

**ФОРМА СЛЭБОВ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ ПОД КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ
И АЛЕУТСКОЙ ДУГАМИ ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТОМОГРАФИИ**

И.Ю. Кулаков, Н.Л. Добрецов*, Н.А. Бушенкова, А.В. Яковлев

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

** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

На базе региональной томографической инверсии с использованием данных глобальных сейсмологических каталогов построена трехмерная модель сейсмических неоднородностей P - и S -скоростей до глубины 1100 км под Курило-Камчатской и Алеутской зонами субдукции. Особое внимание в работе уделяется вопросу верификации полученных результатов путем выполнения различных тестов. Вдоль всей Курило-Камчатской дуги мы наблюдаем четкое изображение погружающегося океанического слэба классического типа, которое совпадает в P - и S -моделях, а также с распределением глубинной сейсмичности. На основании полученных результатов построена параметрическая модель верхней и нижней границ слэба под Курило-Камчатской дугой. В этой модели видно, что этот слэб имеет разную толщину в различных сегментах дуги. Максимальная глубина погружения слэба также неоднородна. В южных участках этой дуги слэб принимает горизонтальную направленность в переходной зоне между глубинами 600 и 700 км и не проникает в нижнюю мантию. Под Северными Курилами и Южной Камчаткой мы наблюдаем погружение слэба до глубины 900 км. На основании этих результатов предполагается, что с погружением слэб становится вязким телом и теряет свойства упругости. Изменения формы слэба на больших глубинах могут быть связаны с фазовыми переходами за счет повышения температуры и давления. Мы предполагаем, что более пологое движение слэба и его утолщение связано с механизмом «толкания» со стороны океана. Утонение литосферы и ее более крутое погружение вплоть до нижней мантии связано с доминированием механизма «гравитационного соскальзывания».

Под западной частью Алеутской дуги, в отличие от работ некоторых других авторов, была получена высокоскоростная аномалия, которая не так четко, как в Курило-Камчатской дуге, но все же достаточно надежно указывает на наличие погружающегося слэба до глубины 200—250 км. В восточном сегменте Алеутской дуги мы четко прослеживаем погружающийся Тихоокеанский слэб вплоть до глубины 500—600 км, что несколько глубже, чем было представлено в предыдущих исследованиях.

Сейсмическая томография, мантия, Курило-Камчатская дуга, Алеутская дуга, субдукция.

**SLAB SHAPE IN SUBDUCTION ZONES BENEATH THE KURILE-KAMCHATKA
AND ALEUTIAN ARCS BASED ON REGIONAL TOMOGRAPHY RESULTS**

I.Yu. Koulakov, N.L. Dobretsov, N.A. Bushenkova, and A.V. Yakovlev

A 3-D model of the seismic heterogeneities of P - and S -velocities has been constructed down to 1100 km beneath the Kurile–Kamchatka and Aleutian subduction zones on the basis of the regional tomographic inversion of data from global seismic catalogs. Particular attention is paid to verifying the data by different tests. A clear image of a classic subducting oceanic slab is observed along the entire Kurile–Kamchatka arc, which coincides in the P - and S -models and with the distribution of deep seismicity. These data served as a basis for a parametric model of the upper and lower slab boundaries beneath the Kurile–Kamchatka arc. According to this model, the slab has various thicknesses and maximum penetration depths in different arc segments. In the southern part of the arc, between depths of 600 and 700 km, the slab moves horizontally and does not penetrate the lower mantle. Beneath the North Kuriles and southern Kamchatka, it subducts down to 900 km. These data suggest that the subducting slab becomes a viscous and nonelastic body and the changes in its shape may be due to phase transitions with increasing temperature and pressure. We attribute its gentler dipping and thickening beneath the South Kuriles to the oceanic “pushing” mechanism. The lithospheric thinning, steeper subsidence, and penetration into the lower mantle beneath the North Kuriles are due to the predominant “gravity sinking,” or “slab pull,” mechanism.

Unlike some other researchers, we have obtained a high-velocity anomaly beneath the western Aleutian arc (not as clear as beneath the Kurile–Kamchatka arc, yet quite reliable). It suggests the presence of a slab subducting down to 200–250 km. In the eastern Aleutian arc, we clearly observe the Pacific slab subducting down to 500–600 km (somewhat deeper than in the previous studies).

Seismic tomography, mantle, Kurile–Kamchatka arc, Aleutian arc, subduction

ВВЕДЕНИЕ

Зоны субдукции, маркирующие активные океанические окраины, связаны с наиболее интенсивными геодинамическими процессами на Земле. В этих местах наблюдается очень высокая скорость конвергенции литосферных плит, величина которой может превышать 10 см/год. Интенсивные деформации, а также перемещения флюидов и расплавов в относительно узкой полосе на границе плит вызывают чрезвычайно активные механические и химические процессы, что объясняет разнообразие и контрастность различных геологических структур в субдукционных комплексах. Подавляющее большинство активных вулканов и крупных землетрясений на Земле приурочено к зонам субдукции и связано, по всей видимости, с процессами в погружающемся слэбе. Изучение связи между этими явлениями — актуальная задача, которая привлекает многих специалистов из различных областей геологии и геофизики.

Общая концепция субдукции подтверждается множеством различных фактов и принята большинством специалистов мира. Согласно концепции плитной тектоники, океаническая литосферная плита, образуется в районах срединно-океанических хребтов и, постепенно утолщаясь, движется в сторону океанических окраин. В зоне субдукции эта холодная океаническая плита вследствие конвекции (термогравитационной неустойчивости) погружается в мантию. При этом из-за изменений P - T условий в опускающейся литосфере происходят трансформации ее структуры и состава. Это, в свою очередь, приводит к образованию областей частичного плавления в погружающейся океанической плите и в мантийном клине над плитой. Именно этот процесс объясняет образование вулканических дуг вдоль активных океанических окраин и сейсмическую активность на больших глубинах. Вместе с тем следует также упомянуть альтернативные объяснения глубинной сейсмичности. Так, например, Шарапов и др. [1984] отрицают наличие субдукции и объясняют глубинную сейсмичность осциллирующими деформациями за счет субгоризонтального сжатия между континентальными и океаническими сегментами тектоносферы.

При том, что общий сценарий субдукции признан большинством специалистов, детали этого процесса являются предметами активных обсуждений и споров. Остаются нерешенными множество вопросов, для ответов на которые необходимо получение нового фактического материала и выполнение дополнительных научных исследований. В частности, процесс субдукции не всегда удается описать двумерной моделью погружающегося «конвейера». Распределение глубинной сейсмичности и существующие модели сейсмотомографии показывают, что режим погружения плиты может сильно варьировать по латерали. Причины латеральных вариаций режима субдукции являются предметом активных дискуссий. Также вызывает вопросы чрезвычайно неоднородный состав лав в дуговых вулканах на активных океанических окраинах. Принципиально различный состав может наблюдаться в вулканах, расположенных в десятках километрах друг от друга, и даже в одном и том же вулкане на разных этапах его развития.

В нашей работе основным объектом исследований являются Курило-Камчатская и Алеутская дуги, расположенные в северо-западной части Тихого океана. В рамках глобальной тектоники плит, современная геодинамика изучаемого региона определяется конвергенцией Евразийской, Охотской, Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит (рис. 1). Конфигурация границ плит на рис. 1 — результат работы многих исследователей, уточнявшийся в последнее время с помощью крупномасштабных GPS измерений [Kogan et al., 2000; Стеблов, 2004], а также анализа рельефа, батиметрии и сейсмичности. Существование Охотской микроплиты, изолированной от Северо-Американской, показано на основе анализа векторов сдвига [Seno et al., 1996], полученных по механизмам очагов землетрясений. Согласно работе [Богданов, Добрецов, 2002], Охотскую плиту можно разделить на две части. На севере, Камчатско-Охотский блок (КОБ) составлен преимущественно породами континентального типа и, помимо бассейна Охотского моря, включает в себя участок континентальной литосферы п-ова Камчатка. В этом смысле субдукция под Камчаткой имеет много общего с Андами, где также происходит погружение океанической литосферы под континент. Южная часть Охотского моря (ОМБ) представляет собой задуговой бассейн с явно выраженными областями спрединга. Изначально ОМБ был сложен продуктами аккреции океанических структур, имевшей место по ходу миграции зоны субдукции.

На севере в командорско-алеутской части изучаемого региона можно выделить Берингоморский блок (БМБ) и Западную котловину (ЗК), отделенные друг от друга Олюторским хребтом. БМБ представляет собой аккреционный блок, сходный по структуре с ОМБ. С юга к ЗК примыкает сдвиговая зона Командорских островов, где не найдено проявлений островодужного вулканизма. Внутри БМБ выделяется небольшой сегмент, отделенный от основного блока хр. Бауэра, который, возможно, представляет собой более древнее продолжение Алеутской дуги.

Структура глубинных недр под изучаемым регионом исследовалась во множестве работ, различных по масштабу и типу используемых данных. Значительные геолого-геофизические исследования Курило-Камчатского региона проводились еще в 1957—1959 гг. В этот период впервые было выполнено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) земной коры прикамчатских акваторий в комплексе с аэромагнитными и морскими гравиметрическими исследованиями. Эти работы позволили получить пред-

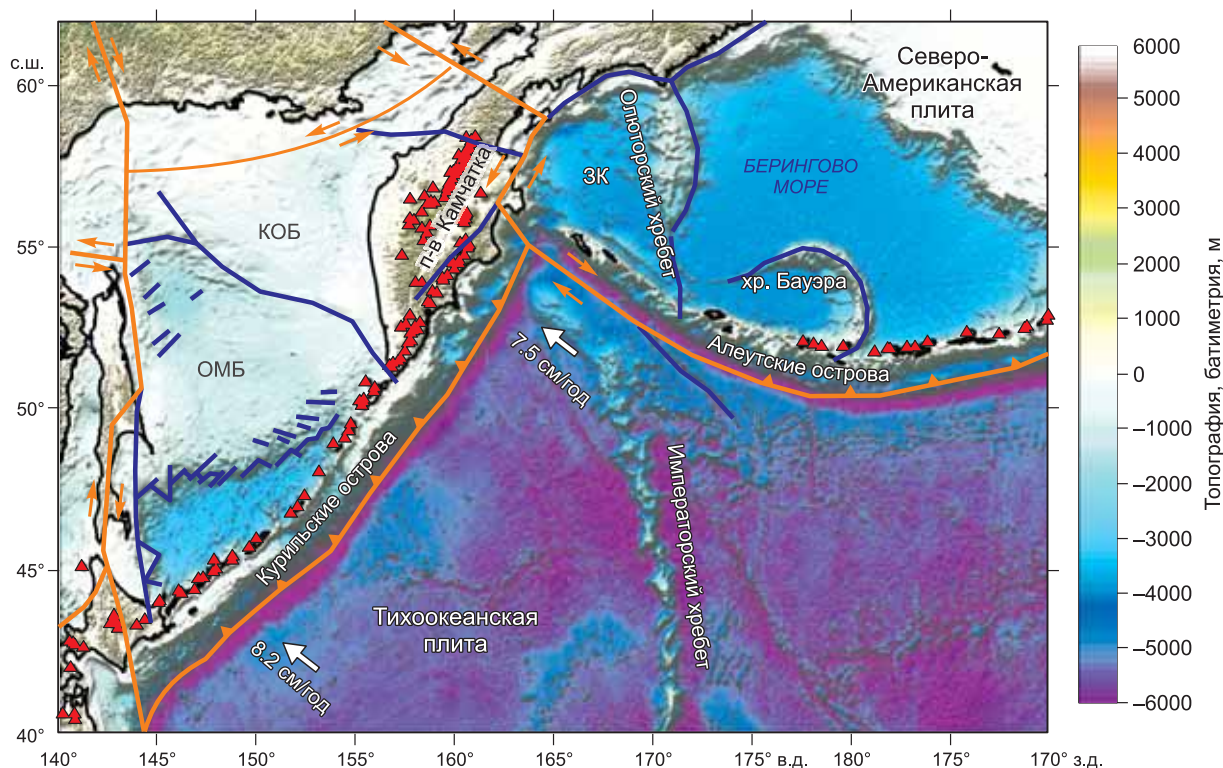


Рис. 1. Основные географические и тектонические единицы изучаемого региона.

Фон-карта топографии/батиметрии. Оранжевые линии — границы тектонических плит, по [Злобин, 2006]; фиолетовые — наши построения. Скорости движения Тихоокеанской плиты, по [Avdeiko et al., 2007; Стеблов и др., 2010]. Красные треугольники — активные вулканы, по [Simkin, Siebert, 1994]. ЗК — Западная котловина; КОБ — Камчатско-Охотский блок; ОМБ — Охотоморский блок.

ставление о главных закономерностях строения земной коры региона и выделить ее основные типы [Строение..., 1964]. В конце 1961 г. были начаты детальные сейсмологические наблюдения на Камчатке и Командорских островах, продолжающиеся и по сей день [Федотов и др., 1964, 1974; Гордеев и др., 1998]. Интенсивные морские геолого-геофизические исследования в Охотском море в 60—70-х годах прошлого столетия позволили составить первые корректные тектонические схемы подводной территории [Марков и др., 1967; Пушаровский и др., 1977; Гнибиденко, 1979; Тектоническая..., 2000].

