

УДК 551.24

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН РЕГИОНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2010 А.Г. Родников<sup>1</sup>, Л.П. Забаринская<sup>1</sup>, В.Б. Пийп<sup>2</sup>, В.А. Рашидов<sup>3</sup>, Н.А. Сергеева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геофизический центр РАН, Москва, 119296; e-mail: rodnikov@wdcb.ru;

<sup>2</sup>Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, 119234;

<sup>3</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Проведена новая интерпретация профилей глубинного сейсмического зондирования земной коры региона Японского моря, выполненных ранее Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом и Институтом физики Земли АН СССР. Сейсмические разрезы подтвердили распространение в Приморье и в Японском море структур, выделяемых геологическими наблюдениями, таких как зоны спрединга, рифты, глубинные разломы, надвиги и зоны субдукции, характеризующие активный тип континентальной окраины Дальнего Востока. Высказано предположение о том, что активность тектонических процессов в пределах континентальной окраины Дальнего Востока объясняется высоким уровнем залегания астеносферного слоя, содержащего магматические очаги, и развитием новых субдукционных процессов, приводящих к погружению плиты Японского моря под структуры о. Хонсю.

*Ключевые слова:* Японское море, глубинное сейсмическое зондирование, континентальные окраины.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время придается особое значение вопросам изучения континентальных окраин, так как они характеризуются высокой сейсмичностью, вулканизмом и природными катаклизмами, опасными для проживающего здесь населения. Активные окраины являются также районами современных интенсивных тектонических движений и гидротермальных процессов, областями развития различного рода полезных ископаемых. Изучению глубинного строения континентальных окраин посвящена международная программа «InterMARGINS», в которой принимают участие свыше 20 стран (Родников и др., 2007). В настоящей работе для изучения глубинного строения континентальных окраин региона Японского моря по новой методике, разработанной на геологическом факультете МГУ (Пийп, 1991; Piip, Rodnikov, 2004), выполнена интерпретация сейсмических профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), отработанных в 1960-е гг., результаты которой сопоставлены с другими геолого-геофизическими данными.

### ОБЩАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Японское море расположено в переходной зо-не от Азиатского материка к Тихому океану. Подводной возвышенностью Ямато дно Японского моря разделяется на котловины Японскую и Ямато (Васильев и др., 1975) с максимальными глубинами 3669 и 3063 м соответственно (рис. 1). Поверхность дна котловин ровная, с отдельными вулканическими конусами, возвышающимися над дном до 2 км. Впадины перекрыты кайнозойским осадочным чехлом мощностью до 1.5 км, достигающим у континентальных склонов 2-3 км (Берсенева и др., 1987).

Регион исследования расположен в сейсмически активной зоне сочленения четырех литосферных плит: Евразийской (Амурской), Охотоморской, Тихоокеанской и Филиппинской (рис. 2), что определило ее тектоническую активность, сейсмичность и вулканизм.

Подавляющее большинство землетрясений приурочено к восточной окраине Японских островов (рис. 3 на 3 стр. обложки), где Тихоокеанская плита погружается под Японскую

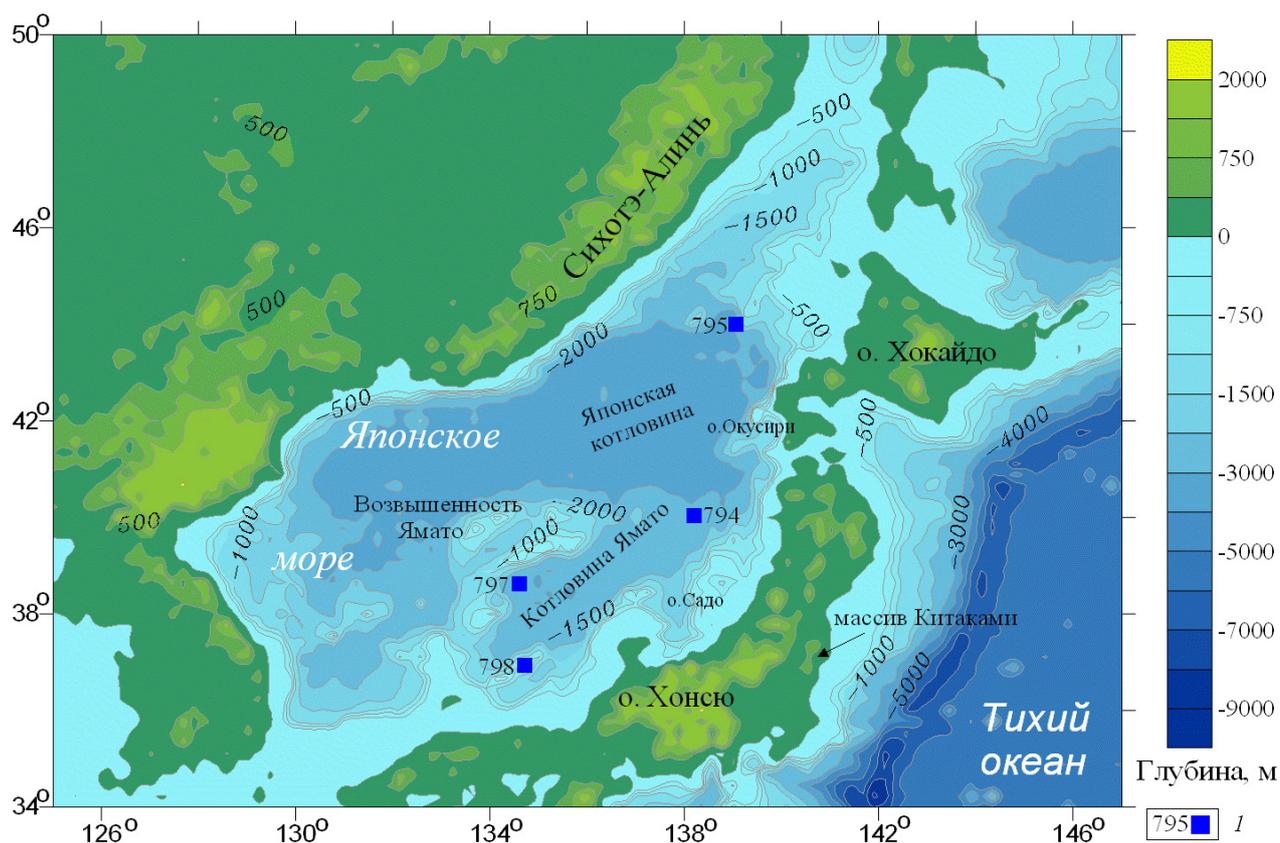


Рис. 1. Рельеф региона Японского моря: 1 – скважины глубоководного бурения.



Рис. 2. Тектонические плиты региона Японского моря (Miyamoto, 1997): 1 – направление и скорости движения плит; 2 – центр спрединга; 3 – зона субдукции.

островную дугу со скоростью от 2 до 8 см/год, образуя сейсмофокальную зону глубиной до 500 км. Плита Филиппинского моря погружается под Японские острова в районе трога Нанкай со скоростью до 2 см/год (Sato et al., 2005).

