

**ГЛУБИНА МОХО И ТРЕХМЕРНАЯ СТРУКТУРА СЕЙСМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ  
ПО ДАННЫМ ЛОКАЛЬНОЙ ТОМОГРАФИИ**

**А.В. Яковлев, И.Ю. Кулаков, С.А. Тычков**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Представлена скоростная структура земной коры и подстилающей ее верхней мантии в Байкальском регионе. В основе исследования лежит метод локальной томографии с одновременной локализацией сейсмических источников. Используются времена вступления около 25 тыс. фаз от более 1200 землетрясений в Байкальском регионе, зарегистрированных 86 станциями трех локальных сетей. Дано подробное описание алгоритмов локализации источников и томографической инверсии. В результате инверсии одной матрицы были получены трехмерные распределения *P*- и *S*-скоростей в коре и верхней мантии, двумерные вариации глубины Мохо, а также поправки к координатам и времени источников. Для проверки разрешающей способности алгоритма, его устойчивости к начальной модели и достоверности конечных результатов было реализовано множество различных тестов. Наиболее яркая отрицательная сейсмическая аномалия в коре и верхней мантии получена в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны и совпадает с ареалом кайнозойского вулканизма. Сибирская платформа явно выражена как высокоскоростная аномалия. Вариации глубины Мохо в основном согласуются с поверхностной тектоникой. Наблюдается утонение коры вдоль оз. Байкал, под Бусингольской и Тункинской впадинами. Утолщение коры имеет место под хребтами на севере Монголии, основными хребтами Забайкалья и под Приморским хребтом на границе Сибирской платформы.

*Сейсмическая томография, локализация источников, Мохо, Байкальская рифтовая зона.*

**MOHO DEPTHS AND THREE-DIMENSIONAL VELOCITY STRUCTURE OF THE CRUST  
AND UPPER MANTLE BENEATH THE BAIKAL REGION, FROM LOCAL TOMOGRAPHY**

**A.V. Yakovlev, I.Yu. Koulakov, S.A. Tychkov**

We studied the 3D velocity structure of the crust and uppermost mantle beneath the Baikal region using tomographic inversion of ~25,000 *P* and *S* arrivals from more than 1200 events recorded by 86 stations of three local seismological networks. Simultaneous iterative inversion with a new source location algorithm yielded 3D images of *P* and *S* velocity anomalies in the crust and upper mantle, a 2D model of Moho depths, and corrections to source coordinates and origin times. The resolving power of the algorithm, its stability against variations in the starting model, and the reliability of the final results were checked in several tests. The 3D velocity structure shows a well-pronounced low-velocity zone in the crust and uppermost mantle beneath the southwestern flank of the Baikal rift, which matches the area of Cenozoic volcanism and a high velocity zone beneath the Siberian craton. The Moho depth pattern fits the surface tectonic elements with thinner crust along Lake Baikal and under the Busiyngol and Tunka basins and thicker crust beneath the East Sayan and Transbaikalian mountains and under the Primorsky ridge on the southern craton border.

*Seismic tomography, earthquake location, Moho, Baikal Rift*

**ВВЕДЕНИЕ**

**Тектоника изучаемого региона.** Байкальский регион расположен на границе между юго-восточной оконечностью Сибирской платформы и Амурско-Монгольской плитой, которая входит в состав Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Данный регион интересен тем, что здесь наблюдаются как процессы сжатия, вызванного коллизией Индийской плиты и результатом которого стало активное горообразование (Восточные Саяны), так и процессы растяжения, ответственные за образование Байкальской рифтовой зоны.

Главный структурный элемент исследуемого района — Байкальская рифтовая зона (БРЗ) — простирается вдоль южной оконечности Сибирской платформы. Ее центральная часть, располагающаяся вдоль оз. Байкал, имеет северо-северо-восточное направление. В восточной части оно становится северо-восточным, а к западу от оз. Байкал сначала широтным, а затем, испытывая резкий излом в районе Тункинской



**Рис. 1. Четвертичная тектоника и вулканизм Байкальского региона (построена по данным [Zorin et al., 2003]).**

1 — рифтовые впадины (с юго-запада на северо-восток): БУ — Бусингольская, ДА — Дархатская, ХУ — Хубсугульская (озеро), ТУ — Тункинская, ЮБ — Южно-Байкальская, ЦБ — Центрально-Байкальская, СБ — Северо-Байкальская, ВА — Верхнеангарская, БА — Баргузинская, ЦЫ — Цыпинская, ВМ — Верхнемуйская, МУ — Муйская; 2 — Байкальская рифтовая зона; 3 — вертикальные разломы; 4 — олигоцен-четвертичные вулканиты; 5 — сдвиги; 6 — контур Саяно-Байкальского поднятия (районы с отдельными пиками, достигающими высоты 2 км); 7 — кайнозойские разломы невыясненной геометрии; 8 — позднемиоценовые-палеогеновые вулканиты (показаны не в масштабе).

впадины, меридиональным (Бусингольская, Дархатская и Хубсугульская впадины) [Хаин, 2001]. На юго-западе, в Монголии, система обрывается широтным Болнайским сдвигом (рис. 1) [Zorin et al., 2003].

Система впадин БРЗ представлена сложной разветвляющейся цепью, которая разделена междувпадинными перемычками. Большинство крупных впадин (Южно-Байкальская, Баргузинская, Муйская, Чарская) приурочены к осевой части БРЗ. Однако некоторые впадины (Северо-Байкальская, Верхнеангарская) смещены по направлению к северо-западному крылу поднятия [Logatchev, Zorin, 1987].

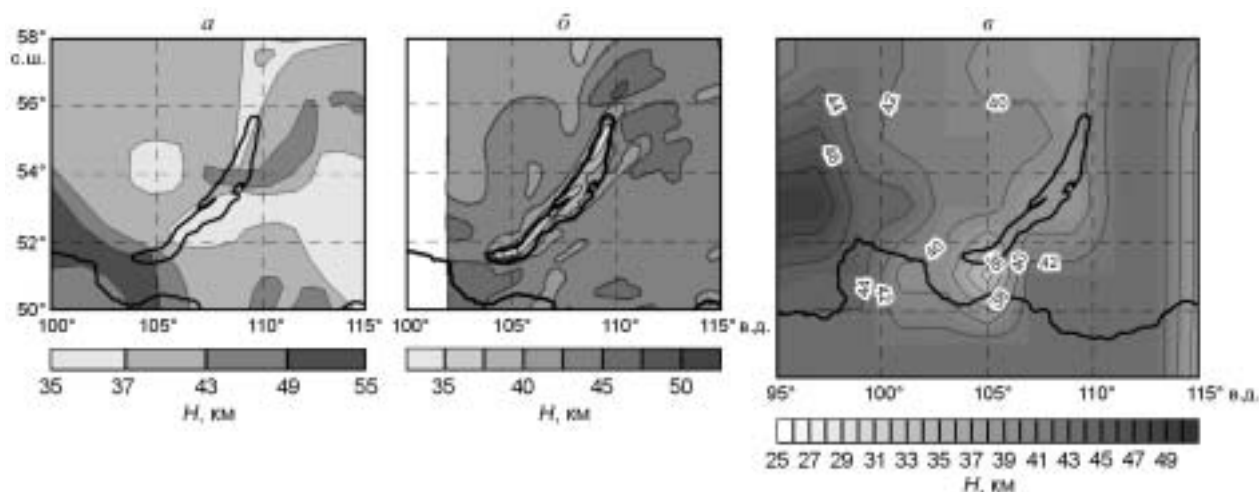
Как утверждает в работе Н.А. Логачева [Logatchev, 1993], за расположение Байкальского рифта в первую очередь ответственны макронеоднородности литосферы. Однако особенности рифтообразования на северо-восточном фланге рифтовой зоны указывают на ее независимость от древней структуры фундамента. Так, в районе Муйского „микронтинента“ БРЗ пересекает ее вместе со складчатым поясом поперек и даже вторгается в восточный фланг архейского Алданского щита. По гипотезе, высказанной в работе [Logatchev, 1993], эта полунезависимость Байкальской рифтовой зоны от структуры фундамента вызвана локальным несоответствием между главной ориентацией астеносферного выступа, который определял развитие Байкальского рифта в кайнозой, и ориентацией некоторых структурных элементов в Саяно-Байкальском складчатом поясе.

Вулканическая активность сопровождала практически весь позднекайнозойский период развития БРЗ, но она имела довольно ограниченный объем и своеобразную связь со структурными элементами. Базальтовые и петрохимически близкие им лавы образуют три независимые группы вулканических полей в районах: 1) Восточные Саяны, Хамар-Дабан, Северная Монголия; 2) Витимское плато; 3) хр. Удокан (находится за пределами изучаемой территории) (рис. 1). Наиболее сильная вулканическая активность наблюдалась в миоцене, в плиоцене и четвертичном периоде она значительно снизилась [Logatchev, Zorin, 1987].

**Геофизическая изученность Байкальского региона.** В БРЗ и на прилегающих территориях выполнено значительное количество работ по изучению коры и верхней мантии, однако далеко не всегда результаты согласуются друг с другом. В качестве примера мы приводим здесь три различные модели глубины Мохо. Первая модель построена на базе результатов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с использованием рефрагированных и отраженных волн (рис. 2, а) [Suvorov, 2002]. С использованием информации о мощности земной коры [Крылов и др., 1981], в работе [Logatchev, Zorin, 1987] была показана корреляция между глубиной Мохо и эффективной высотой поверхности Земли. На основании этой корреляции была построена вторая модель мощности земной коры (см. рис. 2, б).

Третья модель глубины Мохо (см. рис. 2, в) является частью глобальной модели CRUST2.0, [Bassin et al., 2000] с разрешением 2° по широте и долготе и построена на основании компиляции множества различной информации. Так, для Байкальского региона в качестве основы взята карта Мохо из [Белоусов и др., 1991].

Следует отметить, что все три модели сильно отличаются друг от друга, согласуясь лишь в наиболее крупных деталях. Это можно объяснить различной природой границы Мохо в сейсмических и гравитационных исследованиях, однако, более вероятно, что эти различия связаны с ограниченными возможностями методов, с помощью которых получены эти данные.



**Рис. 2.** Мощность коры по данным В.Д. Суворова (а) [Suvorov, 2002], Ю.А. Зорина (б) [Logatchev, Zorin, 1987] и модель мощности земной коры с разрешением  $2 \times 2^\circ$  CRUST2.0 (в) [Bassin et al., 2000].

Из всех этих моделей можно выделить следующие общие особенности: глубина Мохо под рифтовыми впадинами колеблется между 30 и 40 км, а под горным обрамлением она увеличивается до 45—50 км; под Сибирской платформой эта величина находится в пределах 40—42 км [Logatchev, Zorin, 1987].

В Байкальском регионе была осуществлена серия работ ГСЗ, результатом которых явилось относительно большое число региональных профилей [Крылов и др., 1981, 1993; Сун Юншен и др., 1996]. Согласно этим данным и данным по близким землетрясениям [Крылов и др., 1974, 1981], кору под Байкалом подстилает астеносферный выступ с пониженными скоростями продольных волн (7.7—7.8 км/с) по сравнению с наблюдаемыми на периферии рифтовой системы (8.1—8.2 км/с) [Logatchev, Zorin, 1987; Крылов и др., 1981, 1993; Сун Юншен и др., 1996; Хаин, 2001]. На аномально низкие скорости в мантии под рифтовой зоной указывают также задержки во временах пробега  $P$ -волн от удаленных землетрясений и взрывов [Рогожина, Кожевников, 1979], а также результаты региональной [Koulakov et al., 2002] и глобальной томографии [Bijwaard et al., 1998]. Аналогичные выводы можно сделать из анализа приемных функций в работе [Zorin et al., 2002], на станциях по профилю, пересекающему Байкал.

Большое число работ по Байкальскому региону посвящено изучению его строения по данным о гравитационном поле. В работе [Vugov et al., 1994] смоделирован гравиметрический профиль в северной части БРЗ. По результатам совместной инверсии гравитационных и сейсмологических данных, в работе [Tiberi et al., 2003] были представлены модели плотности и скорости в коре и верхней мантии.

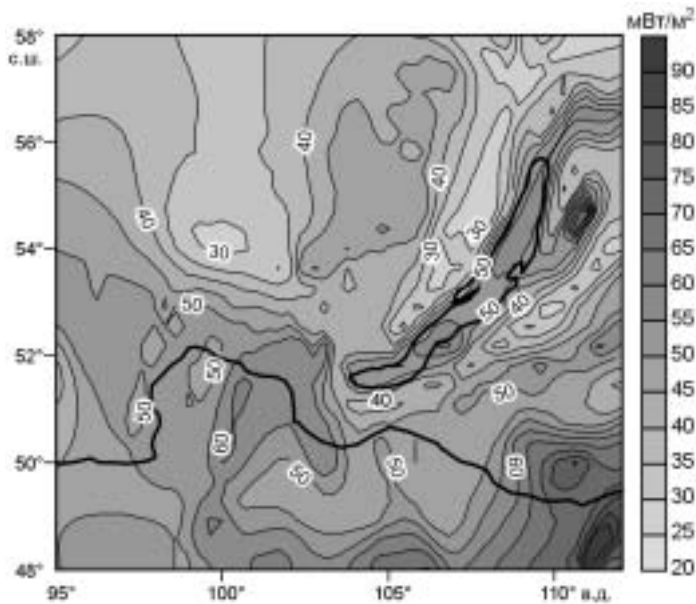
Вся Байкальская рифтовая система высокосейсмична. Так, в Центральной и Южно-Байкальской впадинах за период с января 1950 по январь 1999 г. было зафиксировано около 7000 землетрясений с магнитудой больше 2.7 [Радзиминович и др., 2003]. На основании изучения распределения гипоцентров землетрясений в работе [Déverchère et al., 2001] представлено изучение реологических свойств региона. В работе [Radziminovitch et al., 2005], по данным о сильном землетрясении на юге БРЗ, описана зона разрушения, а по распределению афтершоков получено положение плоскости разлома.

