

УДК 550.311

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (ПРОФИЛЬ КВАРЦ)

© 2025 г. В. Д. Суворов^{1,*}, Е. А. Мельник^{1,**}, Е. В. Павлов^{1,***}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

*E-mail: SuvorovVD@ipgg.sbras.ru

**E-mail: MelnikEA@ipgg.sbras.ru

***E-mail: PavlovEV@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 11.06.2024 г.

После доработки 15.10.2024 г.

Принята к публикации 18.10.2024 г.

По данным ядерных взрывов вдоль профиля Кварц, пересекающего в юго-восточном направлении Предуральский прогиб с Уралом, Западно-Сибирскую плиту и входящего в Алтае-Саянскую складчатую область, изучена структура литосферной мантии и астеносферы. В непосредственно сферическом приближении формы Земли методом лучевого трассирования распространения преломленно-рефрагированных и отраженных продольных волн построена двумерная сейсмическая модель верхней мантии. Обнаружены региональные структурно-скоростные неоднородности двухслойной мантийной литосферы с уменьшающейся мощностью в сторону складчатой области при соответственно увеличивающейся мощности астеносферы. Особое внимание вызывает локализация мантийной неоднородности, соответствующей расположению Колтогорско-Уренгойского грабен рифта. Распределение остаточных мантийных гравитационных аномалий Буге (пересчитанных на подошву земной коры) показывает отчетливое районирование, соответствующее сейсмическим неоднородностям при слабой зависимости от глубины залегания Мохо.

Ключевые слова: сейсмическое лучевое моделирование, мантийная литосфера, астеносфера, остаточные гравитационные аномалии Буге, структурно-скоростное, гравитационное районирование.

DOI: 10.31857/S0002333725030123, EDN: FFVRBL

ВВЕДЕНИЕ

Изучение структуры верхней мантии по профилю Кварц выполнено многими авторами с применением различных методов обработки данных, полученных от трех ядерных взрывов вдоль линии наблюдений длиной до 4000 км (рис. 1). Представляемые здесь результаты относятся к юго-восточной части профиля от Предуральского прогиба, пересекающего южную часть Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и входящего в Алтае-Саянскую складчатую область (АССО). Отличительной особенностью от многочисленных публикаций является региональная модель, параметры которой соответствуют кинематике

системы прямых и встречных наблюдаемых годографов преломленно-рефрагированных и отраженных волн, увязанных во взаимных точках. Существенно, что природа выделенных отрезков осей синфазности определена по результатам решения прямой кинематической задачи сейсмоки в двумерно неоднородной модели методом из работы [Zelt, Smith, 1992] с обоснованным обнаружением слоистости и латеральных неоднородностей.

Наибольшее соответствие результатов решаемой нами задачи присутствует в работах [Mechie et al., 1993; Fuchs, 1997], где по данным от наиболее удаленных взрывов ($Q2$ и $Q4$) для северо-за-

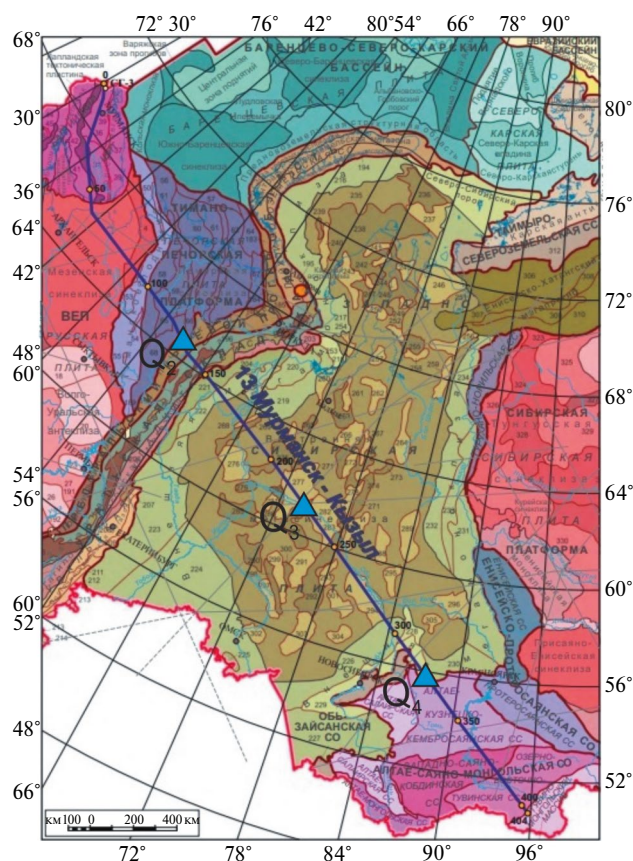


Рис. 1. Положение профиля Кварц на геологической карте Западной Сибири и прилегающих территорий [URL: <http://www.vsegei.com/ru/info/seismic/12.04.2022>]. Показана маркировка длины профиля (в пикетах ГСЗ), соответствующего расстоянию сейсмических станций, и положение пунктов ядерных взрывов (треугольники).

падного (расположен в Предуральской части профиля) и юго-восточного (на северо-западной окраине АССО) численным моделированием времен пробега волн в первых вступлениях оценена подошва тонкослоистой (4–6 слоев) литосферы на глубине соответственно 150–250 км (Q_2) и 120–190 км (Q_4). В этом интервале скорость скачками изменяется от 8.3 до 8.7 км/с при кажущейся скорости на наблюдаемых годографах протяженностью 700 км около 8.7 км/с. При этом модельный выход в первые вступления волн с такой кажущейся скоростью в направлении север–юг (Q_2) наблюдается на расстоянии взрыв–прием 825 км, во встречном направлении из Q_4 около 725 км, тогда как на монтажах сейсмограмм это 1400 и 1000 км. Такие существенные различия в работе не обсуждаются.