Одним из наиболее эффективных подходов для изучения строения мантии является метод сейсмической томографии с использованием естественных источников, землетрясений. В изучаемом районе общая схема конфигурации погружающихся слэбов достоверно определена существующими глобальными моделями [Bijwaard et al., 1998; Zhao, 2004; Li et al., 2007]. Вместе с тем, выявляя наличие слэбов в мантии, эти работы имеют некоторые различия, которые могут оказаться принципиальными при объяснении латеральных вариаций свойств зон субдукции. Так, в модели [Li et al., 2007] субдукция под Курилами и Камчаткой не наблюдается, что, возможно, связано с выбором традиционно больших значений параметров демпфирования, приводящих к излишней сглаженности решения. Наиболее достоверной нам кажется модель [Bijwaard et al., 1998], именно с этой моделью мы будем проводить сопоставление при обсуждении наших результатов.

Региональная томографическая модель под Камчаткой до глубины ~200 км была построена в работах [Gorbatov et al., 1997, 1999] на базе анализа данных времен пробега волн от местных землетрясений. Ими была выявлена достаточно четкая наклонная граница между высокоскоростным погружающимся слэбом и низкоскоростной вышележащей мантией. Вместе с тем резкоконтрастная структура аномалий в данной модели может быть связана с неустойчивостью инверсии и повышенным шумом в данных. Другая региональная модель Курило-Камчатского и Алеутского регионов была получена в работе [Gorbatov et al., 2001] на базе анализа данных глобальных каталогов по сходной схеме, что и в настоящем исследовании. На основании этой модели предполагалось наличие мантийного плюма в районе сочленения Камчатской и Алеутской дуг [Gorbatov et al., 2001]. В работе [Gorbatov et al., 2000] анализируется сейсмическая структура мантии под Курило-Камчатским регионом и предлагается мо-

дель миграции зоны субдукции с эпизодическим отрывом слэба. Идея катастрофического отрыва слэба под Камчаткой также предлагается в работе [Levin et al., 2002] на базе региональной сейсмотомографической *S*-модели, полученной с использованием данных поверхностных волн. Эта же модель была предложена для объяснения отсутствия погружающегося слэба в восточной части Алеутской дуги [Levin et al., 2005]. В данном обзоре следует упомянуть работу С.А. Болдырева [Boldyrev, 2005], в которой помимо сейсмических неоднородностей исследуется распределение анизотропных параметров в сейсмофакальной зоне под Камчаткой.

Данные временных региональных сетей использовались для выполнения телесеismicческой томографической инверсии, основанной на использовании времен пробега волн от далеких землетрясений [Lees et al., 2007; Жао Дапенг и др., 2010]. В этих работах они четко выделяют верхнюю границу высокоскоростного слэба под Камчаткой. Вместе с тем следует отметить, что квазивертикальные лучи, используемые в телесеismicческой томографии, приводят к низкой разрешающей способности в вертикальном направлении. Это надо учитывать при интерпретации изображений слэба на вертикальных сечениях. Данные местных сетей на Камчатке были также использованы для локальных томографических исследований коры и верхов мантии (см. напр., [Nizkous et al., 2006]). Вместе с тем эти исследования находятся вне разрешающей способности региональной схемы наблюдения, использованной в настоящей работе.

Как видно из вышеуказанного обзора, глубинная структура под Курило-Камчатской и Алеутской дугами была исследована методом seismicческой томографии во множестве более ранних работ. В большинстве случаев предложенные модели предлагают схожие общие особенности, однако в деталях наблюдаются существенные различия. Seismicческая томография, основанная на данных от естественных источников с высоким уровнем шума, не является совершенным инструментом. Часто даже обработка одного набора данных различными авторами приводит к отличающимся результатам. Однако если несколько моделей, основанных на различных данных и подходах, дают похожие результаты, это является неформальным аргументом при верификации полученных результатов.

В настоящей работе мы представляем модели аномалий скоростей *P*- и *S*-волн в мантии до глубины 1100 км под регионом с границами по долготе 140—190° и широте 40—63°, включающим в себя Курило-Камчатскую и Алеутские зоны субдукции. Мы приводим несколько различных тестов, демонстрирующих достоверность полученных структур. Также мы проводим сопоставление с некоторыми ранее опубликованными моделями и даем геодинамическое объяснение выявленных аномалий. На базе полученных результатов мы строим конфигурацию верхней и нижней границ слэбов под Курило-Камчатской и Алеутской дугами в виде параметрических двумерных поверхностей.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И АЛГОРИТМ ОБРАБОТКИ

В настоящем исследовании используются глобальные данные времен пробега *P* и *S* объемных волн из каталога Международного сейсмологического центра (ISC 2001) за период с 1964 по 2004 гг. Достоинством этого каталога по сравнению с данными региональных и локальных сетей является длительный период регистрации и глобальное покрытие поверхности Земли. Вместе с тем качество данных каталога ISC достаточно низкое для решения сейсмотомографических задач, в связи с присутствием большого количества бракованных записей и использованием устаревших схем локализации событий. Поэтому перед использованием этих данных необходимо провести их предварительную обработку. Ранее переопределение данных ISC производилось в работе [Engdahl et al., 1998] на основании более современного алгоритма локализации. Нами также была проделана работа по ревизии глобального каталога на основе сходных подходов, однако с доработанными критериями отбора данных. Детали алгоритма локализации событий и отбраковки выбросов, примененного нами для ревизии каталога ISC, приведены в работе [Koulakov, Sobolev, 2006]. При локализации событий использовалась одномерная сферическая модель АК135 [Kennett et al., 1995]. При этом во времена пробега вносились поправки за высоту станции над уровнем моря, эллиптичность Земли, а также за толщину коры согласно глобальной модели CRUST2.0 [Bassin et al., 2000].

В данном исследовании томографическая инверсия производится отдельно в трех взаимопересекающихся круговых областях радиусом 10°, покрывающих изучаемую область (рис. 2). Глубинность наших исследований в изучаемом регионе составляет 1100 км. Как было показано в работе [Koulakov, Sobolev, 2006], при региональной томографии наилучшее соотношение глубины и ширины изучаемого объема, обеспечивающее наилучшую систему пересечения лучей, составляет 1/2, что определило задание размеров областей в настоящей работе.

Для томографической инверсии использовались два типа данных. Первая группа включает времена прихода волн от событий, расположенных внутри текущей круговой области, которые зарегистрированы станциями мировой сети на всех возможных расстояниях. Для данной работы мы использовали

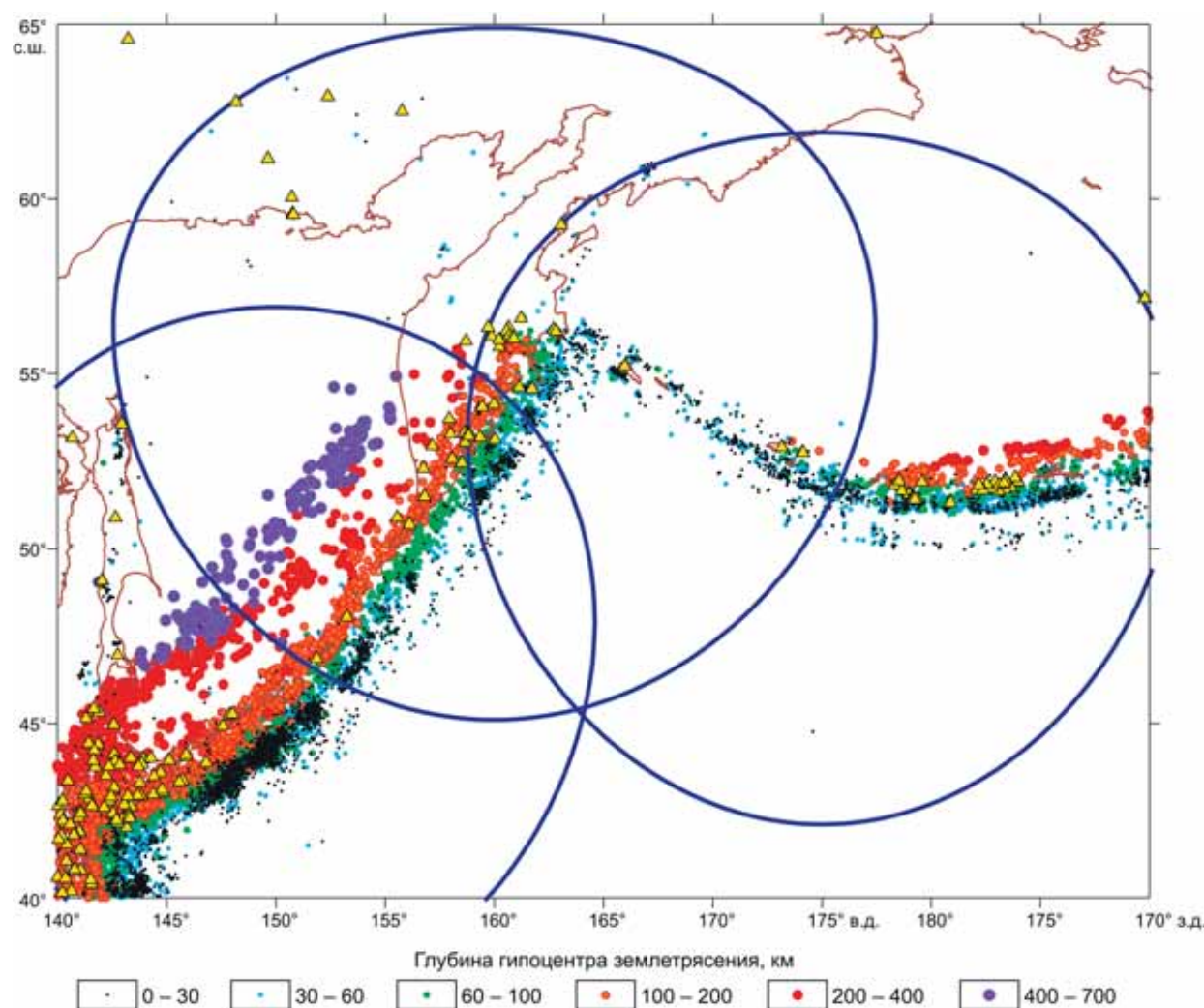


Рис. 2. Распределение данных, используемых в работе.

Желтые треугольники — станции в каталоге ISC; темно-синими линиями показаны три круговые области, в которых выполнялась инверсия. Коричневые линии — тектонические границы согласно рис. 1.

события с минимальным количеством зарегистрированных времен — 50. Другая группа данных включала информацию по станциям, расположенным в текущей области, зарегистрировавшим далекие землетрясения. В данной работе минимальное число таких станций на одно событие составляло 25. Суммарное количество данных составляло примерно 670, 250 и 270 тыс. лучей для каждой из трех областей.

Региональная томографическая инверсия осуществлена на базе авторского алгоритма, основы которого изложены в работе [Koulakov et al., 2002]. В более поздних работах этот алгоритм был существенно модифицирован и использован для изучения верхнемантийной структуры под некоторыми регионами: Памиром и Гиндукушем [Koulakov, Sobolev, 2006], Ираном [Alinaghi et al., 2007], Восточно-Африканским рифтом [Кулаков, 2007], Европой [Koulakov et al., 2009], Азией [Koulakov, 2010] и др. Алгоритм томографической инверсии основан на линеаризованном подходе. Все вычисления осуществляются на базе лучей, построенных в одномерной модели АК135 [Kennett et al., 1995]. Следует отметить, что нет принципиальной сложности при адаптации для этой задачи нелинейного алгоритма с трехмерным лучевым трассированием (напр., алгоритм LOTOS [Koulakov, 2009]). Однако это существенно увеличило бы время расчета, что сделало бы проблематичным выполнение корректного подбора параметров. По нашему мнению, выполнение большого числа независимых тестов в линейной модели более важно для получения корректных параметров модели, чем учет нелинейности при невозможности проведения оперативных расчетов.

Задание распределения скоростей основано на узловом способе параметризации, представленном в работе [Koulakov et al., 2002]. В настоящем исследовании узлы сетки распределяются на 15 глубинах (50, 100, 150, 220, 290, 360, 430, 500, 570, 640, 710, 800, 900, 1000 и 1100 км). На каждом уровне узлы устанавливаются на параллельных линиях в соответствии с плотностью лучей. Минимальное расстояние между узлами составляет 40 км. Там, где плотность лучей ниже 10 % от среднего значения, узлы не устанавливаются. Чтобы минимизировать артефакты, связанные с ориентацией сетки, независимо рассчитываются модели для четырех сеток с наклонами базовых линий 0, 22, 45 и 67°, которые затем осредняются в суммарной модели.

