УДК 551.24

СОСТОЯНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖНОСТИ В МАНТИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ И ОТНОШЕНИЮ СКОРОСТЕЙ P И S ВОЛН

© 2014 С.Ю. Соколов

Геологический институт РАН, Москва, 119017;
e-mail: sysokolov@yandex.ru

Определена и опробована методика расчета атрибута $\delta(Vp/Vs)$ по имеющимся объемным моделям распределения вариаций скоростей S и P волн в мантии. Она основана на восстановлении полных значений скоростей из вариаций и скоростной модели первого приближения PREM, позволяющая снизить уровень шума при расчетах. Максимумы данного атрибута связываются с зонами повышенной степени частичного плавления или поступления глубинного флюида и интерпретируются как показатель «подвижности» недр. Положительные аномалии этого показателя присутствуют под районами новейшего вулканизма Евразии до глубин 1000 км. На субширотном разрезе атрибута контрастные линзы его значений образуют две конусообразные области, расширяющиеся к от ядра к глубинам 1000 км. Эти области пересекаются с ответвлениями Африканского и Тихоокеанского суперплюмов. Основная «подвижность» в пределах субширотного профиля через районы новейшего вулканизма российской части Евразии обеспечивается потоком, поступающим от суперплюмов с корнями в приэкваториальных зонах. На разрезе атрибута вдоль срединно-Атлантического хребта (САХ) в мантии над уровнем ~700 км наблюдаются линзы пониженной «подвижности» мощностью 200-300 км в районе разломов Романш, 15°20' (Зеленого Мыса), Чарли Гиббса и зоны хребта Книповича. С этим областями «холодной» мантии коррелирует геохимическая сегментация САХ и разломные зоны, формирующие главную сегментацию Атлантического океана и его перехода к Арктике, с большой активной частью (от 180 до 1050 км) с левосдвиговой морфологией.

Ключевые слова: отношение скоростей, подвижность, срединный хребет, холодные мантийные блоки.

Введение

Оценка взаимосвязи экстремальных вулканических явлений на поверхности Земли с глубинным геодинамическим состоянием недр является необходимым элементом в формировании модели этих явлений и прогноза их действия. Эта задача эффективно решается с помощью сейсмотомографических данных полученных по продольным и поперечным объемным волнам. Возможности сейсмической томографии по получению информации о глубинных геосферах Земли давно признаны. Дискуссионной в сейсмотомографии (Becker, Boschi, 2002) является геодинамическая интерпретация полученных вариаций скоростей, в том числе различий данных по S и P волнам. Аномалии P и S волн отрицательного знака относительно какой-либо радиально симметричной модели скоростей интерпретируются, как следствие прогретого и частично расплавленного состояния недр. Аномалии скоростей положительного знака наблюдаются под кратонами, около дуговых зон в форме слэбов, и интерпретируются как холодные зоны. Данная интерпретация δV (Becker, Boschi, 2002) достаточно распространена и условно называется «термальной». Тем не менее, кроме «термального» существуют еще «вещественный» механизм образования вариаций δV и «тензочувствительность среды» (Проблемы..., 1997). Имеющиеся различия в природе вариаций δV приводят к отсутствию корреляции моделей P и S волн (Becker, Boschi, 2002). Исходя из термальной интерпретации поведение моделей P и S волн с глубиной должно быть синхронизировано, но при их сравнении (Becker, Boschi, 2002) приемлемые коэффициенты корреляции начинаются с глубин более 700 км. Даже в более глубоких интервалах существуют локальные расхождения вариаций скоростей P (δV_P) и S (δV_S) волн.

Расхождение полей аномалий скорости δV_S (Grand et al., 1997) (рис. 1) и δVP (van der Hilst et al., 1997) (рис. 2) в литосфере (слой 0-100 км) имеет систематический характер. Очевидной является система отрицательных аномалий, связанных со срединными океаническими хребтами (СОХ). Кратоны представлены ровным положительным полем δV_S кроме районов выхода горячих точек (например, Афар в Африке). На глубинах свыше ~ 300 км система СОХ в поле δV_S распадается и установить наличие единой отрицательной аномалии, связанной с восходящим конвективным потоком под дивергентной границей плит не представляется возможным. Отсутствие глубоких корней СОХ достоверно выявлялось по данным сейсмотомографии уже с конца 1980-х годов (Anderson et al., 1992). В этой же работе СОХ рассматриваются как структуры, возникшие в результате пассивной реакции на расхождение плит, а не как маркер восходящих мантийных потоков, активно раздвигающих плиты от границ конвективных ячеек. Из вариаций поля δV_P (рис. 2) в слое 0-100 км видно, что основным фактором, формирующим аномалии δV_P на в интер-

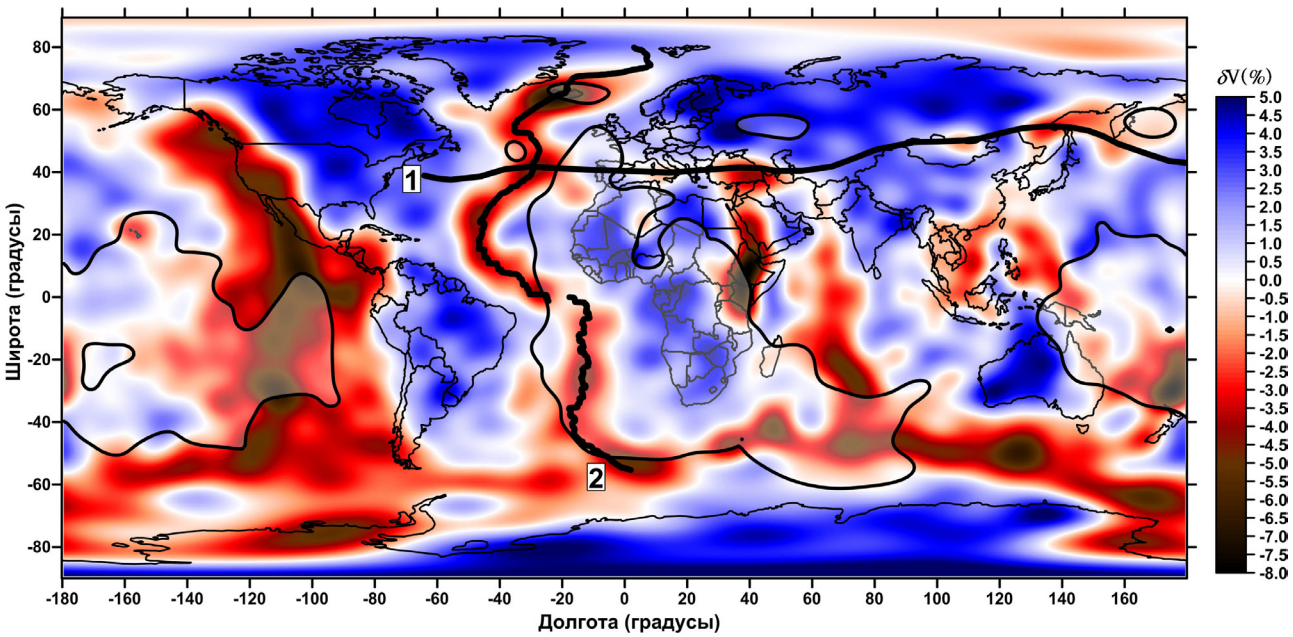


Рис. 1. Горизонтальный срез δV сейсмотомографической модели NGRAND (Grand et al., 1997), модифицированной в 2001 году (Becker, Boschi, 2002) по S-волнам в слое 0-100 км. Линиями и номерами показаны положения разрезов. Полупрозрачные области соответствуют изолинии -0.5% в слое на глубинах 2650-2890 км и оконтуривают корни Африканского и Тихоокеанского суперплюмов.