В двумерной модели [Ryberg et al., 1996; Fuchs, 1997] подошва литосферы определена

в южной части профиля на глубине 150 км, в северной — около 200 км, что на 50 км меньше в сравнении с результатами [Mechie et al., 1993]. По отрезкам представленных сейсмограмм и годографов на глубине 100–120 км выделен слой с пониженной до 7.30–8.20 км/с скоростью (LVZ), ступенеобразно погружающийся в центральной части профиля до 150–170 км под кровлю астеносферы. В ней скорость увеличивается с глубиной в интервале 8.5–8.8 км/с, что обеспечивает присутствие рефрагированной волны, возвращающейся к дневной поверхности, не показанной на сейсмограммах. На обобщенной лучевой схеме присутствуют повышенные градиенты скорости в слоях литосферы при укороченной длине рассчитанных годографов в сравнении с наблюдаемыми. При этом в центральной части профиля формируется зона тени треугольной формы с основанием на глубине 200 км (участок профиля 1500–2700 км), где из-за сложной геометрии слоев с пониженной скоростью отсутствуют лучевые траектории для первых вступлений и отраженных волн, проникающих на глубину 100–250 км [Ryberg et al., 1996], что не находит подтверждения в наблюдаемых данных.

Существует ряд публикаций, где наибольшее внимание уделено (условно) двумерно слоистым моделям верхней мантии [Pavlenkova, Yegorkin, 1983; Егоркин, 1991; Fuchs, 1997; Павленкова, Павленкова, 2008; 2014]. Для этого использованы амплитудно выразительные фазы докритических отраженных волн в последующих вступлениях, не связанные взаимными временами между собой, и без согласования с первыми вступлениями в близкритической области. Структура верхней мантии представлена латерально однородными 4–6 слоями, с отрезками границ, объединенных в протяженные отражающие границы. Некоторые из слоев с относительно пониженной скоростью приурочены к астеносфере. При этом отчетливые исключительно контрастные зоны теней в качестве признаков астеносферы не рассматриваются [Павленкова, Павленкова, 2008]. Наиболее наглядный пример качественного согласования близ критических отраженных волн с данными первых вступлений на адаптивно отфильтрованных монтажах сейсмограмм от ядерных и химических (данные ГСЗ) взрывов получен вдоль профиля Кратон [Егоркин

et al., 1987]. Представлена шестислойная модель литосферной мантии мощностью 50–270 км с переменнно повышенной до 8.4–8.5 км/с и пониженной до 8.1–8.3 км/с скоростью, к сожалению, без проверки результата решением прямой задачи.

Часть публикаций посвящена изучению природы локальных зон с пониженными амплитудами волн в первых вступлениях, отнесенных к признакам неоднородностей с пониженной скоростью [Fuchs, 1997; Morozov et al., 1998; Morozova et al., 1999]. Результатом является неоднородная пятислойная модель верхней мантии со скоростью 8.2–8.9 км/с и двумя интервалами (слоями мощностью до 50 км) с пониженной на 0.1–0.2 км/с скоростью при латерально изменяющейся мощности от 0 до 50 км. К сожалению, в этих работах не приведено распределение лучевых траекторий, необходимых при изучении связи между волновым полем, временами пробега и параметрами слоистости.

Наиболее существенным недостатком в имеющихся публикациях является введение в уже полученные значения скорости поправки за сферичность по работе [Muller, 1977], которые в слоистой латерально неоднородной среде являются недостаточно обоснованными и требуют подтверждения результатов лучевым моделированием. При этом значительно удобнее использовать модель априори сферической формы, представленной в прямоугольных координатах с расстояниями источник–приемник, соответствующими длинам хорд. Это не представляет существенных затруднений при использовании метода лучевого трассирования [Zelt, Smith, 1992], где криволинейные границы аппроксимируются ломаными линиями с встроенными градиентными по глубине латеральными изменениями скорости в прямоугольных координатах.

Нами использована трехслойная латерально неоднородная модель земной коры (по данным ГСЗ) при так же трехслойной верхней мантии (два слоя литосферы и астеносфера) с подошвой на границе “410 км” наиболее соответствующая региональной разрешающей способности данных ядерных взрывов [Суворов и др., 2010; 2013; Melnik et al., 2015]. Наибольший интерес вдоль профиля Кварц представляют аномальные характеристики верхней мантии под пересекае-

мыми разновозрастными структурами Урала, Западной Сибири и сейсмоактивной АССО (рис. 1).

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Основной особенностью сейсмического моделирования является предварительная корреляция осей синфазности волн, выделяющихся в первых и последующих вступлениях и построение годографов, увязанных по взаимным временам при расстояниях между $Q2$ и $Q3$ 900 км, $Q3$ и $Q4$ около 1100 км и соответственно 2000 км между крайними взрывами (рис. 1). В значительной степени взаимные времена контролируют качество корреляции и оценку разрешающей способности системы наблюдений. При этом существенное значение имеет характер изменений кажущейся скорости, что в отдельных случаях позволяет определить природу волны, подтверждаемую результатами моделирования, и оценить соответствующий размер неоднородностей по вертикали и горизонтали.

Основные региональные особенности волновой картины иллюстрируются на монтажах сейсмограмм в редуцированном масштабе времен на рис. 2 [Mechie et al., 1993] с годографами выделенных волн в первых и последующих вступлениях. Обозначенные волны характеризуются значительно различающимися, в среднем устойчивыми, значениями кажущейся скорости.

На ближних к пунктам возбуждения годографах волна Pg прослеживается до 200 км и распространяется в трехслойной земной коре по данным ГСЗ (осадочный чехол и два слоя кристаллических пород) [URL: <http://www.vsegei.com/ru/info/seismic/12.04.2022>]. Верхняя мантия представлена двумя отрезками годографов Pn протяженностью до 1000 км из $Q2$ и 750 км из $Q4$ с кажущейся скоростью около 8.0–8.3 км/с при отсутствии ее на сейсмограмме из $Q3$, возможно из-за пониженной интенсивности, слабо проявленной на фоне помех, вероятно, поэтому с обнуленными каналами. Волна $Pn1$ с резко увеличенной до 8.7–8.8 км/с скоростью наблюдается на участках длиной около 500 км из всех пунктов взрыва. Область ее прослеживания ограничена протяженной зоной тени, после которой на повышенных временах пробега первой является преломленно-рефрагированная ($P410$)