Данные космической геодезии позволяют определять скорости современных движений земной коры по глобально распределенной

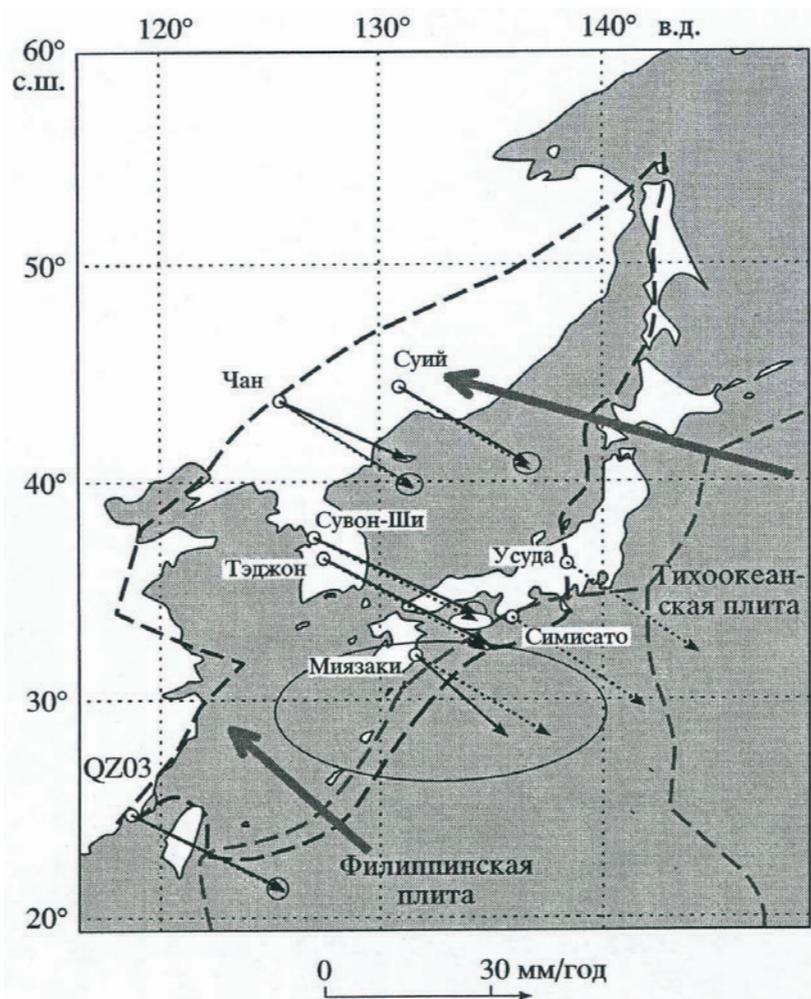
сети станций. Скорости современных горизонтальных движений земной коры на пунктах, принадлежащих региону Японского моря, которые были использованы при построении тектонической карты, представлены на рис. 4. По данным (Гатинский и др., 2005), регион Японского моря входит в систему блоков Восточной Азии, движение которых определяется не только воздействием Тихоокеанской и Филиппинской плит, но также коллизией Индостанской плиты и Евразии.

Тепловой поток в пределах глубоководных котловин Японского моря имеет высокие значения, свидетельствующие о неглубоком залегании астеносферного слоя (рис. 5 на 3 стр. обложки).

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Район исследований охватывает Сихотэ-Алинь Приморья, континентальный склон и Японское море, вдоль которых проведены два профиля глубинного сейсмического зондирования. В Приморье Сихотэ-Алинь окаймляет древнюю континентальную окраину Азии, представленную здесь Ханкайским массивом, и сложен породами различного возраста (палеозой-мезозойского до неокома включительно) и генезиса (океанические, окраинно-морские и островодужные комплексы) (Объяснительная..., 2000). Среднемеловая орогенная

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН



**Рис. 4.** Распределение скоростей современных горизонтальных движений земной коры на пунктах, принадлежащих Японско-Корейскому блоку (Гатинский и др., 2005). Пунктирными стрелками указаны скорости перемещения точек блока согласно его модели как абсолютно твердого тела. Две черные стрелки, выходящие из одного и того же пункта означают, что измерения проводились двумя методами (нижняя – методом GPS, верхняя – методом SLR). Показаны эллипсы ошибок. Пунктир – границы блока. Жирные стрелки – скорости движения плит.

в Сихотэ-Алине выразилась в формировании чешуйчато-надвиговых структур, проявлении метаморфизма и гранитизации, а также в возникновении синдвиговых осадочных бассейнов и магматизма. Процессы среднемеловой аккреции значительно нарастили край континента и увеличили его мощность почти до 40 км (Филатова, 1998). Все эти структуры были перекрыты вулcano-плутоническими ассоциациями Восточно-Сихотэалинского надсубдукционного пояса. Кайнозойские структуры растяжения, включая рифт Татарского пролива, нарушают ранее сформированные образования края континента и смежной периокеанической области (Филатова, 2004), нередко сопровождаясь интенсивными магматическими проявлениями. В пределах Восточно-Сихотэалинского пояса магматическая деятельность продолжалась с мела до раннечетвертичного времени. Палеогено-четвертичные базальтовые излияния

являются продуктами трещинных излияний; мощность разрезов базальтовых плато достигает 800-1000 м. Эти эффузивы включают толеиты, субщелочные базальты и породы щелочной оливин-базальтовой серии. Толеиты близки базальтам типа MORB и связаны, по-видимому, с астеносферными магматическими источниками (Филатова, 2004; Филатова, Родников, 2006). Мощность коры варьирует от 30 км под вулканогенным поясом до 38 км под Сихотэ-Алинем (Глубинное..., 1971; Структура..., 1996). Результаты магнитотеллурического зондирования в пределах Сихотэ-Алиня (Каплун, 2002; Никифорова и др., 1980) показали, что электропроводящий слой, рассматриваемый как астеносфера, расположен в верхней мантии на глубине около 100-120 км.

В геологическом строении дна Японского моря участвуют разнообразные по происхождению, составу и возрасту горные породы, которые подразделяются на два комплекса: 1 – докай-

нозойский консолидированный фундамент; 2 – кайнозойские осадочные отложения и вулканические образования (Берсенева и др., 1987). В строении докайнозойского фундамента принимают участие архейско-раннепротерозойские, палеозойские и мезозойские образования, слагающие окраины континента, шельф и крупные возвышенности Японского моря, например возвышенность Ямато. Кайнозойские отложения представлены осадочными и вулканогенными комплексами, образованными, в основном, базальтами.

В Японском море земная кора состоит из трех основных слоев. Верхний, мощностью 1.0-2.0 км, характеризуется скоростью от 1.5 до 3.5 км/с с относительно постоянным градиентом увеличения скорости с глубиной. Ниже расположен промежуточный слой, мощностью 2.0-2.5 км и скоростью 4.8-5.6 км/с. Под ним залегает основной слой мощностью 8-10 км и скоростью 6.4-6.7 км/с. Скорости в верхней мантии вдоль поверхности Мохоровичича меняются от 7.8 до 8.2 км/с. По геофизическим данным предполагается, что глубоководные котловины Японского моря имеют океаническое строение. Толщина коры составляет 12-15 км (Hirata et al., 1992).

