

УДК 551.24

РОЛЬ АСТЕНОСФЕРЫ В ПЕРЕМЕЩЕНИИ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ: ЭФИОПСКО-АФАРСКИЙ СУПЕРПЛЮМ И АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ ПОЯС

© 2012 г. С. Ю. Соколов, В. Г. Трифонов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 27.09.2011 г.

Представлены сейсмотомографические данные, показывающие мантийную структуру региона Эфиопско-Афарского суперплюма и разных сегментов Альпийско-Гималайского орогенического пояса и их соотношения с соседними мегаструктурами Земли. Анализ сейсмотомографических данных и их сопоставление с геологическими данными по указанным регионам приводят к выводу о решающей роли латеральных потоков вещества верхней мантии в развитии Тетиса и его последовавшем в кайнозой закрытии с преобразованием в орогенический пояс. Латеральный поток “горячего” верхнемантийного (астеносферного) вещества от меридионально вытянутого (в современных координатах) стационарного суперплюма длительное время обеспечивал приращение к Евразии отторгнутых суперплюмом фрагментов Гондваны и развитие на северо-восточном фланге Тетиса субдукционных процессов. Их характерная верхнемантийная структура в виде “холодных” слэбов, переходящих в низах верхней мантии в субгоризонтальные линзы с повышенными скоростями сейсмических волн, сейчас сохранилась в Индонезийском сегменте орогенического пояса. В его более северо-западных сегментах с закрытием Тетиса и началом коллизии “горячий” астеносферный поток проник до северных окраин пояса, переработав элементы прежней структуры верхней мантии и обогатившись содержащимися в них водными флюидами. Воздействие этой активной астеносферы на литосферу обусловили интенсивные позднекайнозойские деформации, магматизм и в конечном счете горообразование пояса.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно классической плэйт-тектонической теории, литосферные плиты, охватывающие земную кору и самые верхи мантии до глубин 50–200 км, движутся от зон спрединга к зонам субдукции и коллизии вдоль траекторий, маркируемых трансформными разломами. Механизмы этого движения дискуссионны. В качестве одного из них предлагается “расталкивание” плит магматическим материалом, внедряющимся в зонах спрединга. Однако отношение габаритов вертикального потока горячего вещества под срединно-океаническими хребтами и “расталкиваемых” ими плит в среднем составляет, по данным сейсмотомографии, $\sim 1/40$, что делает такой механизм маловероятным без дополнительных факторов воздействия [32]. Сходные причины заставляют исключить из числа существенных механизмов латерального движения плит “всасывающее” воздействие субдуцируемых слэбов, хотя несомненно важная роль затягивающего эффекта (растяжения) в погружении слэбов, как из-за их большей плотности по сравнению с более горячей окружающей мантией, так и благодаря “утяжелению” при минеральных преобразованиях [33].

Поэтому возникла гипотеза, что плиты движутся потоками подстилающего их вещества

верхней мантии и, прежде всего, астеносферы. Гипотезы о самостоятельном движении плит под действием инерционных и ротационных механизмов по вязкому астеносферному слою в данной работе не рассматриваются. Некоторые ученые считают астеносферу только продуктом фазовых преобразований, связанных с изменением температуры (T) и давления (P) с глубиной. Согласно этой точке зрения, астеносфера появляется в разрезах верхней мантии на глубине ~ 100 км под всеми континентами и не имеет тектонически предопределенной специфики [59]. Но большинство исследователей, не отрицая P – T предопределенности астеносферы, отмечают ее гетерогенность и разновысотность верхней границы, коррелируемые с ее расположением под разными крупными структурами континентальной литосферы [16, 42, 54]. По мнению Ф.А. Летникова [16], связь литосферных плит с астеносферой доказывается обратными отношениями мощностей гранитоидного слоя и истощенной литосферной мантии с глубиной залегания и мощностью астеносферы. Эта точка зрения допускает не только совместное движение астеносферы и литосферы, но и геодинамическое воздействие первой на вторую. Астеносферные течения рассматриваются как элементы общемантийной конвекции [23, 34, 38] или конвективных ячеек на уровне

верхней мантии [22], или как результат интерференции этих двух уровней конвекции [5, 11].

Проверкой идеи мантийной конвекции, как источника движений литосферных плит, явились данные сейсмической томографии. Установлено, что в зонах субдукции западной окраины Тихого океана некоторые высокочастотные субдуцируемые слэбы прослеживаются как сейсмофокальные зоны до глубин 650 км [39], а как относительно высокоскоростные объемы пород — до 900–1000 км, ниже верхней мантии [47]. Казалось бы, это указывает на общемантийную конвекцию. Однако более детальные сейсмотомографические исследования, выполненные в районах Алеутской, Курило-Камчатской и Японской островных дуг [7, 49], показали, что только в 5 построенных поперечных разрезах из 22 слэб продолжается глубже 670 км. В остальных сечениях слэб переходит в линзовидный слой, охватывающий глубины примерно от 410 до 670 км. В тех случаях, когда слэб уходит глубже, этот линзовидный слой присутствует в разрезе и выражен резче в скоростях продольных волн V_p , чем глубинное продолжение слэба. Д. Жао и его соавторы [7] назвали этот слой крупным мантийным клином (КМК). Над ним, как правило, выделяется линзовидно изменяющийся мощный слой пониженных V_p .