Элементы матрицы первых производных A_{ij} , ответственные за вариации сейсмических скоростей в изучаемом объеме, вычисляются на основе лучей, построенных в одномерной модели. Помимо распределения скоростей P - и S -волн, матрица включает в себя элементы, ответственные за коррекцию координат источника и времени начала события в нем (по 4 параметра на каждый источник), а также станционные поправки. Инверсия матрицы осуществляется методом LSQR [Paige, Saunders, 1982; van der Sluis, van der Vorst, 1987]. Регуляризация, ответственная за сглаживание скоростных аномалий, обеспечивается за счет добавления дополнительного матричного блока. Каждая строка этого блока включает два ненулевых элемента, 1 и -1 , соответствующих параметрам в соседних узлах сетки. Технические детали алгоритма инверсии более подробно описаны в работе [Koulakov, Sobolev, 2006].

При осуществлении инверсии возникает проблема взвешивания отдельных параметров различных размерностей (распределений скоростей, параметров источников и станционные поправки), а также определения параметров сглаживания. Определение этих параметров представляет собой чрезвычайно сложную и тяжело поддающуюся формализации задачу. В наших работах оценка значений параметров взвешивания производится на основе анализа результатов синтетических тестов, выполненных с реалистичным шумом в данных и обеспечивающих сходные условия инверсии, как в случае реальных данных.

В данной работе главная модель была получена путем осреднения 12 отдельных результатов инверсии (по 4 модели в каждой из трех круговых областей). Сведение этих всех результатов в единую модель, осуществляется следующим образом:

$$dV^{sum} = \sum_{i=1}^M C(d^{cen}) D(d^{node}) dV_i / \sum_{i=1}^M C(d^{cen}) D(d^{node}),$$

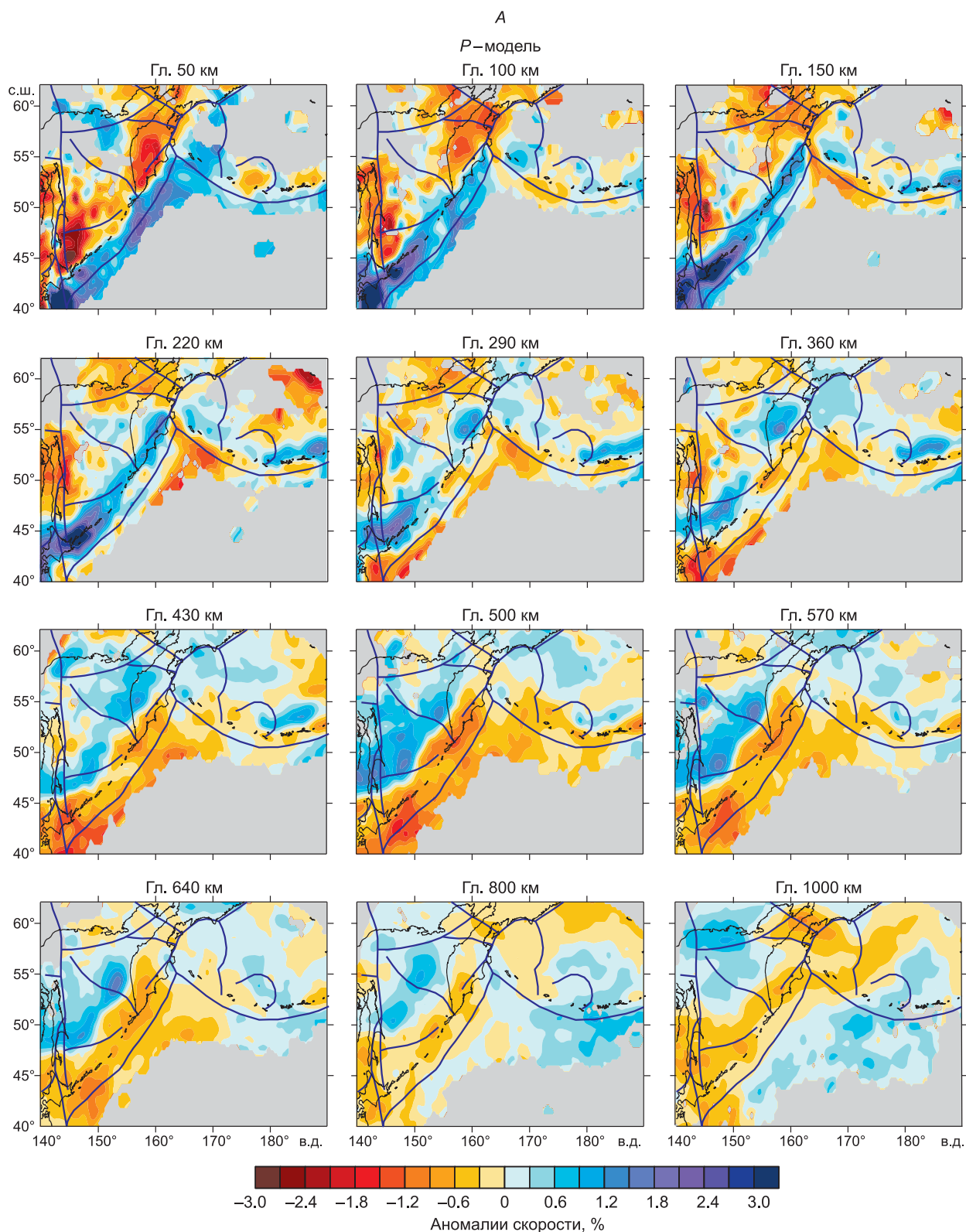
где dV_i — значение скоростной аномалии в i -й модели; M — число суммируемых моделей, C — функция, которая зависит от d^{cen} , расстояния от центра текущей круговой области (например, для расстояний менее $R/2$, где R — радиус области, $C = 1$; для расстояний между $R/2$ и R значение C уменьшается линейно от 1 до 0); D зависит от d^{node} , расстояния до ближайшего параметризационного узла в одной из сеток. В сводной модели значения задаются только в том случае, если расстояние до ближайшего узла не превышает заранее заданное значение d_{min} .

Следует отметить неравномерное распределение станций в изучаемом регионе (см. рис. 2). Так, в Центральных и Северных Курилах на расстоянии более 10° имеется всего две станции. В промежутке между Камчаткой и центральной частью Алеутских островов также имеется большой пробел в распределении станций. Региональная томографическая схема может работать и без использования данных с региональных станций, только на базе данных о землетрясениях в изучаемом регионе, зарегистрированных станциями мировой сети. Вместе с тем наличие региональных сетей повышает точность локализации источников и улучшает качество модели. Поэтому интерпретация результатов для указанных двух сегментов дуги требует особой осторожности. При этом важно учитывать результаты тестов на разрешение системы наблюдения («шахматная доска») и на влияние случайного шума (тест с четными и нечетными данными). Более подробно вопросы достоверности рассмотрены в следующем разделе.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЕРИФИКАЦИЯ

Суммарные модели аномалий скоростей P - и S -волн показаны на 12 горизонтальных сечениях (рис. 3, А, Б). Также мы приводим 13 вертикальных сечений для Курило-Камчатской дуги (рис. 4) и 9 вертикальных сечений вкост Алеутской дуги (рис. 5). Области, где расстояние до ближайшего узла параметризационной сетки превышает 80 км, закрашены серым цветом. В таких областях недостаточно данных для выполнения томографической инверсии.

Известно, что задача томографической инверсии всегда имеет решение. Поэтому основная задача томографического исследования заключается не столько в демонстрации результатов инверсии реальных данных, сколько в предоставлении убедительных аргументов в пользу достоверности этих результатов при отражении реальных структур в Земле. Для того чтобы обеспечить удовлетворительную вери-



фикацию представленной модели, необходимо провести ряд тестов и сопоставить ее с имеющейся информацией из других источников.

Первым неформальным критерием верификации томографических моделей является сравнение независимо полученных распределений аномалий скоростей P - и S -волн. Теоретически, скорости P - и S -волн не обязаны всегда коррелировать между собой, однако на практике, как правило, крупные объекты в Земле выделяются в моделях, построенных по P - и S -волнам, сходным образом. В случае, когда

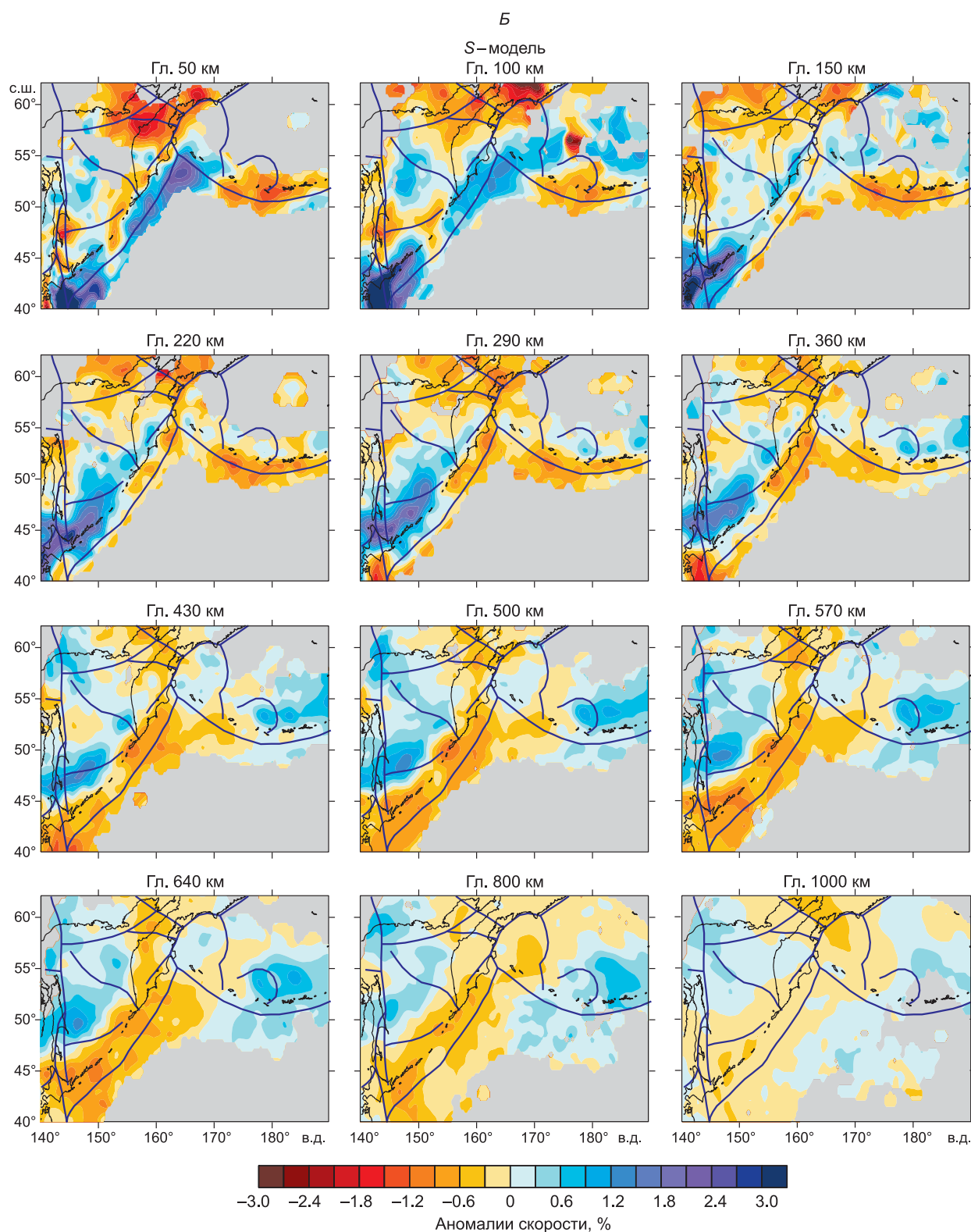


Рис. 3. Результат инверсии реальных данных.

Распределение аномалий скорости P -волн (А) и S -волн (Б) на различных глубинах. Области, где недостаточно данных для инверсии, залиты серым. Фиолетовые линии — тектонические границы согласно рис. 1.

