

СЕЙСМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД СИБИРСКИМ КРАТОНОМ (*профиль Метеорит*)

В.Д. Суворов, Е.А. Мельник, З.Р. Мишенькина, Е.В. Павлов, В.А. Кочнев*

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптога, 3, Россия*

** Институт вычислительного моделирования СО РАН,
660036, Красноярск, Академгородок 50, стр. 44, Россия*

Изучено строение верхней мантии по данным первых вступлений волн вдоль профиля Метеорит, отработанного с применением подземных ядерных взрывов. В отличие от слоистых слабонеоднородных моделей, рассматривавшихся в предшествующих работах, нами приоритет отдается латеральным неоднородностям при минимально возможном количестве сейсмических границ с резкими скачками скорости. Используется метод прямого лучевого моделирования времен пробега рефрагированных и закритических отраженных волн. Полученная модель характеризуется значительными изменениями скорости от 7.7 км/с в области Байкальской рифтовой зоны до 8.0—8.45 км/с под Тунгусской синеклизой. В основании сейсмической литосферы выделен слой повышенной до 8.5—8.6 км/с скорости и мощностью 30—80 км. Глубина кровли слоя изменяется от 120 км на севере Сибирского кратона до 210 км в области его юго-восточного обрамления. Показано, что в результате исключения плотностных аномалий земной коры редуцированное гравитационное поле удовлетворительно согласуется со скоростной моделью верхней мантии.

Ядерный взрыв, верхняя мантия, сейсмический профиль, Сибирский кратон.

SEISMIC INHOMOGENEITIES IN THE UPPER MANTLE BENEATH THE SIBERIAN CRATON (*Meteorite profile*)

V.D. Suvorov, E.A. Mel'nik, Z.R. Mishen'kina, E.V. Pavlov, and V.A. Kochnev

The upper-mantle structure was studied from first-arrival data along the Meteorite profile, run using underground nuclear bursts. Unlike the layered, slightly inhomogeneous models in the previous works, emphasis was laid on lateral inhomogeneity at the minimum possible number of abrupt seismic boundaries. We used forward ray tracing of the traveltimes of refracted and overcritical reflected waves. The model obtained is characterized by considerable velocity variations, from 7.7 km/s in the Baikal Rift Zone to 8.0–8.45 km/s beneath the Tunguska syncline. A layer of increased velocity (up to 8.5–8.6 km/s), 30–80 km thick, is distinguished at the base of seismic lithosphere. The depth of the layer top varies from 120 km in the northern Siberian craton to 210 km in its southeastern framing. It has been shown that, with crustal density anomalies excluded, the reduced gravity field is consistent with the upper-mantle velocity model.

Nuclear explosion, upper mantle, seismic profile, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Оценка мощности литосферы под Сибирским кратоном по сейсмическим данным остается в значительной степени дискуссионной, несмотря на имеющиеся уникальные наблюдения ядерных взрывов по сети сверхдлинных профилей. Построенные по этим данным модели верхней мантии, в которых подчеркивается присутствие протяженных слоев с относительно пониженной и повышенной скоростью продольных волн обсуждаются во множестве опубликованных работ [Егоркин и др., 1987, 1996; Pavlenkova et al., 1996, 2002, 2006; Pavlenkova, 1996, 2011; Cipar, Priestley, 1997; Mechie et al., 1997; Егоркин, 1999, 2004; Nielsen, Thybo, 2006; Thybo, 2006; Павленкова, 2011]. Наибольшее внимание уделяется слоям с пониженной скоростью, мощность которых часто не превышает 50 км. Наиболее отчетливо такой слой (LVZ), относящийся к 8° зоне (расстояния источник—приемник 800—1000 км), представлен в работах [Thybo, Perchuc, 1997; Nielsen, Thybo, 2006; Thybo, 2006], где обсуждается и его вероятная природа, связанная с частичным плавлением, вызванным присутствием летучих компонент или вариациями минералогического состава. Предполагается широкая распространенность LVZ на континентах, правда за исключением Канадского щита [Lehmann, 1964; Thybo, Perchuc, 1997; Thybo, 2006].

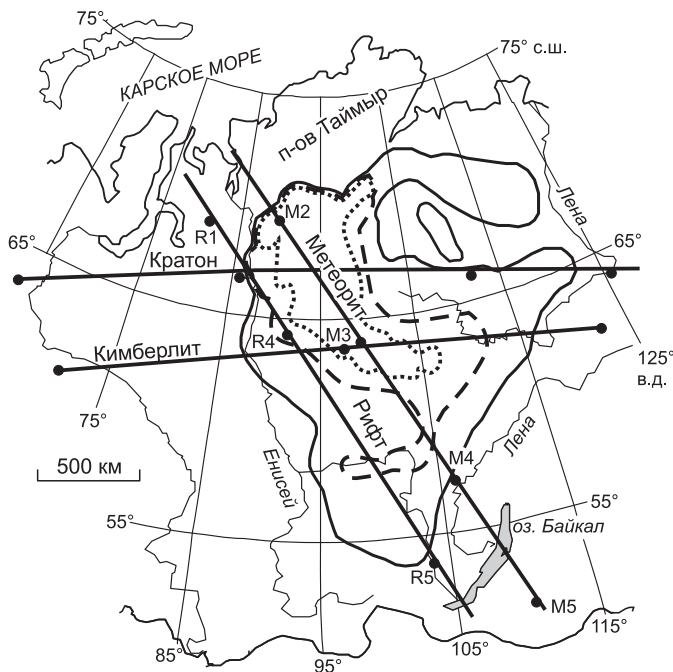


Рис. 1. Схема расположения профилей Рифт и Метеорит.

Обозначены области преобладающего распространения траппов (контур пунктирной линии), туфоженных толщ (штриховой) и развития интрузивных траппов (силлы, дайки, сплошная линия) [Золотухин, Альмухамедов, 1991]. Кружки — положение и номера пунктов взрыва в соответствии с [Sultanov et al., 1999].

Выделяемые по отраженным волнам слой, как правило, представляются однородными, и с мало изменяющейся скоростью по латерали [Егоркин и др., 1987, 1996; Pavlenkova et al., 1996, 2002, 2006; Pavlenkova, 1996, 2011; Cipar, Priestley, 1997; Mechie, et al., 1997; Егоркин, 1999, 2004]. Следует отметить, что в работах [Егоркин и др., 1987, 1996; Егоркин, 1999, 2004] способом адаптивной фильтрации выделены протяженные оси синфазности, отнесенные к отраженным волнам от границ в верхней мантии. В результате получена совокупность субгоризонтальных слоев мощностью 20—50 км с относительно повышенной и пониженной скоростью. В работах [Pavlenkova et al., 1996, 2002, 2006; Pavlenkova, 1996, 2006, 2011] используется другой способ выделения отраженных волн, где автор интерпретирует интенсивные колебания, регистрирующиеся в последующих вступлениях, с относительно короткими осями синфазности как отраженные волны. Они характеризуются повышенной кажущейся скоростью, и часто не подтверждены встречными годографами с необходимыми взаимными временами пробега волн. Вследствие этого, отражающие границы предполагаются слабонаклонными, а изменения кажущейся скорости на годографах объясняются вертикальной расслоенностью, хотя они могут быть обусловлены рельефом сейсмических границ [Суворов и др., 2010].

Слой с пониженной скоростью проявляются зонами аномальных затуханий волн в первых вступлениях. Однако область прослеживания таких зон, соответствующих отдельным слоям, может быть не протяженной и при этом важно учитывать возможные приповерхностные неоднородности, приводящие к аналогичным эффектам в волновом поле. Для строгого доказательства существования слоев с пониженной скоростью необходимо иметь пункты возбуждения в пределах областей прослеживания зон затухания, которые могли бы обеспечить регистрацию аналогичных явлений также и на сейсмограммах встречных наблюдений. Расстояние между пунктами возбуждения ядерными взрывами намного больше этой величины, поэтому прямых сейсмических подтверждений существования протяженных тонких слоев пониженной скорости в верхней мантии Сибирского кратона пока не получено.

Вообще при редких системах наблюдений по волнам в первых вступлениях трудно отделить слоистость разреза от латеральных неоднородностей, если расстояние между источниками возбуждений превышает размеры областей прослеживания одноименных волн и/или аномальных зон (в том числе и неоднородностей в верхней части разреза). При этом нарушается необходимое для решения такой задачи условие полноты системы наблюдений, которое определяет уверенное прослеживание каждой из аномалий по системе нагоняющих (нагоняемых) и встречных годографов с увязкой взаимных времен ([Гамбурцев и др., 1952; Епинагьева, 1960; Метод..., 1990] и [Palmer, 2010], где приведен обширный список работ, посвященных методу преломленных волн, опубликованных в зарубежной литературе). Вариации кинематических характеристик годографов первых вступлений (на участках с размерами до 100—200 км) без такого контроля могут рассматриваться как источники латеральных неоднородностей в модели с минимальным количеством слоев. Задача состоит в выделении таких особенностей в разрезе, хотя при этом может иметь место неоднозначность решения в зависимости от имеющейся системы наблюдений и плотности покрытий изучаемых областей сейсмическими лучами.

Вследствие этого, нами рассматривается альтернативная модель верхней мантии (по отношению к слоистым представлениям, опубликованным в работах [Егоркин и др., 1987, 1996; Pavlenkova et al., 1996, 2002, 2006; Pavlenkova, 1996, 2011; Cipar, Priestley, 1997; Mechie et al., 1997; Егоркин, 1999, 2004]), в которой локальные аномалии кажущейся скорости волн в первых вступлениях соотносятся главным образом с латеральными скоростными неоднородностями. По профилю Рифт при таком подходе в раз-

резу верхней мантии была выделена наиболее неоднородная верхняя ее часть до глубины 200—220 км и слабоградиентный слой, протягивающийся до глубины 410 км [Суворов и др., 2010]. Существенно, что при этом была обнаружена связь между крупными структурами поверхности консолидированной земной коры Сибирского кратона и особенностями распределения скорости в верхах мантии.