По данным GPS измерений [Calais et al., 2003], были получены скорости и направления движений основных тектонических блоков в Байкальском регионе и Монголии. Так, например, в центральной части БРЗ имеет место растяжение со скоростью 2.5—3 мм/год, тогда как на юго-западном фланге преобладают левосдвиговые перемещения.

Тепловой поток в районе Байкала резко повышенный — 75—120 мВт/м<sup>2</sup> по сравнению с 38—42 мВт/м<sup>2</sup> на Сибирской платформе и 40—60 мВт/м<sup>2</sup> в ее складчатом обрамлении (см. рис. 3) [Дучков, Соколова, 1974; Lysak, 1984; Тепловое поле..., 1987; Лысак, 1988; Дорофеева, Синцов, 1990; Хаин, 2001].

Томографический подход к изучению строения литосферы Байкальского региона также широко распространен. О сейсмической структуре коры и верхней мантии под БРЗ можно судить по результатам разномасштабных томографических исследований: глобального [Bijwaard, 1998], регионального [Кулаков, 1999; Мордвинова и др., 2000; Koulakov et al., 2002] и локального масштабов [Petit et al., 1998; Кулаков, 1999].

**Геодинамические концепции образования Байкальского рифта.** Байкальский регион привлекает внимание большого количества исследователей в силу своей уникальной структуры и особенностей тектонического развития. По поводу образования Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) существуют две



**Рис. 3. Карта теплового потока исследуемого района.**

Основана на данных за 1974—1990 гг. [Дучков, Соколова, 1974; Lysak, 1984; Тепловое поле..., 1987; Лысак, 1988; Дорофеева, Синцов, 1990].

основные альтернативные гипотезы и ряд их комбинаций. Первая гипотеза связывает рифтогенез с наличием мощного мантийного плюма, который приводит к растяжению литосферы [Logatchev, Zorin, 1987; Logatchev, 1993; Зорин, Турутанов, 2005]. В пользу этой гипотезы говорят факты наличия активного кайнозойского вулканизма [Zorin et al., 2003], повышенный тепловой поток [Дучков, Соколова, 1974; Lysak, 1984; Тепловое поле..., 1987; Лысак, 1988; Дорофеева, Синцов, 1990], а также свидетельства о наличии зоны пониженных скоростей под БРЗ

[Крылов и др., 1981, 1993; Сун Юншен и др., 1996]. Альтернативный механизм связывает открытие БРЗ исключительно с межплитным взаимодействием, вызванным коллизией Индостана и субдукцией Тихоокеанской плиты [Zonenshain, Savostin, 1980; Peltzer, Tarronnie, 1988; Nicolas et al., 1994]. Одним из основных доводов в пользу этой гипотезы является то, что термические проявления в БРЗ недостаточно сильные, как можно было бы ожидать при активном рифтинге. К тому же в месте, где процессы растяжения максимальны (в бассейне озера Байкал), никаких проявлений вулканизма не наблюдается.

Существуют также комбинированные модели, которые разнятся по оценке роли мантийных процессов в образовании рифта. Согласно одним, реализация растяжения литосферы в районе Байкала связана с ее аномальным разогревом мантийным плюмом [Petit et al., 1998; Кулаков, 1999]. В результате, напряжения в литосфере, вызванные взаимодействием плит и распределенные по достаточно большой площади, концентрируются именно в этой ослабленной области. Другие модели главенствующую роль отводят межплитным взаимодействиям [Lesne et al., 2000; Chemenda et al., 2002; Achauer Masson, 2002]. При этом утверждается, что концентрация области растяжения на границе Сибирской плиты связана с неоднородной прочностью литосферы. Наличие аномальной мантии под БРЗ в этой модели является вторичным явлением, вызванным затягиванием мантийного материала под область растяжения.

Неоднозначность в определении механизмов образования БРЗ во многом связана с недостаточной изученностью данного региона. Несмотря на множество исследований, направленных на изучение коры и верхней мантии под БРЗ (некоторые из них были упомянуты выше), создание цельной картины глубинной структуры весьма проблематично. Иллюстрацией противоречивости информации о глубинном строении в Байкальском регионе являются три карты Мохо, показанные на рис. 2. Различия между этими моделями свидетельствуют, что наши знания о коре данного региона недостаточны. Применение независимых методик позволит повысить достоверность информации о структуре коры под БРЗ.

В данной работе приведены результаты изучения трехмерной скоростной структуры коры и верхов мантии под Байкальским регионом методом локальной сейсмической томографии. Работа основана на достаточно большом наборе исходных данных, позволяющем получать информацию о трехмерном строении недр под территорией БРЗ и ее окрестностей. Мы надеемся на то, что данное исследование внесет вклад в понимание механизма образования Байкальского рифта.

#### АЛГОРИТМ

**Референтная модель и времена пробега.** Базовые времена пробега лучей вычисляются с использованием таблицы референтных лучей, рассчитанной в рамках одномерного сферического распределения сейсмических скоростей. Эта таблица позволяет быстро определять параметры основных лучей между источником, расположенным на произвольной глубине, и приемником, расположенным на уровне моря на произвольном эпицентральной расстоянии от источника, при постоянной толщине коры.

Вместе с тем в районе с существенным изменением толщины коры, использование одномерной референтной модели может привести к большим погрешностям. К примеру, 10-километровые вариации глубины Мохо (вполне реальные значения для Байкальского региона) приводят к изменению времени пробега на 0.72 с. Игнорирование данного фактора может привести к существенному сдвигу положения источника при его локализации и ошибочной оценке значений невязок. Именно поэтому целесообразно включение в референтную модель любой информации (даже весьма грубой) о положении границы Мохо.

Поправка за вариацию мощности коры вычисляется в виде добавочного члена. Если источник расположен глубже границы Мохо, то эта поправка определяется следующим образом:

$$dt^{\text{moho}} = dh \left[ \sqrt{\sigma_1^2 - p^2} - \sqrt{\sigma_2^2 - p^2} \right], \quad (1)$$

где  $\sigma_1, \sigma_2$  — медленности непосредственно над и под Мохо соответственно;  $p$  — лучевой параметр (горизонтальная компонента вектора медленности),  $dh$  — отклонение глубины Мохо от среднего значения в одномерной модели в точке пересечения луча с Мохо.

Для головных волн (рефрагированных на Мохо  $P_n$ -,  $S_n$ -лучей) поправка, обусловленная вариацией глубины Мохо, вычисляется по формуле:

$$dt^{\text{moho}} = (dh_1 + dh_2) \sqrt{\sigma_1^2 - \sigma_2^2}, \quad (2)$$

где  $dh_1, dh_2$  — вариации коры под станцией и источником.

Поправка за рельеф также вычисляется в виде добавочного члена по формуле

$$dt^{\text{moho}} = dh \sqrt{\sigma^2 - p^2}, \quad (3)$$

где  $dh$  — высота станции над уровнем моря,  $\sigma$  — медленность в верхнем слое.

**Алгоритм локализации сейсмических источников.** В данной работе локализация источников осуществляется путем реализации нескольких последовательных этапов. Первый этап заключается в локализации источников в рамках одномерной модели скорости с учетом поправок за глубину Мохо и рельеф. На следующем этапе производится коррекция параметров источников методом двойных разностей. Окончательные параметры источников рассчитываются одновременно со скоростными параметрами и рельефом поверхности Мохо в блоке томографической инверсии.

Определение положения источника является ключевым во всей процедуре инверсии. Если начальное положение источника сильно отличается от реального положения, тогда последующие процедуры вряд ли приведут к истинному результату.

Одной из главных причин ошибочного определения положения источников является наличие большого количества выбросов в начальных данных. По нашим оценкам, до 5—10 % наблюдений имеют невязки, которые не могут быть объяснены с помощью приемлемой скоростной модели среды. Эти выбросы могут быть вызваны ошибками операторов при определении фазы, инструментальными проблемами и другими объективными и субъективными факторами. Наличие одного или нескольких выбросов может вызвать существенное смещение источника, неверное определение времени в источнике, и, соответственно, ошибочные оценки временных невязок, которые далее используются для расчета модели сейсмических аномалий. Большие выбросы выделяются и исключаются достаточно просто на предварительном шаге обработки. Наибольшую проблему представляют относительно небольшие выбросы, которые довольно сложно идентифицировать. В данной работе исключение выбросов предлагается производить на шаге локализации источников, с помощью специального анализа невязок, суть которого описана ниже.

Другой источник ошибок заключен в неверной идентификации зарегистрированной фазы. К примеру, если наблюдаемое время пробега находится между временами пробега  $P_n$ - и  $P_g$ -лучей в референтной модели, тогда такое наблюдение может быть отнесено к одной либо к другой фазе. В случае неправильного определения фазы, величина невязки может иметь противоположный знак, что должно оказать влияние на полученные скорости и параметры источников.

Алгоритм локализации источников должен, по возможности, учитывать указанные проблемы. Целевая функция, которая отражает вероятность положения источника в четырехмерном пространстве (координаты и время события), играет ключевую роль в алгоритме локализации. Предлагаемая целевая функция может быть записана в виде комбинации трех членов:

$$G = \sum_{i=1}^N A(\Delta t_i) B(d_i) / C_{PS}, \quad (4)$$

где

$$A(\Delta t_i) = \begin{cases} 1, & |\Delta t_i| / C_{PS} < \tau_1 \\ (\Delta t_i - \tau_2) / (\tau_1 - \tau_2), & \text{если } \tau_1 < |\Delta t_i| / C_{PS} < \tau_2, \\ 0, & |\Delta t_i| / C_{PS} > \tau_2 \end{cases}, \quad (5)$$

$$B(d_i) = \begin{cases} 1/d_{\min}, & \text{если } d_i < d_{\min} \\ 1/d_i, & \text{если } d_i > d_{\min} \end{cases}, \quad (6)$$

$$C_{PS} = \begin{cases} 1, & \text{если } P\text{-волна} \\ 1.7, & \text{если } S\text{-волна} \end{cases}, \quad (7)$$

$A$  — это член, который отражает величину невязок;  $\tau_1$  и  $\tau_2$  — это заранее определенные пределы невязок. Если невязка больше  $\tau_2$ , то она принимается за выброс и в дальнейшем не рассматривается. В основном локализация производится по невязкам, величина которых меньше  $\tau_1$ . Если величина невязки находится в пределах между  $\tau_1$  и  $\tau_2$ , то она может быть отнесена к аномалиям скорости, но ее вклад в целевую функцию меньше. Значения  $\tau_1$  и  $\tau_2$  определяются исходя из ожидаемой величины аномалий скорости.

$B$  — это член, зависящий от расстояния;  $d_{\min}$  — размер ближней зоны, внутри которой вес наблюдений постоянный.

$C$  — это член, разделяющий фазы. Невязки  $P$ -лучей имеют больший вес, так как они менее зависимы от вариаций скорости, чем  $S$ -лучи. В то же время  $S$ -невязкам разрешается иметь большую величину, чем  $P$ -невязкам.

Временные невязки рассчитываются как

$$\Delta t_i^P = t_{\text{obs}}^P - t_{\text{ref}}^P - \Delta t_0 \quad \text{для } P\text{-волны}, \quad (8)$$

$$\Delta t_i^S = (t_{\text{obs}}^S - t_{\text{ref}}^S) - (t_{\text{obs}}^P - t_{\text{ref}}^P) \quad \text{для } S\text{-волн}. \quad (9)$$

Выбор такого выражения для расчета невязок для  $S$ -волн позволяет повысить корреляцию результатов по  $P$ - и  $S$ -волнам. Однако меньший вес при  $S$ -волнах делает вклад минимизации разностных невязок не столь значительным.

Коррекция времени в источнике  $\Delta t_0$  вычисляется из уравнения

$$\sum_{i=1}^{N_p} B(d_i) (t_{\text{obs}}^P - t_{\text{ref}}^P - \Delta t_0) = 0, \quad (10)$$

где  $t_{\text{obs}}^P$  — наблюдаемое время пробега,  $t_{\text{ref}}^P$  — время пробега в референтной модели.