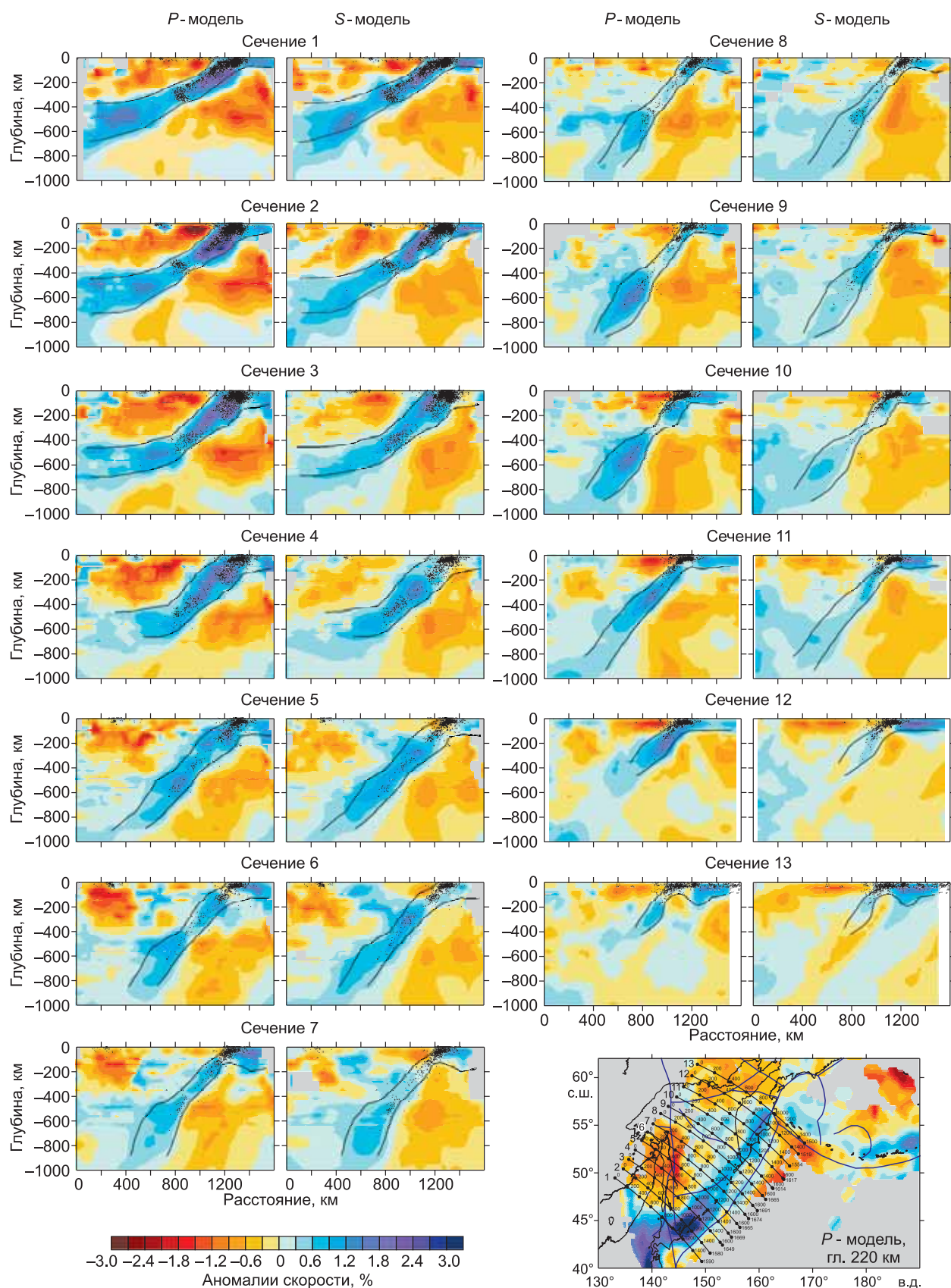


Рис. 4. Результат инверсии реальных данных.

Аномалии скоростей P - и S -волн на вертикальных сечениях вкосте простирания Курило-Камчатской дуги. Линиями показаны верхняя и нижняя границы слэба. Точки — гипоцентры землетрясений в пределах полосы не более 50 км от профиля. Положение сечений показано на карте в правом нижнем углу.

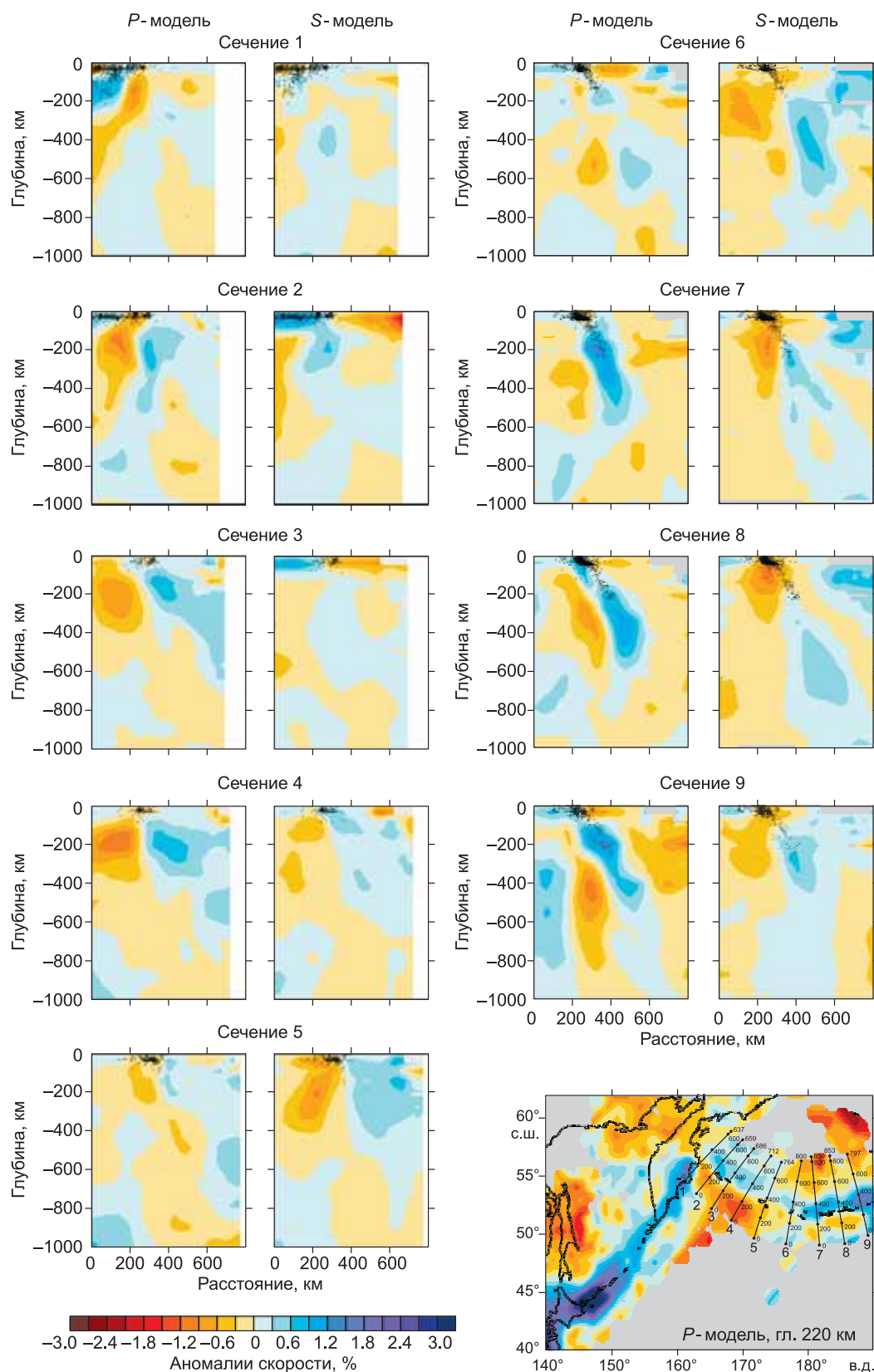


Рис. 5. Результат инверсии реальных данных.

Аномалии скоростей P - и S -волн на вертикальных сечениях вкост простираения Алеутской дуги. Точки — гипоцентры землетрясений в пределах полосы не более 50 км от профиля. Положение сечений показано на карте в правом нижнем углу.

корреляции между моделями скоростей P - и S -волн не наблюдается, необходимо уделить особое внимание проверке данных и алгоритма. В нашем случае аномалии скоростей P - и S -волн на качественном уровне имеют весьма схожую конфигурацию, что может свидетельствовать об устойчивости результатов инверсии.

Другим неформальным критерием достоверности может служить сопоставление с известными геологическими структурами, существование которых доказано на базе независимых источников. В нашем случае таким объектом является погружающийся океанический слэб, форма которого трассируется положением гипоцентров землетрясений, зоной Беньоффа. Общеизвестно, что погружающийся слэб существенно более холодный, чем окружающая мантия, и, соответственно, должен проявляться как высокоскоростная сейсмическая аномалия. На вертикальных сечениях (см. рис. 4 и 5) мы видим, что наклонная высокоскоростная аномалия расположена вдоль глубинной сейсмичности, именно там, где и ожидается погружающийся слэб.

Одним из важнейших критериев верификации результатов томографии является сопоставление с уже существующими моделями, полученными для исследуемого региона другими авторами. На рис. 6 мы сравнили результат нашего исследования с фрагментом глобальной модели [Bijwaard et al., 1998], которая на сегодняшний день является одной из лучших по степени разрешения и достоверности. Можно видеть, что основные особенности в обеих моделях совпадают. Поскольку эти модели были получены разными авторами, на базе разных данных и алгоритмов, такая хорошая корреляция результатов может свидетельствовать о высокой достоверности моделей.

Хорошее соответствие наблюдается и с другими опубликованными ранее региональными моделями. Так, распределение скоростей S -волн на глубине 150 км в работе [Levin et al., 2005], полученное на базе анализа поверхностных волн, показывает примерно те же структуры, что и полученные нами распределения аномалий скоростей P - и S -волн на соответствующих глубинах. Весьма схожая конфигурация аномалий под Курило-Камчатской дугой, рассчитанная на базе анализа глобальных каталогов, представлена в работе [Gorbatov et al., 2000]. Однако под Алеутской дугой наша модель обеспечивает более четкое изображение погружающегося слэба. На глубинах ниже 700 км [Gorbatov et al., 2000] наблюдается вытянутая высокоскоростная аномалия под Камчаткой и Чукоткой, которая интерпретируется как остаток оторвавшегося слэба. В нашей модели эта аномалия также наблюдается, однако у нас она не столь протяженная. Следует отметить, что для получения нашей модели мы использовали дополнительные данные глобальных каталогов за 10 лет (с 1995 по 2004 г.), которые не были еще доступны в работе [Gorbatov et al., 2000].

Можно сопоставить нашу модель с результатом инверсии региональных данных в работе [Gorbatov et al., 1999], полученным на базе времен пробега волн от местных землетрясений, зарегистрированных станциями Камчатки. В этой работе четко прослеживается граница между высокоскоростной аномалией на западе и низкоскоростной аномалией под континентальной частью, которая интерпретируется как верхняя граница слэба. В нашей работе эта граница выделяется аналогичным образом: на глубине 100 км она проходит под восточным побережьем Камчатки; на глубине 200 км она сдвигается примерно на 150 км в глубь полуострова. Согласование с результатами предыдущих исследований говорит о высокой достоверности моделей, что позволяет использовать их количественные характеристики для интерпретации.

Выше указывалось, что данные в каталогах ISC сильно зашумлены. Несмотря на приложенные усилия по предварительной обработке этих данных и отбраковке данных с большими ошибками, следует признать, что шум не полностью нивелируется и может играть существенную роль при инверсии. Уровень некогерентного шума можно оценить по величине сокращения невязки после инверсии. В нашем случае невязки значений времен пробега P -волн сокращались примерно на 50 %, а для S — только на 30—35 %. Это несколько выше, чем значения, полученные при построении региональных моделей в Азии [Koulakov, Sobolev, 2006; Кулаков, 2008]. Значительное сокращение невязок в настоящей работе можно объяснить наличием высококонтрастных крупных аномалий в зонах субдукции, которые порождают большие аномалии времен и повышают соотношение сигнал/шум.

Чтобы оценить влияние случайного шума на результат томографической инверсии используют тест с четными и нечетными источниками [Koulakov, Sobolev, 2006]. В этом тесте все данные разбиваются случайным образом на две равные группы, например, с четными и нечетными номерами источников. Далее выполняется полная инверсия для этих поднаборов и производится сравнение. В случае, если шум играет большую роль, он порождает случайные аномалии, которые на двух независимых выборках будут отличаться между собой. При сопоставлении результатов теста, аномалии, которые не повторяются в двух моделях, могут оказаться ненадежными и потому требуют осторожности при интерпретации. Результаты теста с четными и нечетными событиями для P - и S -моделей в нашем случае показаны на рис. 7. Можно видеть, что все крупные аномалии выделяются достаточно надежно в обеих моделях, что указывает на их достоверность. Более мелкие аномалии, по которым наблюдаются отличия, скорее все-

