скоростью в слоях  $v_i$ .

С другой стороны, гравитационный параметр, связанный со слоистым сейсмическим разрезом, можно определить в виде величины  $G \sum h_i \rho_i$ , где  $G$  – гравитационная постоянная,  $\rho_i$  – плотность в соответствующих слоях мощностью  $h_i$ . В результате получим параметр с размерностью ускорения силы тяжести в  $\text{м/с}^2$  (сейсмоплотностное ускорение), соответствующий сейсмогравитационной модели.

Корреляция между нормированными на максимальные значения сейсмоплотностным ускорением и ускорением силы тяжести (локальные гравитационные аномалии) практически отсутствует (рис. 11, а). Не удается обнаружить выделенные сеймотектонические структуры (см. рис. 6–8) на отдельных участках профиля, хотя бы и с локально коррелирующимися значениями. В частности, участок профиля  $0$ – $153 \text{ км}$  характеризуется обширным облаком точек без какой-либо



**Рис. 11.** Корреляция между нормированными значениями сейсмоплотностных и локальных гравитационных аномалий (а) и между сейсмоплотностным и сейсмическим ускорением (б). В легенде на (а) разные знаки соответствуют отрезкам профиля (в км). На (б) разными знаками выделены области, различающиеся характером корреляции.

**Fig. 11.** Correlation between the normalized values of the seismic-density and local gravity anomalies (a) and between the seismic-density and seismic acceleration (б). In (a), different symbols show the segments of the profile (in km). In (б), symbols mark different correlation domains.

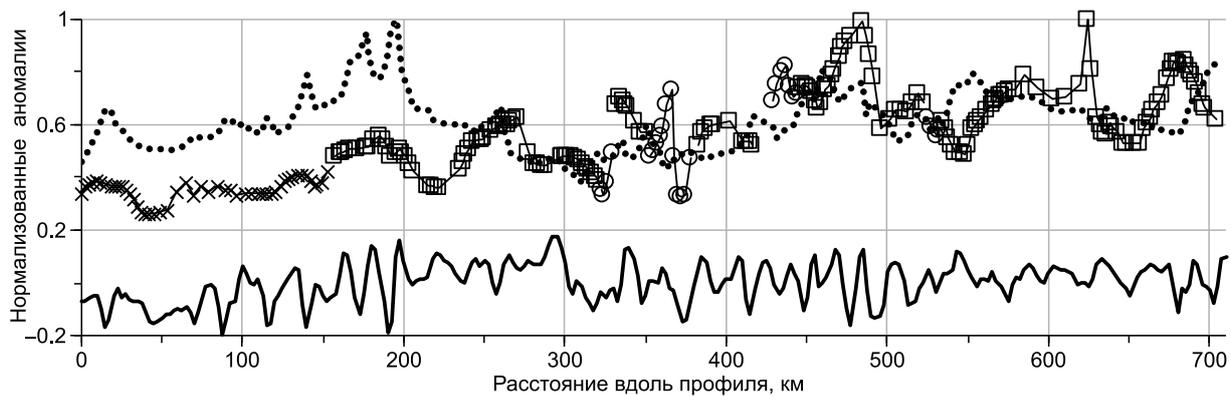
видимой корреляции, хотя в сейсмическом разрезе он представлен отчетливо (см. рис. 5, 6). Выделить другие участки с какими-нибудь особенностями корреляции не представляется возможным, кроме, возможно, участка профиля 278–324 км, где при практически постоянном значении сейсмоплотностного ускорения нормированные локальные гравитационные аномалии изменяются в интервале (–0.2) – (+0.6).

Сложный характер корреляции между сейсмоплотностным ускорением и локальными гравитационными аномалиями объясняется тем, что последние определяются суммарным отличием реальных плотностей промежуточного слоя от значения  $2.67 \text{ г/см}^3$ , использованного при расчете аномалий Буге, зависящих также от высоты рельефа и геологической (сейсмической) структуры, выраженной в изменениях глубины залегания и мощности сейсмических слоев с латерально изменяющейся плотностью (см. рис. 10). Это существенно затрудняет структурно-тектоническое районирование верхней коры только по гравитационным наблюдениям без учета априорных данных.