Вместе с тем, уже ранние работы по сейсмической томографии показали, что объемы пониженных скоростей сейсмических волн под зонами спрединга, которые можно было бы интерпретировать как восходящие мантийные потоки, не продолжают глубоко в мантию, а потоки, восходящие из нижней мантии, находятся в других местах [1]. Первоначально были выделены два таких глубинных суперплюма — Центрально-Тихоокеанский и Эфиопско-Афарский. Позднее были обнаружены подобные, хотя и более слабые, восходящие потоки под Исландией, островами Зеленого Мыса, Канарскими островами и некоторыми другими вулканическими областями. Когда эти потоки подходят под срединно-океанический хребет, продукты вулканизма, связанного с хребтом, представляют собой смесь проявлений типичных MORB и глубинных обогащенных разновидностей базальтов. К тому же некоторые из таких потоков не поднимаются выше астеносферы (Центрально-Тихоокеанский) или отделяются от нее более высокоскоростными объемами на уровне ~670 км (о-ва Зеленого Мыса). Кроме суперплюмов, восходящих из нижней мантии и прослеживаемых почти от границы ядро/мантия, выделяются более многочисленные плюмы (проявления апвеллинга), поднимающиеся из переходного слоя 410–670 км (плюм под Байкальской рифтовой системой [7]) или чаще с более высоких уровней мантии [11].

Аномалии скоростей сейсмических волн (отклонения от среднестатистических значений, характерных для этих глубин), по которым выделяются “горячие” (восходящие) и “холодные” (нисходящие) потоки мантийного вещества, лишь в астеносфере и отдельных участках субдуцирующих слэбов достигают нескольких процентов. В других частях мантии они меньше, и значимыми считаются отклонения на 0.25% для V_p и 0.5% для поперечных волн V_s , т.е. 0.02–0.06 км/с. Вместе с тем, V_p в мантии возрастают с глубиной от ~8 до ~13 км/с, а V_s — от 4.3 до ~7 км/с. На определенных рубежах скорости изменяются на доли км/с. Такие скачки связывают с изменением плотности горных пород, которое не может быть достигнуто только уплотнением или разуплотнением пород под нагрузкой вышележащих слоев, но предполагает изменение кристаллохимии минералов.

Эти преобразования, подтвержденные лабораторными исследованиями поведения минералов при сверхвысоких давлениях и температурах, характерных для разных уровней мантии, описаны в ряде публикаций и обобщены в недавней работе Ю.М. Пушаровского и Д.Ю. Пушаровского [28], что избавляет от необходимости их детального рассмотрения. Заметим лишь, что уже на глубинах 50–100 км пироксены метабазитов и ультраосновных пород начинают переходить в более плотные гранаты. Ниже в верхней мантии фиксируются еще несколько сейсмических разделов, из которых два наиболее четких и повсеместных находятся на глубинах ~410 и ~670 км. С верхним из этих разделов связан переход оливина с ромбической сингонией в его разновидности со шпинелевой структурой (вадслеит, трансформирующийся на глубине ~520 км в рингвудит), что увеличивает плотность минерала на величину до 8%. Примерно на той же глубине клинопироксен трансформируется в вадслеит и стишовит. В интервале глубин от 410 до 500 км пироксены приобретают более компактную структуру типа ильменита. Итак, на глубинах 410–670 км доминируют гранат, шпинель и силикаты с ильменитовой структурой. Глубже они замещаются более плотными перовскитоподобными фазами, на долю которых приходится ~80% объема средней¹ и нижней мантии [28].

Изложенные данные показывают, что скачки на сейсмических разделах и отчасти общее нарастание скоростей сейсмических волн с глубиной обусловлены изменениями кристаллохимической структуры вещества мантии при том, что ее химический состав может быть достаточно однородным. Изменение скоростей, вероятно, отражает изменение плотности мантии с глубиной. Тот факт, что нисходящие и восходящие потоки

¹ Понятие “средняя мантия” (глубины ~900–1700 км) было введено Ю.М. Пушаровским [27].

мантийного вещества прослеживаются через указанные сейсмические разделы, означает, что вещество потоков претерпевает те же кристаллохимические изменения, что и окружающая мантия, сохраняя температурные отличия от нее. Из-за этих отличий переход в шпинелевую фазу оливина (как и пироксена с обособлением стишовита) может происходить в холодном слэбе при более низких давлениях, соответствующих глубинам 300–380 км. В горячих суперплюмах глубины переходов, вероятно, возрастают. Следует также иметь в виду, что фазовые переходы минералов бывают экзотермическими (например, трансформации оливина в шпинель и пироксенов в фазы со структурой ильменита) и эндотермическими (например, переход к перовскитовым структурам) [33], что вносит дополнительные изменения в сейсмотомографическую картину.

Принципиальным параметром, определяющим геодинамическую роль астеносферы, является количество содержащейся в ней воды. А.Е. Рингвуд [29] оценивал его в 0.1%. По данным В.А. Пугина и Н.И. Хитарова [26], количество воды в мантии исчисляется сотыми долями процента. Вместе с тем, Ф.А. Летников отводит важную роль в формировании литосферных и, в частности, коровых магматических очагов и метаморфическом преобразовании литосферы глубинным флюидам [17, 19, 20]. Он полагает, что их главный источник — астеносфера, но допускает поступление флюидов и с больших глубин [18, 21].