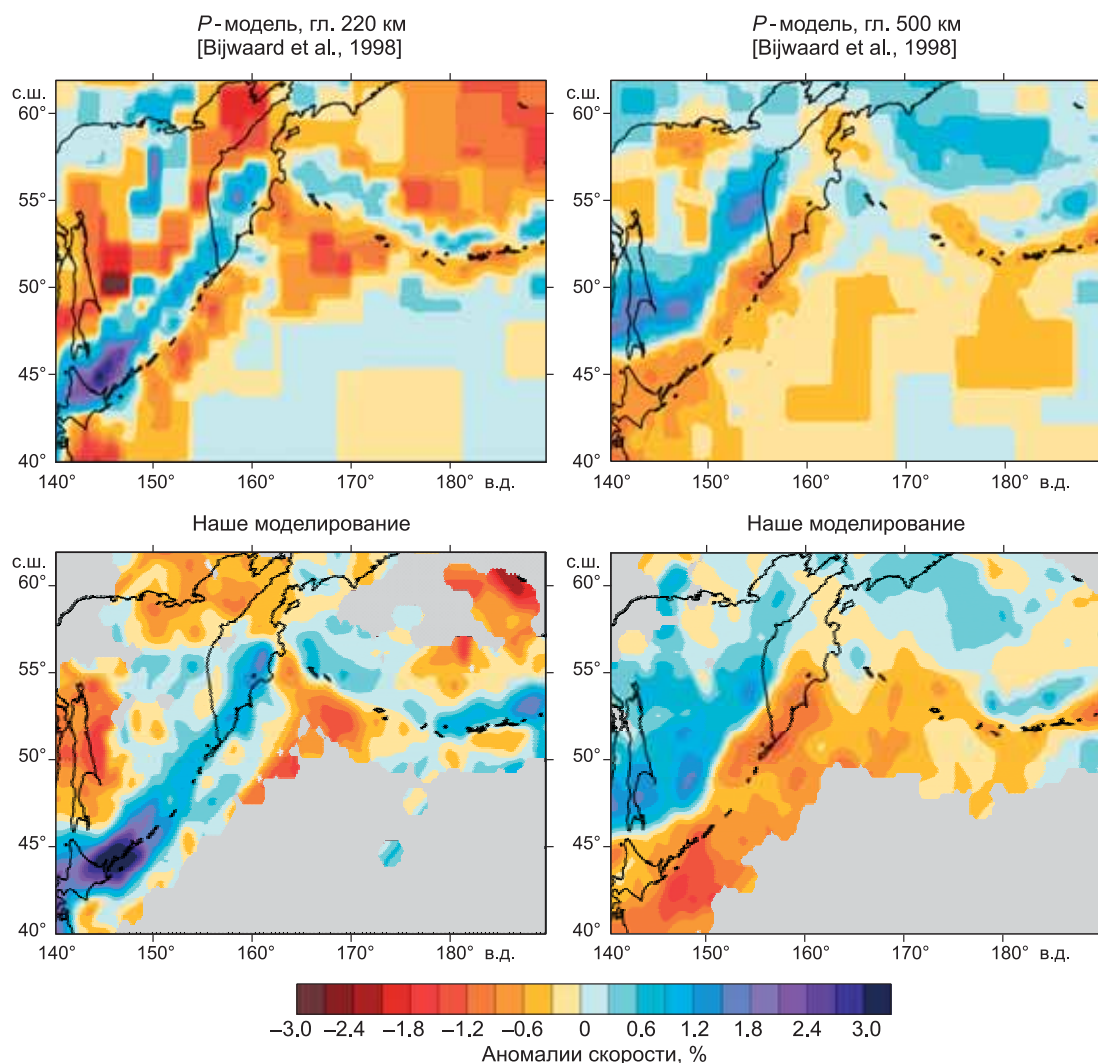


Рис. 6. Сравнение результатов данного исследования (нижний ряд) с фрагментом глобальной модели [Bijwaard et al., 1998] (верхний ряд).

Показаны горизонтальные сечения на глубинах 220 и 500 км.

го, являются результатом случайного фактора и рассматриваться в интерпретации не должны. При обсуждении мы рассматриваем только те аномалии, которые надежно выделяются в обеих моделях.

Чтобы оценить пространственное разрешение модели используют синтетический тест «шахматная доска». В нашем случае мы задаем синтетическую модель с периодически чередующимися прямоугольными положительными и отрицательными аномалиями. Для P -модели размер ячейки по латерали составлял $2 \times 2^\circ$, для S -модели — $3 \times 3^\circ$. По глубине знак аномалий менялся через каждые 200 км: 200, 400, 600 и т.д. Через эту модель мы проводим те же лучи, что использовались при инверсии реальных данных. Следует отметить, что здесь мы базируемся на линеаризованной постановке, т.е. используются траектории лучей в одномерной модели. Такое приближение используется с целью сократить время расчета и сделать возможной реализацию как можно большего числа тестов, что важно для корректного задания свободных параметров при инверсии. На полученные синтетические времена накладывается случайный шум. Его амплитуда подбирается так, чтобы значения сокращения невязок после инверсии для реальных и синтетических данных были близкими. В нашем случае средний шум составлял 0.4 с для времен пробега P -волн и 0.8 с для S -волн. После этого синтетические времена пробега обрабатывались по абсолютно той же схеме и с теми же свободными параметрами, что и в реальном случае.

Важно отметить, что при инверсии по отдельным фрагментам часть траектории некоторых лучей оказывается вне изучаемой области, в то время как расчет синтетических времен выполнялся в модели с не ограниченными по латерали аномалиями скорости. Тем самым аномалии, расположенные вне изу-

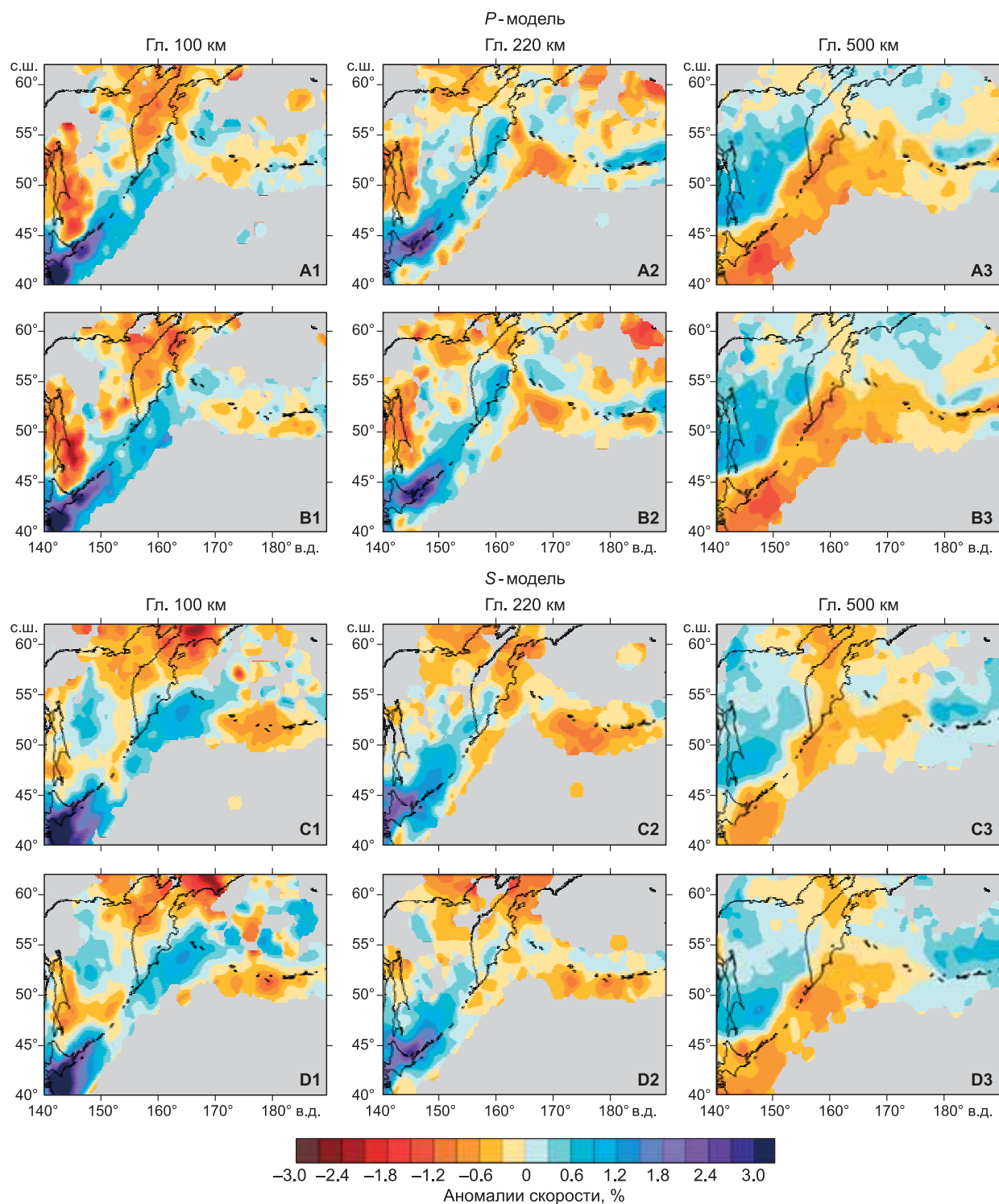


Рис. 7. Результаты теста с четными/нечетными номерами событий.

Ряд А — аномалии скоростей P -волн, четные события; ряд В — аномалии скоростей P -волн, нечетные события; ряд С — аномалии скоростей S -волн, четные события; ряд D — аномалии скоростей S -волн, нечетные события.

чаемой области, вносят в синтетические данные свой вклад, который может рассматриваться как неслучайный шум. Данный тест показывает степень влияния внешних аномалий на данные и результат инверсии. Результат теста, показанный на рис. 8, демонстрирует возможности алгоритма по разделению внутренних полезных аномалий и внешних, рассматриваемых как некогерентный шум.

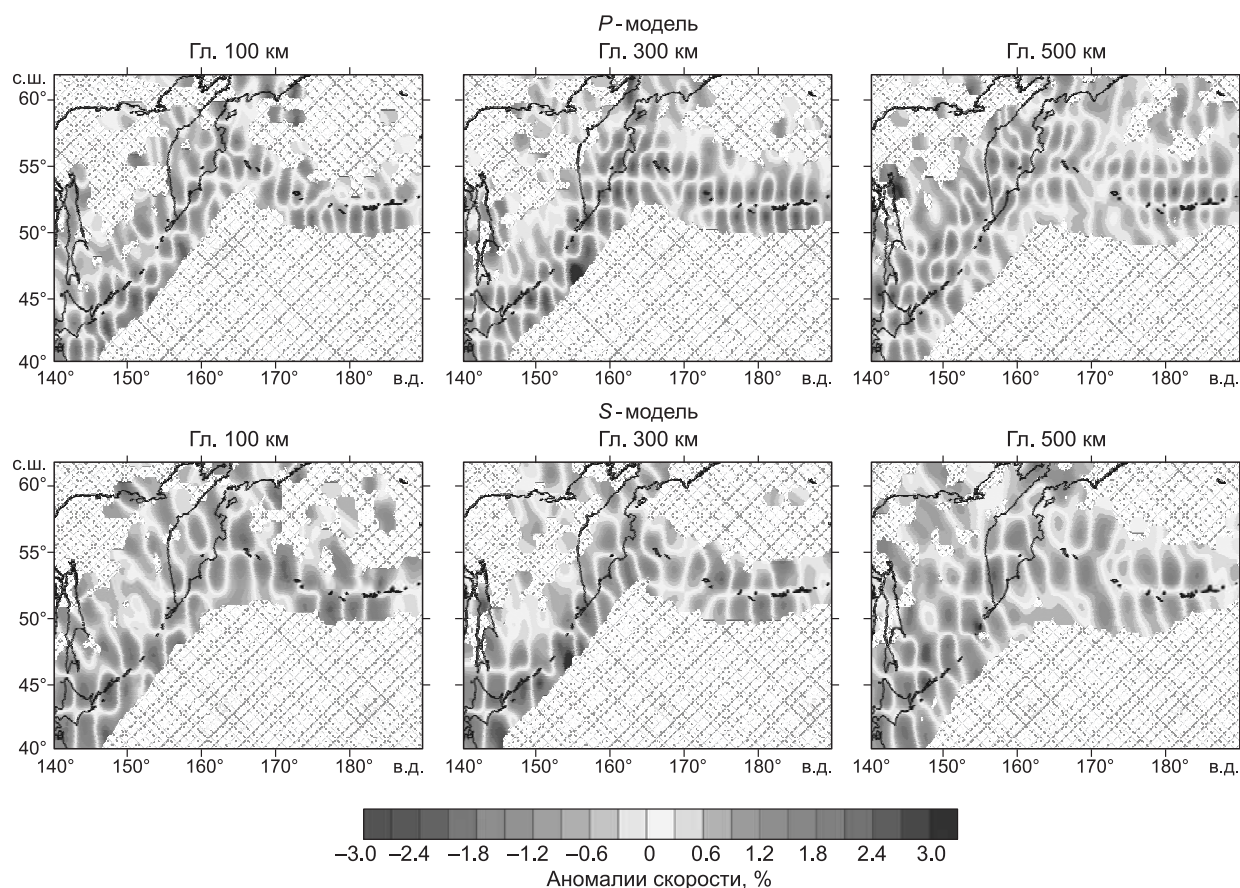


Рис. 8. Синтетический тест «Шахматная доска».

Результаты восстановления для аномалий скоростей P - и S -волн показаны на глубинах 100, 300 и 500 км, которые соответствуют середине слоя между границами смены знака синтетических аномалий. Размер синтетических аномалий: $2 \times 2^\circ$ для P -модели и $3 \times 3^\circ$ для S -модели.

На рис. 8 можно видеть, что в областях с большей плотностью лучей восстановление ячеек «шахматной доски» осуществляется более надежно. Следует отметить достаточно хорошее для сейсмотомографических исследований разрешение по вертикали. Переходы знаков аномалий в трех слоях на глубинах 0—200, 200—400 и 400—600 км восстанавливаются надежно. Данный тест показывает, что аномалии размером 200, 300 км и более в P - и S -моделях соответственно восстанавливаются надежно.