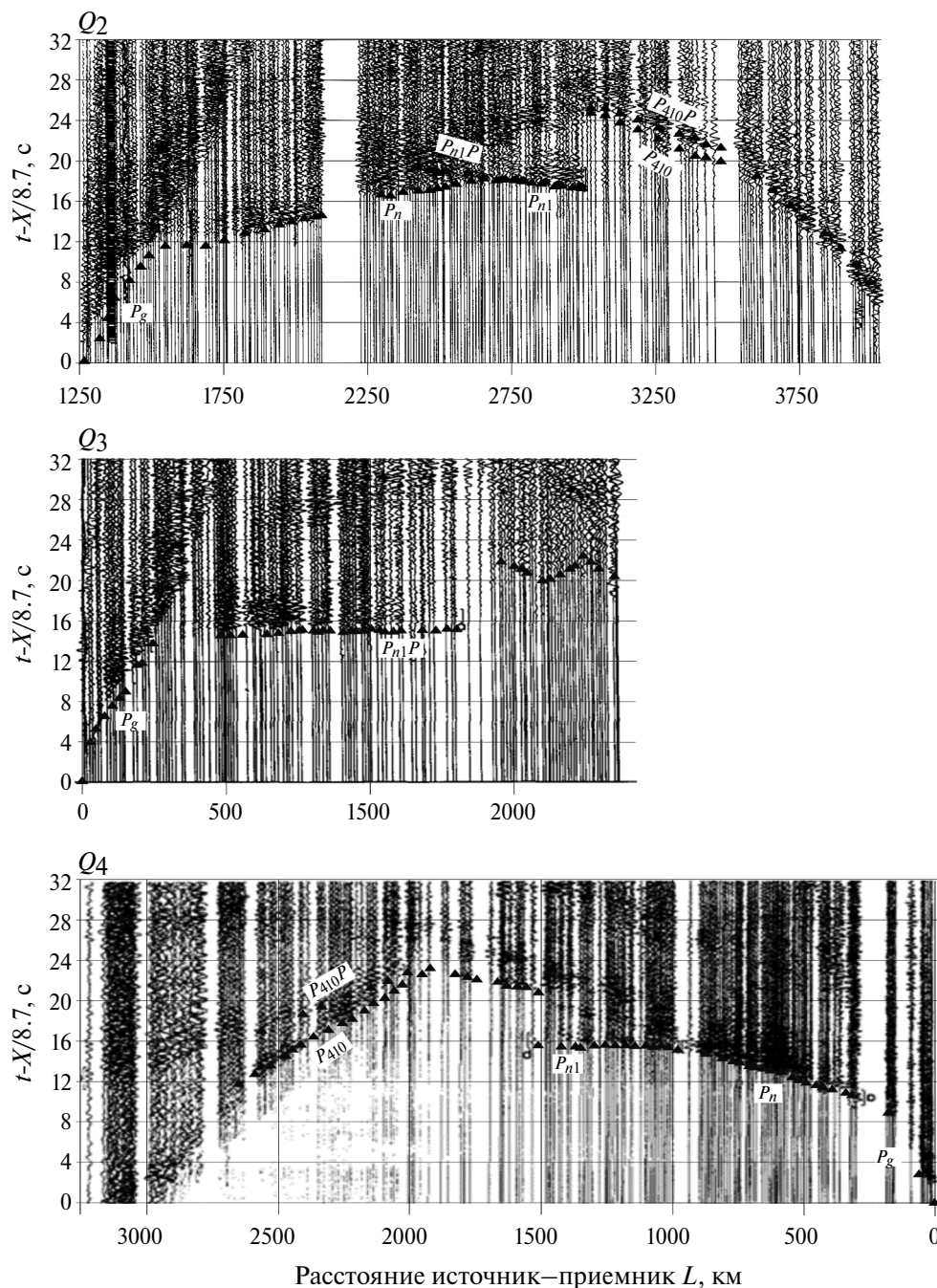


Рис. 2. Фрагменты монтажей сейсмограмм из пунктов взрыва (рис. 1) северо-западного $Q2$, центрального $Q3$ и юго-восточного $Q4$ в редуцированном масштабе времен [Mechie et al., 1993; Ryberg et al., 1996]. Треугольниками обозначены оси синфазности: P_g — продольные преломленно-рефрагированные волны, распространяющиеся в земной коре, P_n и P_{n1} — в мантийной части литосферы, преломленная P_{410} на границе “410 км” и отраженная P_{410P} .

и в области критической точки отраженная (P_{410P}) волны от подошвы литосферы на границе “410 км”. В системе годографов вдоль всего профиля наглядно локализируются крупномасштабные неоднородности верхней мантии (рис. 3). Так в изменениях времен пробега волн

из $Q2$ и $Q3$ встречного направления подобные зоны тени на таких же расстояниях взрыв—прием на монтажах сейсмограмм отсутствуют [Mechie et al., 1993; Ryberg et al., 1996]. Наблюдается повышенная интерполированная (при отсутствии сейсмических трасс в окрестности $Q3$) невязка

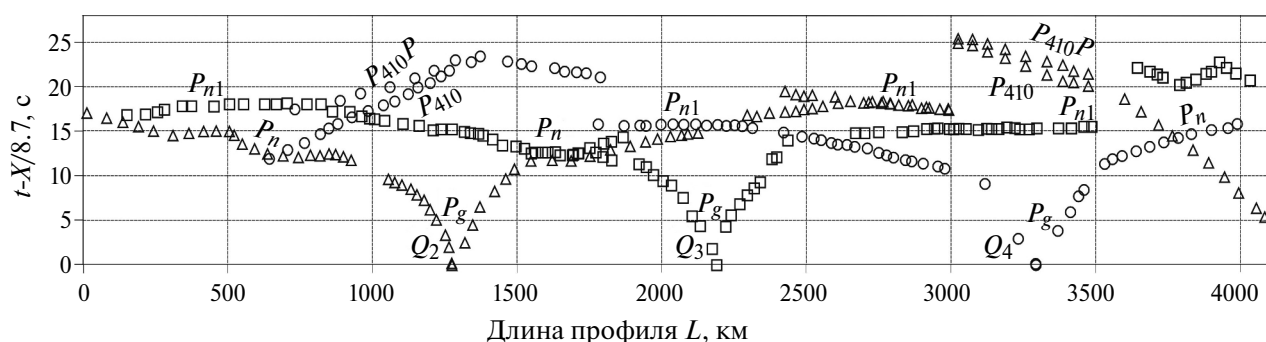


Рис. 3. Система редуцированных годографов волн в первых и последующих вступлениях при сферических расстояниях источник—приемник L , как и на монтажах сейсмограмм с символами обозначения их типов (рис. 2).