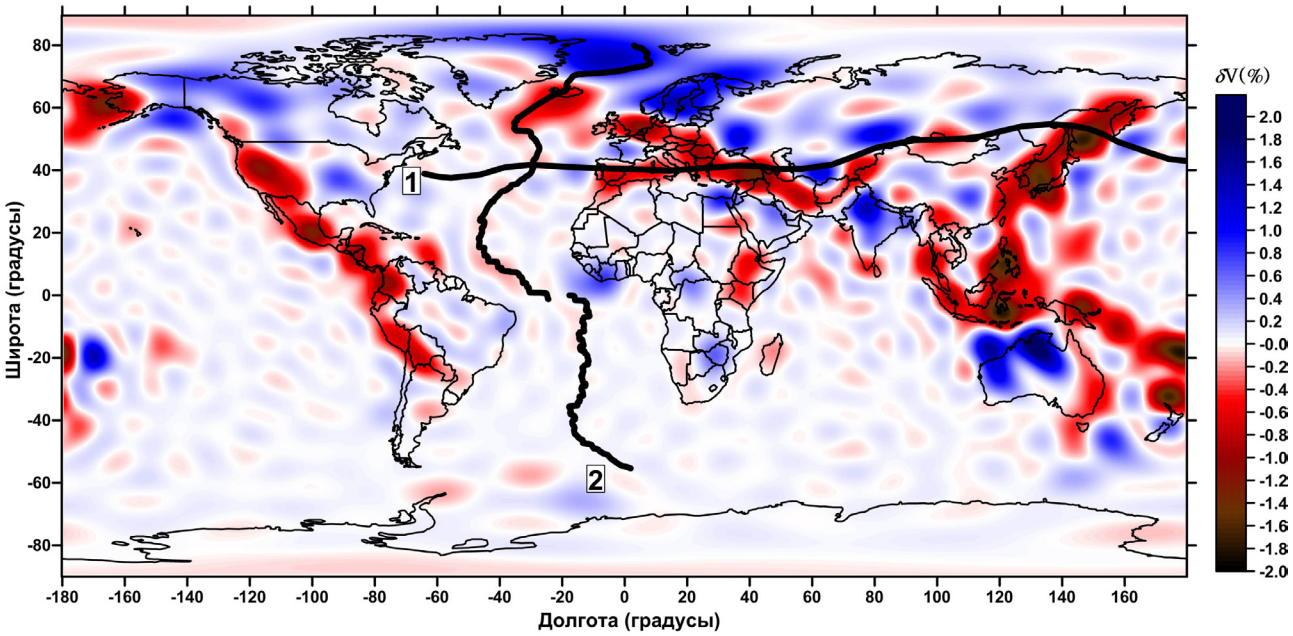


Рис. 2. Горизонтальный срез δV сейсмотомографической модели HWE97P (van der Hilst et al., 1997) по P-волнам для слоя с глубинами кровли и подошвы от 0 до 100 км. Линиями и номерами показаны положения разрезов.

вале 0-100 км, является плотность сейсмических событий, которая низка в океанических зонах и велика в коллизионных зонах – Тихоокеанской и Альпийской. Система СОХ в поле δV_P волн практически не выражена. С глубиной характер аномалий δV_P и δV_S становится более схожим, но сохраняются локальные различия под геодинамически активными районами – коллизионными зонами, районами внутриплитного магматизма и деформаций и зоны СОХ.

Наличие моделей по разным типам волн создает возможность расчета сейсмического параметра, основанного на отношении скоростей P и S волн. Поскольку расчет параметра использует два набора данных, важным условием является сходная плотность данных и, следовательно, время создания моделей. Кроме того, модели должны быть представлены равным порядком сферических гармоник. В настоящей работе опираясь на указанные критерии и доступные в сети источники (http://www.bo.ingv.it/eurorem/model_table.html) был сделан выбор моделей NGRAND (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997) для S волн и HWE97P (van der Hilst et al., 1997) для P волн. Обе модели представлены коэффициентами сферических гармоник до 31 порядка. Параметризация обеих моделей проводилась для блоков с горизонтальными размерами 2°×2° с переменными глубинами. Шаг по глубине составлял в среднем 80 км до глубин 400 км, 120 км от глубин 400 до 1000 км, 150 км от 1000 до 2400 км, и далее до ядра по 250 км. Всего в расчете было 22 интервала. В настоящее время существуют более детальные глобальные модели, но они различаются по детальности и плотности данных для разных волн. Систематическое различие полей δV_P и δV_S, наблюдаемое на всем пространстве от поверхности до подошвы мантии под ключевыми геодинамически активными районами позволяет осуществить расчет атрибута отношения скоростей.

РАСЧЕТ ОТНОШЕНИЯ Vp/Vs

Анализ отношения скоростей Vp/Vs или других подобных характеристик, в формулу которых входит это отношение, традиционно используется в сейсморазведке для выявления флюидонасыщенных зон и не только. Например, в работе (Воскресенский, 2001) представлен так называемый флюид-фактор, который отображает углеводородную (или флюидную) насыщенность разреза используя параметр Vp/Vs в качестве составной части формулы, что помогает выявлению залежей нефти и газа. Необходимым условием для проведения этих расчетов является регистрация всех компонент волнового поля с последующим определением скоростей P и S волн. Используемые сейсмотомографические модели для P и S волн были определены выше.

По данным (Физические..., 1984) отношение скоростей Vp/Vs может быть выражено через коэффициент Пуассона:

$$\frac{Vp}{Vs} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{(1-2\sigma)}}.$$

Это отношение варьирует к большим значениям при коэффициенте Пуассона, стремящемся к 0.5 (состояние идеально упругой жидкости, или флюдонасыщенности порового пространства). Положительные аномалии этого отношения на сейсмических разрезах выделяют зоны концентрации флюидов в залежах углеводородов или обводненных пластах. Для глубоких недр его экстремумы также показывают состояние с повышенной температурой и флюидонасыщенностью (Летников, 2003, 2006). При наличии экстремумов около поверхности, например в районе Африканских рифтов, фиксируется геодинамическая неустойчивость среды. Условно назовем это состояние «подвижностью», поскольку точная природа глубинных аномалий не определена. В верхней мантии природными объектами, соответствующими этому состоянию, могут быть очаги магмы, порождающие экстремальные вулканические и катастрофические явления.

Поля вариаций скоростей δV_P и δV_S являются знакопеременными величинами со средними значениями около нуля и сильным шумом в областях с низкой плотностью данных. Поэтому расчет отношения Vp/Vs целесообразно проводить после восстановления абсолютных значений скоростей из поля вариаций, заданного в процентах, и исходной скоростной модели. При этом в конечных величинах, используемых в делении, доля шума значительно снизится. Отношение Vp/Vs для каждой точки скоростной модели на заданной глубине рассчитывается по формуле:

$$\frac{Vp}{Vs} = \frac{Vpprem\left(1+\delta Vp/100\right)}{Vsprem\left(1+\delta Vs/100\right)},$$

где *Vpprem* и *Vsprem* - значения исходной радиально симметричной модели начального приближения. В качестве нее использовалась PREM (preliminary reference Earth model), взятая из работы (Dziewonski, Anderson, 1981; Su, Dziewonski, 1997), поскольку выбранные для расчетов модели δV_P и δV_S были получены именно с ее использованием. График отношения Vp/Vs в модели PREM демонстрирует аномалию отношения, которая может говорить о наличии подвижной зоны от 700 км до 250 км (рис. 3). Это вполне соответствует нижнему пределу встречаемости сейсмических событий. Верхний предел этого интервала ограничивает снизу литосферу и условный астеносферный слой, если о таком

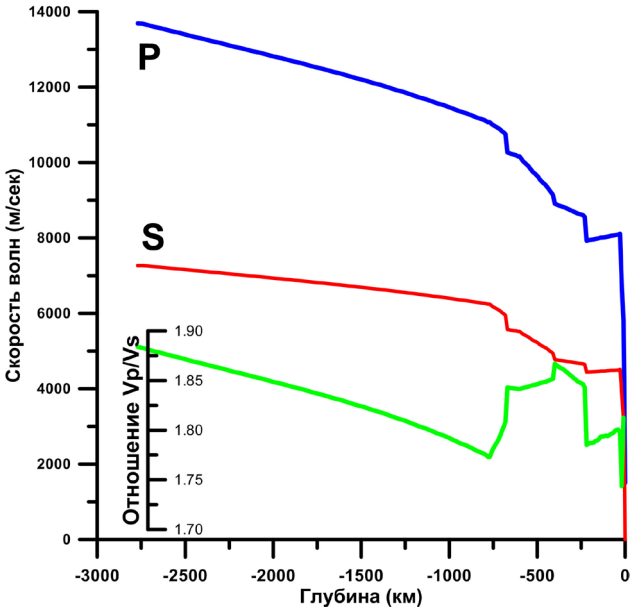


Рис. 3. График Vp, Vs и отношения Vp/Vs с глубиной по модели PREM по данным (Su, Dziewonski, 1997).