При этом каждое индивидуальное наблюдение должно удовлетворять следующему условию:

$$|t_{\text{obs}}^P - t_{\text{ref}}^P - \Delta t_0| < \tau_2. \quad (11)$$

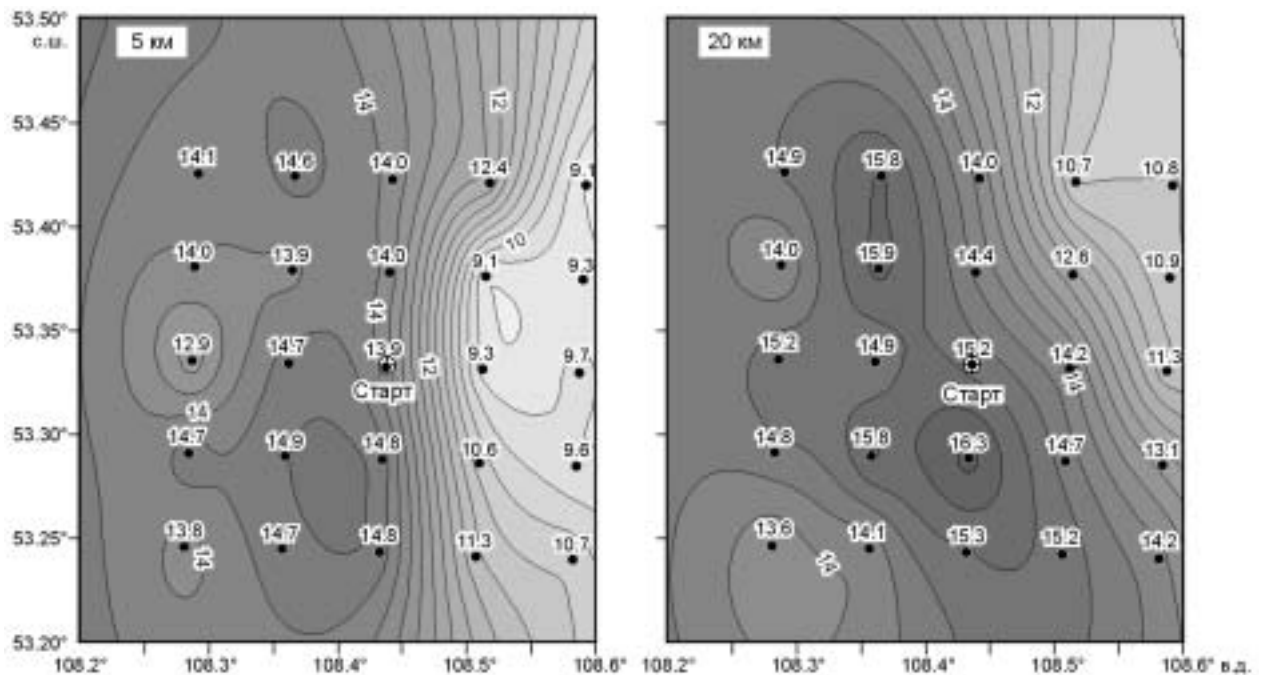
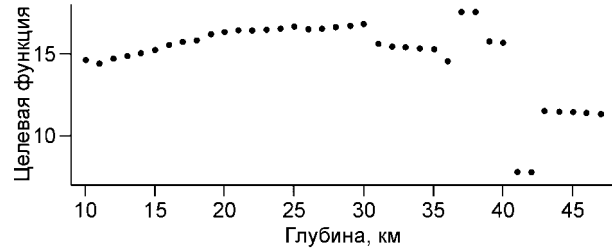


Рис. 4. Пример расчета целевой функции для реального события на глубинах 5 и 20 км.

**Рис. 5. Пример зависимости значения целевой функции от глубины.**



Все остальные времена рассматриваются как выборы и в локации не участвуют. Если на данном эпицентральной расстоянии возможны несколько фаз (например,  $P_g$  и  $P_n$ ), то выбирается та фаза, которая имеет меньшую невязку, и, следовательно, обеспечивает максимальное значение целевой функции.

На рис. 4 показан пример целевой функции для реального события, рассчитанной на двух различных глубинах. Наиболее вероятное положение источника принимается там, где значение целевой функции максимально.

Задачу определения абсолютного экстремума целевой функции можно решать различными путями. Градиентные методы позволяют находить решение более быстро, однако при этом есть опасность вместо абсолютного экстремума попасть в локальный максимум. На практике мы используем более длинный, но надежный путь расчета в узлах регулярной сетки (см. рис. 4). При этом мы производим расчет с довольно грубым шагом целевой функции на нескольких глубинах (трех или четырех). С уровня, где значение целевой функции максимально, двигаемся вверх и вниз для определения глубины, где целевая функция максимальна. На рис. 5 приведен пример зависимости целевой функции от глубины для реального события. Далее, используя более тонкую трехмерную сетку, находим уточненное положение экстремума целевой функции, которое показывает наиболее вероятное положение источника в рамках заданной модели среды.

**Уточнение положения источников с помощью метода двойных разностей.** Положение источников относительно друг друга уточняется с помощью метода двойных разностей, описанного в работе [Waldhauser, Ellsworth, 2000]. Основная идея этого метода основывается на предположении, что невязки фаз от двух источников, расположенных вблизи друг от друга, зарегистрированные на одной станции, должны иметь близкие значения. Алгоритм рассчитывает поправки к координатам источников и времени событий таким образом, чтобы минимизировать все возможные двойные разности. Линейное уравнение, описывающее все возможные комбинации пар источников (например, с номерами  $k$  и  $m$ ) с расстоянием между ними, не превышающим заранее заданной величины  $dS^{\max}$  и имеющих общее наблюдение  $i$  (одна станция и одинаковая зарегистрированная фаза  $P$  или  $S$ ), имеет следующий вид:

$$(P_x)_{ik} dx_k + (P_y)_{ik} dy_k + (P_z)_{ik} dz_k + dt_k^0 - (P_x)_{im} dx_m - (P_y)_{im} dy_m - (P_z)_{im} dz_m - dt_m^0 = dt_{ik}^{\text{obs}} - dt_{im}^{\text{obs}}. \quad (12)$$

В результате получаем систему линейных уравнений с общим числом неизвестных, равных числу источников, умноженных на четыре. Каждая строка системы имеет восемь ненулевых элементов. Для 1200 источников и максимального расстояния между соседними источниками 20 км число уравнений в системе составляет порядка 500 000. Данная система решается с помощью итеративного метода LSQR [Paige, Saunders, 1982; van der Sluis, van der Worst, 1987]. После решения системы параметры источников уточняются и используются для построения новой матрицы двойных разностей. Данная процедура повторяется 4—5 раз.

**Блок итеративной томографической инверсии.** *Параметризация* поля скоростей и вариаций глубины Мохо осуществляется на основе метода узловой параметризации, описанного в работах [Кулаков, 1999; Koulakov et al., 2002]. Узлы распределяются в пределах изучаемого объема в соответствии с плотностью входной информации. При изучении трехмерной модели скорости в коре узлы устанавливаются на нескольких горизонтальных уровнях. Для каждого уровня рассчитывается функция плотности лучей. Узлы на каждом уровне размещаются на нескольких параллельных прямых таким образом, чтобы расстояние между узлами было обратно пропорционально плотности лучей. Чтобы избежать чрезмерной концентрации узлов, фиксируется минимальное расстояние между ними.

Узлы для изучения вариаций глубины Мохо строятся аналогично, согласно плотности расположения точек пересечения Мохо  $P_n$ - и  $S_n$ -лучами.

*Составление матрицы и инверсия.* Общая структура единой матрицы, используемой для одно-временного восстановления различных типов параметров, имеет блочное строение. Вертикальные столбцы этой матрицы соответствуют различным группам искомым параметрам: трехмерные модели  $P$ - и  $S$ -скоростей в коре и верхней мантии ( $M^{Vp}$ ,  $M^{Vs}$ ); двухмерные вариации глубины Мохо ( $M^{dh}$ ); поправки к параметрам положения источника (четыре для каждого источника);  $P$ - и  $S$ -поправки на станциях.

Элементы матрицы  $M^{Vp}$  и  $M^{Vs}$ , отвечающие за поля  $P$ - и  $S$ -скоростей в коре и верхней мантии, рассчитываются на основании лучей, построенных после применения метода двойных разностей. Для каждой точки луча выбираются восемь узлов параметризационной сетки таким образом, чтобы они

образовывали параллелограмм, который содержит данную точку. Скорость внутри параллелограмма интерполируется билинейно. Элементы матрицы рассчитываются следующим образом:

$$M_{ij}^{V_i(S)} = - \frac{1}{\Delta V_j^{P(S)}} \int_{\gamma_i} \frac{\Delta U_j(l)}{V_0^2(l)} dl, \quad (13)$$

где  $i$  — номер луча (строка матрицы);  $j$  — номер параметра (столбец матрицы);  $\gamma_i$  — траектория луча;  $\Delta V_j^{P(S)}$  — единичная вариация скорости в  $j$ -узле;  $\Delta U_j(l)$  — вариация скорости в текущей точке, вызванная вариацией скорости в  $j$ -узле;  $V_0(l)$  — референтная скорость в текущей точке.

Элементы  $M_{ij}^{dh}$ , отвечающие за вариации глубины Мохо, рассчитываются следующим образом:

$$M_{ij}^{dh} = dh_{ij} [\sqrt{\sigma_1^2 - p^2} - \sqrt{\sigma_2^2 - p^2}], \quad (14)$$

если источник расположен под Мохо, и

$$M_{ij}^{dh} = (dh_{ij}^1 + dh_{ij}^2) \sqrt{\sigma_1^2 - \sigma_2^2} \quad (15)$$

для  $P_n$ - и  $S_n$ -лучей.

Здесь  $dh_{ij}$  — вариация глубины Мохо в одной или двух точках пересечения, вызванная единичной вариацией глубины в  $j$ -узле.

Элементы, отвечающие за коррекцию параметров источников, содержат четыре члена. Первые три элемента пространственного распределения равны компонентам вектора медленности луча в точке источника; четвертый элемент, отвечающий за поправку времени в источнике, равен единице. Элементы станционных поправок также равны единице.

Дополнительный блок матрицы позволяет регулировать сглаживание полученных двумерных и трехмерных полей. Для построения этого блока рассматриваются все возможные комбинации пар узлов-соседей. Каждая строка (уравнение) данного блока содержит два ненулевых элемента, равных по модулю единице, но с разным знаком, соответствующим одной паре. Вектор данных в этом блоке равен нулю. Таким образом, данный блок минимизирует разницу получаемых параметров для соседних узлов.

В результате составления матрицы, мы получаем 11 свободных коэффициентов, которые требуется определить:  $W_1$  и  $W_2$  — веса трехмерных аномалий  $P$ - и  $S$ -скоростей в коре и верхней мантии,  $W_3$  — вес вариаций глубины Мохо,  $W_4$  и  $W_5$  — вес  $P$ - и  $S$ -станционных поправок,  $W_6$ ,  $W_7$  и  $W_8$  — веса для горизонтального и вертикального сдвига источников, а также для коррекции времени события. Коэффициенты  $W_9$ ,  $W_{10}$  и  $W_{11}$  определяют сглаживание соответствующих дву- и трехмерных полей. Чем больше величина последних трех коэффициентов, тем сильнее степень сглаживания полученного решения. Определение величин всех этих коэффициентов матрицы является весьма сложной и деликатной проблемой. Оптимальные значения этих параметров зависят от различных факторов: качество и количество данных, ожидаемый уровень значений искомым параметров, среднее число записей одного источника и др. Не существует строгого пути определения значений этих параметров. Обычно они оцениваются экспериментально, исходя из ожидаемых значений искомым параметров и синтетических тестов. Например, величина весовых коэффициентов может быть определена на основании теста „шахматная доска“ — искомые коэффициенты подбираются таким образом, чтобы интенсивность и форма получаемых в результате инверсии аномалий были наиболее близки к заданным значениям. Более подробное описание теста приводится ниже.

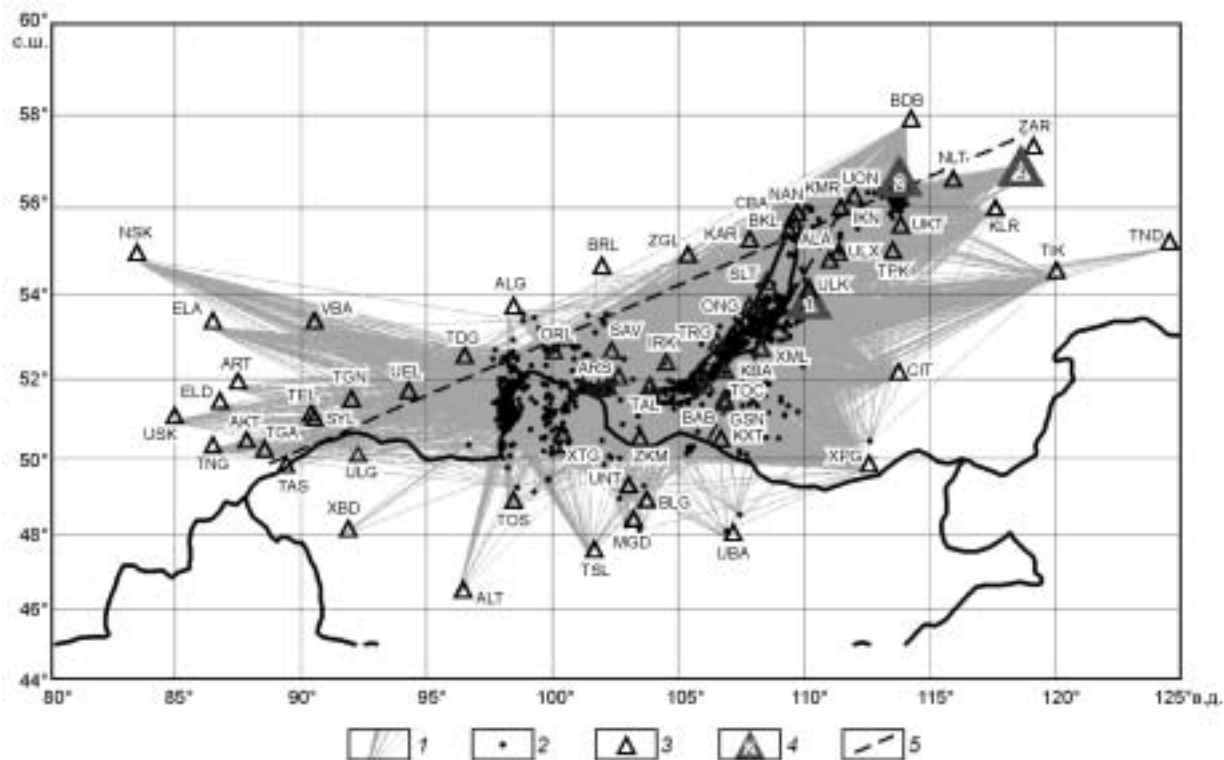
Полученная система решается с помощью метода LSQR [Paige, Saunders, 1982; van der Sluis, van der Vorst, 1987].