Вместе с тем корреляция между также нормированными значениями сейсмоплотностного и сейсмического ускорений (учитывающих структурные

параметры разреза) оказывается вполне упорядоченной, с отчетливым разделением данных на три группы с различными особенностями корреляции. Наиболее представительная часть характеризуется четкой обратной зависимостью сейсмического ускорения с уменьшением сейсмоплотностного в соответствии с пропорциональностью по отношению к обобщенной мощности слоя верхней коры. Вторая, меньшая по количеству, группа данных отличается другим трендом корреляции с заметным разбросом значений. Корреляция в третьей группе характеризуется малыми изменениями сейсмического ускорения при значительных вариациях сейсмоплотностного.

В целом, изучение корреляции между сейсмическим и сейсмоплотностным ускорением (рис. 11, б) позволяет выделить дополнительные структурно-тектонические характеристики разреза верхней коры (рис. 12). Так, третья группа с аномальной корреляцией (косые крестики, см. рис. 11, б) уверенно локализует начальную часть профиля (интервал 0–160 км). При этом, как следует также из рис. 12, выделить этот участок только по локальным остаточным гравитационным аномалиям представляется затруднительным, разве только по общему тренду их понижения с рельефом и



**Рис. 12.** Латеральные изменения нормированных аномалий рельефа (точечная линия), локальных гравитационных аномалий, соответствующих верхней коре (сплошная линия, для удобства представлена в уменьшенном масштабе), и сейсмических ускорений для верхней части коры. Условные знаки соответствуют рис. 11.

**Fig. 12.** Lateral variations in the normalized anomalies of the relief (dotted line), local gravity anomalies corresponding to the upper crust (solid line, in a reduced scale for convenience), and seismic acceleration values for the upper crust. See Fig. 11 for the legend.

сейсмическим ускорением. Вместе с тем на сейсмическом разрезе эта структурная аномалия соответствует значительному прогибу, заполненному породами с относительно пониженной скоростью и осложненному магматическими блоками вместе с ограничивающим ее Борзя-Газимурским структурным швом (Борзя-Газимурской синклиналию) (см. рис. 5, 6; рис. 12). Существенно то, что сейсмические структуры, подобные этой, нигде на профиле больше не встречаются (см. рис. 5, 6).

Другая часть наблюдений (кружки на рис. 11, 12) характеризует три участка профиля: 315–325, 360–380 и 420–440 км, первые два из которых соответствуют Монголо-Охотской и Могоча-Бушуйской зонам разломов, ограничивающих блок позднемезозойской активизации, который, в свою очередь, разделяет Монголо-Охотскую и Саяно-Байкальскую складчатые области (см. рис. 5, 7). Третий участок относится к Нерчинской грабен-синклинали, разделяющей Бушуй-Мамачинскую магматогенную структуру и Букачача-Сырыгичинский блок (см. рис. 7, 8). Почему в эту группу данных не попали другие разломные зоны, остается пока непонятным. Можно предполагать, что они имеют другую природу, но это требует специального изучения.

В промежутках между разломами относительно повышенные и пониженные значения аномалий сейсмического ускорения (наиболее многочисленная группа данных) характеризуют сглаженные, локально менее контрастные структурные, скоростные и плотностные особенности (рис. 12). Так, пониженные аномалии на участках Куренгинского структурного шва (200–240 км, Куренгинская грабен-синклиналь с прибортовыми участками) (см.

рис. 5, 7, рис. 12), под северным бортом Зелено-Озерской разломной зоны (окрестность 550 км профиля) и в окрестности 650 км характеризуются погружением подошвы третьего слоя коры. Наоборот, повышенные аномалии сейсмического ускорения в пределах Букачача-Сырыгичинского блока (450–490 км) и на участке безымянной зоны (630–660 км) (см. рис. 5, 8, рис. 12) обусловлены утонением слоя верхней коры.

## 5. ОБСУЖДЕНИЕ

Опыт использования данных МПВ для расшифровки складчатой структуры верхней коры в одном из наиболее изученных геологическими методами регионов России имеет принципиальное методическое значение. Дело в том, что традиционно метод преломленно-рефрагированных волн, регистрирующихся в первых вступлениях, применялся в платформенных регионах с пологими структурами осадочного чехла, в которых главная цель заключалась в определении глубины залегания его подошвы и рельефа кристаллического фундамента. Возможность картирования складчатых структур верхней коры этим методом являлась проблематичной задачей. Вместе с тем развитие технологий решения прямых кинематических задач в сложных двумерных средах, позволяющих при обработке данных повысить разрешенность и детальность решения обратной задачи по данным первых вступлений и критических отражений, открыло и новые возможности.