возможно говорить по данным глобальной скоростной модели. Абсолютные значения Vp/Vs колеблются от 1.884 у границы мантия-ядро до 1.743 вблизи поверхности Земли. Поскольку латеральные вариации скоростей δV составляют от долей до первых процентов, то для эффективной визуализации результатов целесообразно рассчитать вариацию параметра Vp/Vs относительно отношения по средним значениям модели PREM для каждой точки сейсмотомографической модели по формуле:

$$\delta\left(\frac{Vp}{Vs}\right)=\frac{Vpprem(1+\delta Vp/100)}{Vsprem(1+\delta Vs/100)}-\frac{Vpprem}{Vsprem}.$$

Далее этот параметр будет рассматриваться в качестве атрибута δ(Vp/Vs) (или фактора «подвижности») и сопоставляться со скоростными разрезами δV_P и δV_S для геодинамически активных зон.

ВАРИАЦИЯ Vp/Vs В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ (0-100 КМ)

В поверхностном слое 0-100 км вариация атрибута «подвижности» определяется аномалиями δV_S, так как их диапазон значений (от -8 до 5 %) почти в четыре раза выше чем, у δV_P (от -1.8 до 2.1 %). Но поскольку для верхней части океанических зон модель δV_S из-за низкой плотности данных была при разработке дополнена поверхностными волнами (Becker, Boschi, 2002), рассчитанный атрибут «подвижности» правомерно рассматривать для коллизионных поясов и конвергентных зон океана. На рис. 4 представлен результат расчета атрибута δ(Vp/Vs) для поверхностного слоя 0-100 км. На территории Евразии и северо-западной части Тихого океана были выявлены интересные особенности поля атрибута, выделяемые более контрастно, чем на распределении в скоростном поле δV_P и δV_S. Их оси выделены толстыми линиями.

В поле $\delta(Vp/Vs)$ наблюдается перемычка между северными частями Афарского плюма и Индийского хребта. По данным (Соколов, Трифонов, 2012), где также исследовались данные сейсмотомографии на профилях, ортогональных Альпийскому поясу, решающая роль латерального потока вещества мантии от Афарского плюма в субмеридиональном направлении имела место в развитии палеоокеана Тетис и его

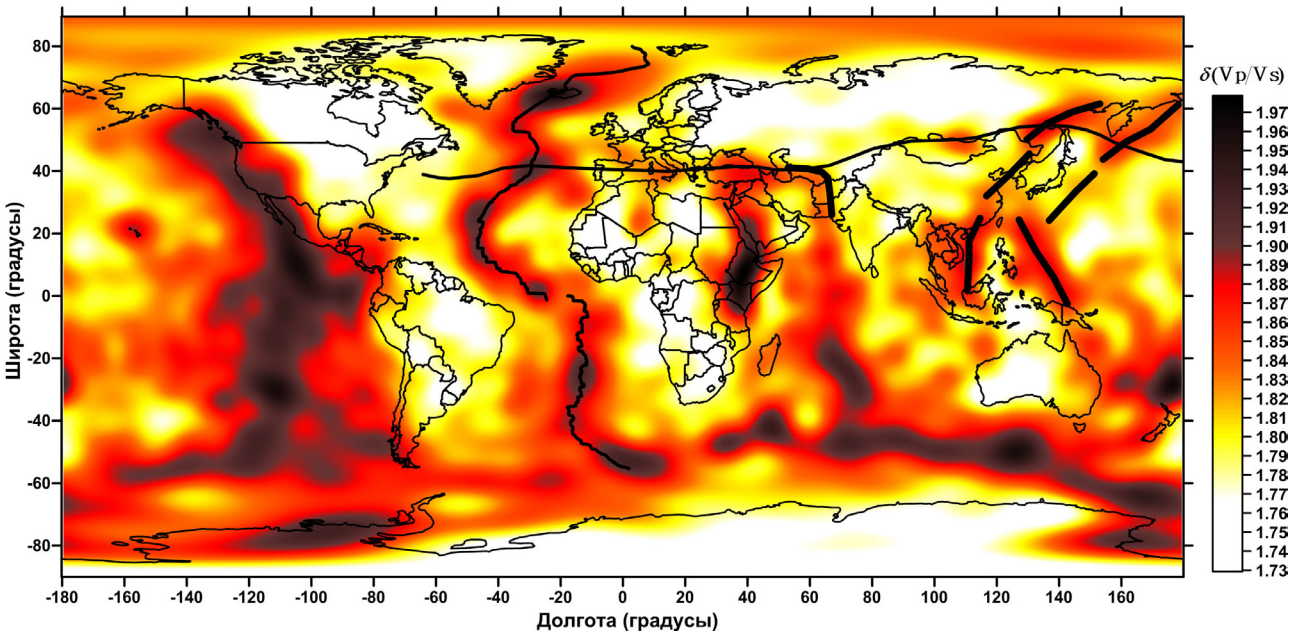


Рис. 4. Карта атрибута $\delta(Vp/Vs)$ для поверхностного слоя 0-100 км. Толстыми линиями показаны необычные особенности поля.

закрытии в кайнозое с преобразованием в орогенический пояс. Латеральный поток «горячего» верхнемантийного (астеносферного) вещества от меридионально вытянутого (в современных координатах) стационарного суперплюма длительное время обеспечивал причленение к Евразии отторгнутых суперплюмом фрагментов Гондваны. Современное распространение сейсмотомографической аномалии, связанной с Афарским плюмом (рис. 4) ограничивается Черноморским регионом. Индийский срединно-океанический хребет в рельефе выражен структурой, которая по системе трансформных разломов и хребтов смещена на запад и имеет продолжение в Красном море. Тем не менее, в поле атрибута его структура имеет продолжение на север и далее смыкается с северными окончаниями аномалий Афарского плюма. Ширина аномалии Афарского плюма – от 16 до 18 дуговых градусов (8-9 точек на скоростной модели), ширина аномалии Индийского хребта 10-12 дуговых градусов (5-6 точек на скоростной модели). Это значит, что выделенные аномалии вполне обоснованы детальностью модели. Такая конфигурация аномалий $\delta(Vp/Vs)$ показывает, что периферия Восточно-Европейской платформы является барьером для меридиональных потоков прогретого вещества верхней мантии. В присутствии такого барьера, возможно, происходит субширотное перетекание вещества и на окончании аномалий формируются вулканические пояса.

Другой интересной особенностью поля $\delta(Vp/Vs)$ является эшелонированная система контрастных аномалий атрибута в северо-западной части Тихого океана. Наиболее контрастной является аномалия на западной периферии Охотского моря, оканчивающаяся на севере Приморья в районе Шантарских островов. Наблюдается перемычка между Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской аномалиями атрибута, расположенная мористее Японских островов. Наличие эшелонированных структур показывает наличие латерального воздействия по направлению, перпендикулярному фронту структур. Это согласуется с данными GPS (GPS Time Series, 2008) по векторам смещения, которые на востоке Евразии ориентированы преимущественно в юго-восточном направлении.