взаимных времен на встречном годографе волны Pn из $Q3$ на 0.7 с меньше. Кроме того, по неизвестной причине отсутствует эта волна из $Q3$ в прямом направлении (рис. 2) на расстояниях взрыв—прием свыше 200 км подобно годографу встречного направления из $Q4$.

Выявленные региональные кинематические аномалии коррелированных волн являются предметом лучевого моделирования структуры верхней мантии, выполненного по программе SeisWide [Zelt, Smith, 1992]. При этом существенное значение имеет учет сферичности Земли переходом к расстояниям взрыв—прием по длине хорд, соответствующих наблюдаемым временам пробега волн. В частности, например, максимальное расстояние взрыв—прием $L = 2800$ км (взрыв $Q2$) уменьшается в прямом направлении по хорде X на 36 км, что приводит к увеличению редуцированного времени почти на 4 с. Этот эффект на протяженных годографах преломленно-рефрагированных волн приводит к заметному уменьшению кажущейся скорости при повышенной дифференциации ее значений с учетом сферичности и криволинейности границ. Важной особенностью решения задачи является согласование результатов в одной модели по взаимным временам и годографам из разных пунктов взрыва (рис. 3, рис. 4). Попытки уменьшить невязки времен между рассчитанными и наблюдаемыми годографами, не превышающими в среднем 0.3–0.4 с, не привели к успеху. Причина этого заключается в пониженных значениях (в среднем на 0.7 с) взаимных времен пробега волны $Pn1$ на годографе прямого направления из $Q2$ в сравнении с встречным годографом из $Q3$. При этом удовлетворительно согласованными являются результаты, полу-

ченные для данных из $Q3$ и $Q4$ при минимально возможных невязках между наблюдаемыми и рассчитанными годографами.

Земная кора представлена трехслойной моделью по данным ГСЗ [URL: <http://www.vsegei.com/ru/info/seismic/12.04.2022>] в виде осадочного чехла, двух слоев с рельефом Мохо и несколько сглаженной внутрикоровой границей с значениями пластовых скоростей и на Мохо, в масштабе близком к разрешающей способности монтажей сейсмограмм от ядерных взрывов. Мантийная часть литосферы, в соответствии с годографами волн Pn , $Pn1$ и отраженной от подошвы первого слоя $Pn1P$, выделяющейся в окрестности критической области, где она наиболее интенсивная, представлена двухслойной моделью с мощностью слоев ограниченных длиной годографов преломленно-рефрагированных волн. Мощность астеносферы определяется положением подошвы второго слоя ($Pn2P$) также в области критической точки и границей “410 км” с эффективной скоростью, контролируемой годографами близ критических отраженных волн $Pn2P$ и $P410P$ (рис. 2, рис. 3).

Результаты моделирования для всех выделенных годографов представлены на рис. 4. Заметим, что для изображений использована минимальная выборка плотности лучевых траекторий, обеспечивающая локализацию областей их распространения от источников, не затеняющих размеры и особенности распределения скоростных неоднородностей. Сейсмические границы аппроксимированы ломаными линиями с произвольной, минимально достаточной плотностью точек излома. Построение общей модели с примерно одинаковыми невязками между наблюдаемыми и модельными време-