При этом Забайкалье, как объект с высокой геологической изученностью, является по существу

эталонным при оценке эффективности применения метода, и что особенно важно – в комплексе с гравиметрией. Выше была показана высокая корреляция сейсмических характеристик (рельефа сейсмических границ и скоростей распространения продольных волн) с тектоническими блоками, выделенными по геологическим данным. Особо контрастными в регионе оказались зоны разломов (как правило, известные по геологическим данным), сопряженные с локальными впадинами, заполненными разнообразными по составу разновозрастными породами с различающимися значениями скорости.

Зоны разломов с пологими падениями их осей (как правило до 15–25°) прослежены практически на всю мощность изученного разреза (до 4–5 км). Примечательным является различие в направлениях падения разломов в Монголо-Забайкальской (падение на юг) и Саяно-Байкальской (падение на север) складчатых систем, разделенных, вероятно, приподнятым блоком позднемезозойской активизации (см. рис. 7). Зоны разломов довольно разнообразны по отношению к свойствам вмещающих пород. В одних случаях наблюдается значительное различие в структуре сейсмических границ и значениях скорости в прибортовых участках по разные стороны таких зон (Монголо-Охотской, Могоча-Бушулейской, Нерчинской, см. рис. 5). При этом они разделяют соседние блоки с несимметричными относительными поднятиями и/или опусканиями, выраженными в структуре впадин и заполняющих их осадках, возможно с проявлениями магматизма и изменениями скорости по разные стороны от зон разломов. В других случаях они выражены в виде деформационных зон смятия, разделяющих блоки с симметричной структурой и близкими значениями скорости (Пограничный разлом, Куренгинский шов, безымянная зона на участке профиля 610–620 км) см. рис. 5).

В пределах блоков структура сейсмических границ и изолиний скорости может значительно изменяться, что свидетельствует о наличии более мелких неоднородностей. Наиболее контрастно по приповерхностным аномалиям скорости 5.6–5.7 км/с на фоне 3.0–4.0 км/с выделяются гранито-гнейсовые купольные структуры (Тасуркайская и Кутомарская) (см. рис. 6), интрузивные массивы со скоростью 5.2–5.4 км/с – Верхнеудинский (см. рис. 6) и Борщовочный, а также Бушулей-Мамачихинская магматогенная структура (см. рис. 7). Протяженные участки с локальными и значительными изменениями скорости от 5.0 до 5.6 км/с, разделенные разломными зонами объединены по геологическим данным в блоки и зоны (Букачача-Сырыгичинский блок, Кучугер-Нерчуганская, Верхнекаренгино-Олекминская и Канталахская зоны) (см.

рис. 8). Более детальное определение природы изменений скорости и глубинной структуры на таких протяженных участках требует перехода от регионального масштаба к более крупному, что не входит в рамки нашей задачи.

Принципиально важно то, что полученные сейсмические данные позволяют решать задачу структурно-тектонического районирования верхней коры. Это доказывается высокой корреляцией сейсмических характеристик разреза с региональными приповерхностными геологическими структурами. Вопрос об оценке надежности прослеживания структурных характеристик геологических объектов на глубину по данным преломленно-рефрагированных волн (неизбежно сглаживающих реальные границы геологических неоднородностей) требует дополнительных исследований в более крупном масштабе, которые могут быть выполнены на отдельных не слишком протяженных участках профиля совместно с хорошо документированными геологическими данными. Это будет способствовать развитию способов предметной геолого-сейсмической интерпретации данных.

Вместе с тем данные о скорости и плотности позволяют переходить к оценке вещественного состава горных пород, особенно важных при детальном изучении строения верхней части коры. Однако при этом существуют трудности комплексирования сейсмических и гравиметрических данных вследствие значительного разброса в корреляции скорость – плотность без учета влияния структурного фактора [Jacoby, Smilde, 2009]. Мы предлагаем комплексировать сейсмические параметры и результаты плотностного моделирования путем приведения их к единой размерности сейсмоплотностного и сейсмического ускорений, объединенных в рамках согласованной сейсмоплотностной модели. В результате удастся получить взаимно дополняющие данные о комплексной, пока региональной, сейсмоплотностной структуре верхней коры. Показано, что корреляция между локальными гравитационными аномалиями и сейсмоплотностным ускорением практически отсутствует (см. рис. 11, а) при вполне удовлетворительно определенной связи между сейсмическим и сейсмоплотностным ускорениями, согласованными со структурой верхней коры (см. рис. 11, б; рис. 12).