Следует отметить, что данная синтетическая модель использовалась для поиска оптимального набора значений свободных параметров для инверсии реальных данных, таких как вес параметров скоростного распределения, поправки за источники и приемники, параметры амплитудного демпфирования и сглаживания. Оптимальные значения этих параметров определяются таким образом, чтобы обеспечить наилучшее качество восстановления синтетической модели. Таким образом, в процессе поиска оптимальных параметров, обработка реальных данных и синтетическое моделирование производились поочередно.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ И ОБСУЖДЕНИЕ

В этом разделе мы проведем детальное описание аномалий скоростей P - и S -волн, полученных под Курило-Камчатским и Алеутским регионами в результате региональной томографии (см. рис. 3—5).

Аномалии под Курило-Камчатской дугой. Вдоль Курило-Камчатской дуги на верхнем горизонтальном сечении, соответствующем глубине 50 км (см. рис. 3, *A*), мы видим четкое разделение литосферы на океаническую часть с повышенными скоростями сейсмических волн и задуговую литосферу, которая характеризуется пониженными скоростями. Граница между этими двумя зонами проходит точно по Курильским островам и вблизи восточного побережья Камчатки. Такое зонирование можно объяснить различной структурой и составом литосферы в этих частях. Так, литосфера юго-западной части

Охотского моря, по-видимому, сложена из продуктов аккреции [Богданов, Добрецов, 2002; Hindle et al., 2006] и принципиальным образом отличается от высококонсолидированной, холодной и достаточно древней литосферы океанической Тихоокеанской плиты. В юго-западной части Охотского моря между о. Сахалин и Курильской дугой мы наблюдаем интенсивную низкоскоростную аномалию. Мы полагаем, что эта аномалия связана с аномальным разогревом литосферы, вызванным возвратным потоком в мантийном клине над погружающимся слэбом. Этот поток приводит к возникновению спрединга и зарождению нового океанического бассейна с утоненной литосферой [Baranov et al., 2002]. Низкоскоростная сейсмическая аномалия под Камчаткой на верхнем сечении, по-видимому, может быть объяснена утолщенной корой и литосферой континентального типа.

На глубине 100 км картина *P*-аномалий под Курило-Камчатской дугой принципиально не меняется (см. рис. 3). Вместе с тем высокоскоростная аномалия, соответствующая Тихоокеанской плите, смещается в задуговую область и становится более неоднородной. Локальные понижения скорости наблюдаются в центральной части Курильской дуги. Это может отражать вариации мощности Тихоокеанской литосферы, которые в случае древней океанической плиты могут быть связаны с влиянием плюмов и локальных валиковых конвективных ячеек, нагревающих или охлаждающих литосферу по мере ее развития [Добрецов и др., 2001; Ballmer et al., 2007].

На глубине 150 км высокоскоростная аномалия вдоль Курило-Камчатской дуги принимает форму полосы, за исключением некоторых локальных мест, где зоны повышенных скоростей наблюдаются под океаном (напр., в северной части Курильских островов). Эти аномалии можно объяснить локальными утолщениями литосферы в океанической литосфере при подходе к желобу. На глубине 220 км непрерывная высокоскоростная полоса, соответствующая тихоокеанскому слэбу под Курило-Камчатской дугой, наблюдается наиболее четко и еще больше смещается в задуговую область.

На более глубоких сечениях (290, 360 и 430 км) эта аномалия распадается на две части. Средняя часть, где высокоскоростная аномалия наименее выражена, расположена под южной оконечностью п-ова Камчатка и северной частью Курильской дуги. По-видимому, этот разрыв связан с тем, что в этой части дуги толщина слэба меньше 100 км, что сопоставимо с разрешающей способностью томографической инверсии. Следует отметить, что этот разрыв расположен в том же месте, где на глубинах 100—150 км наблюдается локальная положительная аномалия вблизи шва ОМБ и КОБ. На основании этого можно предположить, что по какой-то причине субдукция на севере Курильских островов была заблокирована. Это могло привести к накоплению литосферного материала в верхней части и его дефициту в погружающемся слэбе. Другим объяснением утонения литосферы может быть переменная скорость движения слэба по мере его погружения, что более подробно будет обсуждаться ниже.

На горизонтальных сечениях ниже 450 км слэб под Курило-Камчатской дугой снова становится однородным. В полученных моделях четко наблюдается нижняя граница слэба, однако его верхняя граница выделяется не везде. Следует отметить, что конфигурация нижней границы слэба на глубинах между 500 и 700 км *P*- и *S*-моделей совпадает, а также коррелирует с моделированием [Bijwaard et al., 1998], что говорит о высокой достоверности этого результата.

Для построения карт рельефа верхней и нижней границ слэба использовались два альтернативных подхода. В первом случае форма слэба определялась путем анализа результатов на горизонтальных сечениях только *P*-модели, а во втором — по вертикальным сечениям как *P*-, так и *S*-модели. Имеется некоторое различие между этими двумя подходами, которое связано с особенностями анализа результатов. Так, например, при линейной интерполяции значений между вертикальными сечениями, некоторые тонкие структуры исчезают. Также во втором подходе мы производили некоторое упрощение формы границ слэба, чтобы наилучшим образом обеспечить совпадение как с *P*-, так и с *S*- моделью, тогда как в первом подходе мы анализировали только особенности *P*-модели. Кроме того, некоторая разница между результатами интерполяции формы слэба обусловлена разным уровнем осреднения, который использовался при визуализации горизонтальных и вертикальных сечений.

В первом подходе для построения рельефа верхней и нижней границ слэба под Курило-Камчатской дугой (рис. 9) были использованы карты аномалий скоростей *P*-волн на горизонтальных сечениях (см. рис. 3, *A*). Для этого на каждой глубине выделялась аномалия, которая может быть связана со слэбом и проводилась ее огибающая по линии смены знака. Можно видеть, что с глубиной как верхняя, так и нижняя границы слэба смещаются в задуговую область. Нижняя граница слэба отчетливо прослеживается до 1000 км.

Во втором подходе конфигурация зоны субдукции под Курило-Камчатской дугой была построена на базе вертикальных сечений (см. рис. 4). Форма верхней и нижней границ слэба была построена главным образом на основе анализа аномалий скорости *P*-волн на вертикальных сечениях. Распределение сейсмичности и аномалий скорости *S*-волн использовались для дополнительной корректировки. Можно видеть, что построенные линии, ограничивающие слэб, достаточно хорошо ложатся на аномалии в *P*- и *S*-моделях, что показывает их хорошее соответствие. Был создан алгоритм, позволяющий трансформи-

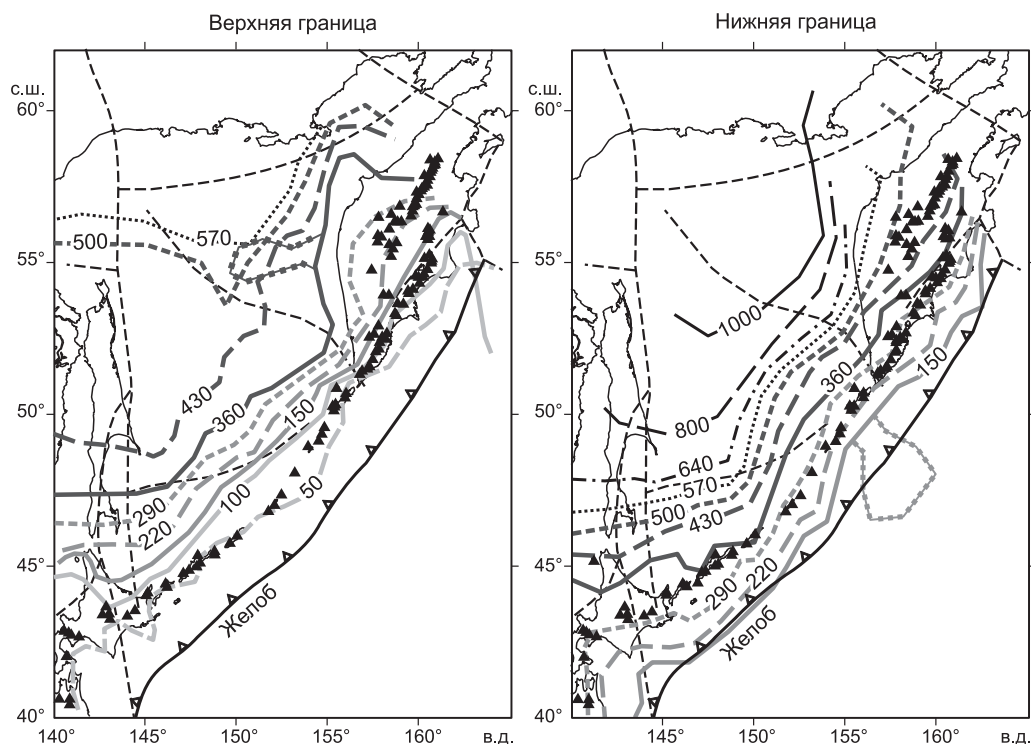


Рис. 9. Формы верхней и нижней границ слэба, построенные как огибающие линии положительных аномалий P -волн на горизонтальных сечениях, показанных на рис. 3, А.

Цифрами на линиях указана глубина (км). Штриховые линии — тектонические границы согласно рис. 1. Линиями переменной толщины показаны ответвления от аномалии, которые, по-видимому, не связаны со слэбом.

ровать линии на профиле в значения на карте. Эти значения используются для построения карт значений глубин верхней и нижней границ слэба, которые показаны на рис. 10. Для построения этих карт используется алгоритм интерполяции на базе линейной триангуляции.

На основании карт глубин верхней и нижней границ слэба (см. рис. 9, 10) можно проследить основные особенности зоны субдукции вдоль Курило-Камчатской дуги. В южной части изучаемой области (Южные Курилы) слэб погружается под более пологим углом, чем под центральным и северным сегментом Курильской дуги. Под Центральной Камчаткой слэб становится опять более пологим. Интересно, что эта особенность коррелирует с изменением толщины слэба на глубинах 300—400 км: чем толще слэб, тем круче он погружается. В месте наиболее крутого погружения слэба высокоскоростная аномалия проникает ниже границы 670 км и доходит, по крайней мере, до глубины 900 км. Под Южными Курилами и Центральной Камчаткой проникновение слэба в нижнюю мантию не наблюдается.

Далее обсудим более подробно форму слэба, исходя из вертикальных сечений (см. рис. 4). На сечениях 1—3 можно видеть, что в районе южной части Курильской дуги Тихоокеанский слэб погружается до переходной зоны с неизменным углом, а затем выполаживается вдоль границы верхняя/нижняя мантия на глубине 670 км. Наличие горизонтального слэба в переходной зоне было показано и в других исследованиях [Zhao, 2004]. Так, Жао Дапенг с соавторами [2010] утверждают, что эта горизонтальная часть слэба может распространяться на тысячи километров в пределах Азии. В силу ограниченности области разрешения в нашей работе мы не можем подтвердить или опровергнуть это утверждение.

На сечениях 5—7 форма зоны субдукции меняется кардинальным образом. Полученные P - и S -модели ясно показывают, что слэб погружается примерно до глубины 900 км. Угол погружения слэба становится круче, и в верхней части, выше глубины 400 км, слэб становится тоньше. Следует также отметить некоторые особенности, непосредственно не связанные с погружающимся слэбом. Так, на сечениях 5—6 видно, что под о. Сахалин наблюдаются пониженные сейсмические скорости примерно до глубины 300 км. Под Охотским морем мы наблюдаем сложную конфигурацию высокоскоростных аномалий, которые повторяются в P - и S -моделях. Объяснение природы этих структур требует отдельного исследования, которое мы предполагаем предпринять в ближайшем будущем. Предварительно мы можем предположить, что эти аномалии могут быть связаны с особенностями литосферы под областью аккреции в Охотском море. Возможно, некоторые фрагменты присоединившейся в прошлом литосферы

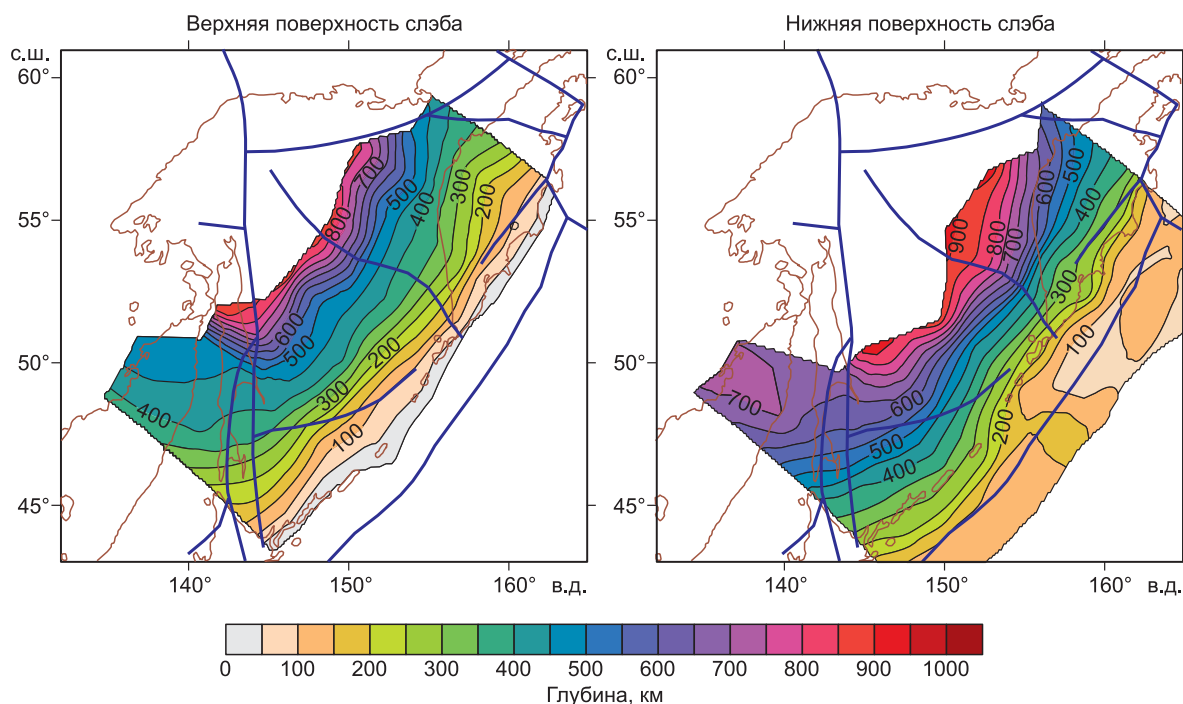


Рис. 10. Глубина верхней и нижней границ слэба под Курило-Камчатской дугой, определенная путем интерполяции контуров слэба по 13 вертикальным сечениям, представленным на рис. 4.