Строение осадочного слоя в Японском море известно по данным драгирования (Берсенева и др., 1987) и бурения с борта НИС «Glomar Challenger» и НИС «JOIDES Resolution». Пробуренные скважины показали, что до глубин 500-600 м осадочный слой сложен глинистыми и диатомовыми илами, песками, песчано-алевролитовыми осадками, глинами с прослоями пеплов. В основании осадочного разреза залегают плотные темно-зеленые алевролиты, песчаники, зеленые туфы, состоящие главным образом из девитрифицированного стекла и полевого шпата. В южной части Японского моря скважина 798 прошла среднеплиоценовые-голоценовые породы, сложенные переслаивающимися диатомовыми и терригенными глинами, аргиллитами и илами, содержащими органическое вещество. Отмечался значительный выход метана. Скважины 794, 795 и 797 (рис. 1) достигли базальтовых пород, возраст которых – 25 млн лет. Отсюда делается вывод, что раскрытие Японского моря как задугового бассейна произошло в миоцене (Karig et al., 1975; Tamaki, Honza, 1985; Tamaki et al., 1990, 1992). По результатам анализа геомагнитных аномалий японскими учеными выделены два центра спрединга в центральной части Японского моря: один в Японской котловине, другой во впадине Ямато (Исезаки и др., 1976).

В пределах Японской островной дуги мощность земной коры не превышает 30 км. В районе

массива Китаками породы фундамента выходят на поверхность, а в пределах региона «зеленых туфов» они расположены на глубине 2-3 км. Слой со скоростью сейсмических волн 5.9 км/с, отождествляемый с «гранитным», распределен повсеместно и имеет мощность до 15 км. Особенностью скоростного разреза северо-западной части о. Хонсю являются пониженные значения скоростей сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича (7.7 км/с), в то время как под массивом Китаками они обычные (8.0-8.1 км/с) (Родников и др., 1982; Hirata et al., 1992).

Это явление связано с активными магматическими процессами, протекающими в регионе «зеленых туфов», где вследствие высокой современной тектонической активности происходит стирание четкой границы между земной корой и верхней мантией. Строение верхней части верхней мантии рассматривается по данным ультраосновных ксенолитов, сложенных шпинелевыми лерцолитами с подчиненным количеством плагиоклазовых лерцолитов и оливиновых вебстеритов. Другие перидотиты и пироксениты распространены в верхней мантии в сравнительно небольших количествах (Takahashi, 1978). Японский желоб отделяет островную дугу от глубоководной котловины Тихого океана. Под восточным склоном желоба, обращенным к океану, мощность земной коры составляет 10-12 км; под котловиной океана толщина коры уменьшается до 6-8 км. Под западным приостровным склоном желоба мощность коры возрастает до 23-25 км (Родников и др., 1982). Результаты сейсмических исследований показывают, что под восточным склоном желоба скорости и мощности слоев в земной коре являются характерными для нормальной океанической коры. Западный же склон является продолжением структур массива Китаками в сторону Тихого океана. Сочленение островных структур с океаническими происходит западнее современной топографической оси желоба. Характер стыка весьма сложен и неясен, на большинстве разрезов в месте сочленения Японской островной дуги и западного борта глубоководного желоба он обозначается перерывом в слоях земной коры. В 1985 г. в рамках франко-японской программы КАЙКО проведены исследования Японского желоба с помощью подводного аппарата «Nautile». На континентальном склоне желоба обнаружены большие оползни, образующие активную эрозионную морфологию дна желоба с вертикальными и даже нависающими склонами. Отмечена интенсивная деятельность флюидных потоков (Cadet et al., 1987). Вблизи осевой зоны желоба на глубине около 6000 м вскрыто только 630 м верхнемиоцен-четвертичных отложений туфов, аргиллитов, глин и диатомовых илов,

содержащих пеплы. С глубиной отмечается резкое уплотнение пород. На глубине всего около 100 м от дна илы переходят в твердые, разбитые трещинами глинистые диатомиты и кремнистые аргиллиты (Tamaki et al., 1990, 1992).

В Тихом океане на участке, прилегающем к Японской островной дуге, мощность земной коры составляет около 8 км, поверхность Мохоровичича неровная, скорости сейсмических волн вдоль нее – 8,2 км/с, а мощность осадочного слоя – 2-3 км. Разрез океанических осадков мощностью 400 м на краевом валу ложа океана вскрывает отложения от меловых до современных. Верхние 300 м представлены глинисто-диатомовыми и туфо-диатомовыми илами с прослоями пепла верхнемиоценового-четвертичного возраста. С глубиной увеличивается количество кремнистых остатков радиолярий и глинистого материала. На глубине 360 м кремнисто-глинистые осадки резко сменяются пелагическими глинами. Накопление всего лишь 18 м пелагических глин укладывается во временной интервал от начала палеогена до среднего миоцена, что свидетельствует о предельно низких скоростях накопления осадков в то время. Под пелагическими глинами вскрыты кремнистые породы, по предварительным данным, мелового возраста. Нередко ниже кремнистых пород встречаются толеитовые базальты (Tamaki et al., 1990; Tamaki et al., 1992).

Наиболее важной особенностью строения региона Японского моря является распространение в верхней мантии астеносферного слоя (Родников и др., 1982; Rodnikov et al., 2001). В переходной зоне, отличающейся повышенным по сравнению с прилегающими регионами тепловым потоком, астеносферный слой мощностью свыше 100 км расположен на глубине около 50 км. Под Приморьем и Тихим океаном он расположен на глубине примерно 100 км, под Японским морем – на глубине 50 км (Родников и др., 1982). Данные сейсмической томографии подтверждают положение о том, что под Японским морем и западной частью острова Хонсю в верхней мантии на глубине примерно 40-50 км прослеживается астеносферный диапир, определяющий магматическую деятельность, протекающую в кайнозойскую эру (Hasegawa et al., 1991).

#### СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ВДОЛЬ ПРОФИЛЕЙ ГСЗ 25 И 26 + 1 В РЕГИОНЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ

В 1960-х гг. Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом и Институтом физики Земли АН СССР было проведено ГСЗ коры окраинных морей Дальнего Востока. В частности, в Японском море были

отработаны два профиля 25 и 26. Длина профилей – 350 и 280 км соответственно. Профили имеют общую наземную часть, где были расположены четыре сейсмические приемные станции. Взрывы производились только в море. Расстояния между взрывами составляли 5-10 км. Результаты работ опубликованы в (Глубинное..., 1971). Профиль 26 имеет продолжение на суше (Спасск-Дальний – Тадуши) в виде профиля 1 (Аргентов и др., 1976). Эти два профиля были рассмотрены нами как один непрерывный профиль (рис. 6).