После инверсии все лучи от уточненных положений источников трассируются заново. Времена пробега рассчитываются с учетом полученных на предыдущем шаге параметров. В результате, вычисляются новые значения невязок, составляется новая матрица и опять производится инверсия. Итеративный процесс продолжается до момента, когда вклад следующего шага становится несущественным (дисперсия невязок после очередной итерации сокращается менее чем на 3 %). В нашем случае данный процесс сходиллся после четырех итераций.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ТОМОГРАФИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ

Данная работа основана на временах вступления коровых фаз ( $P_g$ ,  $S_g$  и  $P_n$ ,  $S_n$ ) зарегистрированных 77 станциями региональной сети (рис. 6). Станции, упомянутые в работе, относятся к Алтае-Саянской, Байкальской и Монгольской локальным сейсмологическим сетям, кроме того, использованы данные временных сейсмостанций, располагавшихся вдоль двух профилей. Следует заметить, что 80 % всех





**Рис. 6. Положение источников землетрясений и сейсмических станций, используемых в работе.**

1 — лучи; 2 — источники; 3 — сейсмостанции; 4 — группы сейсмостанций: 1 — баргузинская (BDN, BRG, JRV, NST, SVO), 2 — верхнеангарская (ANG, OZN, TNL, SMS, KVT, ORN, MKA, VRA, TRK), 3 — чарская (CAR, EMG, LRB, UDK, NMG); 5 — сейсмические профили, вдоль которых были расположены временные сейсмостанции.

наблюдений были сделаны на 37 станциях. В работе использованы около 14 тыс.  $P$ - и около 11 тыс.  $S$ -лучей от более 1200 землетрясений, произошедших в Байкальском регионе в период с 1966 по 1990 г., с эпицентрными расстояниями, не превышающими 10—12° (см. рис. 6). Вклад каждой станции в использованный набор данных показан на рис. 7, а, а периоды, в течение которых происходила регистрация, на рис. 7, б; на рис. 7, в показана гистограмма распределения зарегистрированных фаз по эпицентрному расстоянию.

Референтная модель скорости (табл. 1) была определена на основании результатов работ методом ГСЗ, проводившихся в данном регионе [Крылов и др., 1981; Сун Юншен и др., 1996]. Следует заметить, что в наблюдаемых данных присутствует некоторое количество коровых лучей  $P_g$  и  $S_g$  с большими эпицентрными расстояниями, которые невозможно промоделировать в рамках одномерной референтной модели скорости (рис. 8). Такие лучи, по-видимому, идут по сложным траекториям вдоль каких-то внутренних границ. Эти данные в дальнейшем не учитываются.

Исходное распределение невязок  $P$ - и  $S$ -фаз, а также распределение, полученное после этапа локализации, представлено на рис. 9.

На рис. 10 показана плотность использованных в работе лучей на нескольких уровнях, что позволяет оценить степень „освещенности“ изучаемого объема. В качестве начальных были использованы две модели толщины земной коры в Байкальском регионе. Первая — это модель с постоянной мощностью земной коры, равной 40 км, вторая — модель с разрешением 2° по широте и долготе, построенная на базе комплексной геофизической информации [Bassin et al., 2000] (см. рис. 2, в). Для байкальского региона эта модель использует данные ГСЗ и гравиметрии.

**Таблица 1. Референтная модель скорости**

Глубина, км	$V_P$	$V_S$
	км/с	
-5	5.10	2.91
0	5.80	3.31
8	6.00	3.42
10	6.20	3.53
15	6.40	3.65
25	6.80	3.88
40	6.85	3.90
43	7.80	4.45
77.5	8.04	4.50
120	8.0	4.50

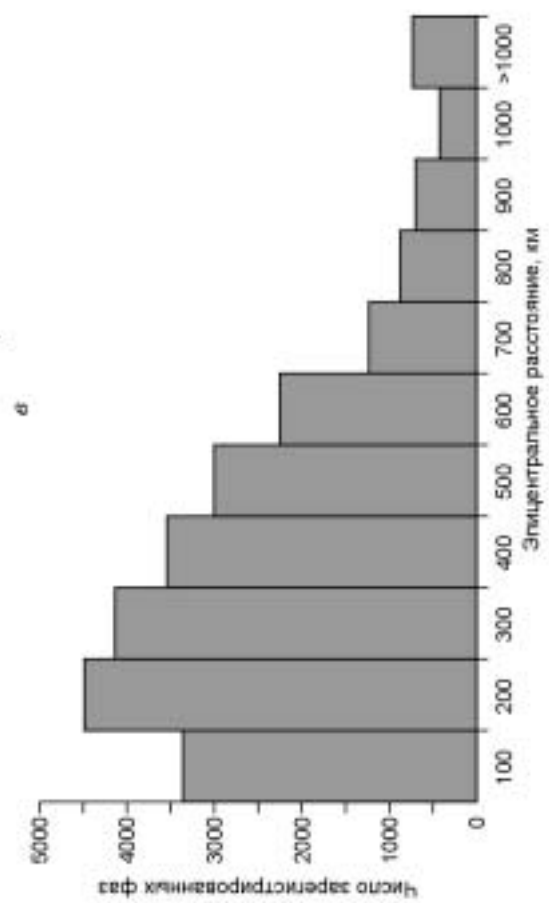
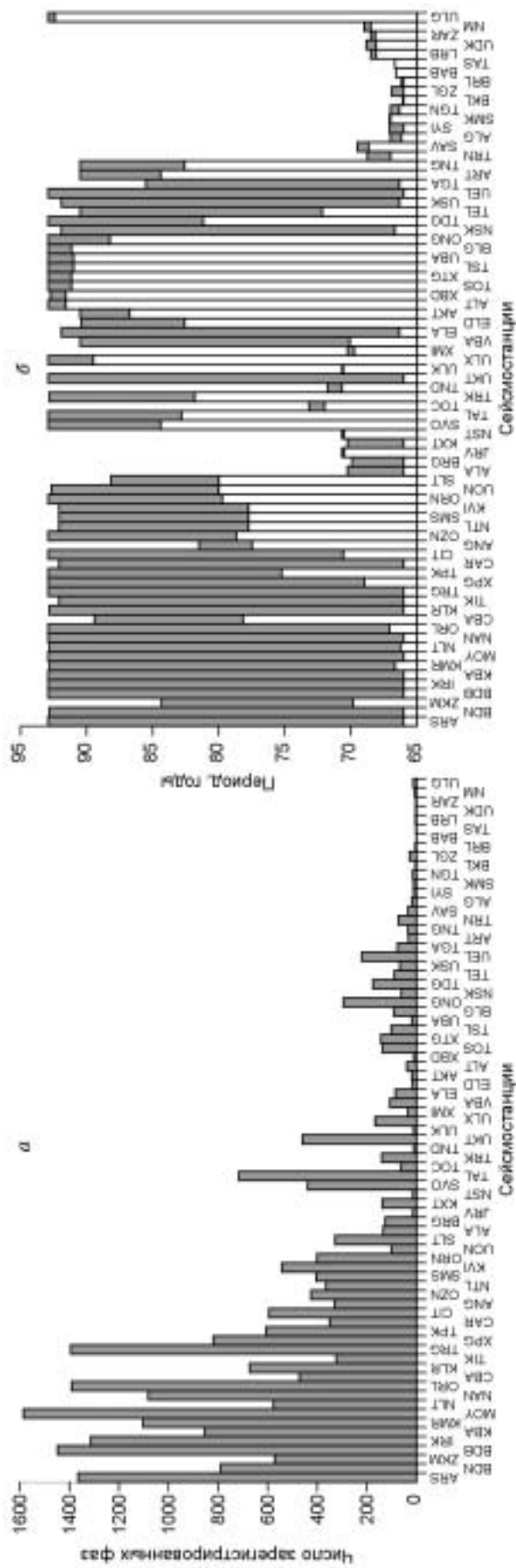


Рис. 7. *a* — распределение сейсмостанций по числу зарегистрированных фаз; *б* — периоды, в течение которых станции регистрировали фазы, использованные в данной работе; *в* — распределение зарегистрированных лучей по эпицентральному расстоянию.

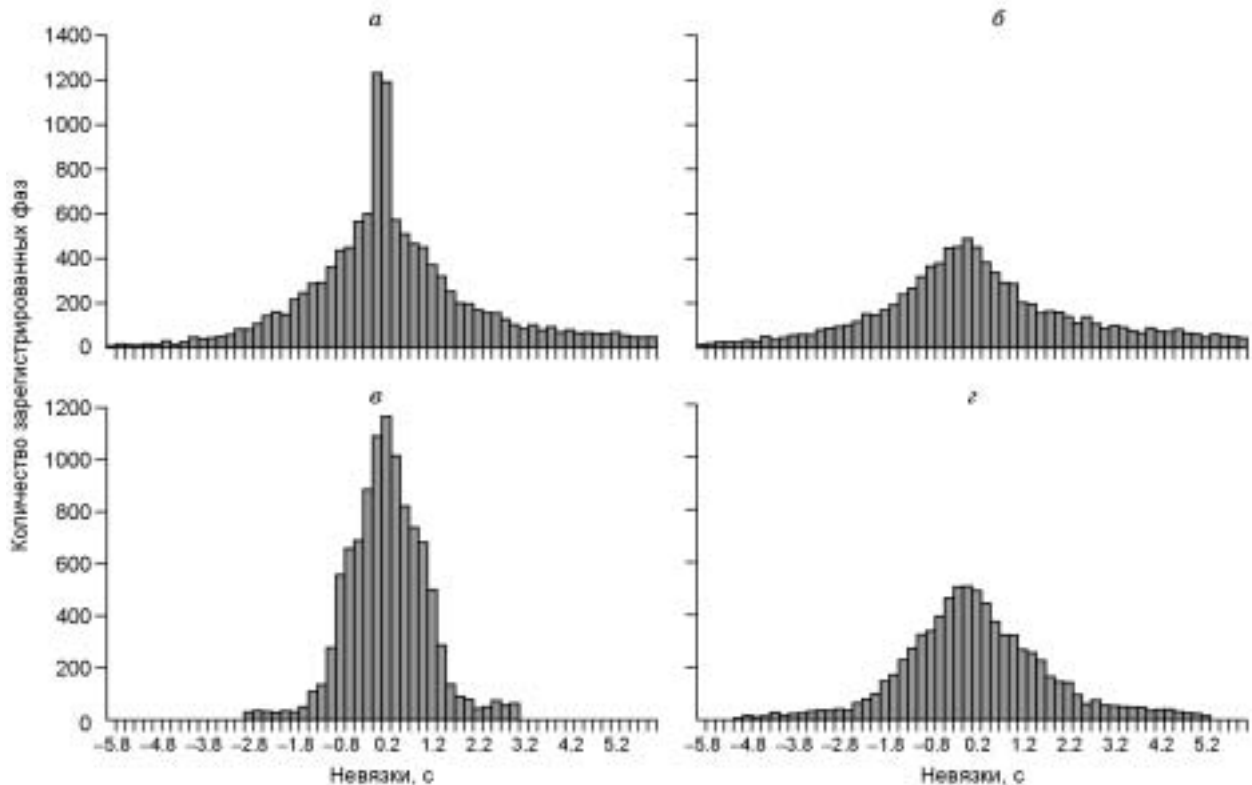
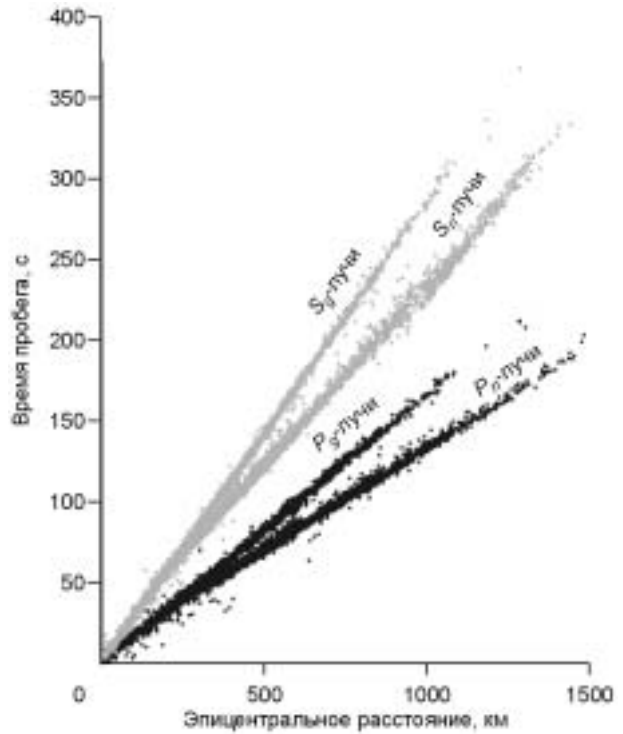
**Рис. 8. Зависимость времен пробега  $P$ - и  $S$ -фаз от эпицентрального расстояния.**