В данной работе в дополнение к профилю Рифт изучается строение верхней мантии вдоль параллельного профиля Метеорит (рис. 1). Важной особенностью этого профиля является то, что он пересекает центральную часть Тунгусской синеклизы, где, по всей видимости, располагалась центральная область мантийного плюма — источника излияний сибирских траппов в огромных масштабах [Золотухин В.В., Альмухамедов А.И., 1991; Добрецов, 1997].

СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

На рис. 2 представлена модель верхней мантии, построенная прямым двумерным лучевым моделированием времен пробега волн в первых вступлениях от ядерных взрывов вдоль профиля Метеорит по программе [Zelt, Smith, 1992] методом проб и ошибок. При ее построении использовались данные о рельефе фундамента, Мохо и скорости в земной коре и на Мохо, полученные ранее по значительно более детальным данным химических взрывов [Разинкова, 1987; Егоркин, 1991]. В значительной степени это определило возможность обнаружения и локализацию латеральных изменений скорости в верхней мантии в целом. Главной особенностью разреза является разделение верхней мантии на два слоя: неоднородный по латерали верхний слой с подошвой на глубине 120—220 км, в основании которого дополнительно выделяется слой мощностью 30—80 км с повышенной скоростью и практически однородный интервал верхней мантии, протягивающийся до границы 410 км. В неоднородном слое скорость изменяется от 7.7 км/с под Байкальской рифтовой зоной [Недра..., 1981; Детальные..., 1993] до 8.0—8.45 км/с во всей области и на локальном участке в пределах Ангаро-Ленской ступени повышается до 8.6 км/с [Разинкова, 1987; Егоркин, 1991]. На подошве неоднородного слоя скорость скачком возрастает до 8.5 км/с. Нижележащий слой характеризуется повышенным градиентом скорости, изменяющимся от 8.5 до 8.55—8.6 км/с в зависимости от его мощности. Верхняя наиболее неоднородная и нижняя однородная части верхней мантии могут представлять собой два структурных этажа, хотя сведения о распределении скорости в нижнем этаже недостаточно детальны для уверенного суждения. Как увидим ниже, от границы 410 км наблюдаются отраженная и преломленно-рефрагированная волны, по данным которых можно получить оценку только средней скорости в вышележащей толще мантии мощностью около 150—220 км над границей 410 км и непосредственно под границей, где она достигает значений 9.4—9.5 км/с.

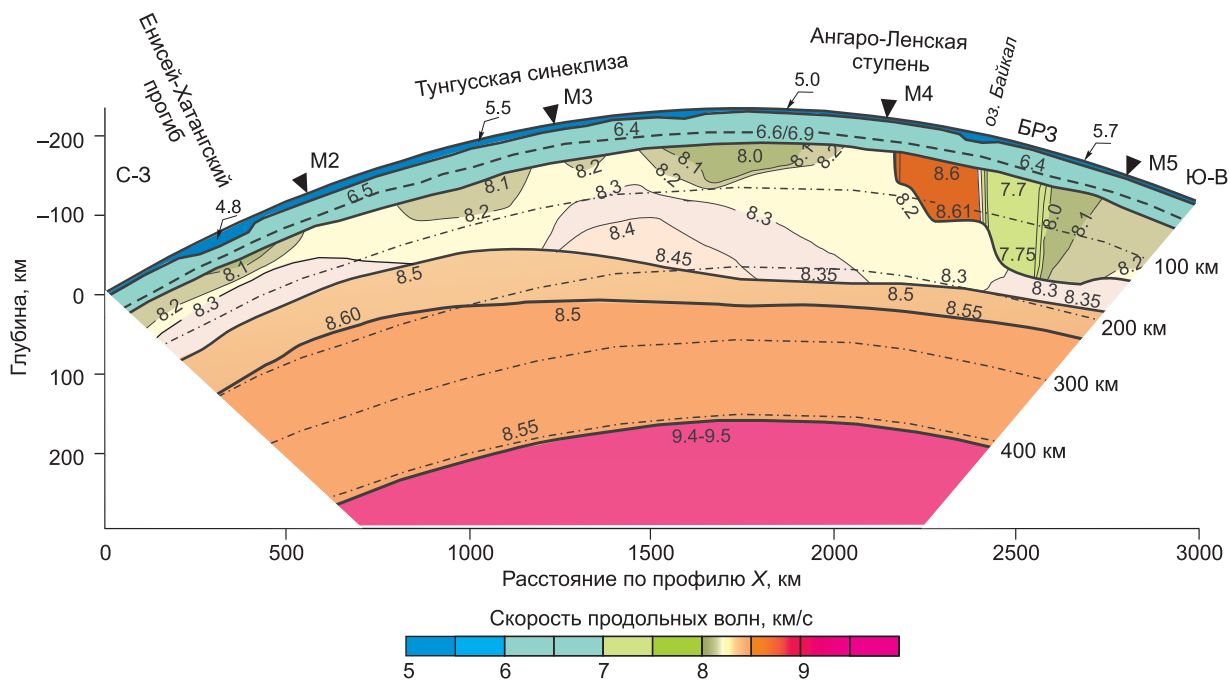


Рис. 2. Скоростная модель верхней мантии по профилю Метеорит.

Тонкими линиями показаны изолинии скорости (км/с), толстыми — границы со скачком скорости, треугольники — пункты взрыва. X — хорда сегмента большого круга Земли с длиной дуги $L = 3570$ км. Штрихпунктирными линиями показаны уровни глубин 100, 200, 300 и 400 км.

Под Тунгусской синеклизой и Енисей-Хатангским прогибом в верхнем структурном этаже верхней мантии скорость увеличивается от 8.0 до 8.2 км/с. Локальная аномалия скорости на Мохо до 8.6 км/с [Егоркин, 1991] под Ангаро-Ленской ступенью прослежена до глубины около 100 км, где она ограничена областью со скоростью 8.2—8.3 км/с. Аномалия пониженной скорости до 7.7 км/с под БРЗ [Недра..., 1981; Детальные..., 1993] прослежена до глубины 180 км, правда, эта оценка не вполне надежная и является максимально возможной. Близость локальной аномалии повышенной скорости к границе БРЗ не может рассматриваться как свидетельство какой-либо синхронной геодинамической связи этих структур, так как на параллельном профиле Рифт эта аномалия удалена от Байкальского рифта почти на 400 км [Суворов и др., 2010]. Под центральной частью Тунгусской синеклизы на глубине до 200 км присутствует аномалия повышенной до 8.45 км/с скорости, ограниченная областями со скоростью до 8.2—8.3 км/с. Юго-восточный борт синеклизы маркируется областью пониженной до 8.0 км/с скорости, протягивающейся на глубину всего около 70 км. Глубже скорость возрастает до 8.2—8.25 км/с и практически не изменяется до глубины около 200 км, образуя наклонную, слегка вытянутую область, погружающуюся с падением на юго-восток под Ангаро-Ленскую ступень. На глубине около 130 км она ограничивает блок с аномальной скоростью 8.6 км/с и примыкает к зоне аномально пониженной скорости под Байкальской рифтовой зоной (БРЗ). Ограничение по глубине этих аномалий является приближенным и для точной оценки данных недостаточно. В прибортовой части Енисей-Хатангского прогиба скорость на Мохо равна 8.2 км/с, а под самим прогибом понижена до 8.0 км/с и увеличивается до 8.3 км/с на глубине 130 км.

Таким образом, глубина подошвы верхнего структурного этажа увеличивается с северо-запада на юго-восток от 120 км под Енисей-Хатангским прогибом до 200—220 км под Ангаро-Ленской ступенью и БРЗ. Подошва этого этажа ограничивается слоем повышенной скорости 8.5—8.6 км/с и мощностью 30—80 км (вдоль профиля Рифт скорость в нем выше и достигает 8.6—8.7 км/с) [Суворов и др., 2010]. Выделение слоя требует специального рассмотрения, которое будет представлено ниже. Следовательно, минимальная оценка мощности литосферы по имеющимся данным может быть определена подошвой слоя повышенной скорости на глубине 190—250 км. Такая величина близка к оценке термической мощности литосферы по данным теплового потока [Тепловое поле..., 1987; Artemieva, Mooney, 2001]. Ниже залегает условно однородный слой мощностью 150—200 км, подошвой которого является граница 410 км. Он характеризуется в среднем незначительным нарастанием скорости с глубиной от 8.5 до 8.55 км/с вплоть до границы 410 км, где скорость увеличивается скачком до 9.40—9.45 км/с. Такая условность однородности слоя определяется малым количеством данных о его свойствах.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ЛУЧЕВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗРЕЗА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

На рис. 3 представлены годографы первых вступлений и последующих фаз отраженных волн вдоль профиля Метеорит по данным [Priestley et al., 1994; Pavlenkova et al., 1996; Егоркин, 1999] с некоторыми дополнениями. Наибольшее внимание привлекают контрастно повышенные до 8.7—8.9 км/с значения кажущейся скорости волн в первых вступлениях, наблюдающиеся на различных расстояниях источник—приемник (на рис. 3 затушеваны). Так, из пункта возбуждения М4 (ПВ М4) преломленная волна P_n на поверхности Мохо, выходящая в первые вступления на расстоянии около 170 км от источника, в непосредственной близости к оз. Байкал (участок профиля 2300—2400 км) характеризуется аномальной скоростью около 8.7 км/с. Аналогично повышенная скорость наблюдается на встречном годографе из ПВ М5 на более протяженном (2100—2300 км) и несколько смещенном на северо-запад участке относительно аномалии на годографе из ПВ М4. Это указывает на существование аномально повышенной скорости на границе Мохо, выделенной и по данным химических взрывов [Егоркин, 1991].

Локальные повышения кажущейся скорости наблюдаются на годографах из ПВ М2, М3 и М4 и на других участках профиля, но на существенно других расстояниях источник—приемник. Так, из ПВ М2 увеличение кажущейся скорости до 8.9 км/с наблюдается на участке профиля 1950—2200 км (на расстояниях взрыв—прием 1450—1700 км). На нагоняемом годографе из ПВ М3 на расстояниях 750—850 км существует такая же аномалия, но значительно меньшей протяженности. Ей соответствует менее выраженная особенность на встречном годографе из ПВ М4, увязываемая по взаимному времени. Отчетливое повышение кажущейся скорости фиксируется на встречном годографе из ПВ М3 протяженностью около 300 км в начальной части профиля. Оно прослеживается и на годографе из ПВ М4 при учете взаимного времени из ПВ М2, попадающего также в пределы аномального участка. К сожалению, наиболее протяженный годограф из ПВ М5 на участке профиля 600—1600 км характеризуется неуверенной корреляцией первых вступлений, хотя это может быть связано и с присутствием сейсмической зоны тени, предшествующей выходу волны в первые вступления с кажущейся скоростью около 10 км/с (монтаж опубликован в работе [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006]).