Проведенная новая интерпретация сейсмических профилей дала возможность уточнить глубинное строение земной коры вдоль континентальной окраины Приморья и Японского моря.

**Метод интерпретации.** Годографы преломленных волн по профилям 25, 26 и 1 (рис. 6), опубликованные в (Аргентов и др., 1976; Глубинное..., 1971), обработаны и интерпретированы с применением метода однородных функций. Основы метода изложены в (Пийп, 1991; Piip, 2001).

Пакет программ ГОДОГРАФ (Пийп, 1991) реализует автоматическую интерпретацию годографов преломленных волн для сложно построенных сред в условиях, когда горизонтальные и вертикальные изменения скорости могут быть

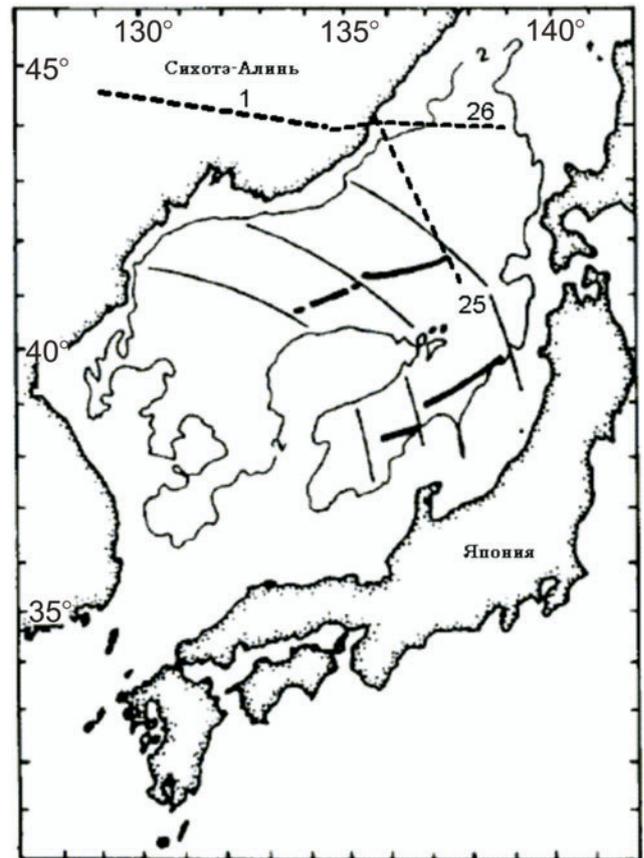


Рис. 6. Карта расположения сейсмических профилей.

очень значительными. Априорная информация при этом не требуется. Операция отождествления волн на годографах первых вступлений выполняется автоматически.

Автоматически вычисленные глубинные разрезы представляют собой поле скорости, заданное в узлах прямоугольной сетки. Это поле скорости содержит внутри себя информацию о границах раздела и тектонических нарушениях. Чтобы выявить границы раздела и разломы на разрезах, поле скорости представляется как поверхность с оттененным рельефом (рис. 7). Такую возможность дают современные компьютерные средства визуализации поверхностей.

При освещении сверху границы первого рода (скорость на границе раздела увеличивается скачком сверху вниз) выглядят как светлые линии. Инверсионные границы раздела (скорость уменьшается скачком сверху вниз) выглядят как темные линии. Границы раздела второго рода, на которых скачком изменяется градиент скорости, выделяются как границы раздела слоев с различной интенсивностью освещения. В условиях двумерно-неоднородной среды одна и та же граница на своем протяжении может изменять свой род, т. е. трассироваться как граница первого, затем второго рода или как инверсионная граница раздела. Разломы обнаруживаются на разрезе как темные или светлые линии в зависимости от угла наклона и направления смещения. Изображение поля скорости в виде поверхности с освещенным рельефом мы совмещаем с полем изолиний скорости. Это дает возможность получить представление об изменении скорости в слоях разреза. Скорости на разрезах внутри слоев и блоков всегда возрастают сверху вниз. Построения разрезов по профилям 25 и 26+1 проводились от рельефа дна.

Сейсмические разрезы проверены решением прямой кинематической задачи сейсмоки. Теоретические годографы по профилям 25 и 26+1 рассчитаны с использованием программы FIRSTOMO (Дитмар и др., 1993). Рассчитанные и наблюдаемые годографы удовлетворительно совпадают. Среднеквадратическое отклонение теоретических годографов от наблюдаемых по профилю 25 составляет 0.27 с, по профилю 26+1 — 0.47 с.

**Профиль 1. Спасск-Дальний-Тадуши в Приморье и профиль 26 в Японском море.** По общему профилю получен детальный разрез суша — море до глубины 40 км, на котором можно проследить, как океаническая кора Японского моря сочленяется с континентальной корой Сихотэ-Алиня (рис. 8).

Структуры, разделяющие океаническую и континентальную кору, располагаются внутри зоны, образованной разломами, падающими в разные стороны под углами 15-25° в районе по-

бережья (пикеты 240-280 км). Здесь выделяются области пониженных скорости и градиента скорости.

На разрезе со стороны Японского моря выделены океаническая кора и мантия, которые отличаются высокими скоростями и градиентами скорости. Мощность консолидированной коры в западной части профиля составляет 20 км. Скорости в верхней мантии, которая располагается здесь на глубинах от 20 до 35 км, изменяются от 7.5 до 9.5 км/с. Третий слой коры мощностью 8-10 км (скорости от 7 до 8 км/с, низкий градиент), образуя уступы, погружается в сторону суши от глубины 12 км на западе до глубины 30 км в центральной части профиля. Мощность второго слоя океанической коры (скорости от 5.2 до 7.5 км/с, градиент повышен) возрастает на интервале профиля 390-330 км с запада на восток от 9 до 22 км. Это может свидетельствовать об аккреции слоев коры в процессе субдукции океанической литосферы.

На западной половине профиля выявлена континентальная кора. Мощность континентальной двухслойной коры сокращается от 35 км на западе до 16 км вблизи побережья. Нижняя кора выделена на основании постоянства градиента скорости и общего наклона изолиний скорости (скорости изменяются от 6.6 до 7.8 км/с). Нижняя кора разбита разломами на блоки и, следовательно является, по-видимому, хрупкой. Подошва нижней коры (резкая инверсионная граница раздела) поднята по разломам до глубины 15 км в зоне сочленения океанической и континентальной коры.

Подошва верхней коры резко выделяется как инверсионная непрерывная граница. Она залегает на глубинах от 15 км на западе до 8 км вблизи побережья. Верхняя кора (скорости изменяются от 6 до 7 км/с) отличается сложными деформациями. Пологие разломы разделяют кору на блоки. В районе Даубихинской зоны и борта Ханкайского массива прослеживается рифтовая структура, в основании которой лежит крупная структура (магматическая?) с аномально высокими скоростями от 6.8 до 7.2 км/с. Фундамент выделяется на глубинах от 3 до 5.5 км.

**Профиль 25.** Профиль в большей своей части располагается в глубоководной котловине Японского моря и пересекает хребет Богорова. На профиле выделяется ярко выраженная спрединговая структура с центром в районе хребта Богорова (рис. 9).