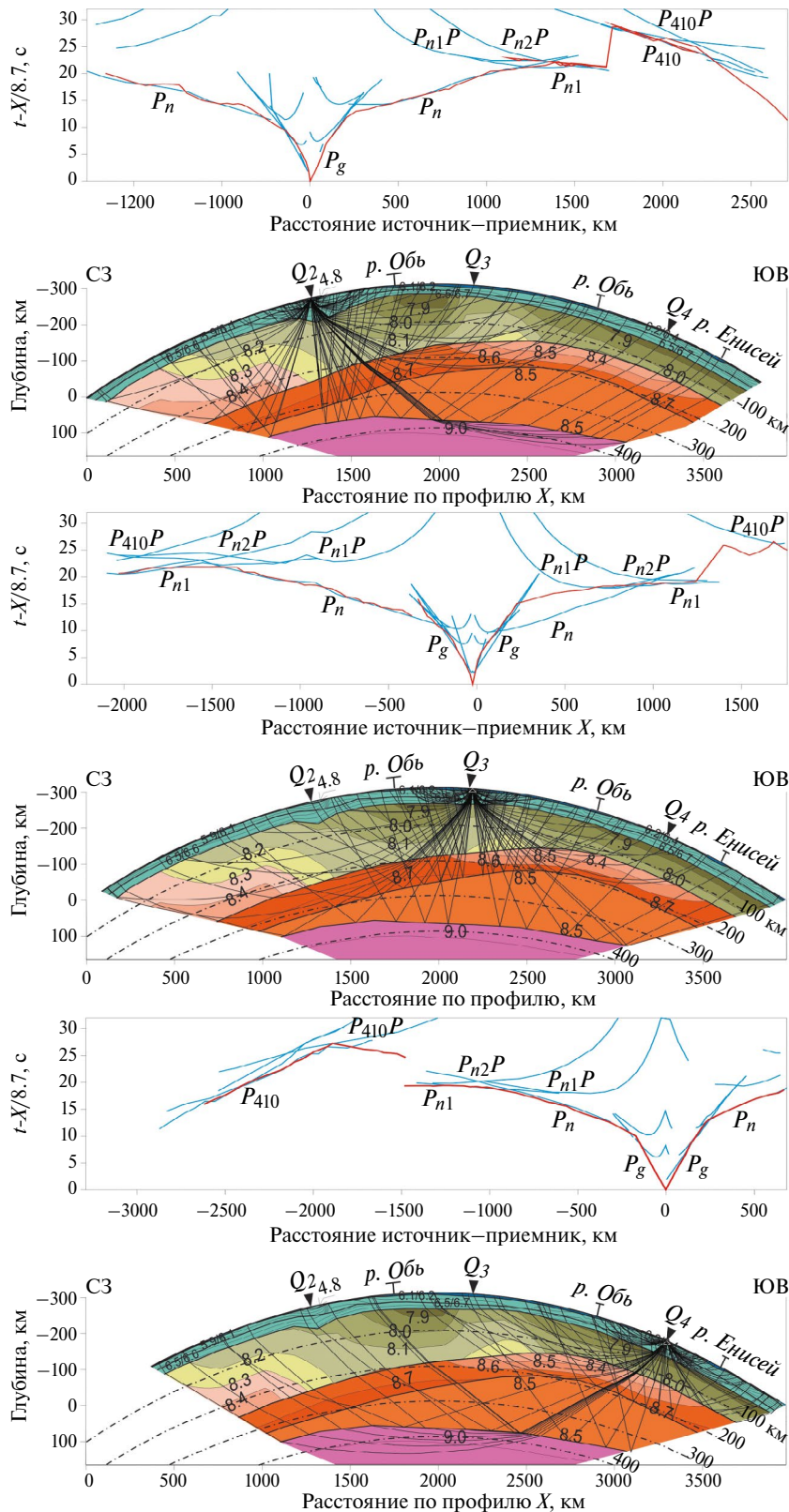


Рис. 4. Наблюдаемые и рассчитанные годографы выделенных волн совместно с результатами лучевого моделирования двумерной структуры верхней мантии по данным из пунктов взрыва: Q4 (вверху), Q3 (центр) и Q2 (внизу). Количество лучевых траекторий в моделях выбрано минимальным для получения общих сведений о характере распространения волн в слоисто-неоднородной модели. Тонкие линии соответствуют значениям скорости в км/с, толстые — границам слоев с ее резким изменением. Искажение масштаба изображения разрезов 1 : 2.5.

нами пробега волн в среднем до 0.3–0.4 с потребовало для получения устойчивого решения применения метода проб и ошибок. В отдельных случаях локальные аномалии изменения времен пробега, особенно контрастные на встречном годографе из $Q2$ (данные прямого направления отсутствуют), относятся к Восточно-Европейской платформе (ВЕП) и не являются здесь предметом интерпретации.

Наиболее удовлетворительное совпадение наблюдаемых и рассчитанных годографов получено для данных из $Q4$. Криволинейный годограф волны P_n длиной до 1000 км на участке профиля между $Q3$ и $Q4$ соответствует преломленно-рефрагированной волне, распространяющейся в слое верхней мантии до глубины 120 км со скоростью 7.8–8.1 км/с. Длина годографа волны $Pn1$ около 500 км (рис. 4) определяет мощность слоя в 50–80 км с повышенным градиентом скорости 8.3–8.7 км/с. При этом рассчитанные годографы отраженных волн от кровли первого $Pn1P$ и подошвы $Pn2P$ второго слоя в критической области мало отличаются от времен пробега волны $Pn1$, ограниченного, в свою очередь, зоной тени.

Годографы преломленно-рефрагированной волны, проникающей под границу “410 км” и за критической отраженной $P410P$, соответствуют пониженной до 50 км мощностью астеносферы с эффективной скоростью 8.5 км/с. Следует заметить, что прослеживание отраженных волн в критической области от различных границ в литосфере, требует специализированной обработки цифровых сейсмограмм и увязки их с годографами первых вступлений [Egorkin et al., 1987].

Наблюдаемый годограф $Pn1$ в прямом направлении из $Q3$, увязанный взаимным временем со встречным годографом этой волны из $Q4$, совпадает с модельным на удаленной его части длиной около 300 км, определяющим мощность слоя в 60 км. Это подтверждается также рассчитанным годографом волны $Pn1P$, совпадающим с коротким (200 км) начальным отрезком наблюдаемой части этого годографа. Важно, что рассчитанный годограф волны Pn при отсутствии наблюдаемого не противоречит встречным наблюдениям из $Q4$. Годографу волны Pn из $Q3$ встречного направления длиной около 1200 км с кажущейся скоростью скачком уве-

личивающейся с расстоянием от 7.9 до 8.2 км/с соответствует верхний слой мантии мощностью до 170 км. Продолжение его в виде короткого отрезка годографа волны $Pn1$ с кажущейся скоростью 8.7 км/с определяет подстилающий слой мощностью около 90 км с возвращающимися лучевыми траекториями при увеличении скорости с глубиной от 8.6 до 8.8 км/с. В прямом направлении при примерной такой же мощности слоя скорость понижена до 8.4–8.7 км/с.

Годографы волн из северо-западного взрыва $Q2$ по длине и областям их прослеживания в прямом направлении соответствуют наблюдениям из $Q4$. Следует только заметить, что понижение взаимного времени пробега волны Pn на 0.4–0.6 с относительно $Q3$ (рис. 3), сохраняется для всего рассчитанного годографа, поскольку за основу принята модель, удовлетворяющая данным из $Q3$ и $Q4$. Заметим также, что локальное уменьшение рассчитанных времен пробега волны $Pn1P$ относительно наблюдаемых обусловлено скорее всего слабой интенсивностью первых вступлений при обнулении амплитуды сейсмических трасс (рис. 2).

Примерно такое же различие в относительном увеличении рассчитанных времен пробега волны $P410$ в области критической точки отраженной волны $P410P$. Следует также иметь в виду, что возможность уменьшения локальных невязок времен по данным аналоговых сейсмограмм не может привести к значительным поправкам в локализацию региональных неоднородностей.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В сейсмической структурно-скоростной модели двухслойной верхней части мантийной литосферы локализован ряд региональных контрастных неоднородностей (рис. 5). Прежде всего обращает на себя внимание утонение верхнего слоя мантии от 200–210 км под Уралом до почти 100 км в области сочленения ЗСП и АССО, что отчетливо коррелируется с утолщением астеносферы от 50–70 км до 170–180 км. По согласованным данным близ критических отражений в комплексе с первыми вступлениями от кровли и подошвы астеносферы (рис. 4), оценена эффективная скорость равная 8.5 км/с. Это значение ограничивает сейсмические возможности обнаружения вероятных изменений скорости в астеносфере с глубиной, контроли-