Например, наблюдается корреляция по вертикали между плотностными неоднородностями в условно выделенном втором и третьем слоях (см. рис. 9). Наиболее отчетливо она проявляется на трех участках – Верхнеудинском (150–200 км) (см. рис. 6), Борщовочном (320–350 км) (см. рис. 7) интрузивных массивах и Букачача-Сырыгичинском блоке (469–500 км), представленном гранито-гней-

совой и гранодиоритовой формациями (см. рис. 8). Это можно использовать в качестве оценки размеров магматогенных неоднородностей с увеличивающейся плотностью с глубиной. Прослеживаемость по глубине плотностных неоднородностей подчеркивает условность выделения протяженных сейсмических слоев в складчатой структуре верхней коры, осложненной глубинными магматическими образованиями, и трудность интерпретации их природы только по сейсмическим данным без привлечения дополнительных геолого-геофизических характеристик.

Таким образом, опыт применения данных МПВ в комплексе с гравиметрией показывает эффективную возможность решения задачи регионального структурно-тектонического районирования складчатой верхней коры Забайкалья. Уверенно выделяются пологонаклонные региональные разломы (с сопутствующими наложенными впадинами мезокайнозойского возраста), разделяющие крупные тектонические структуры и магматические блоки со специфическими сейсмическими характеристиками, прослеженными на глубину до 4–5 км. Корреляция сеймотектонических структур с минерагеническими зонами, в соответствии с геологическими данными, определяющими блоковую спецификацию [*Digital Catalogue...*, 2010], может быть использована при региональном прогнозировании районов, перспективных на поиск месторождений полезных ископаемых.

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установленная связь между региональными структурами верхней коры, выявленными по геологическим и сейсмическим данным, свидетельствует о достаточно высокой эффективности метода первых вступлений при решении задачи структурно-тектонического районирования складчатых областей Забайкалья.

## 8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Andersen O.B., Knudsen P., Berry P.A.M., Kenyon S., Trimmer R., 2010. Recent developments in high-resolution global altimetric gravity field modeling. *The Leading Edge* 29 (5), 540–545. <https://doi.org/10.1190/1.3422451>.
- Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briaies A., 2012. Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *Journal of Geodesy* 86 (7), 499–520. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>.
- Belyashov A.V., Suvorov V.D., Melnik E.A., 2013. Seismic study of Semipalatinsk Test Site area near-surface section. *Tekhnologii Seismorazvedki (Seismic Technologies)* (3), 64–75 (in Russian) [Беляшов А.В., Суворов В.Д., Мельник Е.А. Сейсмическое изучение верхней части разреза на участке Семипалатинского ядерного испытательного полигона // *Технологии сейморазведки*. 2013. № 3. С. 64–75].
- Bonvalot S., Balmino G., Briaies A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M., 2012. World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.
- Brocher T.M., 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95 (6), 2081–2092. <https://doi.org/10.1785/0120050077>.

Наиболее отчетливо по сейсмическим данным проявляются пологонаклонные (под углом 10–25°) разломные зоны шириной до 7–10 км, прослеженные до глубины 4–6 км. Как правило, они сопряжены с локальными прогибами, заполненными низкоскоростными (2.5–5.0 км/с) разновозрастными породами. Разломные зоны разделяют блоки, характеризующиеся по геологическим данным разнообразной природой (интрузивные массивы, магматогенные блоки, структурно-деформированные прогибы, грабен-синклинали), отчетливо выраженные в латеральных изменениях скорости и мощности и глубине залегания выделенных слоев.

Уверенно коррелирующимися сейсмическими и плотностными структурными параметрами являются одноразмерные обобщенные величины сейсмического (отношения квадрата средней скорости к мощности слоя коры) и сейсмоплотностного (произведения плотности на сейсмическую мощность слоя и на гравитационную постоянную) ускорений. Их изменения вдоль профиля дают дополнительную характеристику структурно-тектонических блоков верхней коры.

Вдоль профиля выявлен ряд локальных особенностей, выраженных в изменениях скорости, плотности и мощности слоев, изучение природы которых требует проведения более детальных исследований на отдельных участках профиля с учетом всего имеющегося комплекса геолого-геофизических данных. Это позволит уточнить минерагеническое прогнозирование участков (блоков с характерными параметрами), перспективных на поиск месторождений полезных ископаемых.

## 7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность анонимному рецензенту за полезную дискуссию, связанную с комплексной интерпретацией сейсмических и гравитационных данных.