ВАРИАЦИЯ Vp/Vs НА АТЛАНТИЧЕСКО-ЕВРАЗИЙСКОМ РАЗРЕЗЕ

Профиль 1 (рис. 5) проходит субширотно в пределах от ~40° до ~50° с.ш. от северо-западной части Атлантического океана через Срединно-Атлантический хребет (САХ), Средиземное море, Кавказ, Среднюю Азию, Байкал, южную часть Охотского моря, Курильскую дугу и выходит в Тихий океан. Он пересекает все типы геодинамически активных районов – коллизионные зоны, районы внутриплитного новейшего магматизма, зоны СОХ и субдукции.

Разрез δV_S (рис. 5) по данному профилю показывает, что отрицательные аномалии различной интенсивности присутствуют под проявлениями новейшего вулканизма в континентальной части. Около САХ в поверхностном слое 0-300 км присутствует сильная отрицательная аномалия, связанная с прогретым и частично расплавленным веществом (Дмитриев и др., 1999). Остальное пространство мантии под САХ представлено слабым преимущественно отрицательным полем, имеющим форму, которая не является концентрированным восходящим потоком под дивергентной границей конвективной ячейки.

Далее на восток вплоть до Байкала мантия представлена преимущественно положительным, условно «холодным» полем с редким линзами условно «горячего» вещества. К Тихому океану «горячие» линзы встречаются чаще. На рис. 1 приведены контуры корней Африканского и Тихоокеанского суперплюмов по данным (Becker, Boschi, 2002). По ним видно, что распространение Африканского суперплюма на север более продвинуто, чем у Тихоокеанского. Этим объясняется характер поля в нижней мантии в Атлантическом и Тихоокеанском участках разреза, сформированный ответвлениями от зон суперплюмов.

Разрез δV_P (рис. 5) по мантии в целом повторяет характер поля δV_S, но в поверхностном слое 0-400 км в коллизионном Альпийском поясе наблюдается сильная отрицательная аномалия. Эта аномалия в средней Азии смещается в интервал 300-700 км, а на поверхности появляется положительная аномалия, расположенная в тылу коллизионной зоны. Подобный характер аномалий δV_P согласуется с (Becker, Boschi, 2002). Корреляция вариаций скоростей δV_P и δV_S более или менее выдержана для глубоких объемов мантии, но в поверхностном слое уменьшается. По-видимому, Р волны в большей степени отражают напряженное состояние литосферы, поскольку амплитуды аномалий в коллизионных зонах превосходят амплитуды в глубокой мантии где в формировании аномалий роль играет термальное состояние.

Разрез атрибута «подвижности» $\delta(Vp/Vs)$ (рис. 5) выявляет особенности, которые не видны на разрезах δV_P и δV_S. Первая особенность заключается в том, линзы положительных аномалий атрибута представлены более контрастными значениями, чем «горячие» аномалии на разрезах δV_P и δV_S. Более четко прослеживаются перемычки

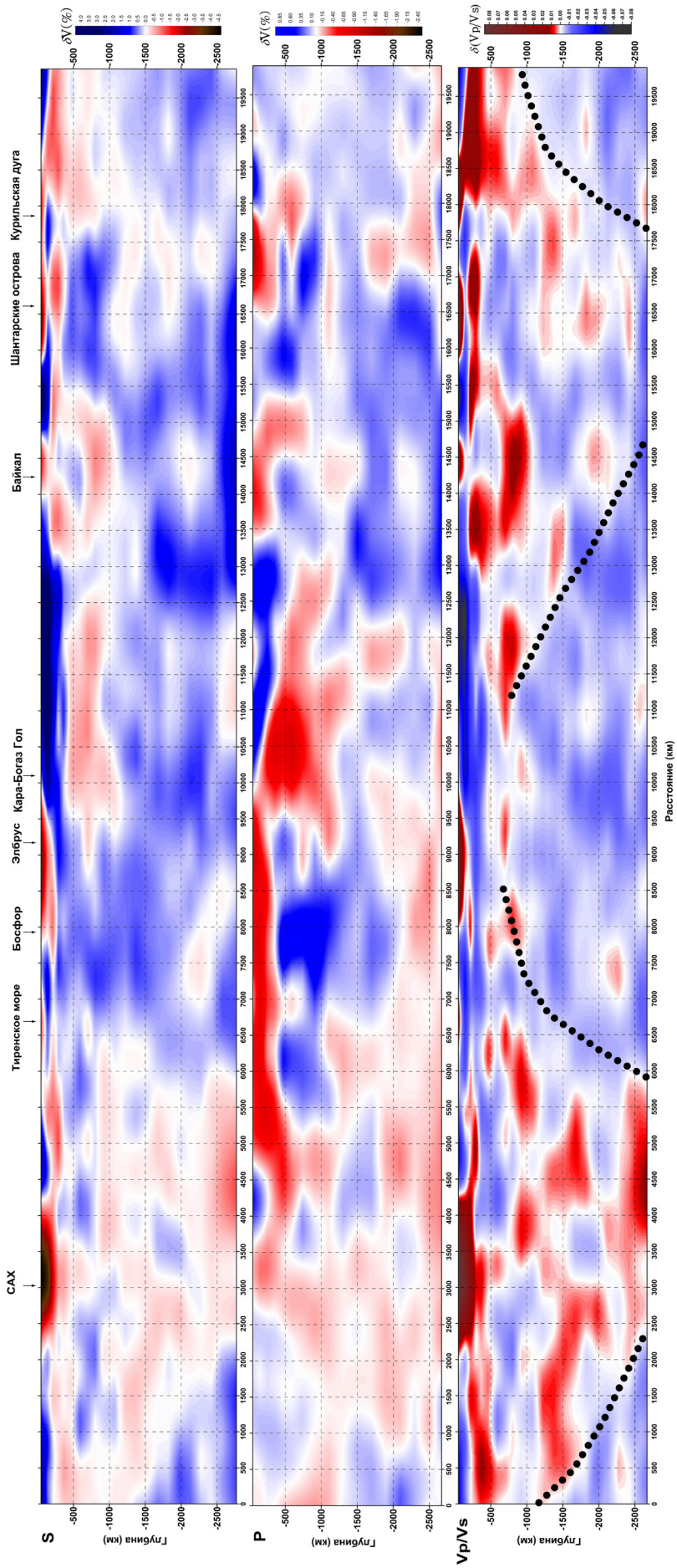


Рис. 5. Разрез 1 δV по S (Grand et al., 1997) и P (van der Hilst et al., 1997) волнам и атрибута $\delta(Vp/Vs)$ по Атлантическо-Евразийскому профилю (положение профиля представлено на рис. 1, 2).

между линзами, по которым может происходить миграция флюида, создающего «подвижность». Это позволяет предположить пути от низов мантии до вулканических построек на поверхности. При 3D визуализации атрибута для Земли в целом исследование возможных путей миграции флюидов будет более эффективным. Отметим, что интенсивные положительные аномалии подвижности присутствуют под районами новейшего вулканизма, которые пересекает профиль. Вторая особенность атрибута состоит в том, что контрастные линзы концентрируются около двух конусообразных областей, расширяющихся к верхним отделам мантии. Эти области оконтурены пунктиром на рис. 5. Их сравнение с положением Африканского и Тихоокеанского суперплюмов показывает, что на разрезе имеет место сечение северных ответвлений суперплюмов, центры которых расположены почти на 5000 км южнее. Отсюда следует, что основная «подвижность» вдоль профиля геометрически сконцентрирована около ответвлений суперплюмов.