Другой тип контрастных аномалий характеризуется пониженной до 7.6—7.8 км/с кажущейся скоростью. Наиболее ярко они представлены в области БРЗ на годографе из ПВ М2 и с учетом взаимного

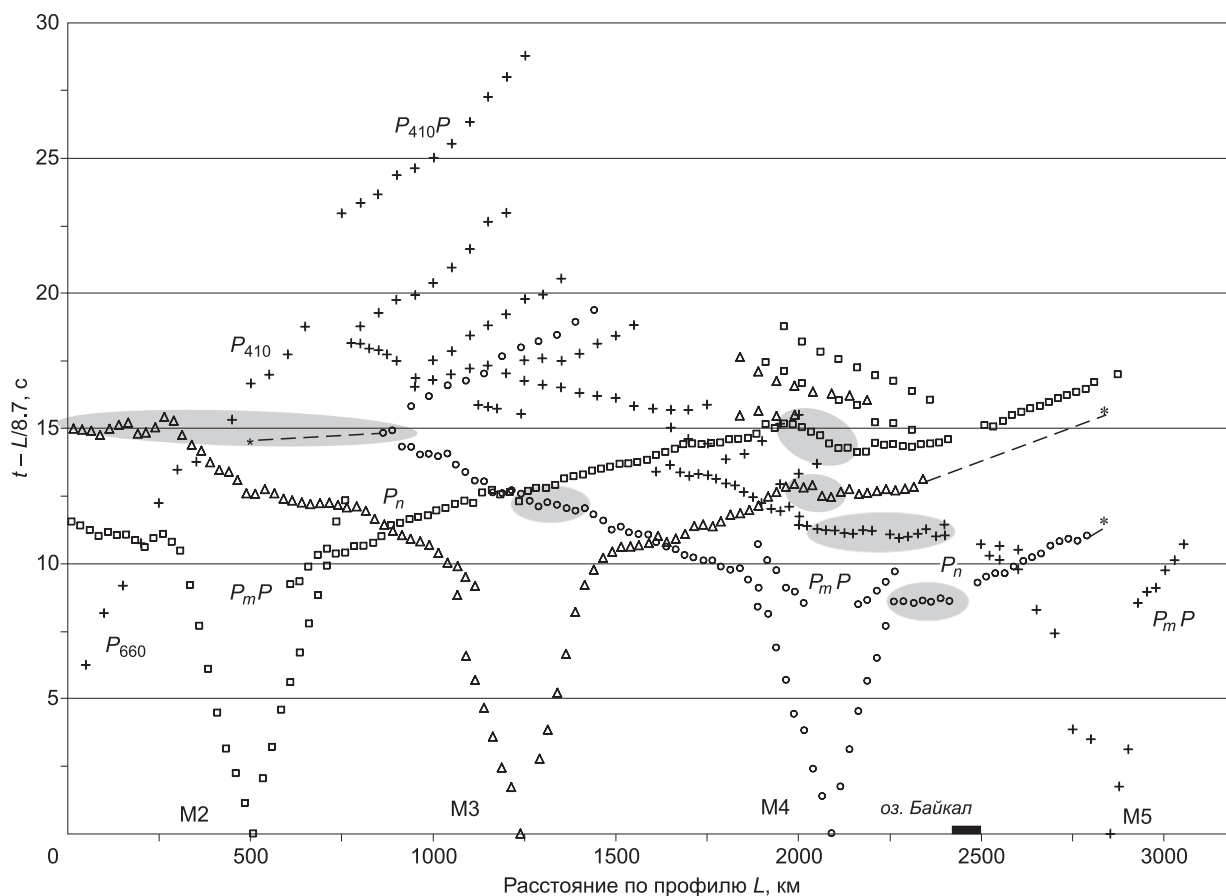


Рис. 3. Годографы волн в первых и последующих вступлениях по данным [Priestley et al., 1994; Pavlenkova et al., 1996, Егоркин, 1999] в редуцированном масштабе с авторскими дополнениями.

Звездочками показаны взаимные времена, соединенные штриховыми линиями с соответствующими годографами. Даны общепринятые аббревиатуры регистрирующихся волн. Годографы отраженных волн в последующих вступлениях характеризуются кажущейся скоростью около 9.4 км/с. Затусованы области первых вступлений с кажущейся скоростью, близкой к 8.7 км/с.

времени для годографов ПВ М3 и ПВ М5 (см. рис. 3). Здесь они определяются свойствами верхов мантии под Байкальской рифтовой зоной, что соответствует данным ГСЗ [Недра..., 1981; Детальные..., 1993]. Отдельно следует отметить понижение кажущейся скорости до 8.0 км/с на встречном годографе из ПВ М3 в интервале удалений от источника 750—950 км, располагающееся в области резкого погружения фундамента в Енисей-Хатангском прогибе на глубину от 2—5 км до 10—12 км [Разинкова, 1987; Егоркин, 1991].

Волна, проникающая на глубину свыше 410 км, с кажущейся скоростью около 10 км/с наблюдается в первых вступлениях на интервале расстояний от источника 2250—2500 км только на годографе из ПВ М5 (см. рис. 3). С удалением от источника в первые вступления выходит волна с кажущейся скоростью около 12 км/с, которая может быть отнесена к границе на глубине 660 км. Отдельный годограф в последующих вступлениях, соответствующий протяженной оси синфазности с кажущейся скоростью около 10 км/с, может соответствовать отраженной волне $P_{410}P$ от границы 410 км [Pavlenkova et al., 1996].

Прямое двумерное лучевое трассирование при построении разреза выполнялось программой SeisWide [Zelt, Smith, 1992] для сферической модели Земли в прямоугольных координатах. При этом не требуется вводить поправки за сферичность, как это делалось при ранних построениях разрезов по этому профилю [Егоркин и др., 1987, 1996; Pavlenkova et al., 1996, 2002, 2006; Pavlenkova, 1996, 2011; Cipar, Priestley, 1997; Mechie, et al., 1997; Егоркин, 1999, 2004]. В работе [Суворов и др., 2010] было показано, что в присутствии латеральных неоднородностей поправки, рассчитываемые в предположении сферической симметрии однородных слоев, могут быть не вполне корректными.

На рис. 4, А представлены результаты прямого лучевого моделирования структуры верхней мантии для ПВ М2 в финальной модели (см. рис. 2), полученной методом проб и ошибок. Как видно, абсо-

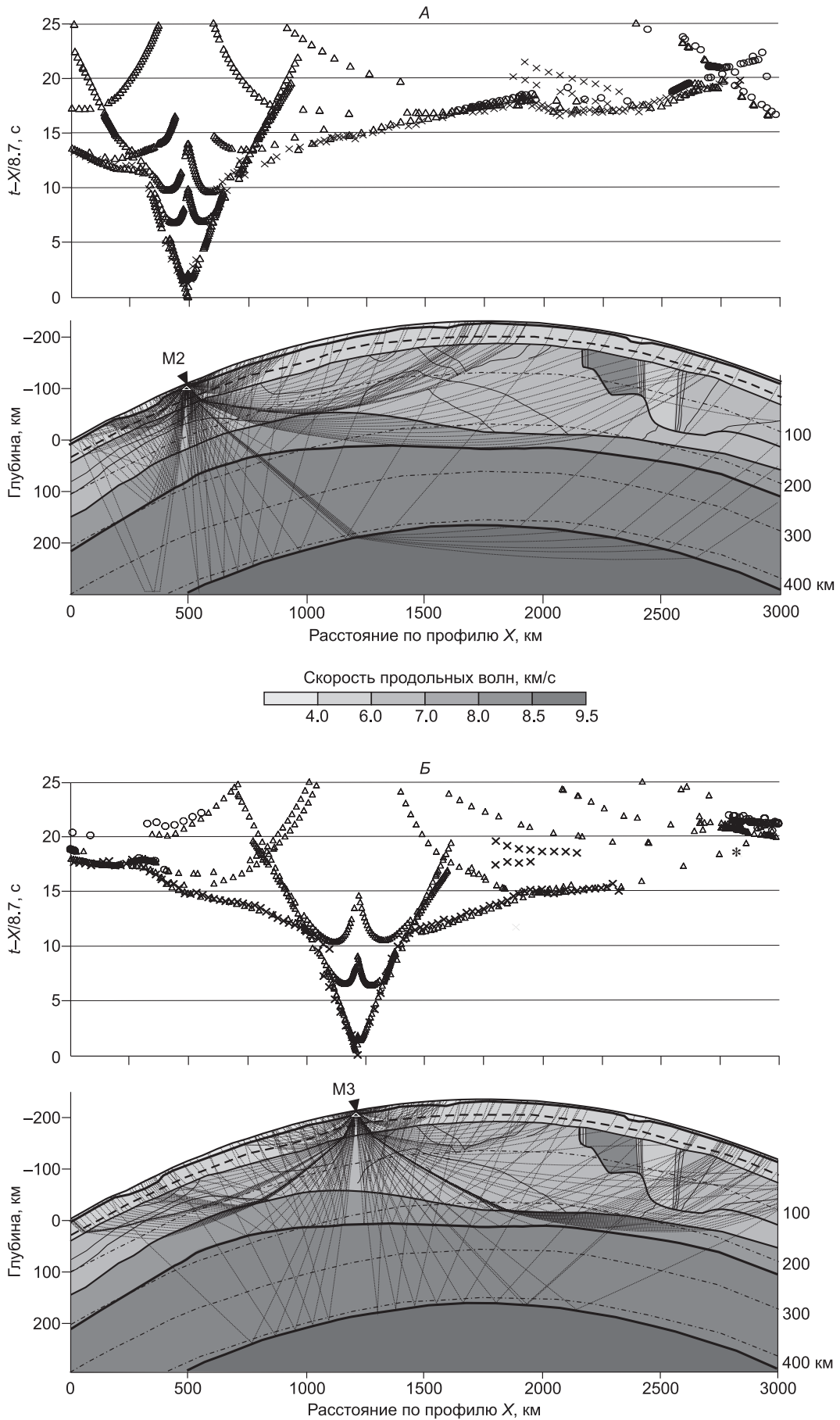
лутные невязки между наблюдаемыми и теоретическими временами пробега не превышают в отдельных случаях 1 с при среднеквадратическом значении 0.4—0.6 с. Эта величина сравнима с видимым периодом колебаний волн 0.5—0.7 с и может считаться удовлетворительной, поскольку аномалии времен пробега, связанные с изменениями кажущейся скорости, как правило, более 1—2 с. Наибольшие затруднения встретились при подборе параметров разреза, моделирующих резкие изменения кажущейся скорости годографа на интервале профиля 2000—2800 км. Получено, что повышенная до 8.7—8.9 км/с кажущаяся скорость обусловлена скоростью около 8.5 км/с (повышение кажущейся скорости обусловлено сферичностью Земли) в слое повышенной скорости (СПС), залегающем на глубине 130—250 км. Несмотря на то, что волна распространяется в высокоскоростной толще пород, уменьшение кажущейся скорости на годографе в интервале 2500—2800 км объясняется ее погружением, а также и пересечением лучами области с аномально низкой скоростью под БРЗ. Для увеличения времени пробега потребовалось также ограничить глубину подошвы блока с повышенной до 8.6 км/с скоростью на Мохо. Мощность СПС может быть ограничена минимальной величиной, принимая во внимание окончание профиля и вероятную (теоретическую) оценку выхода в первые вступления волны от границы 410 км. При таком ограничении волна от СПС может присутствовать только в последующих вступлениях. Заметим также, что область пониженной кажущейся скорости начинается на границе БРЗ и прослеживается на участке значительно большей протяженности, чем это фиксируется скоростью на Мохо, определяющей юго-восточную границу БРЗ. Это указывает также и на значительную протяженность по глубине области пониженной скорости в верхней мантии.