Показаны времена пробега  $P$ -,  $S$ -лучей.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

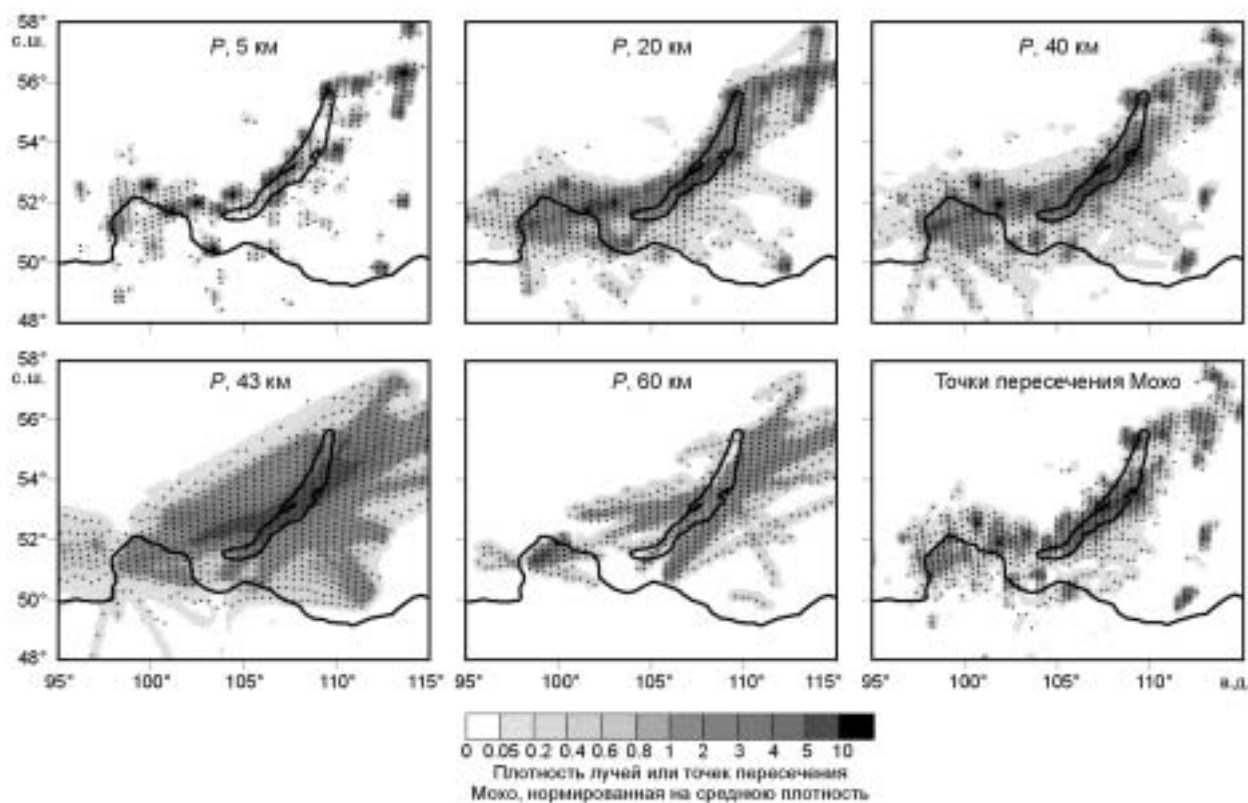
**Синтетические тесты.** Для проверки достоверности полученных скоростных моделей и модели мощности земной коры было сделано несколько синтетических тестов.

Тест „шахматная доска“ показывает способность алгоритма восстанавливать синтетические аномалии, расположенные в шахматном порядке, как показано на рис. 11. Положительные и отрицательные аномалии с амплитудой  $\pm 5\%$  чередуются в слое от 0 до 50 км. Времена пробега рассчитывались путем трассирования вдоль реальных лучей сквозь эти аномалии. Времена прихода, которые являлись исходными данными для реконструкции, получались путем добавления к синтетическим временам пробега от каждого источника произвольного числа. Затем производилась полная процедура локализации источников, расчета временных невязок и инверсии на базе алгоритмов, описанных выше. Результаты восстановления аномалий показаны на рис. 11. В табл. 2 приведены значения корреляций, полученных результатов с начальным распределением аномалий. Данный тест дает возможность оценить разрешающую способность предлагаемого алгоритма и позволяет обратить внимание на такую проблему томографии, как размазывание контуров аномалий. Аномалии получаются менее интенсивными и большими по занимаемой площади.



**Рис. 9. Распределение зарегистрированных фаз по величине невязок.**

Невязки исходных данных  $P$ -фазы (а),  $S$ -фазы (б); невязки после локализации  $P$ -фазы (в),  $S$ -фазы (г).



**Рис. 10.** Плотность  $P$ -лучей на различных уровнях, нормированная на среднюю по уровню плотность, а также плотность точек пересечения Мохо  $P_n$ - и  $S_n$ -лучами, нормированная на среднюю плотность.

*Тест с восстановлением контрастной аномалии в верхней части области.* Данный тест позволяет оценить влияние контрастной аномалии в верхней части области на аномалии скорости в нижних областях и на вариации глубины Мохо. В данном случае бралась отрицательная синтетическая аномалия с амплитудой 5 % в диапазоне глубин от 0 до 15 км. Времена пробега рассчитывались аналогичным образом, как в предыдущем тесте. Результаты восстановления аномалий показаны на рис. 12. Можно видеть, что наличие контрастной аномалии в верхней части области не оказывает практически никакого влияния на вариации глубины Мохо и аномалии скорости в нижних областях.

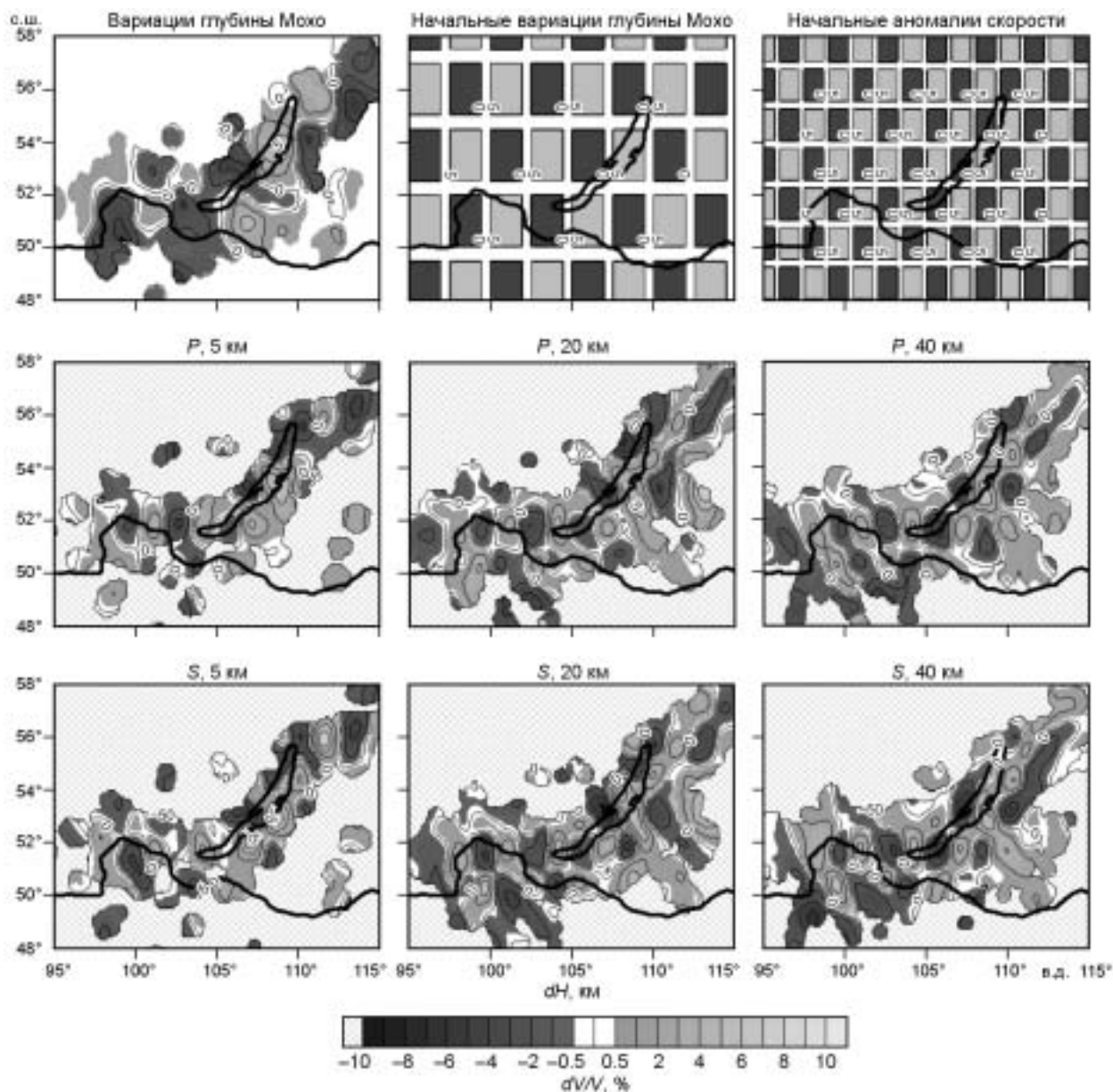
**Тест с четными и нечетными номерами источников.** Для оценки влияния случайных шумов на конечный результат была сделана инверсия для двух независимых выборок данных, разделенных произвольным образом (с четными и нечетными номерами источников), после чего была сделана инверсия для каждой группы отдельно. Сравнивая полученные результаты (рис. 13, 14), можно сделать вывод о том, что шум оказывает неодинаковое влияние на восстановление различных параметров. Наиболее надежные изображения получаются для аномалий  $P$ -скоростей. Сопоставление результатов для  $S$ -аномалий выявляет ряд некоррелируемых аномалий, которые являются очевидными артефактами, вызванными шумами в данных. Вариации глубины Мохо (см. рис. 14), полученные по независимым выборкам, также имеют некоторые различия, что говорит о достаточно высокой зависимости результата от случайных шумов. Значения корреляции для моделей приведены в табл. 3. На наш взгляд, данный тест является наиболее объективным способом для выделения надежно восстанавливаемых аномалий.

**Таблица 2. Корреляция результатов инверсии в тесте „шахматная доска“ с начальным расположением аномалий**

Модель	Глубина, км					
	5	20	40	43	60	Мохо
$P$	0.400	0.336	0.495	0.461	0.503	0.492
$S$	0.371	0.403	0.432	0.375	0.386	

**Таблица 3. Корреляция результатов раздельной инверсии двух независимых наборов данных (источники с четными и нечетными номерами)**

Модель	Глубина, км					
	5	20	40	43	60	Мохо
$P$	0.457	0.472	0.646	0.507	0.047	0.389
$S$	0.389	0.497	0.598	0.665	0.247	