Непосредственно под дном моря отчетливо прослеживаются три слоя океанической коры со скоростями  $V = 3-6$  км/с,  $V = 6-6.5$  км/с и  $V = 6.5-8$  км/с. Мощность коры в районе хребта Богорова (от дна моря до уровня  $V = 8$  км/с) составляет около 13 км. Второй слой является слоем с пониженным градиентом скорости.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

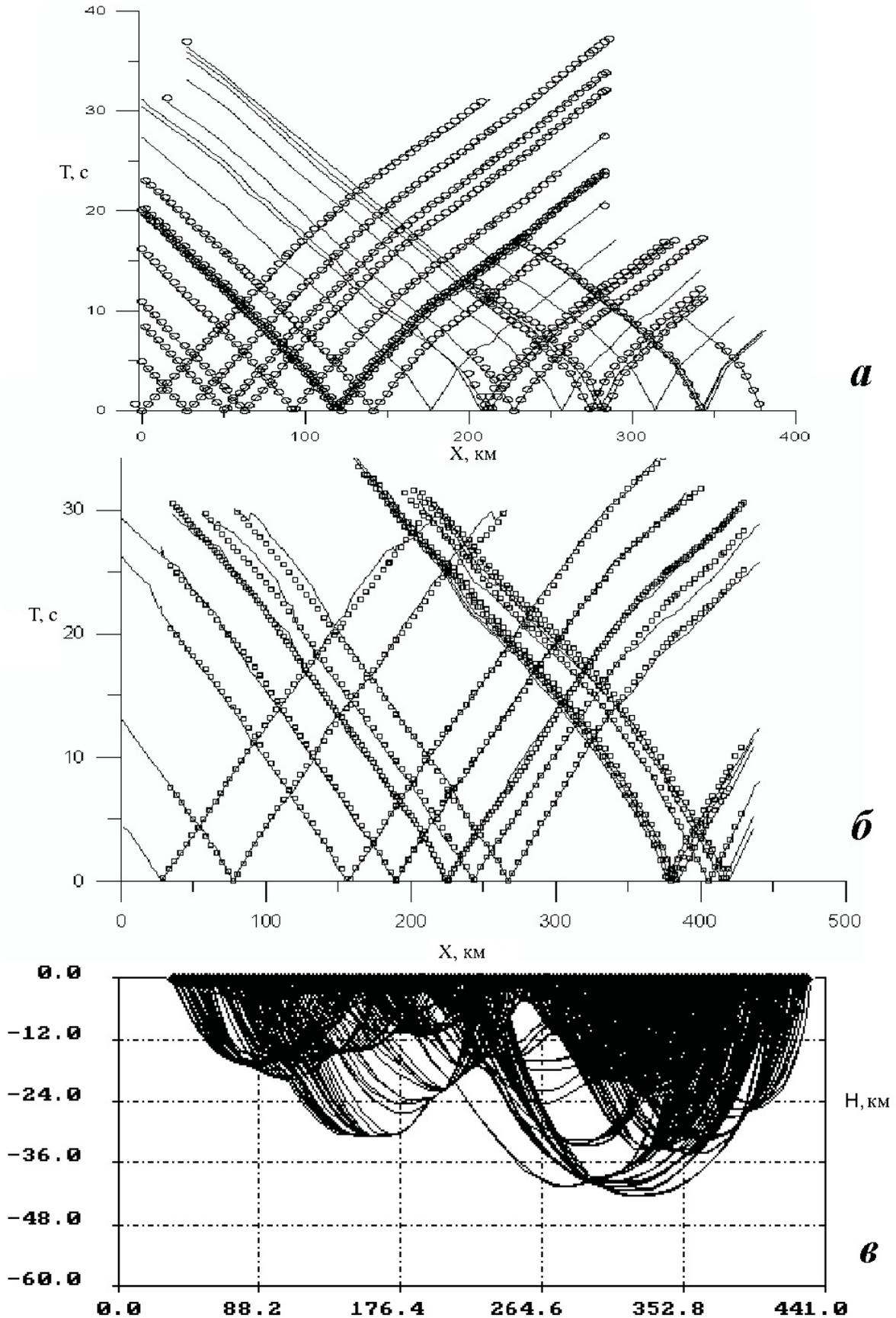
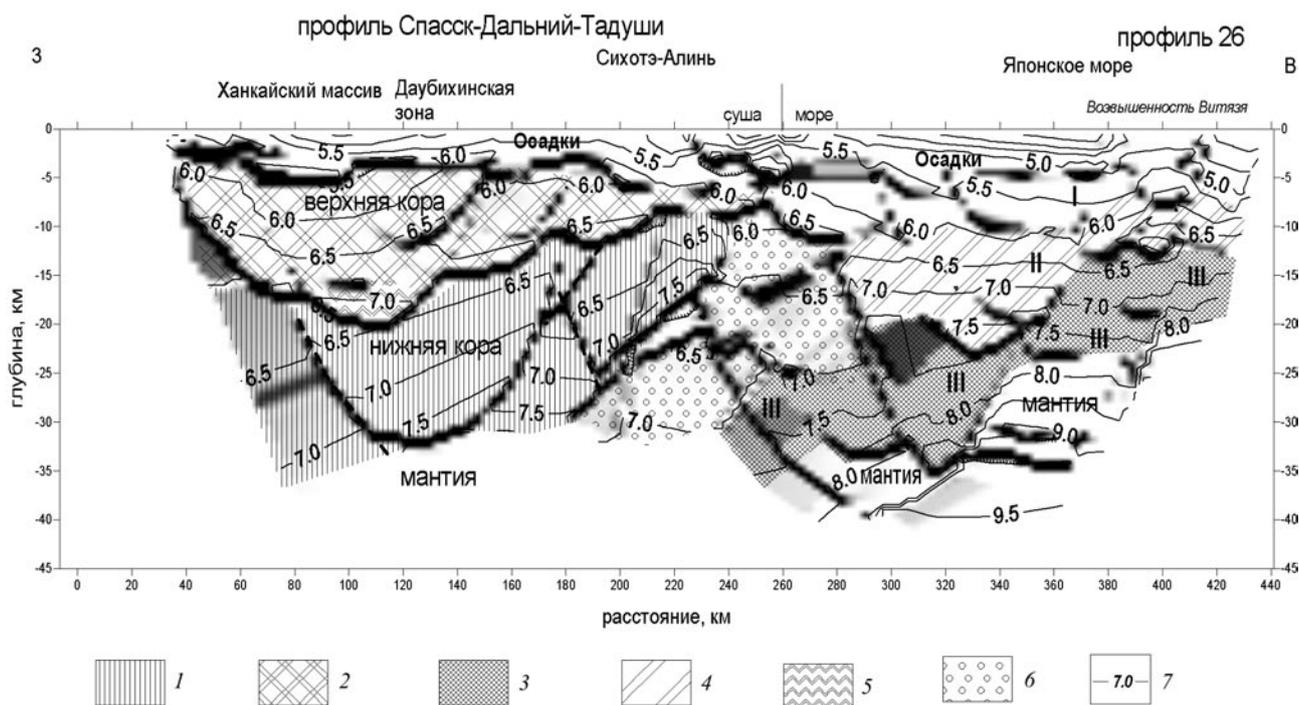


Рис. 7. Сопоставление наблюдаемых интерполированных годографов (тонкие линии) с рассчитанными временами (кружочки) для профилей: *a* – 25, *b* – 26+1; *в* – лучи, отвечающие рассчитанным временам для профиля 26+1. Среднеквадратическое отклонение для профиля 25 составляет 0.26 с, для профиля 26 + 1 – 0.47 с.