ВАРИАЦИЯ Vp/Vs НА РАЗРЕЗЕ ВДОЛЬ САХ

Профиль 2 (рис. 6) расположен вдоль оси САХ и состоит из двух частей, разделенных активной частью трансформного разлома Романш. Разрез по профилю вычислялся как проекция на плоскость, параллельную меридианам. Вдоль оси X разреза отображаются широты. Северная часть разреза в районе экватора перекрывает южную. На юге разрез начинается с выхода аномалий тройного сочленения Буве, а на севере заканчивается аномалиями Исландского плюма и аномальным отрезком ультрамедленного спредингового хребта Книповича (Астафурова и др., 2000).

Разрез δV_S (рис. 6) по данному профилю показывает наличие интенсивной отрицательной аномалии зоны САХ от поверхности до глубины приблизительно 300 км, амплитуды которой завышены из-за использованной методики расчета (Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997).

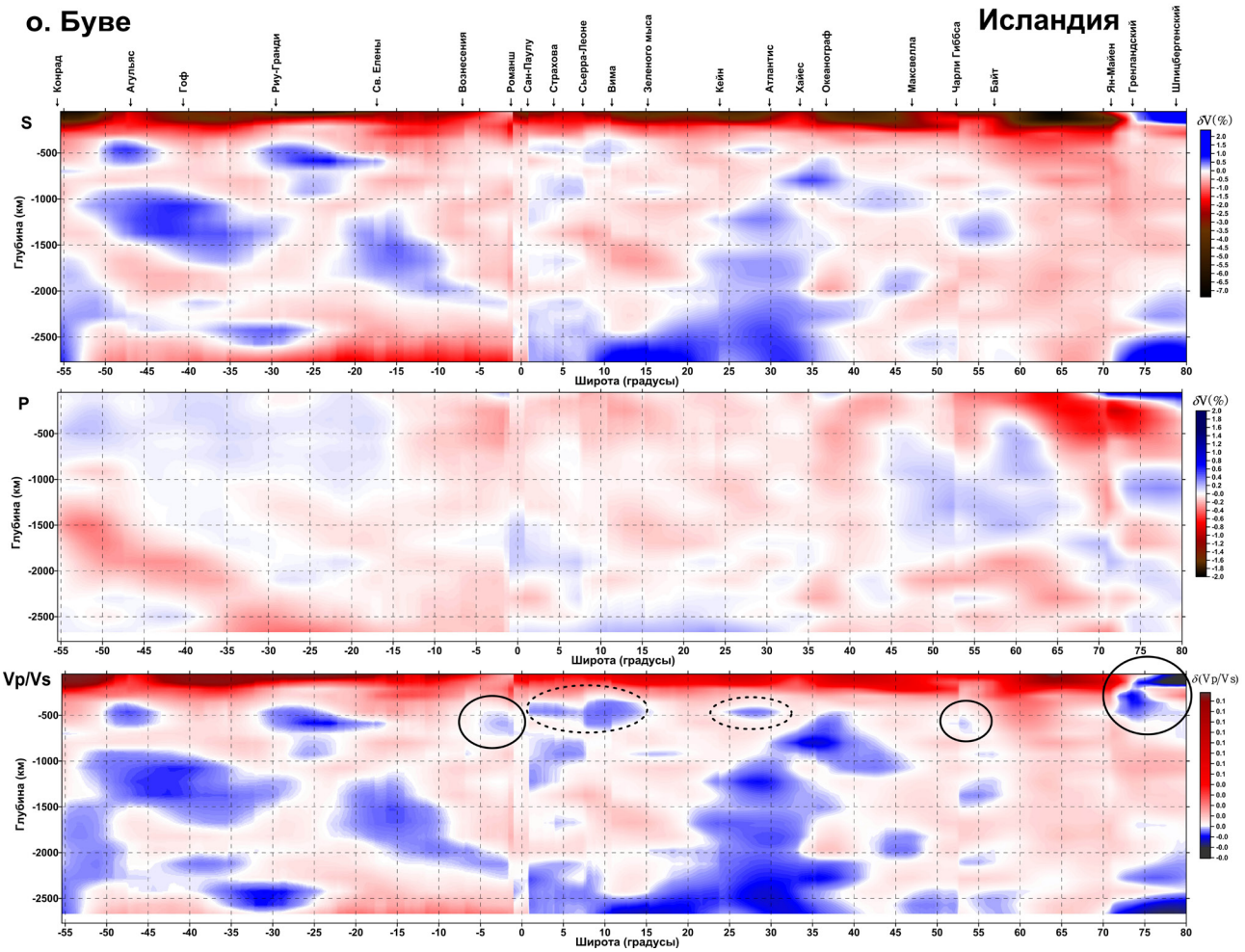


Рис. 6. Разрез 2 δV по S (Grand et al., 1997) и P (van der Hilst et al., 1997) волнам и атрибута $\delta(Vp/Vs)$ по профилю вдоль САХ (положение профиля представлено на рис. 1, 2). Сверху рисунка подписаны названия основных разломов, пересекающих САХ. Кружками выделены области аномалий пониженных значений $\delta(Vp/Vs)$, пунктирными кружками – области резкого усиления пониженных аномалий поля S волн.

Остальное пространство мантии имеет слабое преимущественно отрицательное поле в виде отдельных линз. Сплошное отрицательное поле присутствует в северной части разреза под Исландским плюмом. Особо отметим наличие холодных блоков в верхней мантии в экваториальной области и к северу от разлома Кейн в интервале от 300 до 600 км, а также в районе хребта Книповича. Эти аномальные холодные блоки под литосферой САХ по данным томографии известны давно (Ritsema, Allen, 2003; Zhang, Tanimoto, 1992). В пересечении профилем корней Африканского суперплюма на разрезе над границей ядро-мантия выделяется сильная «горячая» аномалия. Данная конфигурация поля больше соответствует сечению плоскостью профиля ответвлений суперплюма, берущего начало на границе ядро-мантия, чем разрезу вдоль дивергентной границы между конвективными ячейками. Непрерывная прослеживаемость структур САХ прекращается глубже 300 км. Другими словами, реализация вертикального перемещения прогретого вещества в мантии происходит по расходящимся ответвлениям плюмов, а не по системе границ конвективных ячеек. Система САХ, как единая геодинамическая зона спрединговых процессов, не имеет непрерывного корня в нижней мантии за исключением пересечений САХ с ответвлениями плюмов. Это подтверждается анализом типов базальтового магматизма вдоль САХ. В работах (Дмитриев и др., 1999; Sokolov et al., 2008) отмечается, что базальты спрединговой ассоциации ТОР-2 (N-MORB) присутствуют практически на всем пространстве САХ, а обогащенные базальты плюмовой ассоциации ТОР-1 (E-MORB) только в тех сегментах САХ, где выделены по сейсмотомографии сильные «горячие» зоны ($\delta V_S < -3\%$) на ответвлениях суперплюма. В этих зонах обе ассоциации встречаются одновременно (за исключением Исландского плюма). Происходит магмообразование от разных источников в мантии с различными РТ условиями (Дмитриев и др., 2006). Поскольку геодинамически активный процесс, связанный с подъемом прогретого вещества не является повсеместным вдоль САХ, но структуры которого, тем не менее, непрерывны и простираются на 15 тыс км, необходимо изучение дополнительных факторов тектогенеза, участвующих в спрединге САХ. В данной работе эта тема не затрагивается.