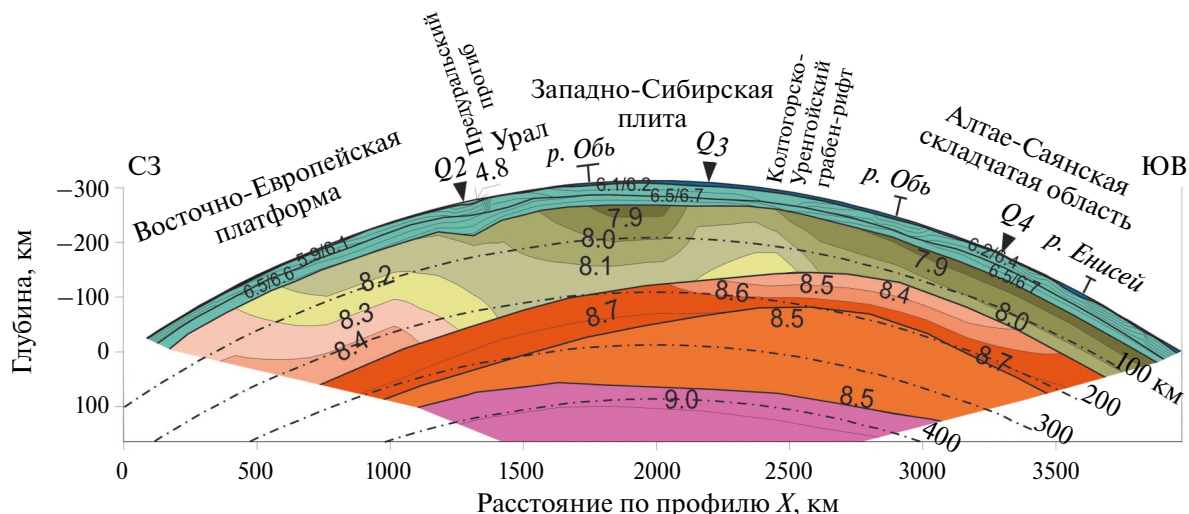


Рис. 5. Двумерная структурно-неоднородная сейсмическая модель верхней мантии вдоль профиля Кварц с обозначением пересекаемых региональных структур земной коры.

руя в среднем их величину. Глубина границы “410 км” при начальной скорости 9.0 км/с оценивается в центральной части профиля значением около 400 км.

Слой, залегающий в основании литосферы мощностью 70–90 км, характеризуется значительной горизонтальной скоростной неоднородностью, разделяющейся на две части. Повышенная до 8.6–8.8 км/с скорость наблюдается в северо-западной части профиля на участке между пунктами Q2 и Q3, протяженностью около 1000 км. В юго-восточном направлении между Q3 и Q4 скорость понижается до 8.4–8.7 км/с. Этому слою уделено повышенное внимание в работах [Mechie et al., 1993; Morozova et al., 1999], где он представлен в виде интервала тонкой слоистости, в одномерном приближении и без проверки лучевым моделированием совпадения наблюдаемых и рассчитанных годографов с учетом покрывающей толщи.

В области сочленения блоков нижнего (второго) слоя мантийной литосферы на интервале 2100–2500 км в верхнем слое локализуется участок протяженностью 500 км и мощностью около 130 км с аномально повышенной до 8.0–8.3 км/с скоростью. Он разделяет северо-западную зауральскую часть ЗСП от юго-восточной с выходом в АССО, различающиеся мантийными характеристиками. Протяженность северо-западного блока 700 км, где мощность верхнего слоя мантии около 170 км при изменяющейся с глубиной скорости от 7.8 до 8.2 км/с.

В юго-восточном блоке мощностью 70–90 км скорость в нем понижена до примерно таких же значений 7.8–8.1 км/с, при значительно более высоком градиенте ее изменения.

С интерпретационной точки зрения юго-восточное ограничение блока с относительно повышенной до 8.0 км/с скоростью на участке профиля 2450–2550 км коррелируется с положением Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта (рис. 1, рис. 4), которому уделено большое внимание при изучении перспектив нефтегазности доюрских отложений [Сурков, Жеро, 1981; Сурков и др., 1982; Конторович и др., 2001]. Северо-западное его ограничение коррелирует с западной границей мегазоны II, относящейся к континентальному шельфу с экстремально мелководными карбонатно-терригенными отложениями палеозоя [Елкин и др., 2007]. Эта мегазона пересекается профилем на участке 2100–3500 км в юго-восточном направлении с выходом в АССО (рис. 1, рис. 5), также представленную палеозойскими отложениями [Елкин и др., 1994]. Существенно, что положение этой зоны в целом коррелируется с вертикально неоднородным вторым слоем верхней мантии (скорость 8.3–8.7 км/с), расположенным на минимальной глубине 110–200 км, при максимальной мощности астеносферы около 180 км на глубине 200–380 км (рис. 5).

Расположенная вдоль северо-западного участка профиля 1600–2100 км мегазона III [Елкин и др., 2007] в виде Окраинного моря

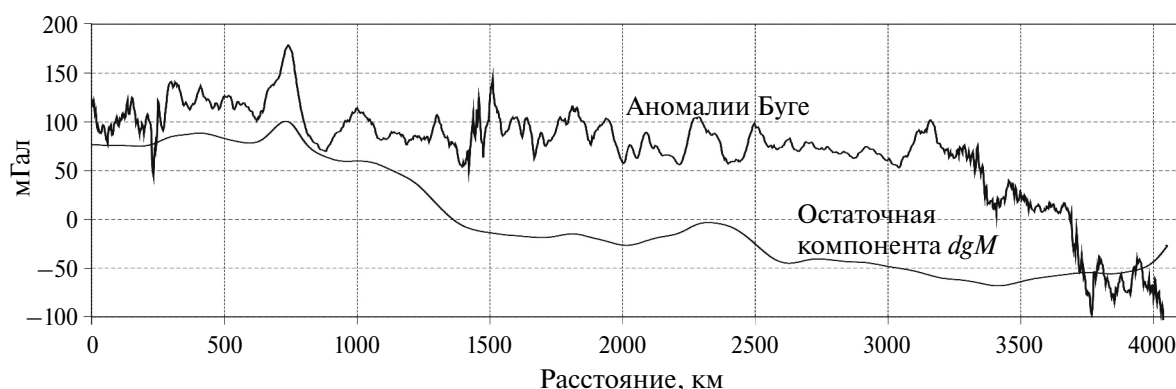


Рис. 6. Гравитационные аномалии Буге и пересчитанная на границу Мохо остаточная компонента dgM .

Палеоазиатского океана протяженностью около 500 км представлена осадочными отложениями позднего девона-перми. В разрезе мантии этот участок характеризуется (рис. 5) пониженной до 7.8–8.2 км/с скоростью, как и в мегазоне II, но при повышенной до 8.6–8.8 км/с скоростью в подстилающем (втором) слое, погруженном на глубину 200–280 км.

СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Дополнительная информация о характере распределения аномалий скорости в верхах мантии содержится в плотностных неоднородностях, выраженных в остаточных аномалиях гравитационного поля, пересчитанного на гра-

ницу Мохо (рис. 6). Такая процедура реализована программой ADG3D [Кочнев и др., 2011], подробное изложение ее практического применения изложено в работе [Суворов и др., 2018]. Исходными данными являлись спутниковые цифровые модели рельефа DNSCO8 [Andersen et al., 2010] и гравитационного поля в аномалиях Буге WGM2012 со среднеквадратической погрешностью ± 3 мГал [Bonvalot et al., 2012].

Соотношение между аномалиями Буге и остаточной его компоненты на Мохо показывает значительный вклад земной коры ЗСП в локальные высокочастотные аномалии до 100 мГал при региональном понижении поля на 100–150 мГал с уменьшением до 20–50 мГал в области Восточно-Европейской платформы

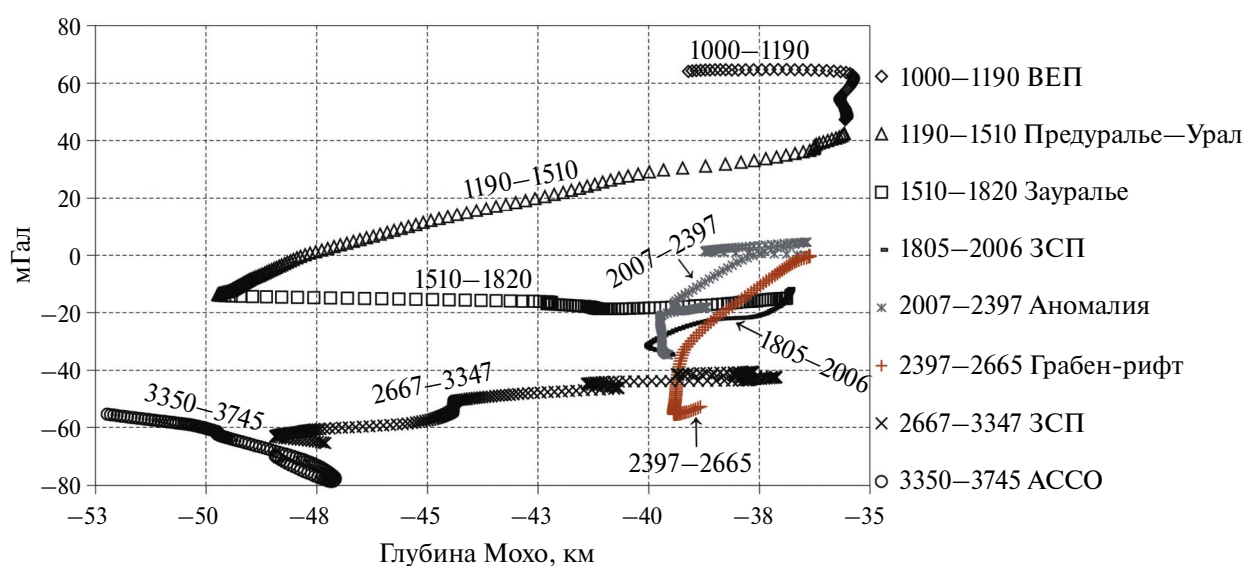


Рис. 7. Корреляционное соотношение между остаточными аномалиями Буге и рельефом Мохо. Отмечены отрезки профиля в км, коррелируемые с гравитационными верхнемантийными неоднородностями и региональными структурами земной коры, обозначенными на рис. 5.

(ВЕР) и повышении в среднем на 20 мГал в АССО. Локальная положительная аномалия наблюдается на участке профиля 2000–2500 км коррелирует с участком повышенной скорости в верхах мантии (рис. 5).

Значительно более сложное распределение остаточных гравитационных аномалий наблюдается в их корреляции вдоль отдельных отрезков профиля фактически вне зависимости от глубины Мохо (рис. 7). Главная особенность заключается в ступенеобразном их изменении с близлинейной корреляцией остаточных аномалий поля, понижающихся в целом в юго-восточном направлении (рис. 6).

Отрезок профиля 1000–1190 км пересекает часть Восточно-Европейской платформы (ВЕР), 1190–1510 км относится к Уралу и Предуральскому прогибу, 1510–1802 км к Зауральской части профиля совместно с отрезком 1805–2007 км, относящемуся к ЗСП с аномально пониженной верхнемантийной скоростью, участок 2007–2397 км, с повышенной скоростью, ограничен на юго-востоке наклонной зоной Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта (2397–2665 км). Юго-восточная часть ЗСП (2667–3347 км) ограничена АССО, на участке профиля 3350–3745 км с максимальной глубиной Мохо. Локализованные глубиной подошвы коры 37–40 км три локальные гравитационные аномалии характеризуют центральную часть ЗСП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам крупномасштабного двумерного моделирования данных ядерных взрывов построена структурно-скоростная сейсмическая модель верхней мантии (литосферы и астеносферы), в которой выявлен ряд сейсмических верхнемантийных неоднородностей, коррелирующих также и с остаточными гравитационными аномалиями. Наиболее контрастно проявлен Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт, локализованный юго-восточным ограничением верхнемантийной аномалии с повышенной скоростью протяженностью около 500 км и мощностью до 150 км. В подстилающем слое литосферы мощностью около 70 км под грабен-рифтом наблюдается зона перехода от повышенной скорости в северо-западной части профиля до относительно пониженной, но с повышенным градиентом скорости

в юго-восточной части ЗСП, распространяясь и в район АССО. Интересно, что такая зональность свойств верхней мантии коррелирует с границей мегазон, разделяющихся по свойствам палеозойских пород Колтогорско-Уренгойским грабен-рифтом [Елкин и др., 1994].

Заметим также, что в юго-восточной части профиля глубина подошвы верхней мантии от 200 км увеличивается в северо-западном направлении до 300 км под Уралом и ВЕР. При этом мощность астеносферы уменьшается от 150–170 км под юго-восточной частью ЗСП и АССО до 50–70 км под Уралом и ВЕР. Эта особенность коррелирует понижение остаточных гравитационных аномалий в юго-восточном направлении, что подтверждает региональное структурно-тектоническое районирование верхней мантии ЗСП, пограничной области ВЕР, Урала и АССО.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках проекта ФНИ № FWZZ-2022-0021 “Региональные особенности структуры земной коры и верхов мантии платформенных и складчатых областей Сибири, их напряженно-деформированное состояние по данным сейсмологии, гравиметрии и геомеханики”.

БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем признательность двум анонимным рецензентам за сделанные полезные замечания, направленные на улучшение стилистики текста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас “Опорные геолого-геофизические профили России. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год” [Электронное издание] СПб.: ВСЕГЕИ. 2013. 94 с. URL: <http://www.vsegei.com/ru/info/seismic/12.04.2022>
- Егоркин А.В. Строение коры по данным сейсмических геотраверзов. Глубинное строение территории СССР. М.: Наука. 1991. С. 118–134.
- Егорова Т.П., Павленкова Г.А. Сейсмоплотностные модели земной коры и верхней мантии Северной Евразии по сверхдлинным сейсмическим профилям “Кварц”, “Кратон” и “Кимберлит” // Физика Земли. 2015. № 2. С. 98–115.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области

в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Т. 35.

№ 7–8. С. 118–144.

Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Варламов А.И., Изох Н.Г., Каныгин А.В., Кашищанов В.А., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Краснов В.И., Кривин В.А., Моисеев С.А., Обут О.Т., Сараев С.В., Сениников Н.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В., Хромых В.Г. Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 6. С. 633–650.

Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1832–1845.

Кочнев В.А., Васильев Д.В., Сидоров В.Ю. Пакет для решения прямых и обратных трехмерных задач гравиметрии ADG-3D. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. 2011. № 2011611667.

Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю Кварц (Мурманск–Кызыл) // Физика Земли. 2008. № 4. С. 62–73.

Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2014. 192 с.

Суворов В.Д., Мельник Е.А., Мишенькина З.Р., Павлов Е.В., Кочнев В.А. Сейсмические неоднородности верхней мантии под Сибирским кратоном (профиль Метеорит) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1411–1426.

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. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Мельник Е.А. Сейсмические верхнемантийные корни структур фундамента Сибирской платформы по профилю Рифт // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1134–1150.

Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г., Конторович А.Э., Смирнов Л.В. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезо-кайнозойского чехла // Геология и геофизика. 1982. Т. 32. Вып. 8. С. 3–15.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра. 1981. 143 с.

Andersen O.B., Knudsen P., Berry P.A.M., Kenyon S., Trimmer R. Recent developments in high-resolution global altimetric gravity field modeling // The Leading Edge. 2010. V. 29. № 5. P. 540–545.

Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M. World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. BGI-CGMW-CNES-IRD. Paris. 2012.

Egorkin A.V., Zukanov S.K., Pavlenkova N.I., Chernyshev N.M. Results of lithospheric studies from long-range profiles in Siberia // Tectonophysics. 1987. № 140. P. 29–47.

Fuchs K. Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology // NATO Science Series. Partnership Sub-series 1. Disarmament Technologies. V. 17. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands. 1997. 366 p.

Mechie J., Egorkin A.V., Fuchs K., Ryberg T., Solodilov L.N., Wenzel F. P-wave mantle velocity structure beneath northern Eurasia from long-range recordings along the profile Quartz // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1993. V. 79. № 1–2. P. 269–286.

Melnik E.A., Suvorov V.D., Pavlov E.V., Mishenkina Z.R. Seismic and density heterogeneities of lithosphere beneath Siberia: Evidence from the Craton long-range seismic profile // Polar Science. 2015. V. 9. Is. 1. P. 119–129.

Morozov I.B., Morozova E.A., Smithson S.B., Solodilov L.N. On the Nature of the Teleseismic Pn Phase Observed on the Ultralong-Range Profile “Quartz,” Russia // Bulletin of the Seismological Society of America. 1998. № 88. P. 62–73.

Morozova E.A., Morozov I.B., Smithson S.B., Solodilov L.N. Heterogeneity of the uppermost mantle beneath Russian Eurasia from the ultra-long-range profile Quartz // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № B9. P. 20,329–20,348.

Muller G. Earth-Flattening Approximation for Body Waves Derived from Geometric Ray Theory — Improvements, Corrections and Range of Applicability // J. Geophys. 1977. № 42. P. 429–436.

Pavlenkova N.I., Yegorkin A.V. Upper mantle heterogeneity in the northern part of Eurasia // Phys. Earth Planet. Inter. 1983. № 33. P. 180–193.

Ryberg F., Wenzel F., Mechie J., Egorkin A.V., Fuchs K., Solodilov L.N. Two-Dimensional Velocity Structure beneath Northern Eurasia Derived from the Super Long-Range Seismic Profile Quartz // Bulletin of the Seismological Society of America. 1996. V. 86. № 3. P. 857–867.

Zelt C.A., Smith R.B. Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure // Geophysical Journal International. 1992. № 108 (1). P. 16–34.

Regional Seismogravitational Heterogeneities of the Upper Mantle of the West Siberian Plate (Quartz Profile)

V. D. Suvorov^{a, *}, E. A. Melnik^{a, **}, and E. V. Pavlov^{a, ***}

*^aTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch,
Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

**e-mail: SuvorovVD@ipgg.sbras.ru*

***e-mail: MelnikEA@ipgg.sbras.ru*

****e-mail: PavlovEV@ipgg.sbras.ru*

Received June 11, 2024; revised October 15, 2024; accepted October 18, 2024

Abstract — The structure of the lithospheric mantle and asthenosphere has been studied based on data from nuclear explosions along the Quartz profile that is part of the Altai-Sayan folded region and intersects in the south-east direction the Pre-Ural trough with the Urals and the West Siberian plate. A two-dimensional seismic model of the upper mantle has been constructed in a directly spherical approximation of the Earth's shape using the ray tracing method of the propagation of refracted-diving and reflected longitudinal waves. Regional structural-velocity heterogeneities of the two-layer mantle lithosphere have been discovered, with a decreasing thickness toward the folded region with a correspondingly increasing thickness of the asthenosphere. Particular attention is paid to the localization of mantle heterogeneity, corresponding to the location of the Koltogorsk-Urengoy rift graben. The distribution of residual mantle Bouguer gravity anomalies (recalculated to the base of the earth's crust) shows clear zoning corresponding to seismic heterogeneities with a weak dependence on the Moho depth.

Keywords: seismic ray modeling, mantle lithosphere, asthenosphere, residual Bouguer gravity anomalies, structural-velocity, gravity zoning