**Рис. 8.** Сейсмический разрез по профилю 26 + 1 с геологической интерпретацией. Разрезы изображены как поверхность с оттененным рельефом. Тонкими черными линиями показаны изолинии скорости. Сечение изолиний 0.5 км/с. 1 – нижняя континентальная кора; 2 – верхняя континентальная кора; 3 – третий слой океанической коры (III); 4 – второй слой океанической коры (II); 5 – области повышенных скоростей; 6 – области пониженных скоростей; 7 – изолинии скорости.

Второй и третий слои океанической коры разбиты на блоки, характерные для зон спрединга, размерами около 40 км. В центральной части зоны спрединга на глубинах 17–30 км выделяется резкое поднятие астеносферы – области с аномально низкой сейсмической скоростью. Скорость понижена в некоторых частях астеносферы на 0.5 км/с относительно вмещающих пород. Возможно, здесь располагаются магматические очаги. От центра спрединговой структуры в сторону Сихотэ-Алинь блоки третьего слоя океанической коры круто погружаются под континент до глубины 35–40 км. Блоки образуют крупные надвиги по листрическим разломам с углами наклона около 15°. Полученный нами разрез отвечает схеме спрединга, который осуществляется (Хаин, Ломизе, 2005) в результате внедрения даек и излияния базальтов на поверхности дна.

На западе профиля, вблизи Приморья, выделена континентальная кора с низкими сейсмическими скоростями и мощностью коры 35 км. Верхняя мантия на глубинах от 35 до 40 км обладает скоростями от 8 до 9 км/с.

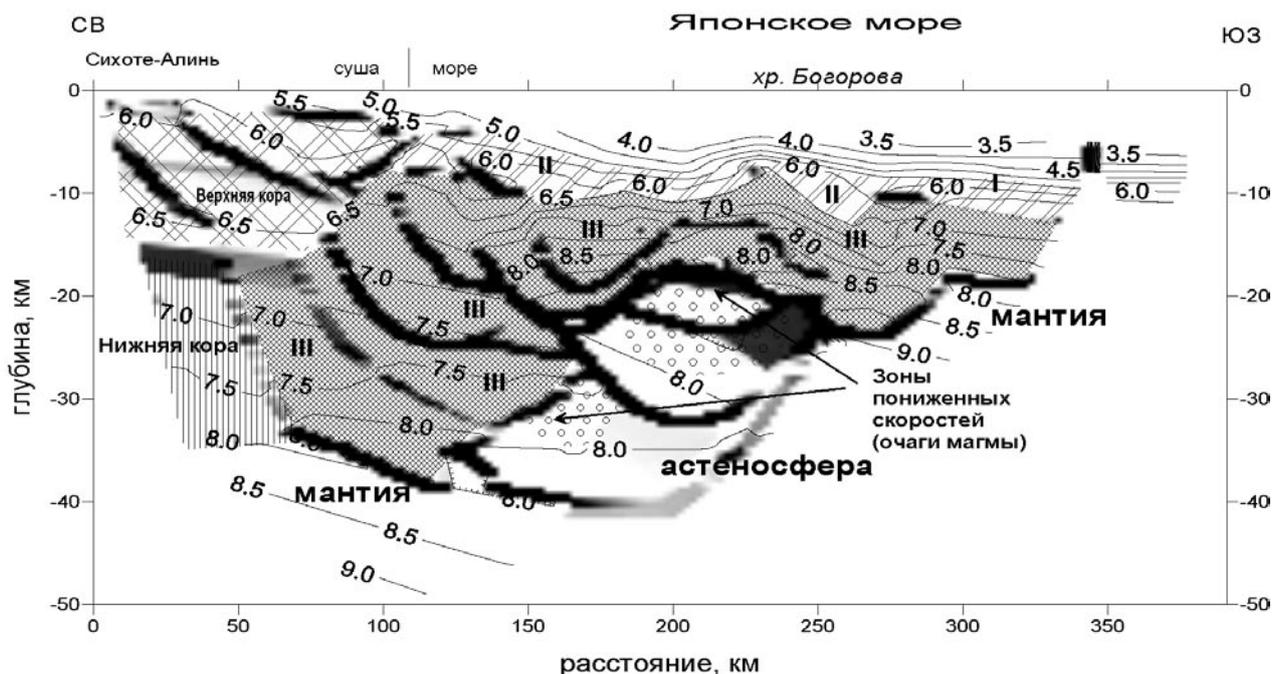
Таким образом, полученные сейсмические разрезы хорошо согласуются с геологическими представлениями о строении региона и вместе с тем дают конкретные формы и цифровые характеристики для выделенных структур (Пийп, Родников, 2009).

#### НОВАЯ СУБДУКЦИОННАЯ ЗОНА В ЯПОНСКОМ МОРЕ

В Японском море вдоль о. Хоккайдо и северного Хонсю прослеживается сеть мелкофокусных землетрясений, образующих сейсмофокальную зону, наклоненную под острова до глубины примерно 50 км (рис. 10). На поверхности эта зона отчетливо выражена в подводном рельефе хребтами Окусири и Садо (рис. 1) и системой трогов, наиболее крупным из которых является прогиб Окусири, где мощность плиоцен-четвертичных осадков достигает 2–3 км (Honza, 1979). Хребет Окусири протягивается вдоль восточной окраины Японского глубоководного бассейна и состоит из отдельных эшелонированно расположенных небольших хребтов протяженностью 450 км при ширине до 50 км. Относительные высоты – от 1000 до 3500 м. Остров Окусири, на котором обнажаются меловые граниты, расположен в средней части хребта. Фундамент северной части хребта Окусири сложен породами как континентальной, так и океанической коры. Средняя часть хребта сложена океанической корой, южная – континентальной. Осадочный чехол представлен миоценовыми и плиоценовыми песчано-глинистыми породами.

К. Накамура (Nakamura, 1983) и Я. Кобаяси (Kobayashi, 1983) предполагают, что восточная окраина Японского моря представляет собой

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН



**Рис. 9.** Сейсмический разрез по профилю 25 с геологической интерпретацией. Разрезы изображены как поверхность с оттененным рельефом. Условные обозначения см. на рис. 8.