- Didenko A.N., Kaplun V.B., Malyshev Y.F., Shevchenko B.F., 2010. Lithospheric structure and Mesozoic geodynamics of the eastern Central Asian orogeny. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 492–506. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.006>.
- Digital Catalogue of State Geological Maps of the Russian Federation, 2010. Scale 1:2500000. Sheets N-50, and M-50. (in Russian) [Цифровой каталог государственных геологических карт РФ. Масштаб 1:2500000. Листы N-50, M-50. 2010]. Available from: [http://vsegei.ru/ru/info/pub\\_ggk1000-3/](http://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk1000-3/).
- Epinat'eva A.M., 1982. Development of the correlation method of refracted waves. In: I.P. Kosminskaya (Ed.), Development of G.A. Gamburtsev Ideas in Geophysics: On the 80th birthday of Academician Gregory Aleksandrovich Gamburtsev. Nauka, Moscow, p. 109–119. (in Russian) [Епинатьева А.М. Развитие корреляционного метода преломленных волн // Развитие идей Г.А. Гамбурцева в геофизике: к 80-летию со дня рождения академика Григория Александровича Гамбурцева / Ред. И.П. Косминская. М.: Наука, 1982. С. 109–119].
- Erinchek Yu.M., Lipilin A.V., Serzhantov R.B., Kashubin S.N., Milshtein E.D., 2014. The state network of reference geological and geophysical profiles, parametric and superdeep wells. In: Geophysical methods of exploration of the Earth's crust. Proceedings of the All-Russia conference, dedicated to the 100th anniversary of Academician N.N. Puzyrev. Publishing House of the Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, p. 282–288 (in Russian) [Эринчек Ю.М., Липилин А.В., Сержантов Р.Б., Кашубин С.Н., Мильштейн Е.Д. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин // Геофизические методы исследования земной коры: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014. С. 282–288].
- Gamburtsev G.A., 1959. Fundamentals of Seismic Exploration. Gostoptekhizdat, Moscow, 378 p. (in Russian) [Гамбурцев Г.А. Основы сейсморазведки. М.: Гостоптехиздат, 1959. 378 с.].
- Goloshubin G.M., Epinat'eva A.M., 1994. Combined Method of Seismic Prospecting. Nedra, Moscow, 206 p. (in Russian) [Голошубин Г.М., Епинатьева А.М. Комбинированный метод сейсмической разведки. М.: Недра, 1994. 206 с.].
- Gordienko I.V., 2006. Geodynamic evolution of Late Baikalides and Paleozoids in the folded periphery of the Siberian craton. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 47 (1), 51–67.
- Gurvich I.I., 1960. Seismic Exploration. Gostoptekhizdat, Moscow, 504 p. (in Russian) [Гурвич И.И. Сейсмическая разведка. М.: Гостоптехиздат, 1960. 504 с.].
- Jachens R.C., Simpson R.W., Blakely R.J., Saltus R.W., 1989. Isostatic residual gravity and crustal geology of the United States. In: L.C. Parkiser, W.D. Mooney (Eds.), Geophysical framework of the continental United States. Geological Society of America Memoir, vol. 172, p. 405–424. <https://doi.org/10.1130/MEM172-p405>.
- Jacoby W., Smilde P.L., 2009. Gravity Interpretation. Springer, Berlin, 395 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-85329-9>.
- Kashubin S.N., Milshtein E.D., Vinokurov I.Yu., Erinchek Yu.M., Serzhantov R.B., Tatarinov V.Yu., 2016. State network of geotranssects and superdeep wells – the basis for 3D deep mapping of the Russian Federation and its continental shelf. *Regional Geology and Metallogeny* (67), 43–48 (in Russian) [Кашубин С.Н., Мильштейн Е.Д., Винокуров И.Ю., Эринчек Ю.М., Сержантов Р.Б., Татаринов В.Ю. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин – основа глубинного 3D картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа // Региональная геология и металлогения. 2016. № 67. С. 43–48].
- Kochnev V.A., Goz I.V., Polyakov V.S., 2008. Technology of calculating density velocity models and static corrections for gravity data. *Geophysics* (4), 28–33 (in Russian) [Кочнев В.А., Гоз И.В., Поляков В.С. Технология расчета плотностной скоростной модели и статических поправок по гравиметрическим данным // Геофизика. 2008. № 4. С. 28–33].
- Nokleberg W.J., 2010. Metallogensis and Tectonics of Northeast Asia. USGS Professional Paper 1765, Reston, Virginia, 624 p.
- Palmer D., 2010. Non-uniqueness with refraction inversion – a syncline model study. *Geophysical Prospecting* 58 (2), 203–218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2009.00818.x>.
- Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril S.I., Kirillova G.L., Kuzmin M.I., Nokleberg W.J., Prokopyev A.V., Timofeev V.F., Tomurtogoo O., Yang H., 2003. A model for the formation of orogenic belts in Central and Northeast Asia. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 22 (6), 7–41 (in Russian) [Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгаатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41].
- Rexer M., Hirt C., 2015. Ultra-high-degree surface spherical harmonic analysis using the Gauss–Legendre and the Driscoll/Healy quadrature theorem and application to planetary topography models of Earth, Mars and Moon. *Surveys in Geophysics* 36 (6), 803–830. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9345-z>.
- Shevchenko B.F., Kaplun V.B., 2007. The deep geodynamic model of the Euroasian and Amur lithospheric plates junction area. *Litosfera (Lithosphere)* (4), 3–20 (in Russian) [Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Модель глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит // Литосфера. 2007. № 4. С. 3–20].