Разрез δV_P (рис. 6) по данному профилю показывает картину, сходную с аномалиями δV_S, за исключением слоя 0-300 км, где отсутствует сплошная аномалия связанная с системой САХ. Главными отличиями являются: большая контрастность аномального поля δVP в особенности на ветвях плюма Буве и Исландского, лучшая выраженность приэкваториальных ответвлений Африканского суперплюма. Сходная картина аномальных полей δV_P и δV_S наблюдается вдоль границы ядро-мантия. Необходимо отметить также что на разрезе δV_P для Азорского плюма кроме связи с аномальной зоной Исландского плюма, выделяется отдельная ветвь, идущая непосредственно от Африканского суперплюма. В целом, не считая контрастных плюмовых ветвей, разрез δV_P имеет отрицательный «горячий» сегмент от 15°ю.ш. до 45°с.ш. и положительные «холодные» сегменты соответственно на юг и север от центрального «горячего» сегмента. В терминах термальной интерпретации аномального поля это означает, что подъем «горячего» вещества в этом звене тепловой машины идет в приэкваториальной области на максимальном удалении от оси вращения Земли.

Разрез атрибута $\delta(Vp/Vs)$ (рис. 6) по данному профилю определяется в основном вариабельностью поля δV_S, поскольку разброс его значений составляет от -7.3 до 2.3%, что почти в 5 раз выше чем, у δV_P (от -0.9 до 1.1 %). Из-за этого разрез атрибута практически дублирует поле S волн за исключением северной части, в которой плотность данных от станций северной Европы высока. На разрезе атрибута усиливаются «холодные» аномалии, имеющиеся и на исходном разрезе δV_S, в интервале от 300 до 600 км в районе разломов Романш, Чарли Гиббса и зоны хребта Книповича. Кроме того, наблюдаются зоны усиления отрицательных аномалий в районе разлома Кейн и между разломами Романш и 15°20' (Зеленого Мыса). Как уже говорилось, холодные зоны в данных участках САХ устанавливались и на более ранних моделях. В мантии над уровнем ~700 км в указанных районах наблюдаются линзы мощностью 200-300 км, обладающие свойством пониженной «подвижности», которая может быть объяснена в рамках термальной интерпретации аномалий скорости. При сравнении положения этих зон с конфигурацией САХ на плане (рис. 7) видно, что они соответствуют разломным зонам, формирующим основную сегментацию Атлантического океана и его перехода к Арктике. Особенностью сегментации является наличие большой активной части трансформного разлома с левосдвиговой морфологией (750 км в разломе Романш, 180 км в разломе Чарли Гиббса). Здесь необходимо отметить, что по мнению автора (Соколов, 2011) хребет Книповича вместе с трогом Лена также является структурой, сходной с разломной зоной, сегментирующей Северную Атлантику и Арктику и имеющей протяженность около 1050 км.

Выявлена интересная особенность: отмеченные аномалии подвижности расположены либо на сегментирующем трансформном разломе с

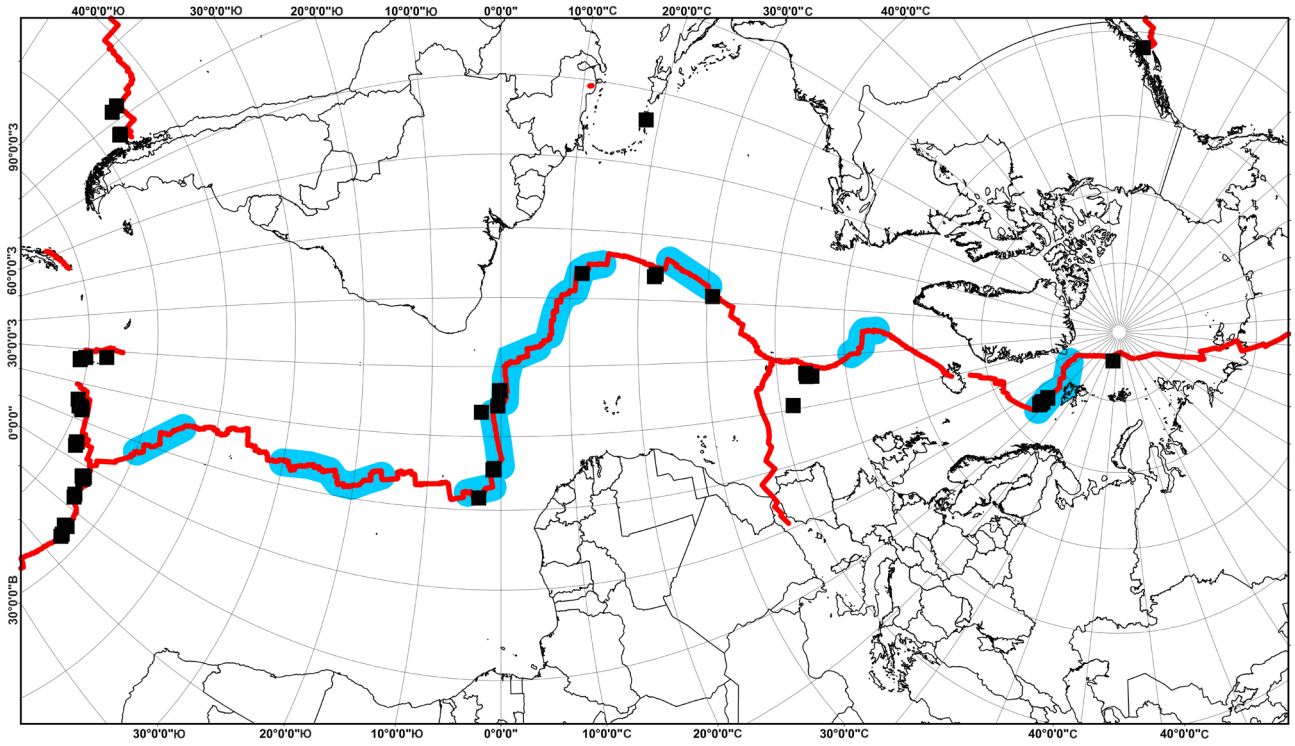


Рис. 7. Положение холодных блоков верхней мантии на плане (широкие отрезки под осью САХ), выявленных по расчетам атрибута $\delta(Vp/Vs)$ вдоль САХ и положение базальтов типа TOP-Na (черные квадраты).

большой длиной активной части, либо к северу от него. Отрицательная аномалия между разломами Романш и 15°20' (топонимика разломов показана на рис. 6) расположена к северу от разлома, разделяющего Атлантику по экватору. При этом северный приэкваториальный сегмент САХ (рис. 7) обладает максимальным отклонением от субмеридиональной ориентации и сформирован большим числом коротких сегментов САХ, смещенных достаточно длинными активными части трансформных разломов, среди которых, например, разломная зона Вима со смещением около 300 км, под которой наблюдается наиболее резкое усиление существующей отрицательной аномалии δV_S после расчета атрибута «подвижности». Полученный результат хорошо согласуется с представлениями о широком распространении холодных зон в Атлантике (Дубинин, 1987; Мазарович, 2000; Bonatti et al., 1996) и показывает правомерность «термальной» интерпретации аномалий атрибута. Интересно отметить, что в южной Атлантике на указанных глубинах также имеются холодные линзы по разрезу δV_S, но на разрезе атрибута они никак не меняют своей контрастности и разломных зон с большими активными частями там не наблюдается.