конвергентную зону, образовавшуюся в плиоцене. Субдукция океанической коры Японского моря под Японскую островную дугу сопровождалась образованием прогибов и хребтов, структура которых отчетливо проявляется на сейсмических профилях. Кроме того, выделенная субдукционная зона проявляется в аномальном гравитационном поле в свободном воздухе. Так, вдоль западного склона хребта Окусири аномалия в свободном воздухе составляет  $-57$  мГл, что указывает на погружение океанической коры под хребет Окусири. Южнее выделяется зона обдукции, где океаническая кора Японского моря надвигается на континентальный склон Японской островной дуги (Tamaki, Honza, 1985).

Возникшую на границе Японского моря и Японских островов конвергентную зону связывают с раскрытием Байкальского рифта, активно проявившегося в плиоцене и вызвавшего движение на восток Амурской микроплиты, составлявшей часть Евразийской плиты (Tamaki, Honza, 1985). По данным (Uyeda, 1991), субдукция плиты Японского моря началась в плиоцене, что привело к образованию хребтов и прогибов у восточного побережья Японских островов. Сейсмологические данные свидетельствуют о том, что за 1.8 млн лет погружение составило около 50 км под Японские острова. Скорость перемещения плиты Японского моря определена в 2 см/год (Kiratzi, Papazachos, 1996). Данные GPS показали, что вертикальные составляющие в районе конвергентной границы достигают 6 мм/год (Aoki, Schotz, 2003). При приближении к конвергентной

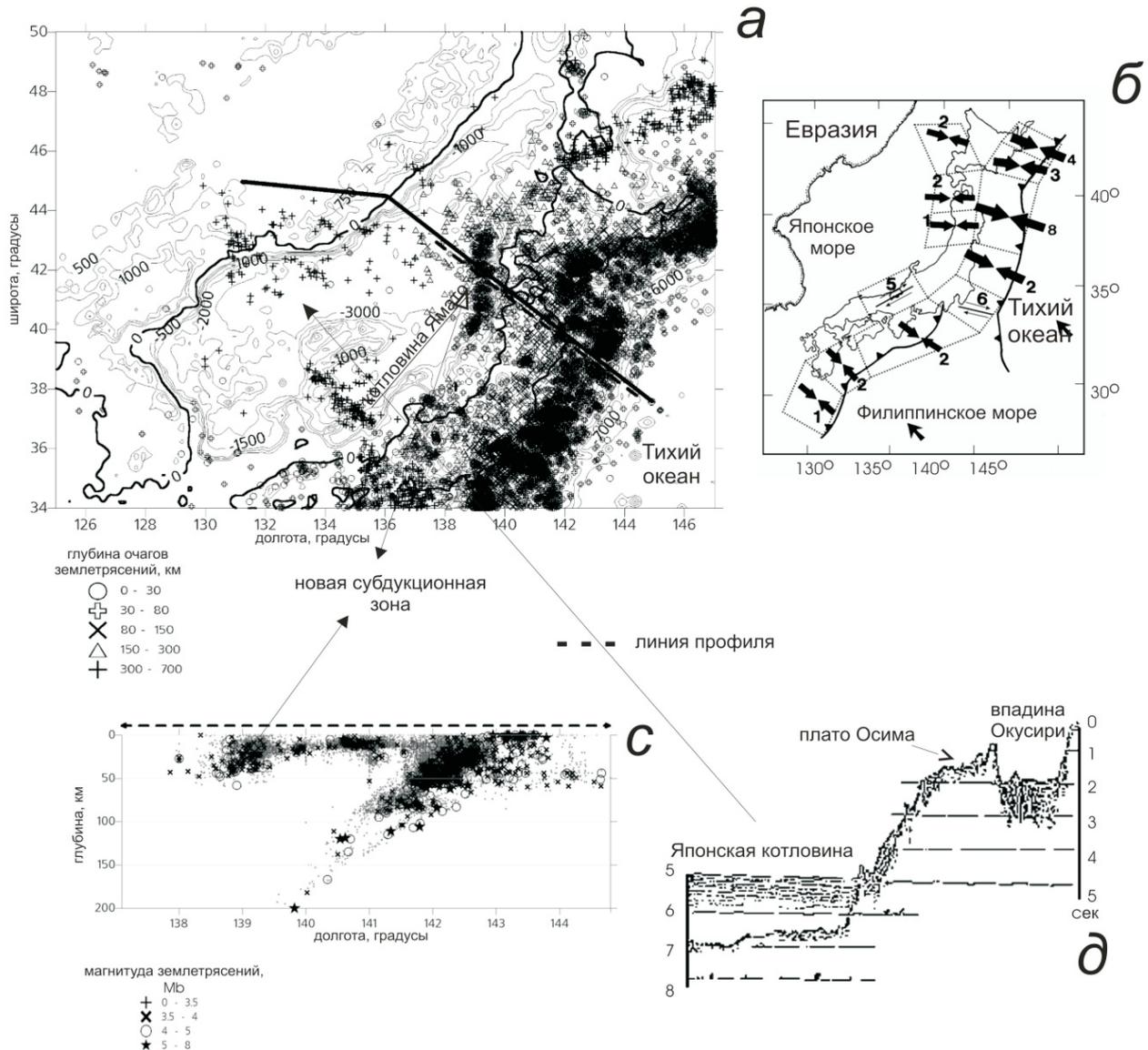
границе все большее распространение приобретают рифтовые структуры. Их образование связано, по-видимому, с направлением движения плиты Японского моря на восток. Изменение геодинамической обстановки в регионе привело, вероятно, к формированию субдукционных зон на восточных окраинах Японского моря, высокой плотности теплового потока и отрицательным значениям гравитационного поля.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Земная кора континентальной окраины региона Японского моря характеризуется блоковой дискретностью, проявляющейся в горизонтальной изменчивости геолого-геофизических параметров коры. Блоки различного ранга разделяются глубинными разломами, рифтовыми структурами, складчато-надвиговыми системами и древними субдукционными зонами.

Построенные сейсмические и сейсмологические разрезы подтверждают распространение в Японском море структур, выделяемых геологическими наблюдениями, таких как зоны спрединга, рифты, глубинные разломы, надвиги и зоны субдукции, характеризующие активный тип континентальной окраины Дальнего Востока. Вдоль восточной окраины Японского моря по сейсмологическим и геологическим данным выделяется новая субдукционная зона, начавшая действовать около 2 млн лет назад.

Вероятно, что активность тектонических процессов в пределах континентальной окраины



**Рис. 10.** Новая субдукционная зона в Японском море: *а* – положение сейсмического профиля и пространственное распределение землетрясений на батиметрической карте; *б* – область напряжений в коре Японской островной дуги (Kiratzi, Parazachos, 1996). Стрелки показывают направления движения плит, цифры – скорости их движения, см/год; *в* – распределение гипоцентров землетрясений вдоль профиля; *г* – сейсмический разрез в районе образования субдукционной зоны (Honza, 1979).

Дальнего Востока объясняется высоким уровнем залегания астеносферного слоя, содержащего магматические очаги, развитием новых субдукционных процессов, приводящих к погружению плиты Японского моря под структуры о. Хонсю.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 09-05-00406-а.