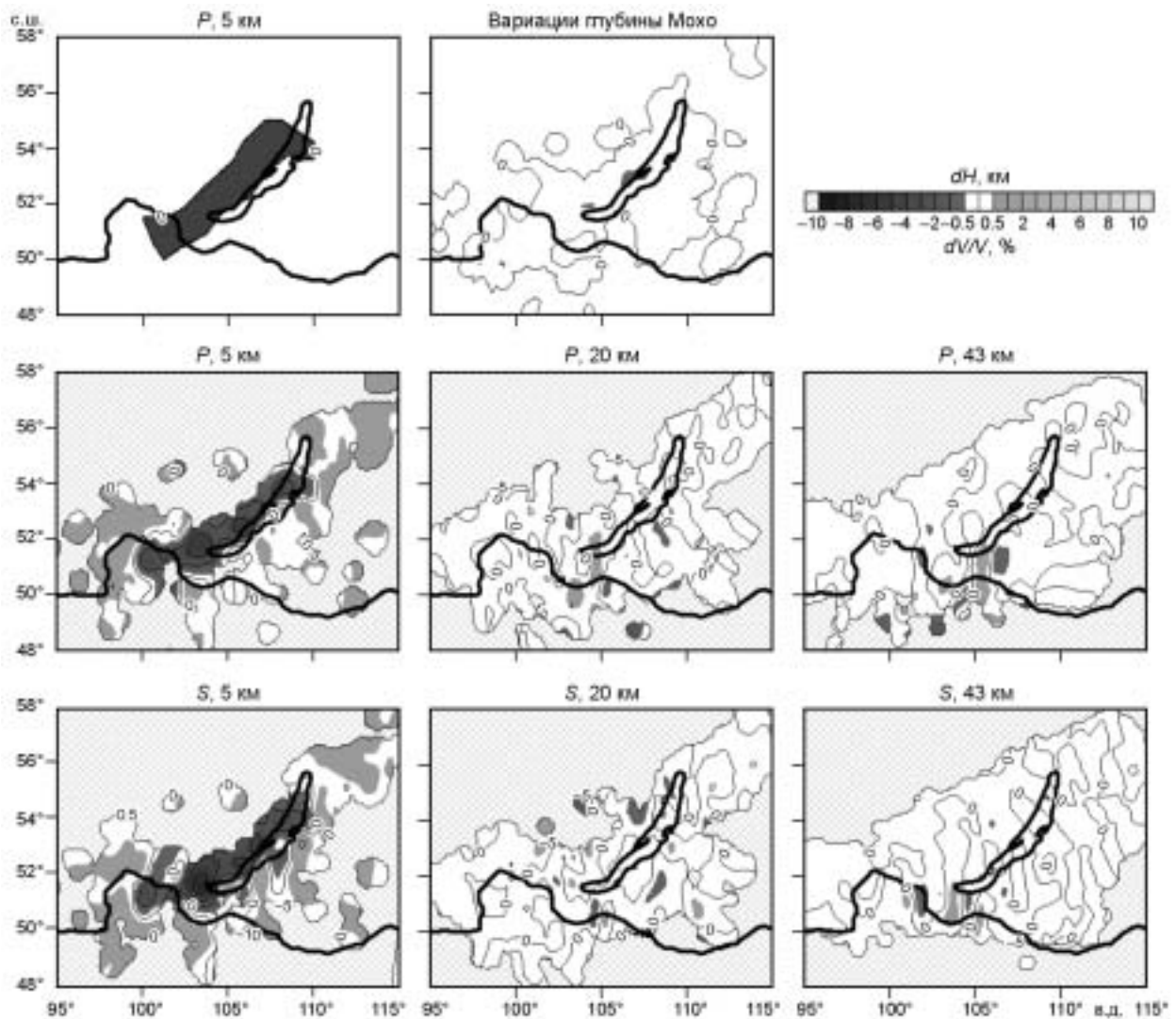


**Рис. 11.** Тест „шахматная доска“.

Начальные распределения аномалий глубины Мохо и сейсмических скоростей и результаты инверсии на нескольких глубинах с предварительной локализацией источников.

**Результаты инверсии реальных данных.** *Распределение сейсмических источников.* На рис. 15 показано окончательное положение источников землетрясений в Байкальском регионе, полученное после реализации процедуры инверсии. Можно видеть, что основная часть землетрясений приурочены к наиболее сейсмоактивным впадинам БРЗ (Бусингольская, Южно-Байкальская и Муйская), а также группируются вдоль разломов.

Распределение гипоцентров по глубине, полученное после инверсии, показано на рис. 16. Можно видеть, что наибольшее число землетрясений происходят на глубинах от 0 до 10 и от 15 до 25 км. При этом большая часть мелкофокусных землетрясений расположены на флангах БРЗ, тогда как в центральной части источники расположены на большей глубине (см. рис. 15). Гипоцентры практически всех землетрясений расположены в пределах земной коры. Гипоцентры под Мохо, как правило, получены нами в районах, удаленных от сейсмостанций, где погрешность определения глубины источника наибольшая. Следует заметить, что распределение гипоцентров по глубине, рассчитанное в нашей работе, не сильно отличается от результатов других исследователей [Радзиминович и др., 2003].



**Рис. 12.** Тест с восстановлением контрастной аномалии в верхней части области.

Верхняя левая часть — исходная аномалия в интервале глубины от 0 до 5 км; верхняя правая — результат восстановления глубины Мохо; остальные — результат восстановления  $P$ - и  $S$ -аномалий на различных глубинах.

*Аномалии скорости и их обсуждение.* На рис. 17 представлены результаты восстановления структуры аномалий  $P$ - и  $S$ -скоростей для различных глубин в коре и в верхах мантии, полученные после инверсии. Эти изображения представляют собой осредненную сумму результатов, рассчитанных на четырех разноориентированных параметризационных сетках. Значения скорости отражаются на картах, если расстояние до ближайшего узла меньше 40 км. Так как узлы располагаются в местах с высокой плотностью лучей (см. рис. 10), то в первом приближении можно сказать, что результаты представлены на картах в областях с достаточным разрешением. Кроме того, разрешение может быть оценено на основании результатов синтетического тестирования (см. рис. 11, 12), а достоверность аномалий — на базе теста с четными и нечетными источниками (см. рис. 13, 14).

В полученных аномалиях скорости в коре и в верхней мантии изучаемого региона можно выделить несколько основных структур. Прежде всего, следует отметить, что ни в коре, ни в верхах мантии мы не наблюдаем выраженных аномалий, которые оконтуривали бы Байкальскую рифтовую зону, как ее изображают в большинстве работ (см. рис. 1). В частности, сейсмические аномалии под Байкальской впадиной не столь однозначны, как показывается в более ранних работах [Рогожина, Кожевников, 1979; Крылов и др., 1981].

Вместе с тем, согласно нашим результатам, центр активизации региона расположен в юго-западной части БРЗ, где прослеживается обширная зона пониженных скоростей, четко наблюдаемая на всех

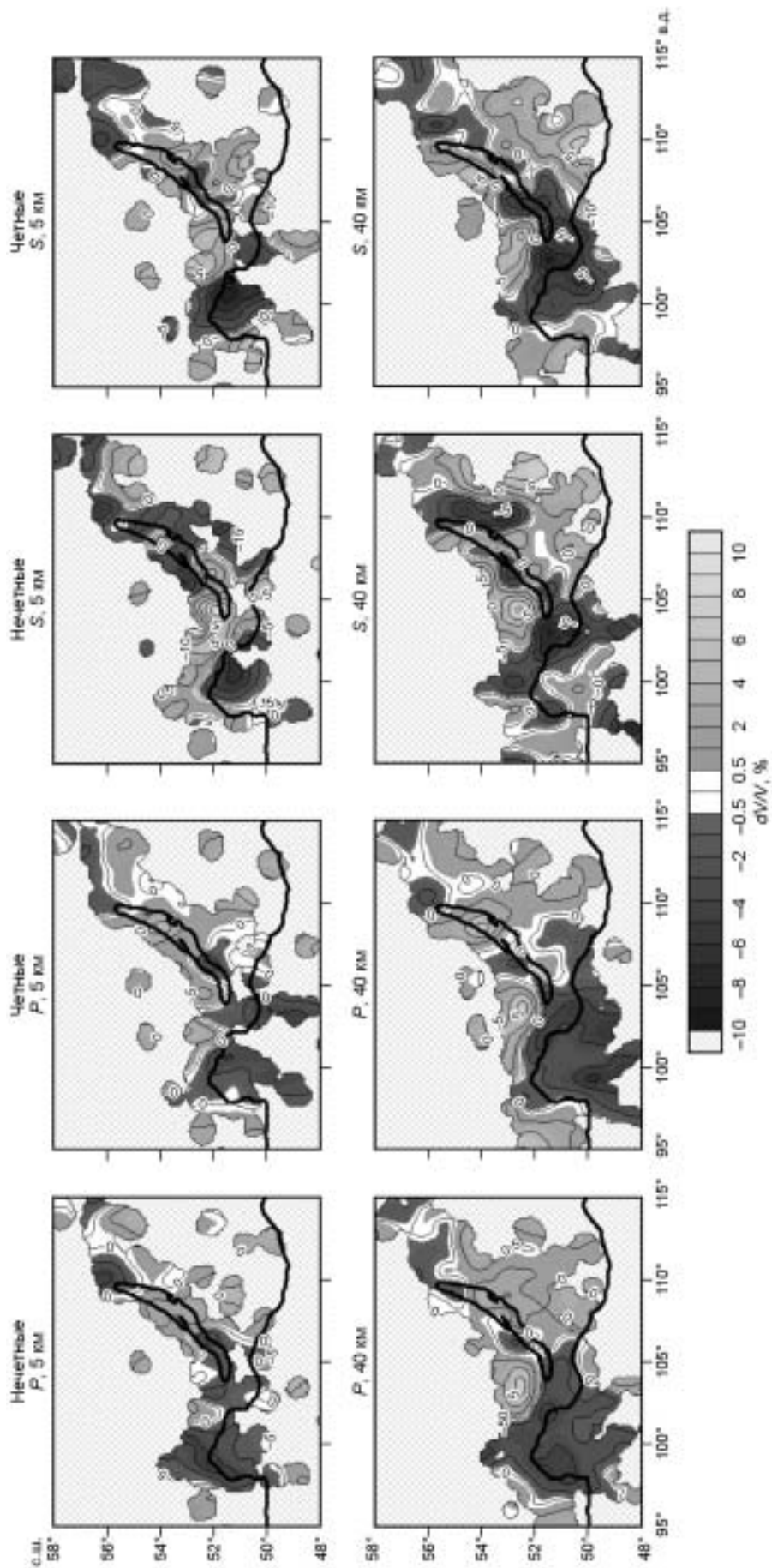


Рис. 13. Результаты инверсий скоростей по двум независимым наборам данных (четные и нечетные источники).

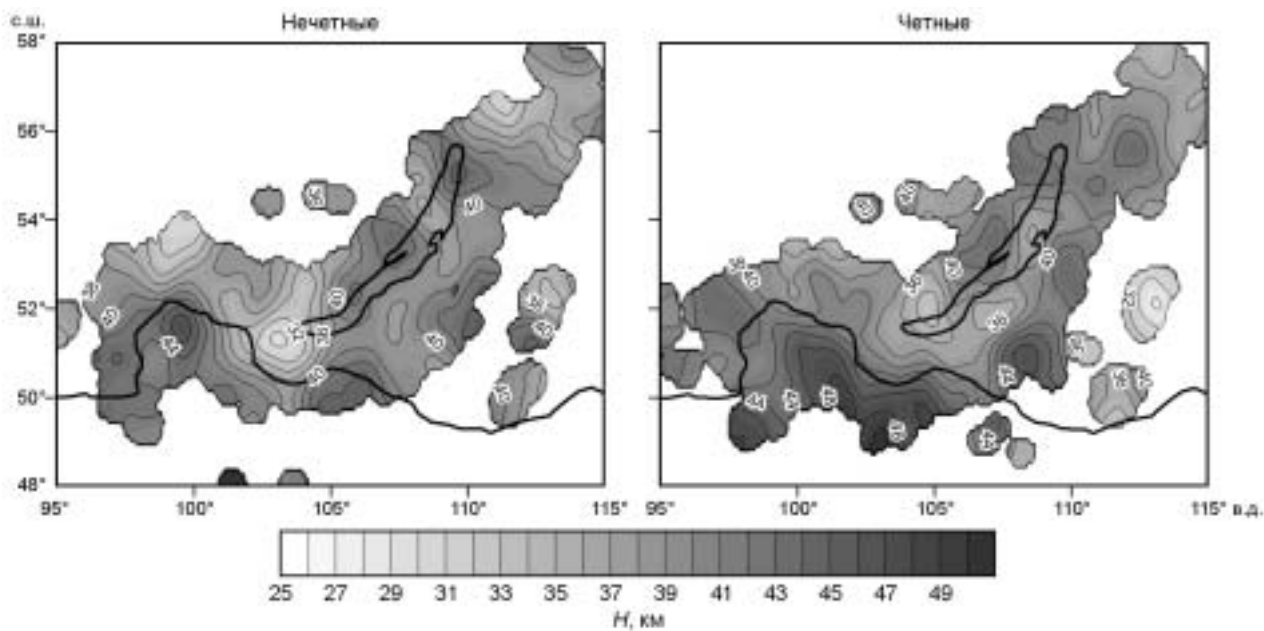


Рис. 14. Глубина Мохо по данным инверсии двух независимых групп данных (четные и нечетные источники).