Результаты моделирования времен пробега волн из ПВ М3 для финальной модели иллюстрирует рис. 4, Б. Невязки между теоретическими и наблюдаемыми временами пробега волн минимальны и не превышают, как правило, 0.2—0.3 с. Характерным является значительное на 80—90 км погружение СПС (глубина до 210 км), определяющееся аномально повышенной до 8.7 км/с кажущейся скоростью, наблюдаемой на встречном годографе в начальной части профиля (0—300 км). На участке профиля 1900—2300 км область с кажущейся скоростью около 8.7 км/с, наблюдаемая на значительно меньшем времени, обусловлена другой причиной, связанной с выклиниванием под Мохо области с пониженной до 8.0 км/с скоростью (см. рис. 2). Следующее по профилю уменьшение кажущейся скорости (при учете взаимного времени по годографу из ПВ М5 (см. рис. 3)) сопряжено с пересечением лучами протяженной области с пониженной до 8.0—8.1 км/с скоростью в Забайкалье. Дополнительно оказалось необходимым ограничить глубину подошвы аномального блока со скоростью на Мохо 8.6 км/с уровнем 100—115 км. Иначе, начиная с 2600 км в первых вступлениях на меньших временах должна наблюдаться волна с повышенной кажущейся скоростью, что не соответствует наблюдениям из ПВ М3, а также и из ПВ М2 (см. рис. 4, А). Аналогичный эффект должен наблюдаться и при уменьшении глубины СПС, при которой годограф рефрагированной волны в слое будет смещаться к источнику возбуждения с уменьшением времени и присутствовать в первых вступлениях, что не наблюдается в действительности (как и на годографе из ПВ М2 (см. рис. 4, А)).

Результаты моделирования данных из ПВ М4 представлены на рис. 4, В. Здесь длина наблюдаемых годографов невелика при незначительных невязках между теоретическими и наблюдаемыми временами пробега волн. Особый интерес вызывает участок профиля 500—860 км, где наблюдается кажущаяся скорость около 8.7 км/с при учете взаимного времени на годографе из ПВ М2 (см. рис. 3). В подобранной модели эта скорость объясняется поднятием СПС до глубины около 120 км и подтверждается данными из ПВ М2 и М3 так, что этот слой прослеживается практически непрерывно от 400 до 1300 км профиля, несмотря на фрагментарно представленные участки с аномально повышенной кажущейся скоростью. Можно заметить, что наблюдаемый в последующих вступлениях годограф отраженной волны на участке профиля 750—1250 км неплохо совпадает с теоретическим годографом отражений от рассматриваемой границы.

И наконец, результаты моделирования наиболее длинного годографа из ПВ М5 также показывают удовлетворительную сходимость наблюдаемых и теоретических времен пробега волн (см. рис. 4, Г). Рассмотрим наиболее контрастные участки изменений кажущейся скорости. Один из них наблюдается в области пересечения БРЗ и блока с повышенной скоростью на границе Мохо (2200—2600 км профиля). Пониженная скорость под БРЗ прослеживается на годографе волны P_n на участке профиля 2400—2600 км и с удалением от ПВ повышается до 8.6—8.7 км/с. Зона перехода между этими участками определяет положение границы между блоком со скоростью 8.6 км/с и 7.7 км/с (БРЗ) в окрестности 2380 км профиля. Эта граница несколько смещена к юго-восточному борту оз. Байкал, однако оценка слишком грубая, чтобы обсуждать эту тему подробно. Другая особенность заключается в резком увеличении времени пробега волны на участке профиля около 1700 км, видимо из-за затухания первых вступлений. В результате моделирования удалось подобрать разрез, при котором скачок во временах пробега наблюдается, но, конечно, не совсем точно, как хотелось бы. Впрочем, здесь присутствуют трудности и с корреляцией первых вступлений (см. монтаж сейсмограмм в работе [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006]). На участке про-

Рис. 4. Начало.



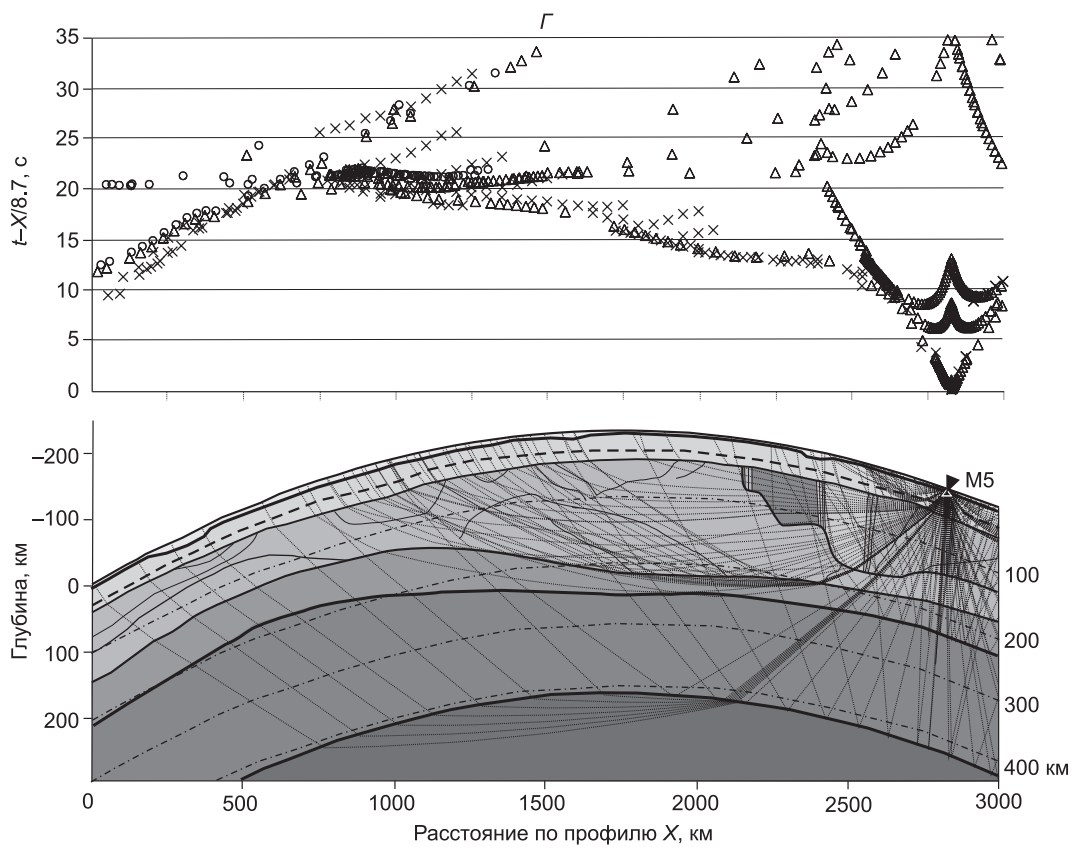
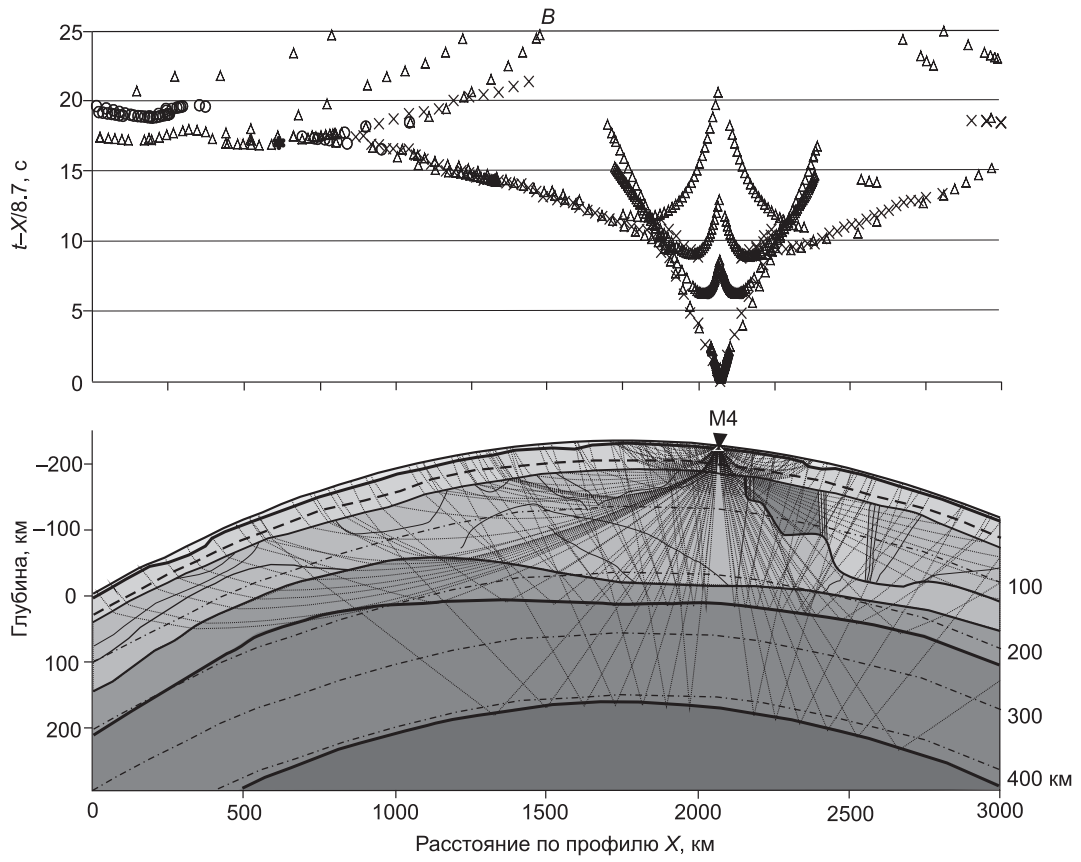