Suvorov V.D., Melnik E.A., Salnikov A.S., 2017. Regional structural-tectonic zoning of the upper crust of Transbaikalia from travel times of seismic refracted waves (profile 1-SB, southern section). *Interexpo Geo-Sibir 2* (4), 100–105 (in Russian) [Суворов В.Д., Мельник Е.А., Сальников А.С. Региональное структурно-тектоническое районирование верхней коры Забайкалья по данным КМПВ (профиль 1-СБ, южный участок) // *Интерэкспо Гео-Сибирь*. 2017. Т. 2. № 4. С. 100–105].

Telegin A.N., 2004. *Seismic Exploration by Refracted Waves*. Publishing House of St. Petersburg State University, St. Petersburg, 187 p. (in Russian) [Телегин А.Н. Сейсморазведка методом преломленных волн. СПб: Изд-во СПбГУ, 2004. 187 с.].

Turcotte D.L., Schubert G., 1982. *Geodynamics – Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. Wiley, New York, 450 p. [Русский перевод: Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 376 с.].

Zelt C.A., Smith R.B., 1992. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International* 108 (1), 16–34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00836.x>.



**Владимир Дмитриевич Суворов**, докт. геол.-мин. наук, г.н.с.  
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН  
630090, Новосибирск, проспект академика Коптюга, 3, Россия  
e-mail: [SuvorovVD@ipgg.sbras.ru](mailto:SuvorovVD@ipgg.sbras.ru)

**Vladimir D. Suvorov**, Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher  
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS  
3 Academician Koptug ave., Novosibirsk 630090, Russia  
e-mail: [SuvorovVD@ipgg.sbras.ru](mailto:SuvorovVD@ipgg.sbras.ru)



**Елена Александровна Мельник**, канд. геол.-мин. наук, зав. лабораторией  
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН  
630090, Новосибирск, проспект академика Коптюга, 3, Россия  
e-mail: [MelnikEA@ipgg.sbras.ru](mailto:MelnikEA@ipgg.sbras.ru)

**Elena A. Melnik**, Candidate of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory  
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS  
3 Academician Koptug ave., Novosibirsk 630090, Russia  
e-mail: [MelnikEA@ipgg.sbras.ru](mailto:MelnikEA@ipgg.sbras.ru)



**Евгений Владимирович Павлов**, канд. техн. наук, н.с.  
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН  
630090, Новосибирск, проспект академика Коптюга, 3, Россия  
e-mail: [PavlovEV@ipgg.sbras.ru](mailto:PavlovEV@ipgg.sbras.ru)

**Evgenii V. Pavlov**, Candidate of Technical Sciences, Researcher  
A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS  
3 Academician Koptug ave., Novosibirsk 630090, Russia  
e-mail: [PavlovEV@ipgg.sbras.ru](mailto:PavlovEV@ipgg.sbras.ru)



**Сальников Александр Сергеевич**, докт. геол.-мин. наук, заведующий отделом  
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья  
630091, Новосибирск, Красный проспект, 67, Россия  
e-mail: [seispv@sniiggims.ru](mailto:seispv@sniiggims.ru)

**Aleksander S. Salnikov** Doctor of Geology and Mineralogy, Head of Section  
Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources  
67 Krasnyu ave., Novosibirsk 630091, Russia  
e-mail: [seispv@sniiggims.ru](mailto:seispv@sniiggims.ru)