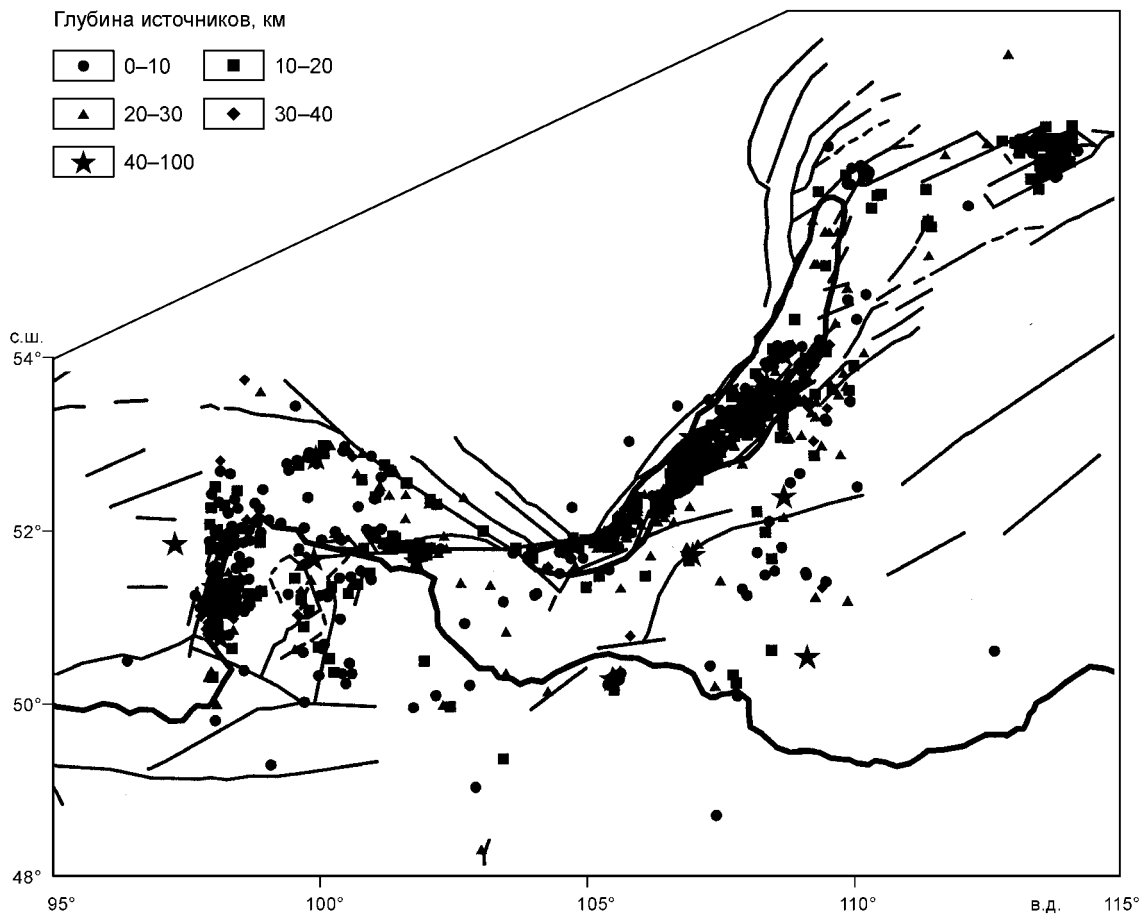
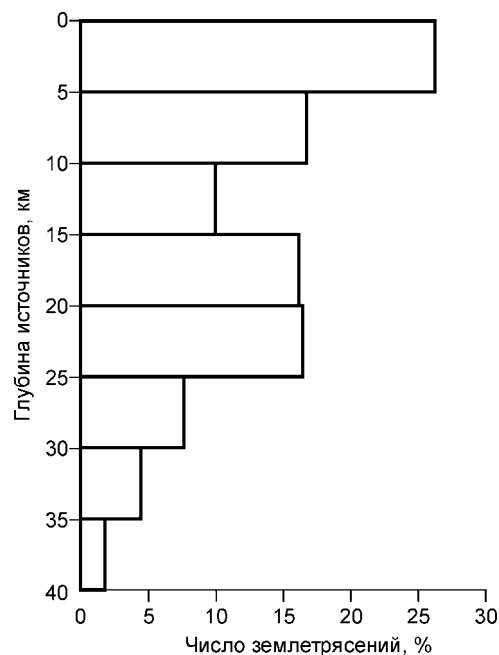


Рис. 15. Положение эпицентров землетрясений, полученное после этапа инверсии.



**Рис. 16. Распределение гипоцентров по глубине, полученное после этапа инверсии.**



интервалах глубин как в  $P$ -, так и в  $S$ -модели. Над этой аномалией расположена серия впадин, предположительно рифтовой природы: Бусингольская, Дархатская, Хубсугульская и Тункинская (см. рис. 1). Форма этой аномальной зоны практически идеально совпадает с ареалом распределения кайнозойского вулканизма (см. рис. 1). Из этого можно предположить, что низкие скорости в этой области могут быть обусловлены аномальным прогревом коры и подлежащей мантии. Это, в свою очередь, могло бы служить аргументом в пользу того, что первичным процессом здесь был аномальный прогрев литосферы плюмом, который вызвал ее механическое ослабление и локализацию рифтовых процессов. Вместе с тем наблюдения теплового потока (см. рис. 3) не подтверждают это предположение. Хотя под указанной зоной поток несколько выше среднего, ясного контраста с окружающими областями, где сейсмические скорости повышенные, мы не наблюдаем. В случае тотального прогрева литосферы контраст аномалии теплового потока должен быть более выраженным.

Кроме того, наиболее сильно процесс рифтогенеза прослеживается под оз. Байкал, где картина сейсмических аномалий не столь однозначна. В случае, если бы первичным был прогрев литосферы, максимальные скорости растяжения литосферы наблюдались бы на юго-западе от Байкала в областях проявления вулканизма.

Из вышесказанного мы можем предположить, что вулканизм в указанной аномальной зоне является вторичным процессом, следствием растяжения литосферы. Подъем мантийного вещества, вызванный утонением литосферы, привел к понижению температуры плавления за счет декомпрессии. Таким образом, частичное плавление и образование очагов вулканизма могло происходить без существенного повышения температуры литосферы.

Вопрос о природе отрицательных сейсмических аномалий в коре и верхах мантии в юго-западной части БРЗ остается открытым. Размер аномальной области настолько большой, а геологическое строение настолько неоднородно, что вряд ли эту аномалию можно связать с химическим составом пород, кроме того, наблюдения теплового потока не подтверждают температурную природу этих аномалий, по крайней мере, их доминирующую роль. По-видимому, основную роль в формировании этой аномалии играют флюиды и расплавы, образовавшиеся за счет декомпрессии мантии. Другим фактором могли бы быть микро- и макроразломы и трещины, которые в активно-деформированных областях могут приводить к существенному замедлению сейсмических волн. Влияние упомянутого структурного фактора на сейсмические скорости особенно заметно на контрасте со стабильной гомогенной Сибирской плитой, в которой мы наблюдаем повышенные скорости. Главный Саянский региональный разлом, который отделяет Сибирскую плиту от южного горного обрамления, точно совпадает с границей между положительной и отрицательной сейсмическими аномалиями.

Под Байкалом и ближайшим его окружением мы наблюдаем существенно неоднородную картину. На глубине 5 км корреляция аномалий  $P$  и  $S$  практически отсутствует. Это может быть связано с влиянием химического состава, который в верхних слоях может играть доминирующую роль. Что касается более глубоких сечений, то соответствие аномалий  $P$ - и  $S$ -скоростей там достаточно высокое. Совпадение даже относительно небольших аномалий, находящихся на грани разрешения, может свидетельствовать о достаточно высокой достоверности полученных картин, хотя можно отметить несогласованность направленности основных структур на поверхности и аномалий в коре. В то время, как основные хребты и впадины в ближайшем окружении Байкала направлены вдоль озера, сейсмические аномалии представляют собой чередующиеся пятна, ориентированные поперек. По-видимому, эти аномалии отражают структуру разнородных коровых блоков, „вмороженных“ в край Сибирской плиты в более ранние этапы развития Байкальского региона. Парадоксальным является тот факт, что под северной половиной оз. Байкал преобладают высокоскоростные аномалии, которые прослеживаются и в коре, и в подлежащей мантии. Данный факт говорит в пользу концепции пассивного рифтинга, при котором повсеместного аномального прогрева литосферы под всеми рифтовыми впадинами не наблюдается.

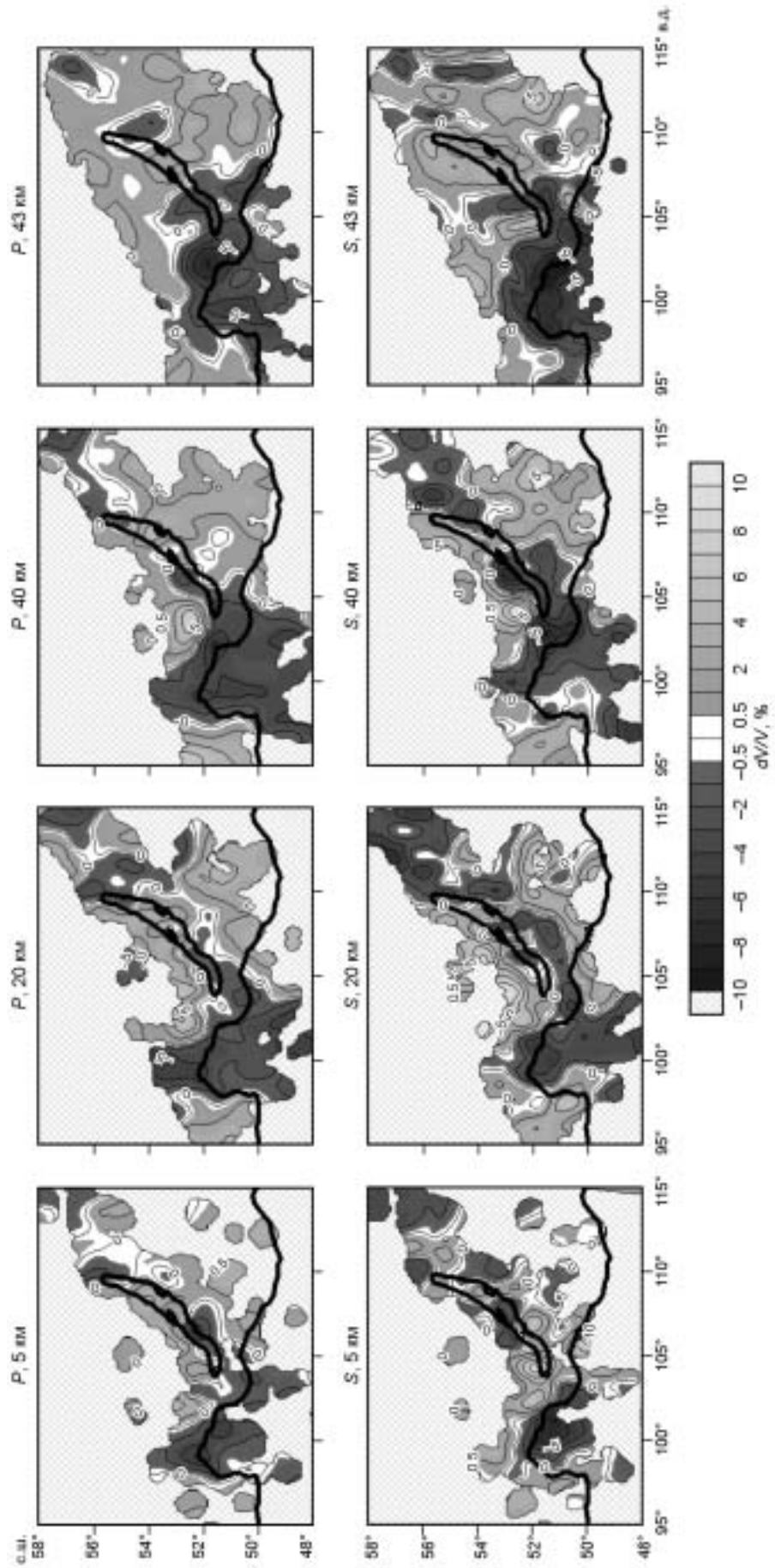
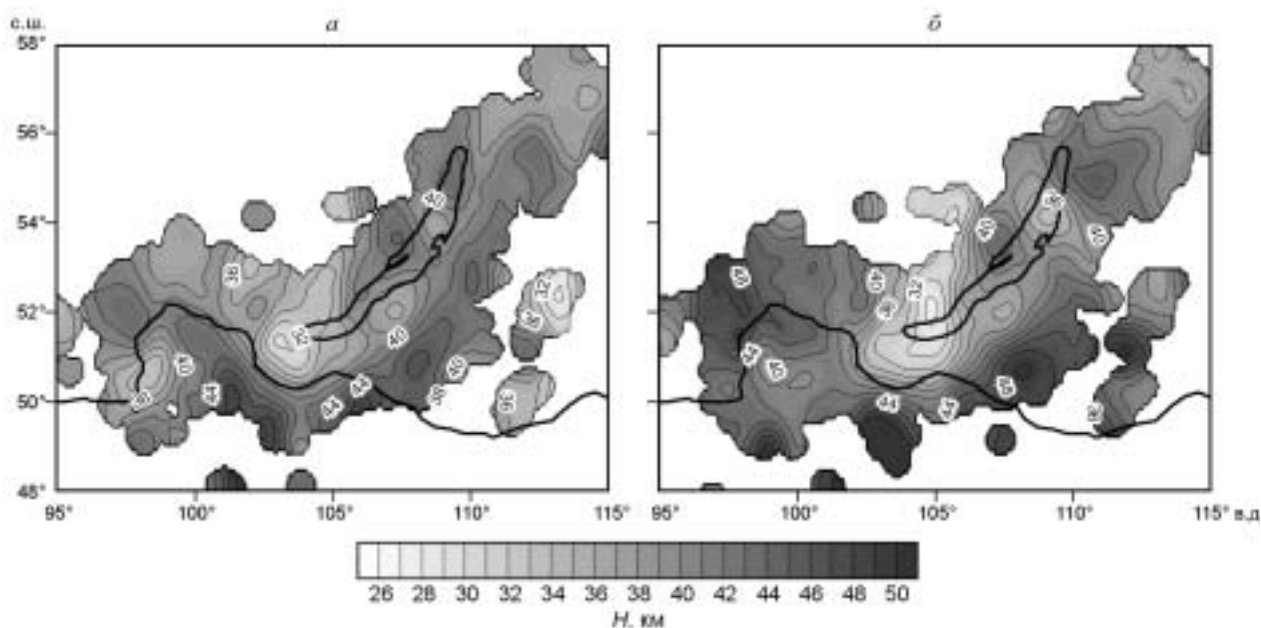


Рис. 17. Аномалии *P*- и *S*-скоростей на различных глубинах в коре, полученные в результате томографической инверсии (основной результат).