Цифрами показана глубина слэба (км). Фиолетовые линии — тектонические границы согласно рис. 1.

были утолщены за счет локальных особенностей (например, в областях подводного вулканизма), и в настоящее время они отрываются за счет гравитационной неустойчивости. Другим объяснением могут быть следы прошлых зон субдукции, которая, согласно [Gorbatov et al., 2000; Avdeyko et al., 2007], активно мигрировала в недавнем геологическом времени.

На сечениях 8—10, проходящих мимо южной оконечности Камчатки, видно, что слэб в верхней части выражен не так четко, как в более южных сечениях, что может быть связано с меньшей толщиной литосферы в этом сегменте дуги. Ниже 400 км аномалия P -скорости в слэбе достаточно крупная и прослеживается до глубины 800—900 км. В S -модели эта особенность прослеживается не так четко, как в P -модели, что, по-видимому, связано с недостаточным количеством данных.

На сечениях 11—12, соответствующих континентальной части Камчатки, слэб достаточно четко прослеживается в верхней части. Ниже 600 км положительная аномалия прослеживается, однако она весьма слабая, и ее достоверность вызывает сомнение. Сечение 13 проходит около северного окончания дуги, и слэб здесь прослеживается только до глубины 400 км. Далее профиль выходит за пределы субдуцирующей литосферы.

Интересной особенностью на сечениях является изменение характера P -аномалий, связанных со слэбом, на глубине около 400 км. Так, на сечениях 1—3 выше этой глубины P -аномалия очень крупная и интенсивная. На глубине 400 км происходит резкое утонение этой аномалии, которое сопровождается усилением сейсмичности. Ниже эта аномалия опять утолщается. Мы предполагаем, что эта особенность может быть связана с реакцией погружающегося слэба на границу фазового перехода на глубине 410 км. На сечениях 6—10 конфигурация слэба совершенно другая, однако и здесь на глубине 400 км происходят характерные изменения. Выше этой границы на указанных сечениях слэб представляется более тонким и еле видимым; на больших глубинах его мощность резко увеличивается.

Ослабление аномалии на сечениях 6—10 выше глубины 400 км может быть связано с опусканием границы фазового перехода до 410 км в районе погружения слэба. При этом квазивертикальные сейсмические лучи, используемые в томографии, воспринимают это понижение как низкоскоростную аномалию, которая частично компенсирует эффект от высокоскоростного слэба. Вместе с тем из результатов приведенных тестов видно, что переменная толщина слэба вдоль Курило-Камчатской дуги определяется достаточно однозначно.

Оценки скорости погружения слэба под Курило-Камчатской дугой. Полученные вариации толщины слэба на различных сечениях можно использовать для оценки изменения скорости погружения

океанической литосферы. Предполагается, что толщина океанической плиты до начала погружения практически постоянна и не превышает 70—100 км. В процессе погружения слэб, прогреваясь, может вести себя как вязкое тело (пограничные зоны теряют свойства упругости, поэтому высокоскоростная часть слэба истончается). Кроме того, изменение формы слэба на больших глубинах может быть вызвано фазовыми переходами. Также следует учесть, что литосфера и в океане, вероятно, имеет некоторую стратификацию: более прочная и холодная литосфера в верхней части и более вязкая — в нижней (темные и светлые области соответственно, рис. 11). В этом случае, натываясь на препятствие в виде зоны субдукции, нижняя часть литосферы может начать деформироваться и утолщаться уже в океане. При погружении прочная часть слэба прогревается и с некоторой глубины слэб, вероятно, начинает вести себя не как упругое тело, а как вязкая капля.

В силу принципа неразрывности вещества его объем, проходящий через сечение, обратно пропорционален скорости. На рис. 11 приведены оценки скорости погружения слэба на трех наиболее характерных сечениях, сделанные на основании анализа вариации ширины высокоскоростной аномалии. Так, на сечении 3 мы видим резкое утолщение слэба до 200 км сразу после начала погружения. Такое же значение получено в большинстве других моделей [Bijwaard et al., 1998; Zhao, 2004] и, с учетом большого количества данных, представляется весьма надежным. Это говорит о том, что скорость погружения плиты должна быть, по крайней мере, в два раза меньше, чем скорость ее перемещения в океане. Таким образом, если скорость плиты в океане составляет примерно 7—8 см/год, то в погружающейся плите она ниже на 3—4 см/год. Можно предположить, что утолщение слэба связано с тем, что в данном сегменте субдукция обусловлена «подталкиванием» литосферы со стороны океана. Влияние гравитационного соскальзывания погруженной части литосферы, которое должно вызывать растяжение слэба, в этом сегменте дуги выражено слабее.

Совершенно иначе ведет себя слэб под Центральными и Северными Курилами (см. рис. 11, сечения 7 и 10). В верхней части зоны субдукции слэб имеет ту же толщину, что и литосфера в океане. В некоторых местах, где на вертикальных сечениях слэб почти исчезает, его толщина, вероятно, не превышает 70 км, что ниже разрешающей способности метода. Можно предположить, что в этом сегменте дуги гравитационное соскальзывание, приводящее к утонению слэба, может играть важнейшую роль в балансе сил. Скорость его погружения на этом участке может быть выше, чем в океане, и оценивается нами как 8—10 см/год. Однако ниже глубины 400 км мощность слэба резко увеличивается и скорость его погружения падает. Возможно, на этом участке слэб «натывается» на препятствие, характеризующееся резким повышением вязкости на границе 670 км (при переходе от верхней мантии к нижней). Это приводит к существенному замедлению скорости погружения и накоплению вещества в переходной зоне между границами на 410 и 670 км. При достижении критического значения массы над границей 670 км, каплевидное тело начинает погружаться в более плотную и вязкую нижнюю мантию, что мы и наблюдаем на сейсмограммах, соответствующих центральной части дуги.

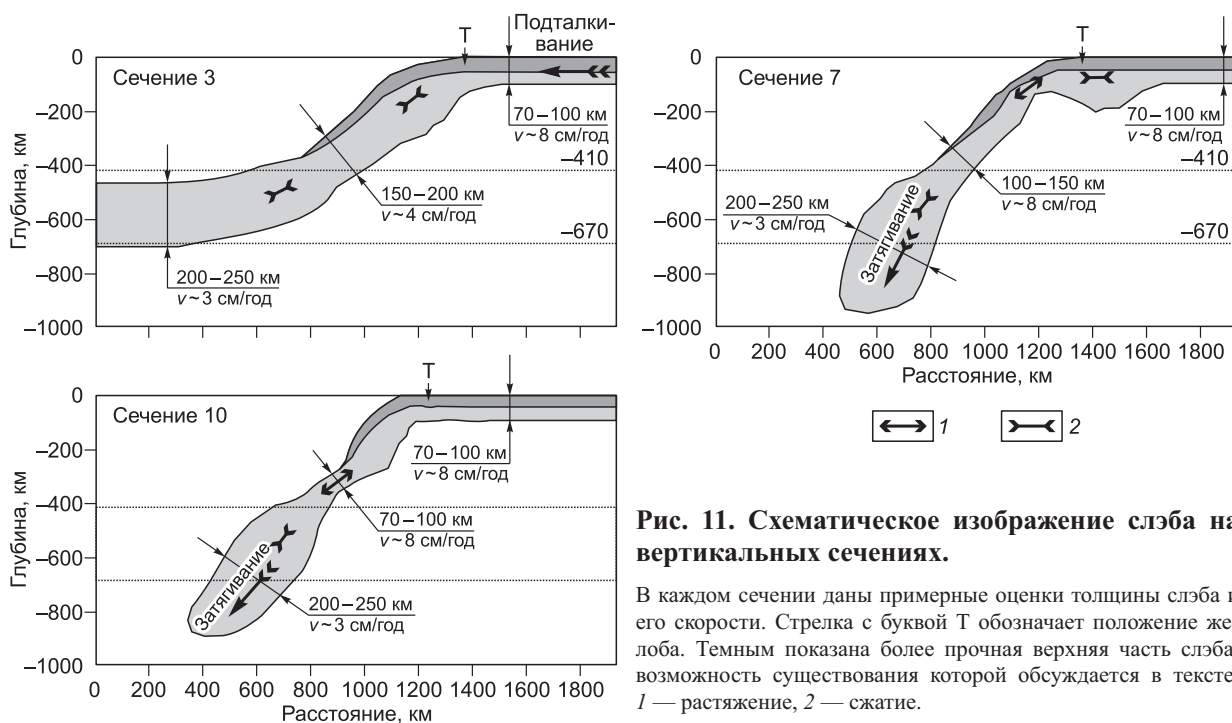


Рис. 11. Схематическое изображение слэба на вертикальных сечениях.

В каждом сечении даны примерные оценки толщины слэба и его скорости. Стрелка с буквой Т обозначает положение желоба. Темным показана более прочная верхняя часть слэба, возможность существования которой обсуждается в тексте. 1 — растяжение, 2 — сжатие.

Аномалии под Алеутской дугой. Как видно на рис. 3, разделение вдоль Алеутской дуги между Тихоокеанской плитой и задуговыми областями на глубине 50 км в сейсмических моделях выделяется не столь четко, как вдоль Курило-Камчатской дуги. Так, западная часть Берингова моря (Западная котловина) характеризуется повышенными скоростями, что позволяет предположить, что по структуре она близка участку Тихоокеанской плиты, попадающему в пределы изучаемого региона. В восточном сегменте Алеутской дуги наблюдаются локальные низкоскоростные аномалии, которые, возможно, отражают возвратные потоки в мантийном клине над погружающейся Тихоокеанской плитой.

На глубинах 100 и 150 км структура аномалий скорости *P*-волн под Алеутской дугой меняется принципиальным образом. В *P*-модели мы видим вытянутую высокоскоростную аномалию, положение которой совпадает с распределением глубинной сейсмичности, обусловленной, по всей видимости, наличием погружающегося слэба. Эта аномалия не столь четко выражена, как аномалия вдоль Курило-Камчатской дуги, однако на качественном уровне ее наличие не подвергается сомнению. Согласно нашим результатам, в западной части Алеутской дуги слэб прослеживается до глубины 250—300 км. В *S*-модели эта положительная аномалия четко не выделяется, вероятно, вследствие существенно более низкого разрешения, обусловленного меньшим количеством данных и их низким качеством. На стыке Камчатского и Алеутского желобов в *P*-модели наблюдается локальная низкоскоростная аномалия, которая четко разделяет высокоскоростные области, соответствующие погружающимся слэбам под Камчаткой и Алеутскими островами. Существование этой аномалии свидетельствует о том, что Камчатский и Алеутский слэбы, являясь частями единой Тихоокеанской плиты, четко отделены друг от друга на глубине.

Следует отметить, что в более ранней работе [Levin et al., 2005], основанной на анализе поверхностных волн, в западной части Алеутских островов была получена принципиально другая картина. Никаких высокоскоростных аномалий, которые можно было бы связать со слэбом, там не наблюдалось. Напротив, в нашей работе низкоскоростная аномалия выделена, что позволяет говорить о массивном перемещении мантийных масс через «окно» в зоне субдукции в западной части Алеутской дуги. Мы полагаем, что такая разница в полученной структуре может быть связана с более низким горизонтальным разрешением поверхностно-волновой томографии по сравнению с нашим подходом. Этот фактор приводит к «размыванию» низкоскоростной аномалии, которую мы наблюдаем на стыке Алеутской и Камчатской дуг, и «стиранию» достаточно слабой высокоскоростной аномалии под Алеутской дугой. Возможно, по той же причине в работе [Gorbatov et al., 2000] под западной частью Алеутской дуги слэб также не выделяется. Более низкое разрешение в этой работе может быть связано с существенно меньшим объемом данных по сравнению с настоящим исследованием.