Рис. 4. Результаты моделирования *A* — финальной модели верхней мантии для данных из ПВ М2; *B* — для ПВ М3; *B* — для ПВ М4; *Г* — годографы и результаты моделирования для ПВ М5.

A: наблюдаемые (крестики) и теоретические (треугольники и кружки) годографы волн в первых вступлениях (вверху) и лучевая схема внизу. Кружками показаны результаты моделирования времен пробега при уменьшении скорости в слое с повышенной скоростью. *B*: звездочкой на 2817 км профиля показано взаимное время на годографе из ПВ М5 (см. рис. 3). *B*: звездочкой на 502 км профиля показано взаимное время на годографе из ПВ М2 (см. рис. 3). Пояснения см. на рис. *A* и в тексте.

филя 850—1650 км в последующих вступлениях регистрируется волна, проникающая в слой с повышенной скоростью, годограф которой совпадает с осью синфазности, относимой в работе [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006] к отраженной волне. Отсутствие этого годографа с повышенной кажущейся скоростью в первых вступлениях определяется глубиной залегания СПС. Рассматриваемый годограф является единственным на этом профиле, где зарегистрирована преломленная и отраженная волны от границы 410 км (см. рис. 3). Невязки между теоретическим и наблюдаемым годографами (при априори заданной глубине границы на уровне 410 км и подобранных значений скорости на границе 9.42 км/с при градиенте 0.001 1/с) не превышают 0.5 с для преломленной волны и 1 с для отраженной. Кроме того, на самом краю профиля в первых вступлениях наблюдается короткая ветвь с кажущейся скоростью около 12 км/с, которая в работе [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006] отнесена к границе на глубине 520 км и нами здесь не рассматривается.

Вследствие особого внимания к возможному присутствию слоя с повышенной скоростью, важно оценить вариации времен пробега волн при его отсутствии и тем самым тестировать возможность его обнаружения. На рис. 4, *A* представлены модельные времена пробега волн (кружки) из ПВ М2 в случае, когда скорость в СПС уменьшена на величину скачка скорости на кровле (0.05—0.2 км/с) при неизменном градиенте нарастания с глубиной 0.05—0.1 км/с (см. рис. 2). При этом латеральная неоднородность в слое значительно увеличилась, траектории лучей и плотность их распределения изменились, что хорошо видно на годографах (количество лучей и шаг между ними был фиксированным во всех случаях). Регулярное увеличение времени пробега рефрагированной волны в первых вступлениях на 1.0—1.2 с наблюдается на участке профиля 2000—2400 км. Далее на локальном участке сгущения лучей (2550—2650 км) невязки уменьшаются до 0.3 с и затем увеличиваются до 2 с, но уже для волны, регистрирующейся в последующих вступлениях. Здесь же в первые вступления может выходить преломленная волна от границы 410 км (о величине скорости на этой границе см. ниже при обсуждении данных из ПВ М5) с кажущейся скоростью 9.4—9.7 км/с.

На годографе из ПВ М3 увеличение времен пробега при отсутствии СПС достигает на встречном годографе (левый край профиля) 1—2 с (см. рис. 4, *B*). Моделирование эффекта отсутствия слоя СПС для данных ПВ М4 выражается увеличением времен пробега волны, проникающей на глубину до 200 км на величину до 2—3 с (см. участок в начале профиля) за счет увеличения пути пробега волны и образованием зоны тени длиной около 500 км (см. рис. 4, *B*).

На годографе из ПВ М5 уменьшение скорости в интервале прослеживания СПС приводит к увеличению на 0.5 с времен пробега волны P_{410} и $P_{410}P$, за счет пересечения волной этого слоя с относительно небольшой мощностью (см. рис. 4, *Г*). При этом рефрагированная волна, проникающая на глубину свыше 250 км, хотя и может возвращаться к дневной поверхности, но регистрируется в последующих вступлениях. Эффект выпадения годографа из первых вступлений и в этом случае ограничивает возможность изучения рефрагированными волнами важного интервала глубин, содержащего в себе астеносферу.

Таким образом, моделирование разреза при отсутствии СПС приводит к значительному и регулярному увеличению времени пробега волн, которое превышает невязки, связанные с определением параметров верхней части мантии, и выделение этой границы можно считать обоснованным.

Нами выделяется СПС, резко отличающийся от покрывающей толщи мантии. Чтобы оценить надежность его отделения от подстилающей мантии представим этот интервал разреза однородным слоем, уменьшив скорости на его подошве. Отличие скорости в СПС от подстилающей толщи верхней мантии вплоть до границы 410 км невелико и важно определить эффекты, которые могут контролировать обнаружение такого слоя.

Результаты моделирования кинематики наблюдаемых волн, распространяющихся в интервале разреза, включающем в себя возможный слой повышенной скорости, представлены на рис. 5, *A*, *B*. Рассматриваются только два пункта взрыва М2 и М5, так как на других годографах (где проникание волн в СПС невелико) эффекты, связанные с отсутствием градиента скорости в рассматриваемом слое, незначительны. Наиболее контрастные различия наблюдаются по данным из ПВ М2, где они проявляются в существенном изменении формы годографа при невязках времен, достигающих 2—3 с (см. рис. 5, *A*). Это

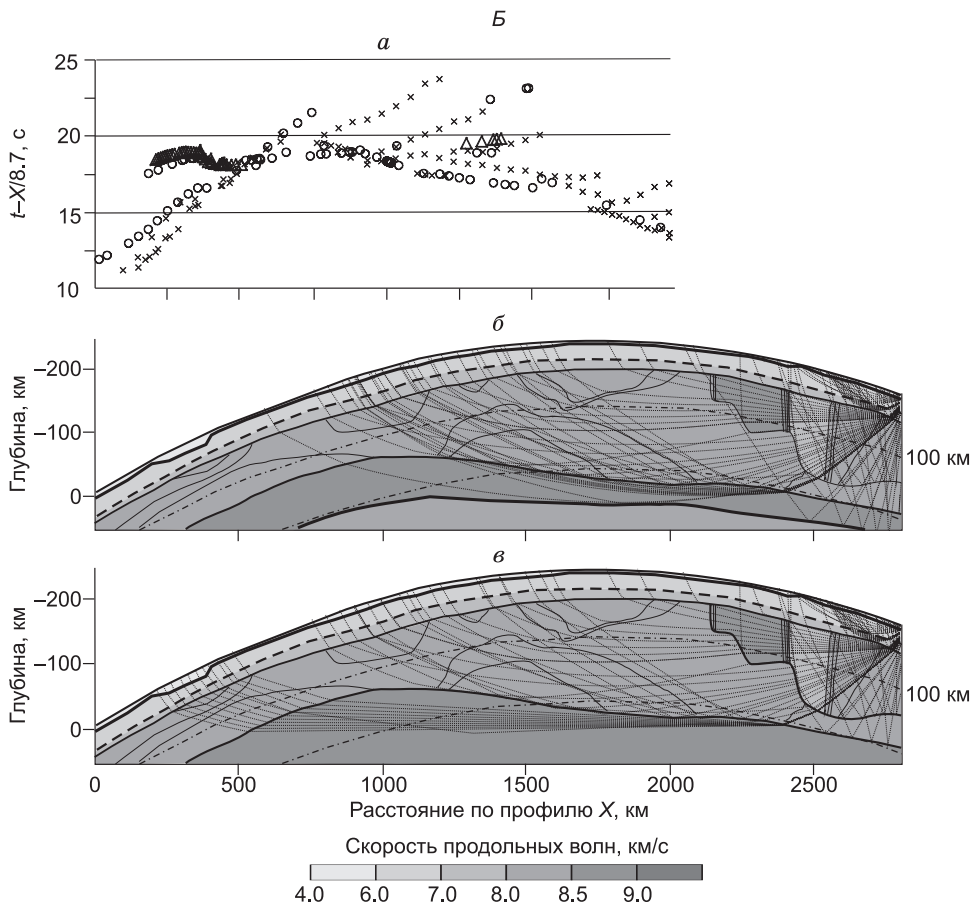
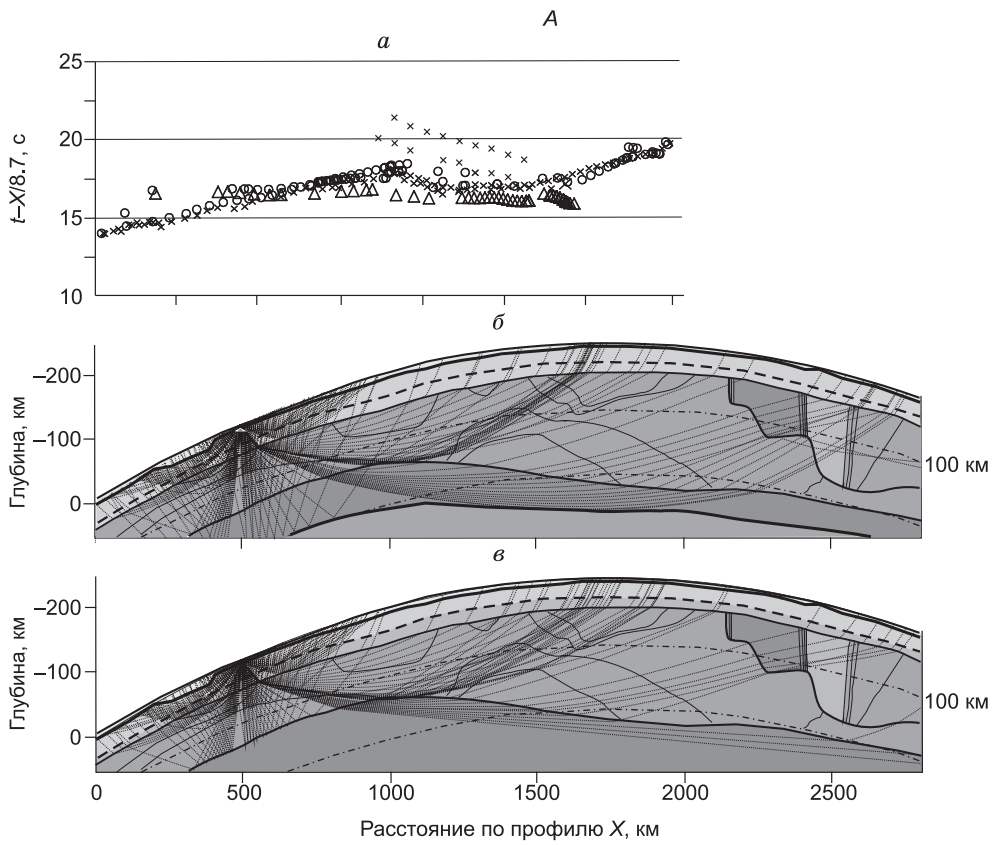