Прямые доказательства присутствия воды в подлитосферной мантии отсутствуют, поскольку водосодержащие глубинные ксенолиты и эксгумированные породы могли подвергнуться минеральным преобразованиям при их поступлении на земную поверхность. Согласно петролого-геохимическим данным, большинство минералов подлитосферной мантии лишено гидроксильных групп [30]. Исключением могут быть породы на уровне 410–670 км. Кристаллохимическая структура вадслеита и рингвудита такова, что допускает замену части анионов кислорода этих безводных минералов на гидроксильные группы [50, 57]. Их источником могут быть субдуцируемые слэбы, которые содержат не до конца обезвоженные амфиболиты и метасадочные породы и, как сказано выше, полностью или частично переходят в относительно высокоскоростные субгоризонтальные линзы на уровне 410–670 км [24]. Указанием на присутствие флюидов на таких глубинах являются сильное затухание поперечных волн при слабом изменении их скорости [52] и повышенная электропроводимость [51].

Что же касается более глубинных источников водных флюидов, то современные данные о плотности земного ядра допускают присутствие в нем водорода. Гидрид железа оказывается устойчивым

при температурах и давлениях, характерных для нижней мантии [28]. Однако минералы средней и нижней мантии содержат минимальное количество кислорода, исключающее его соединение с водородом. Такая возможность возникает лишь в слое 410–670 км. Поэтому можно допустить, что потенциальные источники водных флюидов появляются в составе мантийных суперплюмов выше 670 км. Тем более они могут быть в плюмах, поднимающихся от переходного слоя или астеносферы.

Таким образом, проявления общемантийной конвекции существенно искажаются и дополняются перемещениями горных масс в верхней мантии выше глубины ~670 км. Эти перемещения и возможное присутствие в ней водных флюидов позволяют ставить вопрос о важной тектонической роли верхнемантийных процессов. Цель предлагаемой статьи — представить и проанализировать сейсмотомографические свидетельства верхнемантийных движений с учетом минеральных преобразований и сформулировать их возможные воздействия на движения и деформации литосферных плит. Объектами исследования выбраны регион Эфиопско-Афарского суперплюма и Альпийско-Гималайский орогенический пояс. Данные по другим регионам привлекаются для сравнения.

Анализ сейсмотомографических данных по региону Эфиопско-Афарского суперплюма и Альпийско-Гималайскому поясу

Анализ сейсмотомографических данных по северо-востоку Азии [7] показал, что результаты обработки данных глобальной сети станций, хотя и обладают худшим разрешением по сравнению с результатами обработки данных региональных сейсмологических сетей, но дают в принципе сходную картину. Поэтому мы использовали для изучения Эфиопско-Афарского суперплюма и Альпийско-Гималайского пояса сейсмотомографические материалы, полученные на основе глобальной сети [44, 48, 61]. При интерпретации этих материалов следует иметь ввиду их более низкое пространственное разрешение по сравнению с региональными моделями. Так, оно не позволяет разграничить литосферу и астеносферу. Для этого приходится привлекать другие геофизические данные и, опираясь на них, интерпретировать, например, пониженные усредненные скорости сейсмических волн под континентами на глубинах до 100 км как повышение кровли астеносферы.

На основе указанных материалов по данным [44, 48, 61] были построены сейсмотомографические профили (рис. 1, 2), показанные на картах вариаций V_p и V_s в поверхностном слое мощностью 100 км. Для характеристики распределения аномальных значений V_p и V_s используются их от-