#### Список литературы

Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапов С.В. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ. М.: Наука, 1976. 89 с.  
Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным / Отв. ред. В.В. Федынский. М.: Изд-во МГУ, 1975. 98 с.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. Блоковые структуры и кинематика Восточной и Центральной Азии по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 5. С. 3-19.

Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны / Ред. С.М. Зверев, Ю.В. Тулина. М.: Наука, 1971. 285 с.

Дитмар П.Г., Рослов Ю.В., Чернышев М.Ю. Пакет программ для интерпретации времен пробега сейсмических волн методом

- сейсмотомографии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1993. 120 с.
- Исезаки Н., Ясуи М., Уэда С.* Возможные центры расширения в Японском море // Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану / Ред. Б.С. Вольвовский, А.Г. Родников. М.: Советское радио, 1976. С. 72-80.
- Каплун В.Б.* Электропроводность и структура литосферы Приамурья. Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. Хабаровск: ИТГ ДВО РАН, 2002. 24 с.
- Никифорова Н.Н., Ахмадулин В.А., Порай-Кошиц А.М. и др.* Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 42-43.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1: 2500000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛОВМ, 2000. 193 с.
- Пийп В.Б.* Локальная реконструкция сейсмического разреза по данным преломленных волн на основе однородных функций // Физика Земли. 1991. № 10. С. 24-32.
- Пийп В.Б., Родников А.Г.* Глубинные структуры континентальной окраины Приморье – Японское море по сейсмическим данным // Вестник МГУ. Сер. геологическая 2009. № 2. С. 61-67.
- Родников А.Г., Гайнанов А.Г., Ермаков Б.В. и др.* Геотраверс Сихотэ-Алинь – Японское море – остров Хонсю – Тихий океан. М.: МГКАН СССР, 1982. 52 с.
- Родников А.Г. Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др.* Континентальные окраины: особенности глубинного строения // Фундаментальные проблемы геотектоники. Т. 2. М.: ГЕОС., 2007. С. 148-151.
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона / Ред. А.Г. Родников, И.К. Туезов, В.В. Харахинов. М.: Национальный геофизический комитет, 1996. 335 с.
- Филатова Н.И.* Меловая эволюция континентальной окраины в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 1-15.
- Филатова Н.И.* Кайнозойские зоны растяжения в обрамлении Японского моря // Геотектоника. 2004. № 6. С. 76-88.
- Филатова Н.И., Родников А.Г.* Охотоморский Геотраверс: тектономагматическая эволюция кайнозойских структур растяжения в контексте их глубинного строения // ДАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 360-365.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
- Aoki Y., Schotz C.H.* Vertical deformation of the Japanese islands, 1996-1999 // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. P. B5. 2257.
- Cadet J.P., Kobayashi K., Lallemand S. et al.* Deep scientific drives in the Japan and Kuril Trenches // Earth and Planet Sci. Lett. 1987. V. 83. № 1-4. P. 313-328.
- Hasegawa A., Zhao D., Hori S. et al.* Deep structure of the northeastern Japan arc and its relationship to seismic and volcanic activity // Nature. 1991. V. 352. № 6337. P. 683-689.
- Hirata N., Karp B.Ya., Yamaguchi T. et al.* Oceanic crust in the Japan basin of the Japan sea the 1990 Japan - USSR expedition // Geophys. Res. Lett. 1992. V. 19. P. 2027-2030.
- Honza E.* Sediments, structure and spreading of Japan Sea // Japan Sea. 1979. № 10. P. 23-45.
- Karig D.E., Ingle J.C., Jr., Bouma A.H. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 31. Washington: U.S. Government Printing Office, 1975. 927 p.
- Kiratzzi A.A., Papazachos C.B.* Moment-tensor summation to derive the active crustal deformation in Japan // Bull. Seism. Soc. Am. 1996. V. 86. № 3. P. 821-831.
- Kobayashi Y.* Initiation of «subduction» of plates // Chikyuu (Earth Monthly). 1983. № 3. P. 510-518.
- Maruyama S.* Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // The Island Arc. 1997. № 6. P. 91-120.
- Nakamura K.* Possible nascent trench along the eastern Japan Sea as convergent boundary between Eurasian and North American Plates // Bull. Earthquake Res. Inst. 1983. V. 58. P. 711-722.
- Piip V.B.* 2D inversion of refraction traveltimes curves using homogeneous functions // Geophysical prospecting. 2001. V. 49. P. 461-482.
- Piip V.B., Rodnikov A.G.* The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data // Russian Journal of Earth Sciences. 2004. V. 6. № 1 P. 1-14.
- Pollak H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* New global heat flow compilation. Department of Geological Sciences, University of Michigan, USA, 1991. 37 p.
- Rodnikov A.G., Sergeeva N.A., Zabarinskaya L.P.* Deep structure of the Eurasia-Pacific transition zone // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 3. № 4. P. 293-310.
- Sato H., Hirata N., Koketsu K. et al.* Earthquake Source fault beneath Tokyo // Science. 2005. P. 462-464.
- Tamaki K., Honza E.* Incipient subduction and obduction along the Eastern margin of the Japan Sea // Tectonophysics. 1985. V. 119. P. 381-406.
- Tamaki K., Pisciotto K., Allan J. et al.* Proc. ODP, Init. Repts. 1990. V. 127. College Station, TX (Ocean Drilling Program).

*Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al.* Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 127/128 (Pt. 2). College Station, TX (Ocean Drilling Program).  
*Takahashi E.* Petrologic model of the crust and upper

mantle of the Japanese Island Arcs // Bull. Volcanol. 1978. P. 334-335.  
*Uyeda S.* The Japanese Island Arc and the subduction process // Episodes. 1991. V. 14. № 3. P. 190-198.

## DEEP STRUCTURE OF CONTINENTAL MARGINS WITHIN THE SEA OF JAPAN

**A.G. Rodnikov<sup>1</sup>, L.P. Zabarinskaya<sup>1</sup>, V.B. Piip<sup>2</sup>, V.A. Rashidov<sup>3</sup>, N.A. Sergeyeva<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Geophysical Center, RAS, Moscow; e-mail: rodnikov@wccb.ru*

<sup>2</sup>*Lomonosov Moscow State University*

<sup>3</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky*

During the 20th century the Sakhalin Integrated Research Institute and the Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, provided vast funding to investigations of the structure of the crust and upper mantle using seismic methods. The paper is focused on the results from new interpreting of the deep seismic sounding profiles that cross the Sihote Alin and the Sea of Japan and provides data on the structure of the crust and upper mantle in that region. The seismic profiles confirmed certain structural features under the Sihote Alin and the Sea of Japan previously proved by geological data. Certain structural features such as spreading zones, rifts, deep-seated faults, overthrusts, and subduction zones suggest an active type of continental margin in the Far East region. We can assume that a high attitude of the asthenospheric layer which encloses magmatic chambers is responsible for the high activity of tectonic processes in the Far Eastern continental margin and development of new subduction processes which cause the Sea of Japan plate to subduct under the structures of Honshu Island.

*Keywords: Sea of Japan, deep seismic sounding, continental margins.*