В работе (Дмитриев и др., 1999) рассматривается распределение типов базальтового магматизма, полученное по данным о закалочных стеклах. Наиболее интересным в связи с геометрией холодных блоков является распределение типа TOP-Na вдоль оси САХ (рис. 7). Данный тип по (Дмитриев, Соколов, 2003) представляет собой наиболее обедненные базальты с высоким содержанием натрия. Для этой группы характерна самая низкая степень плавления и самая низкая продуктивность магматизма. TOP-Na распространен в пределах участков СОХ с медленным спредингом. TOP-Na является продуктом дифференциации расплавов, образовавшихся на небольшой глубине при минимальных значениях температуры и давления. Распределение TOP-Na в пространстве коррелируется с отрицательными аномалиями «подвижности» на глубинах 300-600 км (рис. 7). Исключением является кластер TOP-Na к северу от Азорского плюма, но при этом холодный блок в мантии присутствует там на значительно больших глубинах – от 700 до 1000 км. Отметим также, что в южной Атлантике над «холодными» аномалиями δV_S TOP-Na не обнаружен. Интересным является факт сочетания рассмотренных выше параметров в ультрамедленных спрединговых обстановках. Например, хребет Книповича уже был охарактеризован в данной работе. Другим ультрамедленным спрединговым сегментом с уникальными свойствами является сегмент Юго-западного Индийского хребта (ЮЗИХ) к западу от тройного сочленения Родригес (Индийский океан). На рис. 1 показано, что вся мировая система СОХ представлена в слое 0-100 км непрерывной отрицательной «горячей» аномалией δV_S, и есть только два исключения: хребет Книповича и указанный выше сегмент ЮЗИХ, в которых наблюдается значительный

«холодный» интервал в непрерывной аномалии. По данным (Дмитриев, Соколов, 2003) в «холодном» интервале ЮЗИХ имеется представительное опробование составов базальтовых стекол со свойствами TOP-Na. Аналогичный тип магматизма также обнаружен на хребте Книповича (Сущевская и др., 2010) в экспедиции ГИН РАН и Норвежского Нефтяного Директората на НИС «Академик Николай Страхов» (24 рейс, 2006 г.).

По данным (Силантьев, 2003; Силантьев, Соколов, 2010) геохимическая сегментация, проявленная на всем простирании САХ, как в базальтах, так и в ассоциирующих с ними габброидах и перидотитах, позволяет полагать, что мантийному субстрату под осевой зоной САХ свойственна вещественная гетерогенность, выраженная в вариациях содержаний некогерентных элементов и изотопных характеристик в продуктах магматизма рифтовой долины. Характер распределения сейсмотомографических аномалий вдоль осевой зоны САХ показывает, что мантия под рифтовой долиной САХ сегментирована и неоднородна не только в геохимическом, но и в геодинамическом отношении. Неоднородности мантии под САХ (рис.6) обнаруживают корреляцию с характером распределения вдоль оси хребта геохимических типов MORB и степенью деплетированности мантийных реститов (Силантьев, 2003). Есть основание полагать, что геохимическая специфика продуктов мантийного магматизма под осевой зоной САХ по данным атрибута связана с геодинамическим состоянием мантии.

Вышесказанное иллюстрирует, что аномалии δV_S и атрибута $\delta(Vp/Vs)$, в особенности в северной части разреза САХ, показывают непротиворечивую ассоциацию параметров сегментов САХ с «холодной» мантией и другими типами данных, в частности геохимическими. Атрибут подвижности $\delta(Vp/Vs)$ позволяет дифференцировать аномальное поле в верхней мантии под САХ и выделять участки, имеющие принципиально различные значение для понимания геодинамики, геохимии и интерпретации состояния недр.

КУБ АТРИБУТА Vp/Vs

Наличие кубов (трехмерной регулярной сетки значений параметров) для аномальных полей δV_S и δV_P дает возможность не только строить разрезы вдоль произвольных профилей, но и осуществить расчет куба атрибута $\delta(Vp/Vs)$, пользуясь алгоритмом, описанным выше. Возможность трехмерного обзора куба в специализированной программной среде позволяет анализировать данные более объективно, чем в ситуации с набором двухмерных срезов, но его недостаток состоит в том, что показать это преимущество сложно иллюстрациями в статье. Даже весьма удачные «снимки» трехмерного объекта не заменят интерактивных возможностей работы с кубом. Тем не менее, приведем пример 3D отображения данных, в программе VOXLER (Golden Software, USA).

На рисунках 8*а* и 8*б* представлены соответственно δV_S сейсмотомографической модели NGRAND (Grand et al., 1997) для изоповерхности -0.55% (вид сверху с юга, вид снизу с юга) и атрибута подвижности $\delta(Vp/Vs)$ для изоповерхности 0.75 (вид сверху с юга, вид снизу с юга). Вертикальный масштаб глубины был растянут таким образом, чтобы численно интервал глубин 0-2890 км равнялся 180 градусам координат широты (или долготы) на плоскости, поскольку раздельное масштабирование осей внутри программной среды не предусмотрено. Ввиду различного физического смысла кубов

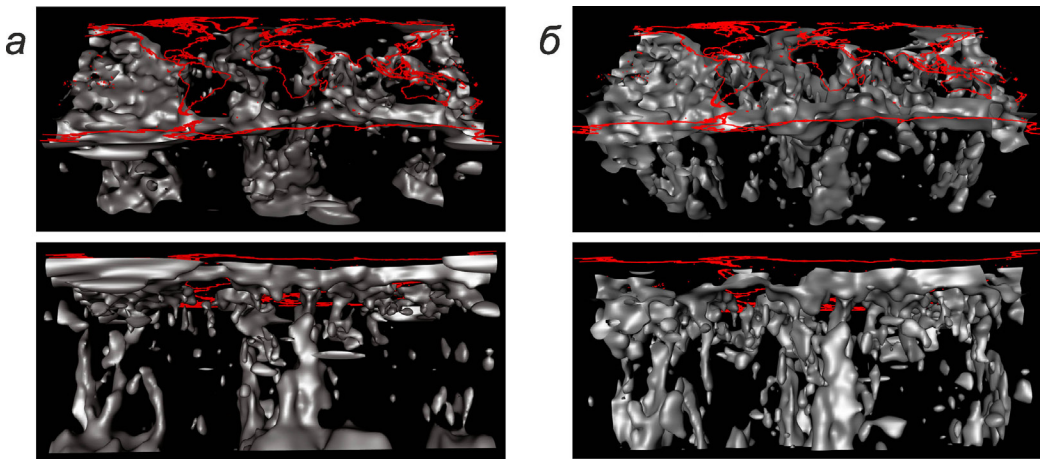


Рис. 8. Объемные прямоугольные виды (вертикальный масштаб увеличен в 6 раз): δV сейсмотомографической модели NGRAND (Grand et al., 1997) по S волнам для изоповерхности -0.55% выше малых фоновых вариаций: вид сверху с юга, вид снизу с юга (*а*); атрибута подвижности для изоповерхности 0.75: вид сверху с юга, вид снизу с юга (*б*).

δV_S и $\delta(Vp/Vs)$ необходимо подобрать уровень изоповерхностей таким образом, чтобы отображение атрибутов можно было сравнивать. Поскольку для зон с глубокими отрицательными аномалиями практически нет разницы между δV_S и $\delta(Vp/Vs)$, отображение было настроено, так чтобы Афарский плюм на обеих картинках отображался более или менее одинаково (в центре блоков на переднем плане).

Приведенные «снимки» 3D отображения показывают, что пространство между суперплюмами оказывается более дифференцированным на кубе атрибута «подвижности», чем на δV_S. В пределах центральной Евразии выделяются значительные аномалии атрибута, которые к поверхности выходят на области проявлений вулканизма, что видно на Атлантическо-Евразийском разрезе (рис. 5). Рассмотрение куба атрибута под различными углами обзора позволяет увидеть возможные каналы подведения «горячего» вещества от боковых ветвей суперплюма к поверхности. Кроме того, поскольку Евразия находится между суперплюмами, просматриваются возможности для смешивания флюидов от источников, имеющих корни в обоих суперплюмах. В частности, под западной Евразией просматривается ответвление от Исландского плюма, находящееся на глубинах от 800 до 1500 км.

ВЫВОДЫ

1. Определена и опробована простая методика расчета атрибута $\delta(Vp/Vs)$ по моделям распределения вариаций скоростей δV_S и δV_P в мантии, основанная на восстановлении абсолютных значений скоростей из вариаций с использованием скоростной модели первого приближения PREM, позволяющая снизить уровень шума при расчетах. Физический смысл данного атрибута состоит во флюидонасыщенности среды, что для мантии означает повышенную степень частичного плавления, прогретое состояние или наличие глубинного флюида. Поскольку аномалии атрибута фиксируются в геодинамически активных зонах, можно условно определить атрибут как показатель «подвижности» недр.