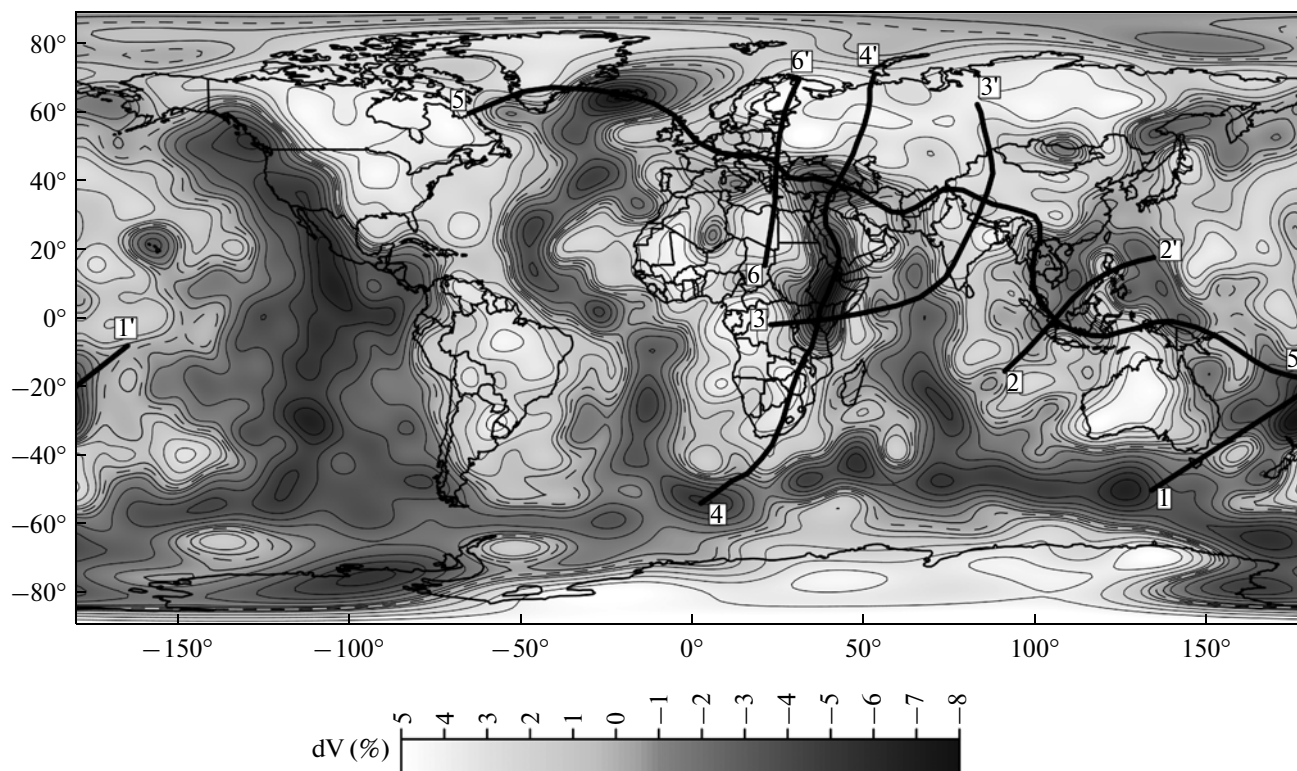


Рис. 1. Глобальная схема распределения dV_s на глубинах 100 км. Составил С.Ю. Соколов по данным [43, 47, 60]. Показаны линии профилей рис. 3–6. Контуры проведены через 1% для S-волн, пунктир проведен для нулевых значений

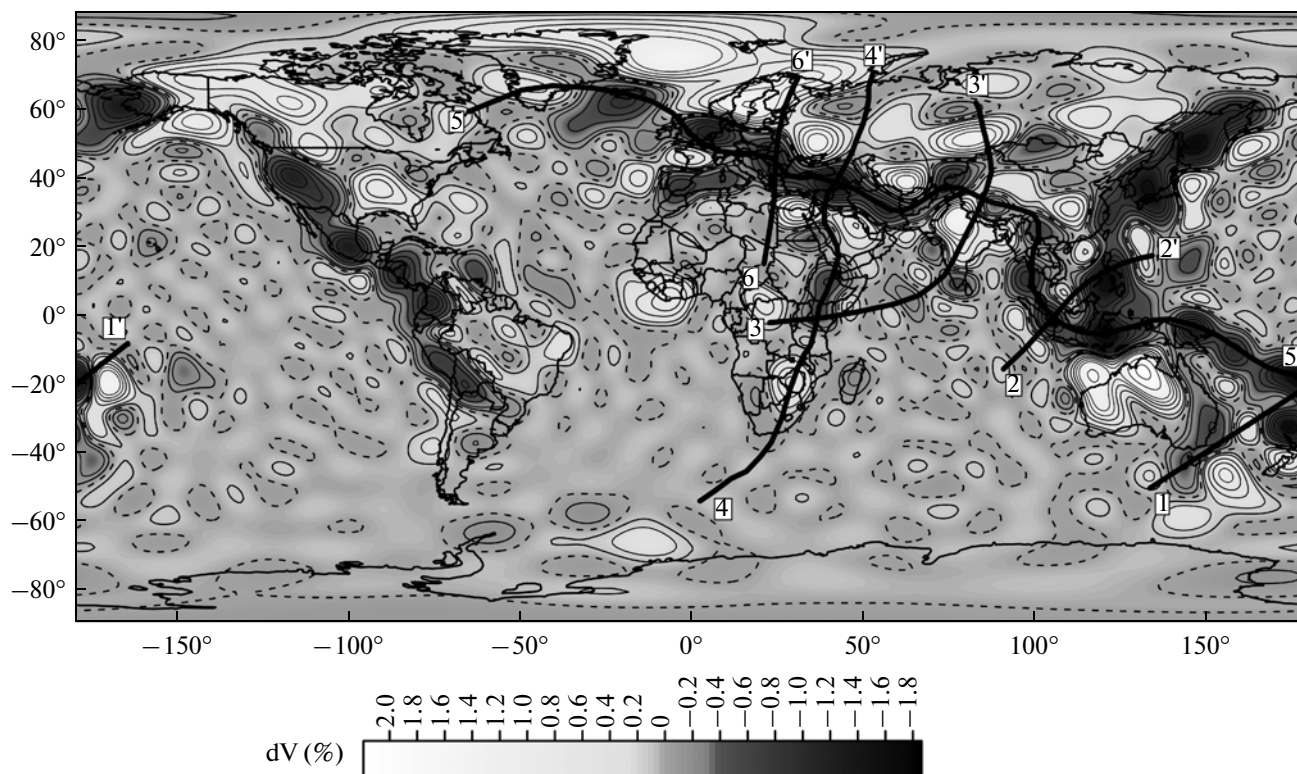


Рис. 2. Глобальная схема распределения dV_p на глубинах 100 км. Составил С.Ю. Соколов по данным [43, 47, 60]. Показаны линии профилей рис. 3–6. Контуры проведены через 0.2% для Р-волн, пунктир проведен для нулевых значений