Рис. 5. Результаты моделирования возможностей обнаружения слоя повышенной скорости по данным из ПВ М2 (А), по данным из ПВ М5 (Б).

а — наблюдаемые (косые крестики) и теоретические годографы волн, рассчитанные в модели среды с градиентным слоем повышенной скорости (кружки) и с однородным слоем (треугольники), *б* — лучевая схема при градиентном слое, *в* — при однородном слое.

связано с изменением лучевых траекторий, приводящим к неожиданному эффекту уменьшения времен пробега волн, хотя скорость в моделируемом интервале глубин также уменьшена.

Моделирование годографов из ПВ М5 показывает резкие изменения лучевых траекторий и плотности их распределения (см. рис. 5, Б). В случае градиентного слоя плотность лучей распределена равномерно на интервале профиля 750—1750 км со временами пробега, близкими к наблюдаемым значениям. В случае однородного слоя наблюдаются две группы лучей, одна из которых на ближних расстояниях взрыв—прием характеризуется повышенными на 3—4 с временами пробега относительно наблюдаемых данных. Другая группа лучей выходит на дневную поверхность на участке профиля 200—500 км также с повышенными относительно первых вступлений временами пробега на 4—5 с, но уже в области регистрации лучей от границы 410 км. Между этими группами лучей существует зона тени протяженностью около 500—700 км.

Таким образом, результаты моделирования подтверждают возможность обнаружения градиентного слоя с повышенной скоростью в верхней мантии. В совокупности с латеральной неоднородностью СПС, обнаруженной на профилях Рифт и Метеорит, это свидетельствует о значительной трехмерной неоднородности литосферной мантии Сибирского кратона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученная нами модель верхней мантии значительно отличается от слоистых моделей, представленных в работах [Егоркин и др., 1987, 1996; Pavlenkova et al., 1996, 2002, 2006; Pavlenkova, 1996, 2011; Cipar, Priestley, 1997; Mechie et al., 1997; Егоркин, 1999, 2004; Nielsen, Thybo, 2006; Thybo, 2006]. Мы не можем сделать пока полный анализ всех данных ядерных взрывов, полученных на сверхдлинных профилях. Однако из нашей интерпретации данных вдоль профилей Рифт [Суворов и др., 2010] и Метеорит следуют важные аспекты, которые, как нам представляется, не были учтены в предыдущих моделях.

Наиболее полное численное моделирование структур верхней мантии Сибири проведено в работах [Thybo, Perchuc, 1997; Nielsen, Thybo, 2006; Thybo, 2006]. Основным результатом этих работ является в объяснении кинематических характеристик волн в первых вступлениях до удалений 850—900 км линейно когерентными фазами (область I на рис. 6), обусловленными тонкой расслоенностью верхов мантии от Мохо до глубины около 120 км. В области удалений от источника 900—1550 км, по интерпретации этих авторов, наблюдается разброс времен первых вступлений (зона II (LVZ) см. рис. 6), сопровождающихся формированием длительной (до 6 с) коды, связанной со слоем пониженной скорости на глубине 120—180 км, подошва которого соотносена с границей Леман (зона III, см. рис. 6). Область IV характеризует границу 410 км.

Как видно из наблюдений на Канадском щите [Lehman, 1964] и по профилю Метеорит (см. рис. 6), удовлетворительное соответствие присутствует только между данными ядерного взрыва «Гном» и годографом из ПВ М5, расположенным в Забайкалье (см. рис. 1, 3). Как и на Канадском щите, так и на профиле Метеорит волновод в 8-градусной зоне отсутствует. Это отчетливо видно на годографе из ПВ М2, который в 8-градусной зоне характеризуется непрерывным гладким поведением и отсутствием зоны тени. Удивительно хорошо совпадают времена пробега от взрыва «Гном» [Lehman, 1964] и годографы для волн P_{410} и $P_{410}P$ из ПВ М2 по профилю Метеорит (см. рис. 3, 6).

На рис. 6 нанесены также теоретические годографы, рассчитанные нами лучевым методом для «холодной» модели верхней мантии, представленной в работах [Thybo, Perchuk, 1996; Thybo, 2006]. Расчет проводился нами в сферической модели в прямоугольных координатах и для того, чтобы сравнить с опубликованными данными в вышецитированных работах, расстояния источник—приемник затем были трансформированы от длины хорды к длине дуги большого круга. Как хорошо видно, в области I (показана толстой линией) присутствуют отдельные короткие фазы рефрагированных волн от слоев с относительно повышенной скоростью при заметно различающейся кажущейся скорости. Промежутки между ними могут быть заполнены фазами закритических отражений от границ тонкослоистой модели, с годографами, подходящими к области первых вступлений. Существенно, что для них также могут существовать предельные точки, ограничивающие прослеживание фаз вплоть до области первых вступлений, где годографы отраженных и рефрагированных волн асимптотически должны быть близкими.

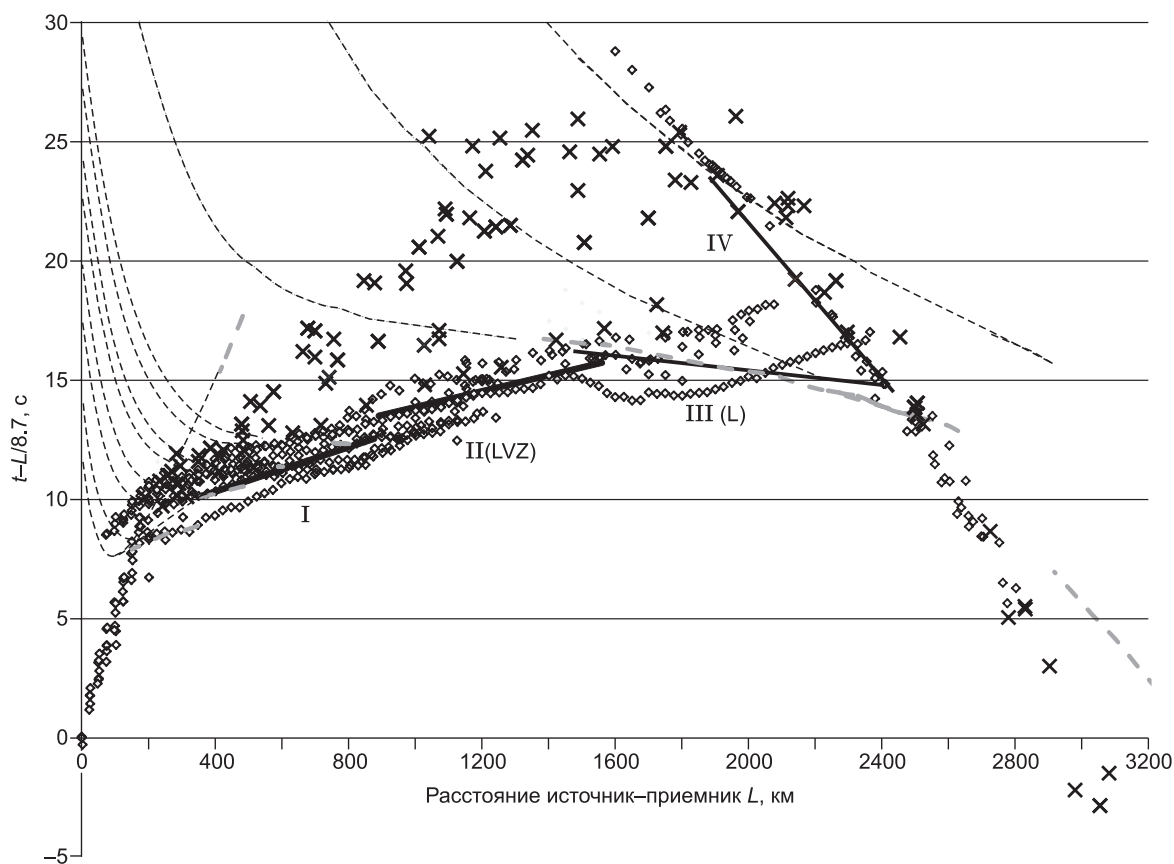


Рис. 6. Теоретические годографы для «холодной модели» верхней мантии [Thybo, Perchuk, 1996; Thybo, 2006] и наблюдаемые по данным [Lehman, 1964] (крестики) и по профилю Метеорит (ромбики, см. рис. 3) [Priestley et al., 1994; Pavlenkova et al., 1996; Егоркин, 1999].