**Рис. 18. Мощность земной коры, полученная в результате томографической инверсии (основной результат).**

*а* — однородная начальная модель с Мохо на глубине 40 км; *б* — начальная модель с разрешением  $2 \times 2^\circ$  [Bassin et al., 2000].

К северо-востоку от Байкала преобладают низкоскоростные аномалии в коре, совпадающие по положению с серией рифтовых впадин: Верхнемуйской, Муйской, Верхнеангарской и Цьпинской. Однако выраженность этих аномалий гораздо более слабая, чем в юго-западной части БРЗ.

*Глубина Мохо, обсуждение.* Результаты инверсии для толщины коры при изначально плоской Мохо на глубине 40 км представлены на рис. 18, *а*. Данные модели были получены после четырех шагов, на каждом из которых одновременно вычислялись аномалии *PS*-скоростей, глубина Мохо, параметры источников и станционные поправки. Мощность коры, показанная на картах, вычисляется как среднее результатов, полученных на основании инверсий с четырьмя различными ориентациями параметризационной сетки. Значения на картах показаны только в том случае, если расстояние до ближайшего узла не превышает 40 км.

Карта глубины Мохо, полученная при использовании неоднородной начальной модели коры [Bassin, 2000], показана на рис. 18, *б*. Как и на начальной модели (см. рис. 2, *в*), на результирующей карте сохраняются основные черты: утонение коры под южной частью Байкала и утолщение в районе Восточных Саян и поднятия Хентей. Однако при этом появляется ряд новых деталей. Первая из них, это утонение коры под Байкалом (30—31 км) по сравнению с начальной моделью (36—37 км). Вторая — появление двух новых минимумов под центральной и северной частями Байкала 40 и 36 км соответственно. В целом результаты, полученные на базе неоднородной и плоской Мохо, достаточно хорошо согласуются друг с другом. Это свидетельствует о высокой устойчивости алгоритма восстановления глубины Мохо и не очень сильной зависимости от начальной модели.

В качестве главного результата данного исследования мы выбрали модель, полученную на базе изначально плоской Мохо. В силу крайней противоречивости существующих моделей в Байкальском регионе мы не можем отдать предпочтение одной из них, выбрав ее как базовую для нашего исследования.

Можно видеть, что томографическая инверсия дает довольно значительные вариации глубины Мохо от начальной глубины 40 км. Так, например, в районе южной оконечности Байкала мощность коры уменьшается до 32 км, а на юго-восточной оконечности Сибирской платформы — до 36 км. Также утонение коры до 34 км наблюдается в районе Сангиленского блока Тувино-Монгольского микроконтинента (50—51° с.ш., 98—99° в.д.). Максимальные значения мощности коры достигают 46—47 км — область между 49 и 51° с.ш. и 101 и 104° в.д. Однако следует заметить, что глубина Мохо в районе Восточных Саян имеет значения 40—43 км, что несколько меньше ожидаемых (45—50 км), полученных в моделях Ю.А. Зорина [Logatchev, Zorin, 1987] и В.Д. Суворова [Suvorov et al., 2002].

Значения глубины Мохо достаточно хорошо согласуются с основными геологическими структурами, наблюдаемыми на поверхности. Так, существенное утолщение коры до 42—46 км наблюдается в районе

горных областей Северной Монголии (49—50° с.ш., 100—104° в.д). Тункинская и Бусингольская рифтовые впадины отмечены утонением коры (30 и 34 км соответственно). Вокруг Байкальского бассейна мы также видим четкое соответствие с основными структурными элементами. Так, области наибольшего растяжения вдоль озера и в юго-восточной его части отмечены вытянутым локальным утонением коры. Хребты Забайкалья, а также Приморский хребет на окраине Сибирской платформы расположены в области утолщения коры. Рифтовым впадинам в северо-восточной части БРЗ соответствует слегка утоненная кора (37 км). Эти соответствия позволяют предположить, что в первом приближении рельеф Мохо в БРЗ определяется процессами сжатия и растяжения коры.

Тот факт, что характер сейсмических аномалий и вариации толщины коры принципиально различны, указывает на способность томографического метода надежно разделять эти параметры.

Сравнивая полученную в результате инверсии модель мощности земной коры с результатами других исследователей (см. рис. 2) [Logatchev, Zorin, 1987; Suvorov et al., 2002], можно отметить, что имеет место соответствие в наиболее крупных структурах: увеличение мощности коры под Восточными Саянами и поднятием Хентей, наличие утонения в районе Иркутска. Положение трех минимумов под Байкалом, полученных в результате нашего исследования, согласуются с результатами Ю.А. Зорина [Logatchev, Zorin, 1987]. В мелких же деталях имеется ряд разногласий, что может быть объяснено различиями в геофизических методах, применяемых для получения данных моделей.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании рассмотрения сейсмических аномалий (см. рис. 17) и карты вариации Мохо (см. рис. 18) можно сделать следующие основные выводы.

— Аномалии скорости в верхней части мантии (см. рис. 17), показанные в данной работе, не подтверждают факт наличия обширной области пониженных скоростей под всей БРЗ, предсказанный в работах [Рогожина, Кожевников, 1979; Крылов и др., 1981].

— Наиболее яркая отрицательная сейсмическая аномалия в коре и верхней мантии расположена в юго-западной части БРЗ и совпадает с ареалом кайнозойского вулканизма. Пониженные сейсмические скорости, вероятно, связаны с наличием флюидов и расплавов, образовавшихся за счет декомпрессии мантии. В коре понижение скоростей может быть вызвано наличием микро- и макроразломов и трещиноватости в этой сильно деформированной области.

— Сибирская плита явно выражена как высокоскоростная аномалия. Яркий контраст с низкоскоростными аномалиями в юго-западной части БРЗ позволяет сделать вывод, что фактор гомогенности пород оказывает ключевое влияние на скорости в коре.

— Аномалии скоростей в центральной части БРЗ не столь однозначно отражают конфигурацию поверхностных структур. По-видимому, они показывают положение блоков, присоединенных к Сибирской плите, до начала развития Байкальского рифта.

— Карта Мохо показывает утонение коры вдоль оз. Байкал, что согласуется с общей концепцией рифтогенеза. В целом вариации глубины Мохо лучше согласуются с поверхностной тектоникой, чем аномалии сейсмических скоростей в коре.

Алгоритм локализации источников сейсмических событий, предложенный в данной статье, ориентирован главным образом на данные, содержащие большое количество выбросов. Он может быть использован для проверки старых баз данных, таких как данные БОМСЭ, АСОМСЭ, основная часть из которых хранится в бумажном варианте. Исправленное положение источников может быть использовано для получения новой, более достоверной информации о глубинном строении Земли как в глобальном, так и в региональном масштабах.

Основным результатом данной работы является информация о структуре земной коры, которая может быть использована в различных геологических и геофизических исследованиях, а также для корректного задания моделей в численном геодинамическом моделировании процессов, происходящих в Байкальской рифтовой зоне. Новая скоростная модель и карта мощности коры могут быть использованы для определения уточненных параметров источников землетрясений в Байкальском регионе. Кроме того, модель глубины поверхности Мохо может найти применение в гравиметрических исследованиях для вычитания эффекта земной коры. Выделение составляющей гравитационного поля, связанного с аномалиями в коре и вариацией Мохо, позволит более надежно изучать строение подлежащей мантии. Также модель коры может быть полезна для телесеизмических исследований, что должно привести к получению более достоверного отображения структуры верхней мантии под Байкальским регионом.

Возможно и дальнейшее уточнение моделей: во-первых, можно будет задействовать данные каталогов за последние годы, которые не были использованы в данной работе, во-вторых, весьма вероятной проблемой для данного региона может являться анизотропия. Было замечено, что в некоторых местах, таких как окрестности разлома Сан-Андреас в Калифорнии или в районе Мертвого моря в Малой Азии [Rümpker et al., 2003], разность пробега волны в различных направлениях может достигать нескольких

секунд, что намного больше вклада изотропных сейсмических аномалий. В Байкальском регионе ожидаемая анизотропия не столь огромна, но ее влияние также может быть существенным. Следующий этап нашей работы заключается в дальнейшей модификации алгоритма таким образом, чтобы на выходе получать анизотропную скоростную модель, и применить его для данных Байкальского региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В., Павленкова Н.И., Егоркин А.В.** Глубинная структура территории СССР. М., Наука, 1991, 224 с.
- Дорофеева Р.П., Синцов А.А.** Тепловой поток Юго-Восточного Забайкалья и Восточной Монголии // Геология и геофизика, 1990, т. 31 (9), с. 130—141.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С.** Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1974, 280 с.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.** Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 685—699.
- Крылов С.В., Голенецкий С.И., Петрик Г.В.** Согласование данных сейсмологии и ГСЗ о строении верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика, 1974 (12), с. 61—66.
- Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.** Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Сергеев В.Н., Шелудько И.Ф., Тен Т.Н., Кульчицкий Ю.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Суворов В.Д.** Детальные сейсмические исследования литосферы на *P*- и *S*- волнах. Новосибирск, Наука, 1993, 199 с.
- Кулаков И.Ю.** Трехмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по данным локальной и телесеismicческой томографии // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (3), с. 317—331.
- Лысак С.В.** Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск, Наука, 1988, 200 с.
- Мордвинова В.В., Винник Л.П., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Треусов А.В.** Телесеismicческая томография литосферы Байкальского рифта // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 248—252.
- Радзиминович Н.А., Балышев С.О., Голубев В.А.** Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1216—1225.
- Рогожина В.А., Кожевников В.М.** Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск, Наука, 1979, 103 с.
- Сун Юншен, Крылов С.В., Ян Баоцзюнь, Лю Цай, Дун Шисюэ, Лян Течен, Ли Цзинчжи, Сюй Синчжуи, Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М.** Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал—Северо-Восточный Китай // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (2), с. 3—15.
- Тепловое поле недр Сибири / А.Д. Дучков, С.В. Лысак, В.Т. Балобаев.** Новосибирск, Наука, 1987, 196 с.
- Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2001, с. 265—266.
- Achauer U., Masson F.** Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities // Tectonophysics, 2002, v. 358, p. 17—37.
- Bassin C., Laske G. and Masters G.** The current limits of resolution for surface wave tomography in North America // EOS Trans AGU, 2000, 81, F897.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.** Closing gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res., 1998, v. 103, № B12, p. 30055—30078.
- Burov E.B., Houdry F., Diament M., Déverchère J.** A broken plate beneath the North Baikal rift zone revealed by gravity modeling // Geophys. Res. Lett., 1994, v. 21, № 2, p. 129—132.
- Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Likhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Déverchère J.** GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994—2002): implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B10 2501, doi: 10. 1029/2002JB002373.
- Chemenda A., Déverchère J., Calais E.** Three-dimensional laboratory modeling of rifting: application to the Baikal Rift, Russia // Tectonophysics, 2002, v. 356, p. 253—273.
- Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V.** Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophys. J. Int., 2001, v. 146(3), p. 714—730.
- Koulakov I., Tychkov S., Bushenkova N. and 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.

**Lesne O., Calais E., Déverchère J., Hassani R., Chery J.** Dynamics of intracontinental extension in the North Baikal Rift from two-dimensional numerical deformation modeling // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, p. 21727—21744.

**Logatchev N.A.** History and geodynamics of the lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system: a review // *Bull. Centres Rech. Explor. — Prod. Elf Aquitaine*, 1993, v. 17, № 2, p. 353—370.

**Logatchev N.A., Zorin Y.A.** Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // *Tectonophysics*, 1987, v. 143, p. 225—234.

**Lysak S.V.** Terrestrial heat flow in the south of East Siberia // *Tectonophysics*, 1984, v. 103, p. 205—215.

**Nicolas A., Achauer U., Daignieres M.** Rift initiation by lithospheric rupture // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 123, p. 281—298.

**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.

**Peltzer G., Tapponnier P.** Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // *J. Geophys. Res.*, 1988, v. 93, p. 15095—15117.

**Petit C., Koulakov I., Déverchère J.** Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamics implications // *Tectonophysics*, 1998, v. 296, p. 125—144.

**Radziminovitch N.A., Déverchère J., Melnikova V., San'kov V.A., Giljova N.** The 1999 Mw 6.0 earthquake sequence in the Southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications // *Geophys. J. Int.*, 2005, v. 161, p. 387—400.

**Rümpker G., Ryberg T., Bock G. & Desert Seismology Group.** Evidence for boundary-layer mantle flow beneath the Dead Sea Transform from seismic anisotropy // *Nature*, 2003, v. 425, p. 497—501.

**Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.V.** Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 61—74.

**Tiberi C., Diament M., Déverchère J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotski S., Achauer U.** Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B3; 2133 doi: 10.1029/2002JB001880.

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

**Waldhauser F. and Ellsworth W.L.** A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California // *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 2000, v. 90, № 6, p. 1353—1368

**Zonenshain L.P., Savostin L.A.** Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*, 1980, v. 76, p. 1—45.

**Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S.** Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data their possible geological implication // *Tectonophysics*, 2002, v. 359, p. 307—327.

**Zorin Y.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treussov A.V.** The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*, 2003, v. 271, p. 153—173.

*Рекомендована к печати 10 марта 2006 г.  
С.В. Гольдиным*

*Поступила в редакцию 14 сентября 2005 г.,  
после доработки — 2 марта 2006 г.*