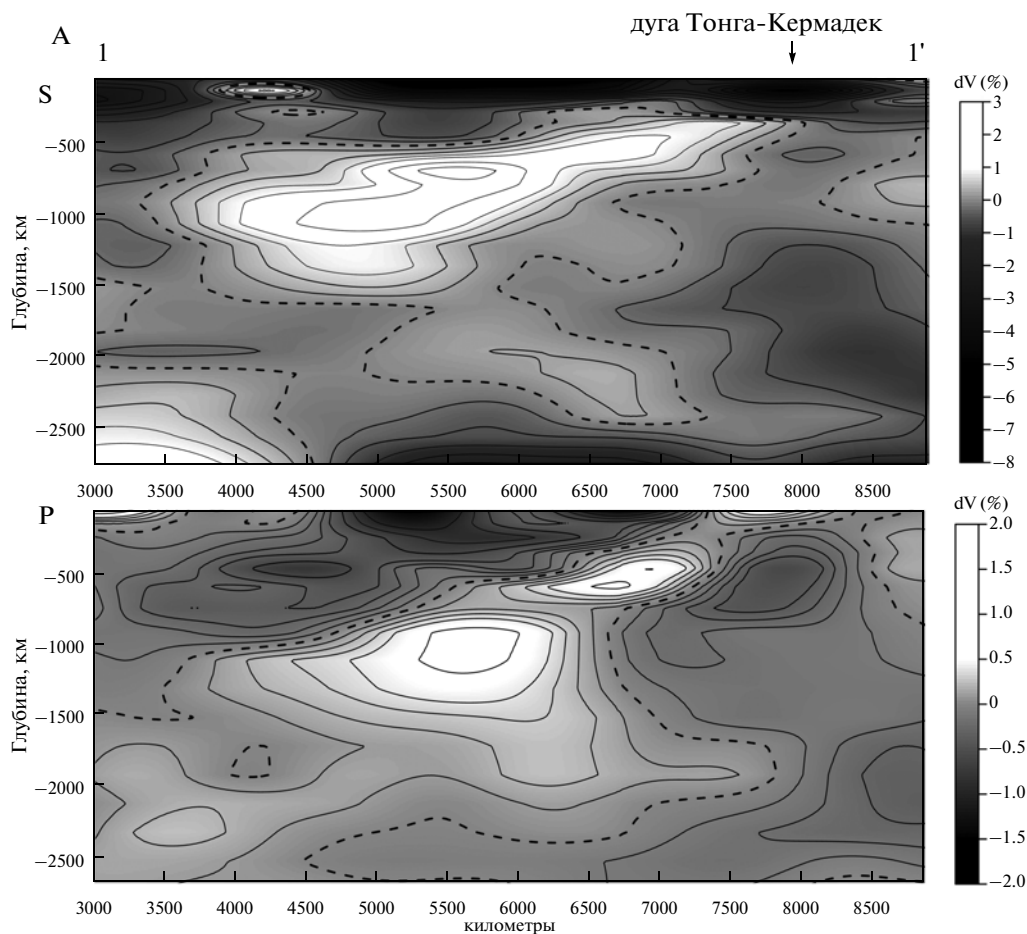


Рис. 3. Поперечные сейсмотомографические профили dV_s и dV_p по линиям А — 1–1' (через дугу Тонга-Кермадек), Б — 2–2' (через Андамано-Индонезийскую дугу) и В — 6–6' (через Крито-Эллинскую дугу и Карпаты). Составил С.Ю. Соколов по данным [43, 47, 60]. Контуры проведены через 0.5% для S-волн и 0.25% для P-волн, пунктир проведен для нулевых значений

клонения от среднего значения для данного слоя в процентах. Повышенными считаются значения dV_p от 0.25 до 0.8% и dV_s от 0.5 до 2.0%, а сильно повышенными — $dV_p > 0.8\%$ и $dV_s > 2.0\%$. Характерной особенностью этих карт является четкая выраженность системы СОХ в поле V_s (есть два исключения — хребет Книповича и участок Африкано-Антарктического хребта рядом с плато Кергелен) и практически полное ее отсутствие в поле V_p . При этом последнее имеет основную вариабельность, связанную с коллизионными зонами Земли и, в частности, с Альпийско-Гималайским поясом.

Профили 1–1' через дугу Тонга-Кермадек показывают, что зона повышенных и сильно повышенных dV_s , соответствующая сейсмофокальной зоне, переходит на глубинах 400–800 км под субконтинентальной равниной Тонга в горизонтальную высокоскоростную линзу (рис. 3), сходную с теми, которые выявлены на северо-восточной активной окраине Азии [7]. Подобный переход об-

наружен и под Андамано-Индонезийской дугой (см. рис. 3, профили 2–2') и намечается на глубинах 400–500 км под Крито-Эллинской дугой (см. рис. 3, профили 6–6').