Штриховые (тонкие) линии для отраженных волн, штриховые (серые, толстые) — для рефрагированных. Толстые сплошные: I — область линейной когерентной корреляции первых вступлений, II (LVZ) — область зоны малых скоростей, III (L) — граница Леман, IV — фазы границы 410 км [Thybo, 2006].

В зоне II (LVZ) «холодной модели» (интервал 900—1600 км), соответствующей зоне тени по данным [Thybo, Perchuk, 1996; Thybo, 2006], по профилю Метеорит (также и для Рифта), наоборот, наблюдаются непрерывные фазы первых вступлений. В интервале расстояний взрыв—прием 1600—2400 км «холодный» теоретический годограф хорошо совпадает с зоной III (L-граница Леман). Однако по рассматриваемым экспериментальным данным в этом интервале расстояний на всех годографах наблюдаются значительные изменения времен пробега (кажущихся скоростей), обусловленные латеральными неоднородностями верхней мантии. Также в «холодной модели» заметно занижена скорость на границе 410 км по сравнению с наблюдениями на Канадском щите и по профилю Метеорит. Таким образом, представленная «холодная модель» не вполне соответствует наблюдениям не только на Канадском щите [Lehman, 1964; Thybo, 2006], но и на Сибирском кратоне. Можно предполагать, что указанные различия связаны с латеральными неоднородностями, тогда как «холодная модель» является одномерной, характеризующей верхнюю мантию в более мелком масштабе.

В целом полученные данные на профиле Метеорит показывают неоднородную верхнюю часть верхней мантии как по вертикали, так и по горизонтали. Выделяется верхний структурный этаж с подошвой на глубине 120—220 км, в котором наблюдаются контрастные латеральные неоднородности, ограничиваемые слоем повышенной скорости мощностью 30—90 км. Ниже, до глубины залегания границы 410 км, верхняя мантия характеризуется незначительными градиентом скорости, что можно считать только предварительным результатом, несмотря на удовлетворительное соответствие наблюдаемых и модельных времен пробега отраженной волны от границы 410 км и преломленно-рефрагированной, проникающей в нижележащую толщу пород. Рефрагированные волны из этого интервала глубин вследствие малого градиента скорости экранируются СПС, и поэтому возможность получить непосредствен-

ную информацию о характере изменения скорости в нем ограничена. Условно можно предполагать, что СПС ограничивает литосферу, под которой располагается практически однородная астеносфера (с возможно пониженной скоростью), но ее мощность, по полученным данным, определить невозможно. Мы располагаем только оценкой средней скорости в интервале глубин от 180—250 до 410 км. Астеносфера может быть частью этого интервала и иметь пониженную скорость, тогда как другая ее часть будет иметь соответственно повышенную скорость, чтобы для интервала в целом скорость была около 8.5—8.55 км/с. Однако и при этом возможен эффект выпадения такого слоя из первых вступлений.

Интересный результат следует из сравнения моделей по параллельным профилям Рифт и Метеорит. Выявляется значительное различие не только в характере изменений скорости, но и в их величине. Так, по профилю Рифт преобладающие значения скорости в верхах мантии достигают 8.3—8.4 км/с (без учета локальной аномалии скорости 8.5—8.6 км/с на Мохо) [Суворов и др., 2010], тогда как вдоль профиля Метеорит скорость, как правило, не превышает 8.2—8.3 км/с. При этом СПС характеризуется скоростью 8.6—8.7 км/с в первом случае и 8.5—8.6 км/с во втором. Корреляция латеральных изменений скорости с региональными геологическими структурами по профилю Рифт является более отчетливой, чем по Метеориту. В первом случае профилем пересечены крупные структуры фундамента прибортовой части Сибирского кратона, тогда как во втором, имеют место главным образом Тунгусская синеклиза, под которой в верхах мантии характерно понижение скорости, примерно такое же, как и под Присяяно-Енисейской синеклизой на профиле Рифт. Выступ фундамента, разделяющий Тунгусскую синеклизу и Енисей-Хатангский прогиб, является слишком узким, чтобы проявиться в масштабе наблюдений по профилю Метеорит. Напомним также, что аномалия повышенной скорости на Мохо по профилю Рифт отстояла от БРЗ на расстоянии около 400 км, маркируя юго-восточный борт Присяяно-Енисейской синеклизы. Поэтому близость этой аномалии к границе БРЗ не является свидетельством какой-либо их геодинамической связи.

Другая интересная задача связана с поиском в верхней мантии следов проявления мантийного плюма, связанного с излиянием около 250 млн лет назад огромного объема траппов на Сибирском кратоне [Золотухин, Альмухамедов, 1991; Добрецов, 1997; Ernst et al., 2005]. Рассматривая соотношение между областью распространения траппов различной интенсивности (см. рис. 1) и изменениями скорости в верхах мантии до глубины 100—150 км можно прийти к заключению о их возможной связи. Это следует из предполагаемого взаимодействия плюма с окружающей литосферной мантией и подтверждается как результатами численного моделирования, так и петрогенетического анализа. Эти представления показывают, что непосредственно под земной корой при взаимодействии плюма с породами верхов мантии могут возникать конвективные ячейки [Шарапов и др., 2008] или локальные неоднородности в области перехода кора—мантия [Bryan, Ernst, 2008], похожие на выявляемое чередование областей с повышенной и пониженной скоростью вдоль границы Мохо (см. рис. 2). Вместе с тем полученные данные показывают, что контрастные скоростные и структурные аномалии в верхней мантии, которые можно было бы пространственно связать с процессами плюмовой активизации 250 млн лет назад, отсутствуют. Однако окончательные выводы по данным только одного профиля делать преждевременно, нужно иметь данные по профилям Кратон и Кимберлит (также пересекающие Тунгусскую синеклизу (см. рис. 1)), которые позволят получить дополнительные сведения о трехмерной структуре мантии региона.

Существует еще одна особенность глубинного строения земной коры и границы Мохо по рассматриваемому профилю [Разинкова, 1987; Егоркин, 1991] (рис. 7). В региональном масштабе Тунгусская синеклиза по прогибу фундамента соответствует области распространения траппов на участке профиля от р. Енисей до 1700 км профиля (см. рис. 1), что также хорошо выражено в рельефе дневной поверхности и Мохо (см. рис. 7). Дополнительно в средней части коры существует отражающая граница [Семов, 1987; Разинкова, 1987], разделяющая кору на два структурных этажа. Она залегает на глубине около 30 км под Тунгусской синеклизой и поднимается примерно до 20 км под Енисей-Хатангским прогибом и БРЗ. Таким образом, согласное прогибание фундамента, внутрикорового уровня и Мохо амплитудой до 8—10 км, указывает на неуравновешенность земной коры. Объяснить этот факт можно с помощью сейсмогравитационного моделирования как продолжение исследований, выполненных в работах [Сурков, Морсин, 1993; Грачев, Кабан, 2006]. В работе [Грачев, Кабан, 2006] для мантийной части литосферы получена положительная гравитационная аномалия до 200 мГал в области приповерхностного распространения траппов, которая пересекается и профилем Метеорит (см. рис. 7, А). Нами также проведена оценка гравитационных аномалий мантии за вычетом гравитационных эффектов земной коры. При этом перевод скорости в значения плотности произведен по обобщающей корреляционной зависимости для земной коры из работы [Brocher, 2005]. Гравитационное моделирование выполнено по программе решения прямой и обратной двухмерной гравитационной задачи ADM-3D [Кочнев, 1993]. В результате получен практически тот же результат, что и в работе [Грачев, Кабан, 2006] (см. рис. 7, А). Правда, в нашей модели присутствуют некомпенсированные (несглаженные) высокочастотные гравитационные аномалии, связанные с локальными плотностными неоднородностями земной коры. Получено, что расчетная

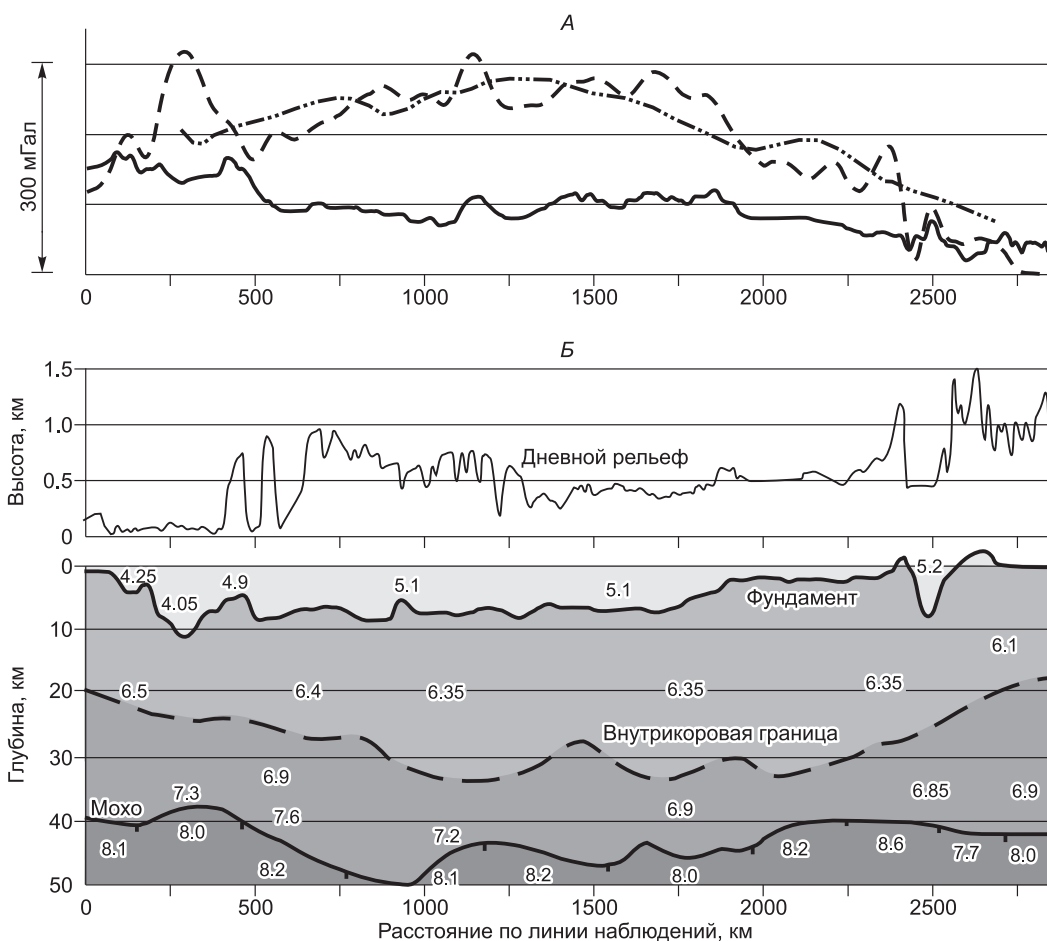


Рис. 7. К расчету подкоревой гравитационной аномалии по профилю Метеорит.