Существование слэба в западной части Алеутской дуги активно обсуждается. Главная проблема для объяснения природы субдукции в данной области заключается в том, что вектор перемещения Тихоокеанской плиты направлен точно по касательной к Алеутскому желобу. Таким образом, в настоящее время не фиксируется нормальной составляющей этого движения, и граница между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами характеризуется исключительно сдвигами. Вместе с тем, согласно геологическим данным, область сочленения Алеутской и Камчатской дуг смещается на северо-восток. Так, согласно [Geist, Scholl, 1994], 30 млн лет назад эта же область находилась вблизи южной оконечности Камчатки. В этом случае нормальная составляющая перемещения Тихоокеанской плиты по отношению к Алеутскому желобу была достаточной для полноценной субдукции. По-видимому, высокоскоростная аномалия, которую мы наблюдаем в западной части Алеутской дуги, отражает остатки субдукционного комплекса, который в настоящее время неактивен. Постепенный отрыв холодных частей неактивного слэба в этом месте обсуждается в работе [Avdeiko et al., 2007]. Интересно, что очень схожая ситуация наблюдается и в Бирме. Субдукция Индийской плиты подтверждается глубиной землетрясений и результатами сейсмотомографии [Huang, Zhao, 2006; Replumaz et al., 2009; Koulakov, 2011]. Вместе с тем современные перемещения там представлены чистым сдвигом и не показывают никакого движения вкрест зоны сочленения.

В восточной части Алеутской дуги погружающийся слэб достаточно надежно прослеживается в *P*- и *S*-моделях, по крайней мере, до глубины 500 км. Это несколько глубже, чем оценено в работах [Gorbatov et al., 2000; Levin et al., 2002]. В восточной части нормальная составляющая перемещения Тихоокеанской плиты достаточна для образования полноценной субдукции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Путем анализа данных глобального сейсмологического каталога ISC построена модель неоднородностей скоростей сейсмических *P*- и *S*-волн в мантии под Курило-Камчатской и Алеутской дугами до глубины 1100 км. Использование дополнительных данных за более чем 10 лет наблюдений по сравнению с предыдущими исследованиями [Bijwaard et al., 1998; Gorbatov et al., 2000] позволило повысить разрешение модели и ее достоверность. Уделено большое внимание верификации полученной модели и

ее сопоставлению с опубликованными ранее результатами других авторов. В этой работе мы построили параметрическую модель верхней и нижней границ слэба под Курило-Камчатской и Алеутской дугами, которая может использоваться в различных приложениях (например в численном моделировании).

Для Курило-Камчатской дуги мы выделили следующие особенности.

1. Вдоль всей Курило-Камчатской дуги наблюдается четкое изображение зоны субдукции классического типа, схожее в P - и S -моделях, а также с распределением глубинной сейсмичности.

2. Погружающаяся Тихоокеанская плита имеет переменную мощность с максимальными значениями (более 200 км) под Южными Курилами и Японией. Минимальная толщина слэба (менее 70 км) фиксируется под Северными Курилами.

3. Принимая во внимание принцип неразрывности и допуская, что слэб ведет себя как вязкое тело, мы оценили скорость его погружения. Мы предполагаем, что утолщение слэба происходит на участках, где доминирует механизм «подталкивания» со стороны океана, а утонение — при доминирующем гравитационном соскальзывании.

4. Наблюдаемая глубина погружения субдуцирующей литосферы резко изменяется вдоль Курило-Камчатской дуги и коррелирует с характером погружения слэба, оцененным по его толщине (пункт 3). Так, в случае реализации механизма «подталкивания» в Южных Курилах и Японии слэб не проникает в нижнюю мантию, а при достижении границы 670 км скользит вдоль нее горизонтально. При «гравитационном соскальзывании» в Центральных и Южных Курилах более плотный материал слэба накапливается в переходной зоне и медленно опускается в нижнюю мантию, по крайней мере, до глубины 900 км.

5. На вертикальных сечениях мы видим, что изображение слэба в аномалиях скорости P -волн имеет определенную связь с положением границы на глубине 410 км. На некоторых сечениях выше этой границы аномалии в слэбе теряют свою интенсивность. Мы полагаем, что помимо геодинамических причин, этот результат можно частично объяснить вариациями глубины границы 410 км, которые могут выступать в роли низкоскоростных аномалий, компенсирующих положительные аномалии в слэбе.

6. Мы ясно выделяем северную границу слэба под Камчатской дугой, которая четко отделена от слэба под Алеутской дугой.

Для Алеутской дуги мы можем сделать следующие выводы.

В западной части дуги Тихоокеанская плита перемещается по касательной к желобу, а там нет нормальной составляющей движения, которая необходима для субдукции. В предыдущих работах [Gorbatov et al., 2000; Levin et al., 2002, 2005] утверждалось, что в этом сегменте субдукции нет. В нашей модели мы определили высокоскоростную аномалию, которая не так четко, как в Курило-Камчатской дуге, но все же достаточно надежно указывает на наличие слэба, погружающегося до глубины 200—250 км. Механизм субдукции в условиях касательных движений остается неясным. Возможно, сейчас мы наблюдаем остатки ранее активной субдукции, существовавшей в то время, когда Алеутская дуга находилась намного южнее. Аналогичная ситуация наблюдается в Бирме.

В восточном сегменте Алеутской дуги мы четко прослеживаем погружающийся Тихоокеанский слэб вплоть до глубины 500—600 км, что несколько глубже, чем в предыдущих исследованиях. Высокоскоростные аномалии P - и S -скоростей совпадают с распределением глубинной сейсмичности и могут считаться изображением зоны субдукции классического типа.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (2), с. 101—114.

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М., Наука, 1979, 64 с.

Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Викулин А.В., Левина В.И., Сеницын В.И., Ящук В.В. Система сейсмологических наблюдений на Камчатке (состояние, развитие, перспективы) // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г.: предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский, КОМСП ГС РАН, 1998, с. 12—24.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001, 408 с.

Жао Дапенг, Пираино Франко, Лиу Люси. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1188—1203.

Кулаков И.Ю. Структура Афарского и Танзанийского плюмов, полученная на базе региональной томографии с использованием данных ISC // Докл. РАН, 2007, т. 417 (2), с. 251—256.

Кулаков И.Ю. Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 244—257.

- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С.** Мезокайнозойская история и строение земной коры охотского региона // Труды ГИН, 1967, вып. 168, 224 с.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Шмидт О.А.** Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей // Геотектоника, 1977, № 5, с. 83—94.
- Стеблов Г.М.** Взаимодействие тектонических плит в Северо-Восточной Азии // Докл. АН, 2004, т. 394, № 5, с. 689—692.
- Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А.** Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Физика Земли, 2010, № 5, с. 77—82.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану** / Под ред. Е.И. Гальперина, И.П. Косминской. М., Наука, 1964, 308 с.
- Тектоническая карта** Охотоморского региона м-ба 1:2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М., Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000.
- Федотов С.А., Кузин И.П., Бобков М.Ф.** Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961—1962 гг. // Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1964, № 9, с. 1360—1375.
- Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М.** Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965—1968 гг.) // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом / Ред. С.А. Федотов. Новосибирск, Наука, 1974, с. 35—46.
- Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М.** Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск, Наука, 1984, 197 с.
- Alinaghi A., Koulakov I., Thybo H.** Seismic tomographic imaging of *P*- and *S*-waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran // *Geophys. J. Intern.*, 2007, v. 169, № 3, p. 1089—1102.
- Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzenko S.V.** Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction // *Volcanism and subduction: the Kamchatka Region* (Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, J. Lees). *Geophysical Monograph* 173. American Geophysical Union, Washington, DC, 2007, p. 41—60.
- Ballmer M.D., van Hunen J., Ito G., Tackley P.J., Bianco T.A.** Non-hotspot volcano chains originating from small-scale sublithospheric convection // *Geophys. Res. Lett.*, 2007, v. 34, ISI:000251690300002.
- Baranov B., Wong H.K., Dozorova K.** Opening geometry of the Kurile Basin (Okhotsk Sea) as inferred from structural data // *Island Arc.*, 2002, v. 11 (3), p. 206—219.
- Bassin C., Laske G., Masters G.** The current limits of resolution for surface wave tomography in North America // *EOS, Trans. Amer. Geophys. Un.*, 2000, v. 81, F897.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R.** Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 30,055—30,078.
- Boldyrev S.A.** Seismic heterogeneity and seismic anisotropy of the lithosphere of the seismic focal zone in the Kamchatka Region. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2005, v. 41, № 1, p. 17—33.
- Engdahl E.R., van der Hillst R.D., Buland R.P.** Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1998, v. 88, p. 722—743.
- Geist E.L., Scholl D.W.** Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian arc with Kamchatka // *Tectonics*, 1994, v. 13, p. 538—560.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Gerardo S., Gordeev E.** Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 17883—17898.
- Gorbatov A., Domínguez J., Sua'rez G., Kostoglodov V., Zhao D., Gordeev E.** Tomographic imaging of the *P*-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // *Geophys. J. Int.*, 1999, v. 137, p. 269—279.
- Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E.** Signature of remnant slabs in the North Pacific from *P*-wave tomography // *Geophys. J. Int.*, 2000, v. 142, p. 27—36.
- Gorbatov A., Fukao Y., Widiyantoro S., Gordeev E.** Seismic evidence for a mantle plume oceanwards of the Kamchatka-Aleutian trench junction // *Geophys. J. Intern.*, 2001, v. 146, № 2, p. 282—288.
- Hindle D., Fujita K., Mackey K.** Current deformation rates and extrusion of the northwestern Okhotsk plate, northeast Russia // *Geophys. Res. Lett.*, 2006, v. 33, L02306.
- Huang J.L., Zhao D.P.** High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // *J. Geophys. Res.*, 2006, v. 111. doi:10.1029/2005jb004066.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland B.** Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times // *Geophys. J. Int.*, 1995, v. 122, p. 108—124.
- Kogan M.G., Steblov G.M., King R.W.** Geodetic constraints on the relative motion and rigidity of Eurasia and North America // *Geophys. Res. Lett.*, 2000, v. 27, p. 2041—2044.

Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2009, v. 99, № 1, p. 194—214, doi: 10.1785/0120080013.

Koulakov I. High-frequency *P* and *S* velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travel time data, *JGR*. 2011.

Koulakov I., Sobolev S.V. A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir Hindukush region // *Geophys. J. Int.*, 2006, v. 164, p. 425—440.

Koulakov I., Tychkov S., Bushenkova N., Vasilevskiy A. Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt from teleseismic tomography // *Tectonophysics*, 2002, v. 358, p. 77—96.

Koulakov I., Kaban M.K., Tesauro M., Cloetingh S. *P* and *S* velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data // *Geophys. J. Int.*, 2009, v. 179, № 1, p. 345—366. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04279.x

Lees J.L., Vandecar J., Gordeev E., Ozerov A., Brandon M.T., Park J., Levin V. Three-dimensional images of the Kamchatka-Pacific plate cusp // *Volcanism and tectonics of the Kamchatka Peninsula and adjacent arcs*, AGU Monograph / Eds. J. Eichelberger, P. Izbekov, N. Ruppert, J. Lees, E. Gordeev, 2007.

Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature*, 2002, v. 418, p. 763—767.

Levin V., Shapiro N.M., Park J., Ritzwoller M.H. The slab portal beneath the Western Aleutians // *Geol.*, 2005, v. 33 (4), p. 253—256.

Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for *P* wave speed variations in Earth's mantle // *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 2008, v. 9, Q05018, doi:10.1029/2007GC001806.

Nizkous I., Sanina I., Kissling E., Gontovaya L. Velocity properties of ocean-continent transition zone lithosphere in Kamchatka region according to seismic tomography data // *Physics of the Solid Earth*, 2006, v. 42 (4), p. 286—296.

Paige C.C., Saunders M.A. LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM trans // Math. Soft.*, 1982, v. 8, p. 43—71.

Replumaz A., Negredo A.M., Guillot S., Villaseñor A. Multiple episodes of continental subduction during India/Asia convergence: insight from seismic tomography and tectonic reconstruction // *Tectonophysics*, 2009, v. 483, p. 125—134.

Seno T., Sakurai T., Stein S. Can the Okhotsk Plate be discriminated from the North American Plate? // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 11,301—11,315.

Simkin T., Siebert L. *Volcanoes of the World*. Geoscience Press in association with the Smithsonian Institution Global Volcanism Program, Tucson AZ, 1994, 368 p.

van der Sluis A., van der Vorst H.A. Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems // *Seismic tomography* / Ed. G. Nolet, Reidel, Dordrecht, 1987, p. 49—83.

Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, v. 146, p. 3—34.

*Рекомендована к печати 9 ноября 2010 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
15 сентября 2010 г.*