Иная ситуация характерна для Тибетско-Гималайского сечения пояса (рис. 4, профили 3–3'). Здесь на глубинах до 100–300 км выявлен слой сильно повышенных dV_s , который протягивается от Гималаев до северного края Тянь-Шаня и продолжается в виде высокоскоростного слоя под Индийскую платформу и Казахстанско-Западно-сибирский сегмент Евразийской плиты. Под югом Тибета (район сuture Неотетиса — зоны Инда-Цангпо) высокоскоростной слой утолщается до 400 км. Ниже, на глубинах 600–700 км, обособляется еще одна субгоризонтальная высокоскоростная линза. Возможно, часть утолщенного верхнего высокоскоростного слоя и эта линза являются преобразованными реликтами неотетического слэба, выположенного на глубине. На профиле dV_p подобная высокоскоростная линза

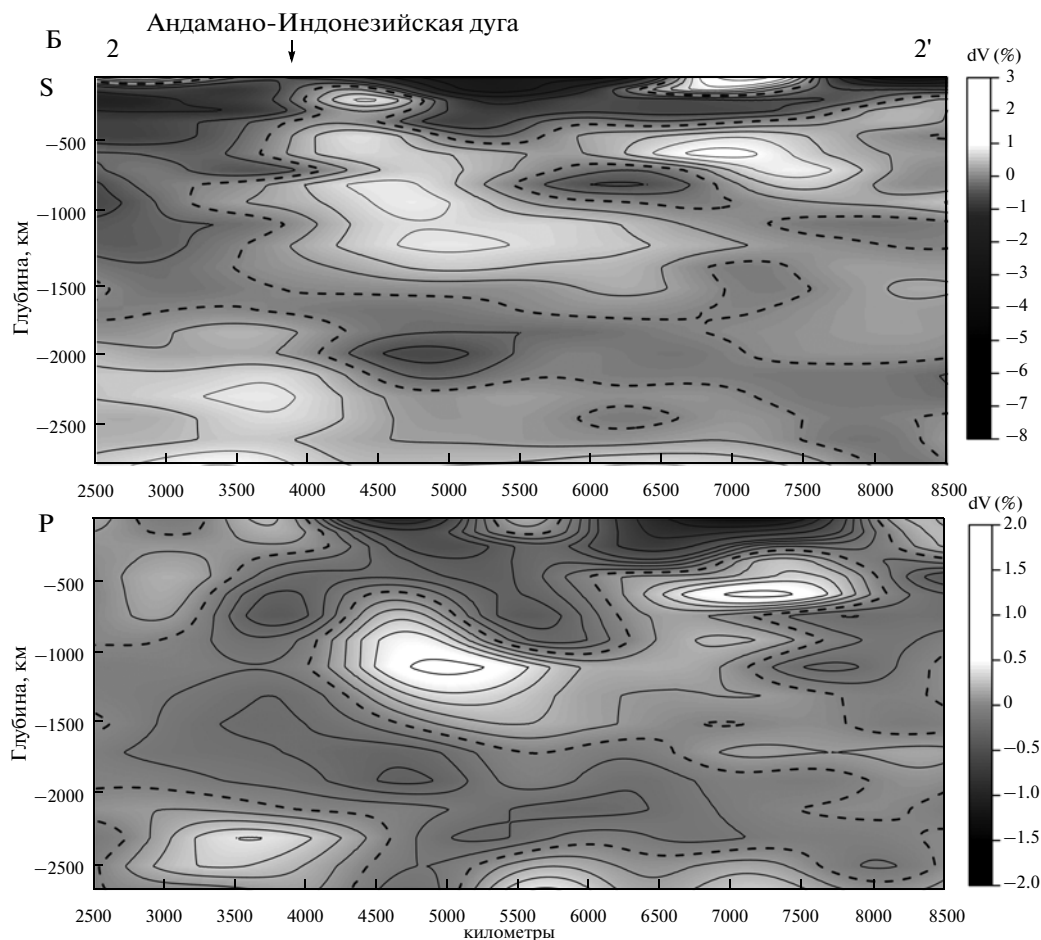


Рис. 3. Продолжение.

прослеживается почти от южного края Индийской платформы до северного края Тибета на глубинах 100–300 км, причем максимальная мощность слоя и наибольшие значения dV_p также зафиксированы под югом Тибета. Севернее усредненные значения dV_p в верхах мантии понижаются до средних, и еще одна линза с высокоскоростными значениями появляется на юге Западной Сибири. Ниже высокоскоростного слоя выделяется область пониженных значений dV_p . Она имеет форму узкой (400–500 км) линзы под Индийской платформой, почти редуцируется под югом Тибета и раздувается до глубин 300–800 км под Высокой Азией (от Тибета до Тянь-Шаня), где участками достигает сильно пониженных значений. Под этой утолщенной линзой, в нижней мантии, нечетко обособляется фрагментированная зона слабо пониженных значений dV_p , наклоненная на юго-запад. На профиле dV_s описанные черты читаются хуже: в верхней мантии фиксируется область слабо пониженных значений под Высокой Азией, а нижнемантийная наклонная зона отмечена средними величинами dV_s на фоне

слабо повышенных значений под соседними территориями.

Принципиальными являются сейсмотомографические профили через Эфиопско-Афарский суперплюм и Аравийско-Иранский сегмент Альпийско-Гималайского пояса (рис. 5, профили 4–4'). На профиле dV_s видны сравнительно тонкие (до глубин ~200 км) верхнемантийные линзы сильно пониженных значений: непротяженная в районе о-ва Буве и протяженная под Восточно-Африканской рифтовой системой и Красноморским рифтом до Южной Аравии. Эта северная линза продолжается на север до Большого Кавказа, характеризуюсь пониженными величинами dV_s . Ниже линзы прослеживается широкая полоса слабо пониженных и участками пониженных значений dV_s , достигающая низов мантии. В своей верхней части она охватывает территорию от Малави до Красного моря, но, будучи наклоненной на юг, на нижнемантийном уровне оказывается под Южной Африкой. Именно эта структура рассматривается как Эфиопско-Афарский суперплюм. Верхи мантии Африканской и Евразийской плит от-