А — графики аномального гравитационного поля: сплошная линия — наблюдаемые данные в редукции Буге, штрихпунктирная из работы [Грачев, Кабан, 2006], штриховая — по результатам авторского моделирования, *Б* — сейсмический разрез по данным [Разинковой, 1987; Егоркин, 1991] с дополнениями авторов.

положительная мантийная гравитационная аномалия в слое мантии до глубины 150 км объясняется увеличением плотности от 3.3 до 3.35—3.37 г/см³, что близко к результатам работ [Сурков, Морсин, 1993; Грачев, Кабан, 2006]. Положительная гравитационная аномалия для подкоревой мантии слабо коррелируется со скоростью на Мохо, но в центральной части профиля на глубине 100—200 км наблюдается аномалия повышенной до 8.4—8.45 км/с скорости, что и может объяснить природу этой аномалии. Возможно, что эта аномалия и есть остаток остывшей «шляпы» мантийного плюма, но может ли она быть причиной прогибания земной коры остается пока непонятным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прямое двумерное лучевое моделирование структуры верхней мантии по данным первых вступлений волн вдоль профиля Метеорит показывает значительные латеральные скоростные неоднородности на глубине до 180—230 км. Основание области контрастных латеральных неоднородностей ограничено слоем повышенной до 8.5—8.6 км/с скорости мощностью до 30—80 км, который может контролировать подошву литосферы. Глубина кровли этого слоя изменяется по профилю от 120 км на северо-западе (в области, близкой к Карскому морю) до 200—210 км на юго-востоке. Глубже, под слоем повышенной скорости, до границы 410 км данные о свойствах мантии немногочисленны и, можно только предполагать, что в этом интервале, содержащем в себе астеносферный слой, латеральные неоднородности могут быть незначительными.

В представленной модели верхней мантии отсутствуют слои с пониженной скоростью, нашедшие наиболее яркое выражение в работах [Thybo, Perchuk, 1996; Thybo, 2006]. Решение прямой кинематичес-

кой задачи для такой одномерной «холодной модели», относящейся к древним кратонам с низким тепловым потоком показывает, что присутствующие в ней слои с пониженной скоростью не соответствуют наблюдениям по профилю Метеорит.

Двумерное сейсмогравитационное моделирование по данному профилю показывает удовлетворительное соответствие сейсмических и гравитационных данных. Выявленная в работе [Грачев, Кабан, 2006] положительная гравитационная аномалия для подкоровой части верхней мантии коррелируется с аномалией повышенной скорости на глубине 100—200 км. Однако природа изостатической неуравновешенности земной коры под Тунгусской синеклизой остается загадочной.

Авторы выражают благодарность рецензентам С.И. Шерману, В.В. Мордвиновой и В.А. Верниковскому за конструктивные замечания и комментарии, которые мы с признательностью использовали при редактировании.

ЛИТЕРАТУРА

Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С., Епинатьева А.М., Пасечник И.П., Косминская И.П., Карус Е.В. Корреляционный метод преломленных волн. М., Изд-во АН СССР, 1952, 217 с.

Грачев А.Ф., Кабан М.К. О причинах высокого стояния Сибирской платформы // Физика Земли, 2006, № 12, с. 20—33.

Детальные сейсмические исследования литосферы на *P*- и *S*-волнах / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1993, 199 с.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплума // ДАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Егоркин А.В. Строение коры по данным сейсмических геотраверзов // Глубинное строение территории СССР. М., Наука, 1991, с. 118—134.

Егоркин А.В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли, 1999, № 7—8, с. 114—130.

Егоркин А.В. Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли, 2004, № 5, с. 37—46.

Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Некоторые результаты многоволновых региональных исследований в Сибири // Многоволновые сейсмические исследования. Новосибирск, Наука, 1987, с. 125—131.

Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н. Структура верхней мантии по профилю Байкал—Ямал («Рифт»), полученная с применением мирных ядерных взрывов // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (9), с. 66—76.

Епинатьева А.М. Некоторые вопросы методики сейсмической разведки палеозойского фундамента в Западной Сибири // Труды Института физики Земли, № 12 (170). М., Изд-во АН СССР, 1960, 84 с.

Золотухин В.В., Альмухамедов А.И. Базальты Сибирской платформы: условия проявления, вещественный состав, механизм образования // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. Новосибирск, Наука, 1991, с. 7—39.

Кочнев В.А. Адаптивные методы решения обратных задач геофизики. Учебное пособие. Красноярск, Красноярский госуниверситет, 1993, 131 с.

Метод преломленных волн / А.М. Епинатьева, Г.М. Голошубин, А.Л. Литвин, А.Д. Павленкин, Г.И. Петрашень, А.Е. Старобинец, М.Б. Шнейерсон. М., Недра, 1990, 297 с.

Недра Байкала по сейсмическим данным / С.В. Крылов, М.М. Мандельбаум, Б.П. Мишенькин, З.Р. Мишенькина, Г.В. Петрик, В.С. Селезнев. Новосибирск, Наука, 1981, 199 с.

Павленкова Н.И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (5), с. 630—645.

Павленкова Н.И. Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (9), с. 1287—1301.

Разинкова М.И. Характеристика земной коры и верхней мантии по геотраверсам // Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. М., Наука, 1987, с. 81—86 с.

Семов В.Н. Результаты анализа слоистости земной коры // Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. М., Наука, 1987, с. 22—29 с.

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., Морсин П.И. Плотностная неоднородность земной коры и верхней мантии Сибири // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (6), с. 119—130.

Тепловое поле недр Сибири / В.Т. Балобаев, В.А. Голубев, В.Н. Девяткин, Р.П. Дорофеева, А.Д. Дучков, Ю.А. Зорин, С.А. Казанцев, А.Н. Калинин, А.Р. Курчиков, С.В. Лепина, С.В. Лысак, В.И. Силифонкин, Л.С. Соколова, Б.П. Ставицкий, С.А. Ратникова, В.Р. Цибульский. Новосибирск, Наука, 1987, 197 с.

Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Перепечко Л.Н., Рахменкулова И.Ф. Природа мантийных источников пермотриасовых траппов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 652—665.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study // J. Geophys. Res., 2001, v. 106, p. 16387—16414.

Brocher T.M. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the crust // BSSA, 2005, v. 95, № 6, p. 2081—2092.

Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Sci. Rev., 2008, v. 86, p. 175—202.

Cipar J., Priestley K. Central Siberia upper mantle cross-section from deep seismic sounding explosions / Ed. K. Fuchs. Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1997, p. 75—87.

Ernst R.E., Buchan K.L., Campbell I.H. Frontiers in Large Igneous Province research // Lithos, 2005, v. 79, p. 271—297.

Lehmann I. On the travel times of P as determined from nuclear explosions // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1964, v. 54, № 1, p. 123—139.

Mechie J., Egorkin A.V., Solodilov L., Fuchs K., Lorenz F., Wenzel F. Major features of the mantle velocity structure beneath northern Eurasia from long-range seismic recordings of peaceful nuclear explosions // Proceedings of the NATO advanced research workshop on upper mantle heterogeneities from active and passive seismology / Ed. K. Fuchs. M., 1997, p. 33—50.

Nielsen L., Thybo H. Identification of crustal and upper mantle heterogeneity by modeling of controlled-source seismic data // Tectonophysics, 2006, v. 416, p. 209—228.

Palmer D. Non-uniqueness with refraction inversion — a syncline model study // Geophysical Prospecting, 2010, v. 58, p. 203—218.

Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // Tectonophysics, 2006, v. 416, p. 33—52.

Pavlenkova N.I. General features of the upper mantle stratification from long-range seismic profiles // Tectonophysics, 1996, v. 264, p. 261—278.

Pavlenkova N.I. Seismic structure of the upper mantle along the long-range PNE profiles — rheological implication // Tectonophysics, 2011, v. 508, p. 85—95.

Pavlenkova N.I., Pavlenkova G.A., Solodilov L.N. High velocities in the uppermost mantle of the Siberian craton // Tectonophysics, 1996, v. 262, p. 51—65.

Pavlenkova G.A., Priestly K., Cipar J. 2-D model of the crust and uppermost mantle along Rift profile, Siberian craton // Tectonophysics, 2002, v. 355, p. 171—186.

Priestley K., Cipar J., Egorkin A., Pavlenkova N. Upper mantle velocity structure beneath the Siberian platform // Geophys. J. Int., 1994, v. 118, p. 369—378.

Sultanov D.D., Murphy J.R., Rubinstein Kh.D. A seismic source summary for Soviet peaceful nuclear explosions // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1999, v. 89, № 3, p. 640—647.

Thybo H. The heterogeneous upper mantle low velocity zone // Tectonophysics, 2006, v. 416, p. 53—79.

Thybo H., Perchuc E. The seismic 8° discontinuity and partial melting in continental mantle // Science, 1997, v. 275, p. 1626—1629.

Zelt C.A., Smith R.B. Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure // Geophys. J., 1992, 16—34 p.