2. В поверхностном слое 0-100 км по значениям атрибута «подвижности» наблюдается перемычка между северными окончаниями аномалий Афарского плюма в Черноморском регионе и продолжением Индийского хребта на север. Восточно-Европейской платформы является барьером для меридиональных потоков прогретого вещества верхней мантии, вдоль которого происходит субширотное перетекание вещества.

3. Интенсивные положительные аномалии атрибута присутствуют под районами новейшего вулканизма Евразии. 3D модель атрибута выявляет сложную конфигурацию пространственных вертикальных и латеральных каналов, подводящих флюид или прогретое вещество с глубины на поверхность. Контрастные линзы атрибута концентрируются около двух конусообразных областей, расширяющихся к верхним отделам мантии. Эти области являются пересечением с ответвлениями Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, центры которых расположены почти на 5000 км южнее положения профиля. Основная «подвижность» в пределах субширотного профиля через районы новейшего вулканизма российской части Евразии обеспечивается потоком, поступающим от суперплюмов с субэкваториальными корнями.

4. На разрезе атрибута и S волн вдоль САХ в мантии над уровнем ~700 км наблюдаются линзы пониженной подвижности мощностью 200-300 км в районе разломов Романш, Чарли Гиббса и зоны хребта Книповича, и зоны резкого усиления отрицательных аномалий между разломами Романш и 15°20' (Зеленого Мыса). С этим областями «холодной» мантии хорошо коррелирует геохимическая сегментация САХ. При сравнении положения этих зон с конфигурацией САХ в плане видно, что они находятся около разломных зон, формирующих главную сегментацию Атлантического океана и его перехода к Арктике с большой длиной активной части трансформных разломов (от 180 до 1050 км) с левосдвиговой морфологией. Отличие этих объектов в северной Атлантике состоит в базальтовом магматизме типа TOP-Na, который представляет наиболее обедненные базальты с высоким содержанием натрия, самой низкой степенью плавления и продуктивностью. Он распространен в пределах участков СОХ с медленным и ультрамедленным спредингом и хорошо коррелируется с отрицательными аномалиями подвижности.

Автор выражает глубокую признательность В.В. Ярмолюку и С.А. Силантьеву, а также всем ознакомившимся с рукописью, за конструктивные замечания и советы, высказанные по содержанию статьи.

Работа выполнена при поддержке Программ Президиума № 4 «Природная среда России: адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата и развития атомной энергетики» и № 23 «Фундаментальные проблемы океанологии: геология, физика, биология, экология», научной школы НШ_5177.2012.5 и грантов РФФИ 11-05-00628-а, 13-05-12076 и 14-05-00122.

Список литературы

Астафурова Е.Г., Гуревич Н.И., Даниэль Е.Д., Мащенков С.П. Сопоставление особенностей

аккреции океанической коры при низкоскоростном и сверхнизкоскоростном спрединге // Российский журнал наук о Земле. 2000. Декабрь. Т. 2. № 3. С. 295-301. (http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v02/rje00046/rje00046.htm)

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю. Геодинамика трех контрастных типов магматизма океана и их отражение в данных сейсмотомографии // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 655-672.

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хирн Т. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта. // Российский журнал наук о Земле. 1999. Ноябрь. Т. 1. № 6. (http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v01/rje99025/rje99025.htm)

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и P-T условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное распределение // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 227-247.

Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: МГУ, 1987. 181 с.

Воскресенский Ю.Н. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. 68 с.

Летников Ф.А. К вопросу о природе изменения скоростей продольных волн (VP) в мантии, соотносимых с воздействием плюмов // ДАН. 2003. Т. 390. № 5. С. 673–675.

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли // РФФИ. Библиотека научно-популярных статей. 2006. 10 с.

Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный Мир, 2000. 176 с.

Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. 336 с.

Силантьев С.А. Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно_ Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 339–362.

Силантьев С.А., Соколов С.Ю. Влияние реологической гетерогенности мантии под осевой зоной Срединно-Атлантического хребта на изотопно-геохимические параметры магматизма и распределение гидротермальных рудопроявлений // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Материалы научной конференции. Москва: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН). 8-11 ноября 2010 г. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 153-154.

Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // ДАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.

Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. Под ред. Н.Б.Дортман. М.: Недра, 1984. 455 с.

Сущевская Н.М., Пейве А.А., Беляцкий Б.В. Условия формирования слабо обогащенных толеитов в северной части хребта Книповича // Геохимия. 2010. № 4. С. 1-18.

Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y. Plate Tectonics and Hotspots: The Third Dimension // Science. V. 256. N. 5064. 19 June 1992. P. 1645-1651.

Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Diffuse impact of the Mid-Atlantic ridge with the Romanche transform: an ultracold ridge-transform intersection // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. N. B4. P. 8043-8054.

Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models. Geochemistry Geophysics Geosystems G3. V. 3. January 10, 2002. Paper number 2001GC000168.

Dziewonski A., Anderson D. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. N. 4. P. 297–356.

GPS Time Series Data. Jet Propulsion Laboratory of California Institute of Technology. 2008. (http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html)

Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth. GSA Today. 7. 1-7. 1997.

Ritsema J., Allen R.M. The elusive mantle plume // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 207. N. 1. P. 1-12.

Sokolov S.Yu., Sokolov N.S., Dmitriev L.V. Geodynamic zonation of the Atlantic Ocean lithosphere: Application of cluster analysis procedure and zoning inferred from geophysical data // Russian Journal of Earth Sciences. 2008. V. 10. ES4001. doi:10.2205/2007ES000218. P. 1-30.

Su W.J., Dziewonski A.M. Simultaneous inversion for 3-D variations in shear and bulk velocity in the mantle // Phys. Earth Planet. Inter. 1997. V. 100. P. N. 1-4. P. 135-156.

Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence of deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. V. 386. N. 6625. P. 578-584.

Zhang Y.S., Tanimoto T. Ridges, hotspots and their interaction, as observed in seismic velocity maps // Nature. 1992. V. 355. P. 45-49.

СОСТОЯНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ

CONDITION OF GEODYNAMIC MOBILITY IN MANTLE BASED ON DATA FROM SEISMIC TOMOGRAPHY AND P AND S WAVES VELOCITY RATIO

S.Y. Sokolov

Geological institute RAS, Moscow, 119017

Algorithm of $\delta(Vp/Vs)$ attribute calculation was formulated and checked for existing global S and P waves mantle velocity variation models based on restore of absolute velocity values from variations and PREM model, which allows reducing noise contribution. Maximums of this attribute appear in the zones of increased partial melting or deep fluid supply and are interpreted as a factor of interior «mobility». Positive anomalies of mobility exist beneath the regions of recent volcanism in Eurasia up to depth of 1000 km. On latitudinal section high contrast lenses of the attribute are concentrated around two cone-like areas, expanding towards the upper parts of the mantle. These areas intersect with branches of African and Pacific superplumes. Main mobility within the limits of latitudinal section at recent volcanic areas of Russian Eurasia is supported by the flow, coming from superplumes with subequatorial roots. On the section along the Mid-Atlantic Ridge (MAR) in the mantle above 700 km we could observe the lenses of low mobility as thick as 200-300 km in areas of Romanche, 15°20' (Cape Verde), the Charlie Gibbs fracture zones and the Knipovich Ridge. These areas of «cold» mantle correlate with geochemical segmentation of the MAR and fracture zones that form the main Atlantic ocean segmentation and its transition to the Arctic region with large offset segments (from 180 to 1050 km) and left strike-slip morphology.

Keywords: velocity ratio, mobility, the Ocean Ridge, cold mantle blocks.