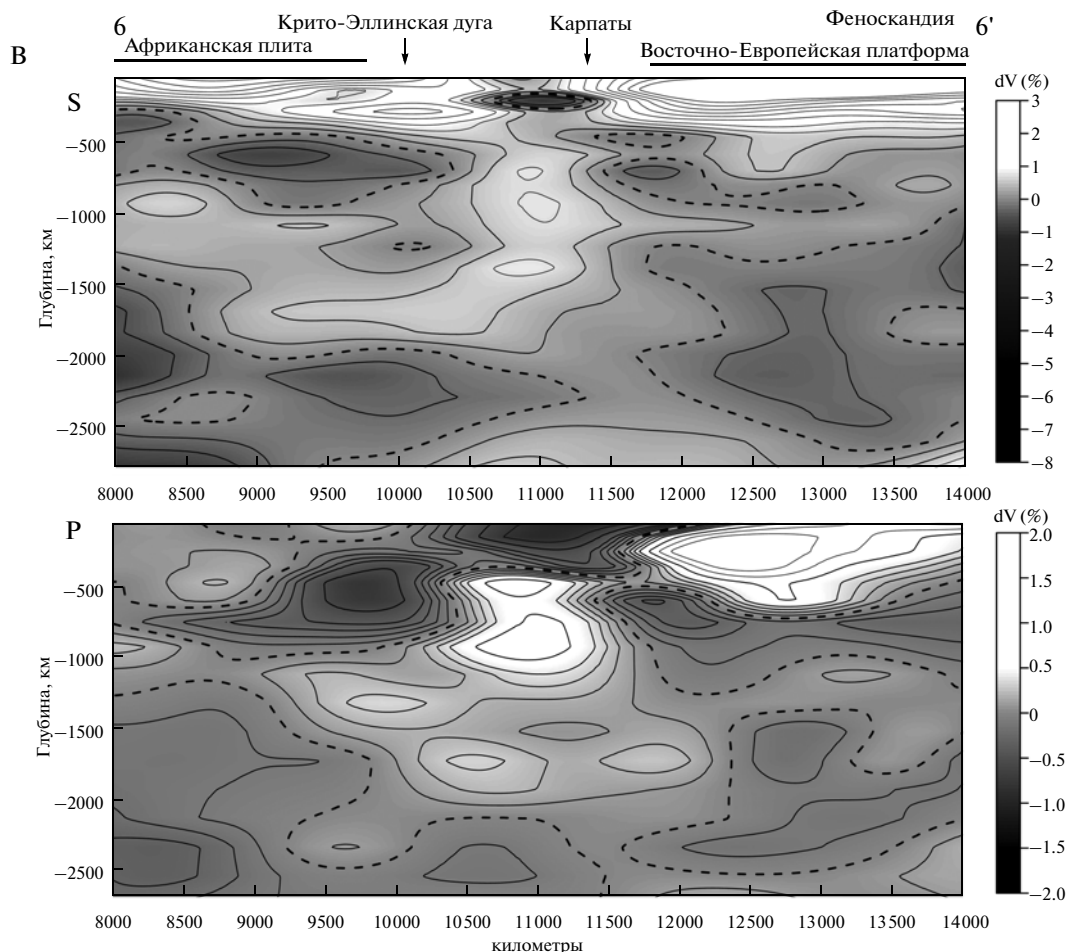


Рис. 3. Окончание.

личаются повышенными значениями dV_s . Характерен низкоскоростной клин, погружающийся от Скифской платформы под Большой Кавказ. Там он выполаживается и прослеживается до Малого Кавказа, постепенно теряя свою обособленность. На профиле dV_p Эфиопско-Афарский суперплюм выражен такой же наклоненной на юг широкой полосой повышенных значений, но в верхней мантии она охватывает глубины до 600–800 км на всем протяжении от Малави до Малого Кавказа, а ее участки под Кенийским рифтом, районом Афара и Армянским вулканическим нагорьем выделяются сильно повышенными величинами dV_p . Лишь под Большим Кавказом толщина полосы резко сокращается, и она ограничивается снизу высокоскоростным клином, погружающимся от Скифской платформы. Верхняя мантия Южной Африки и Восточно-Европейской платформы характеризуется слабо повышенными и средними значениями dV_p .

Поперечные разрезы дополняют профили 5–5' вдоль оси Альпийско-Гималайского пояса, про-

тягивающиеся от дуги Тонга-Кермадек через задуговые бассейны Андамано-Индонезийской дуги, Тибет, Памир, Афганистан, Иран и Малый Кавказ на Анатолию и Карпаты и далее через герциниды Западной Европы до Исландии (рис. 6). Для понимания глубинного строения пояса эти профили важны по двум причинам.

Во-первых, они позволяют видеть структуры, выделенные на поперечных профилях, в другом ракурсе. Так, на продольных профилях подтверждается переход слэба дуги Тонга-Кермадек в субгоризонтальную зону повышенных V_p и V_s на глубинах 600–800 км. На профиле dV_s ее дополняют субгоризонтальные высокоскоростные линзы на глубинах ~100–200 и 350–500 км на западной окраине Тихого океана и на глубинах до ~200 км между дугой Папуа–Новой Гвинеи и восточным флангом Андамано-Индонезийской дуги. Выявленное на поперечном профиле 3–3' двухъярусное строение верхней мантии Тибета (вверху повышенные и внизу пониженные значения V_p) подтверждается на продольном профиле, где видно, что эта особенность проявлена на всем простран-

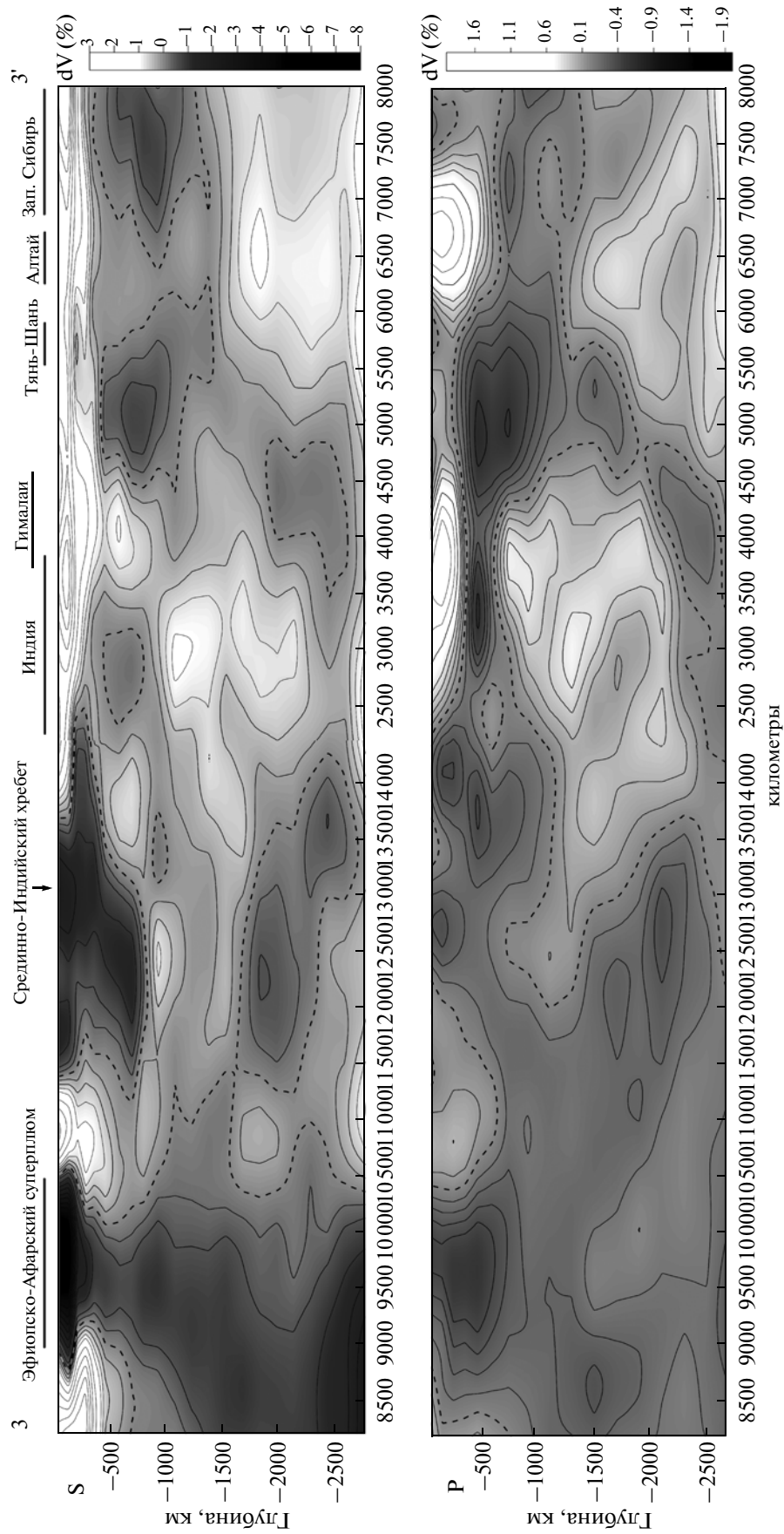


Рис. 4. Сейсмографикские профили dV_s и dV_p по линии 3–3' (от Кении через Срединно-Индийский хребет, Индийскую платформу и Высокую Азию до Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы). Составил С.Ю. Соколов по данным [43, 47, 60]. Контуры проведены через 0.5% для S-волн и 0.25% для P-волн, пунктир проведен для нулевых значений

стве от восточного края Тибета до Памиро-Гиндукуша. Западнее, от Афганистана до Карпат, обособляется на глубинах до 200–300 км слой пониженных и сильно пониженных значений dV_p , продолжающийся под западно-европейские герциниды. Тот факт, что одни и те же структуры фиксируются и на продольных, и на поперечных профилях, доказывает, что выявленные вариации скоростей не связаны с разной анизотропией распространения сейсмических волн, а отражают реальные неоднородности мантии.

Во-вторых, на профилях 5–5' проявлена поперечная сегментация пояса, известная по соотношениям его позднекайнозойских коровых структур [37]. Сегментация лучше выражена на профиле dV_p , причем различия сегментов прослеживаются на всю глубину верхней мантии. Граница юго-восточного “островодужного” и тибетского типов разрезом примерно совпадает с зоной нарушений 105° в.д. между соответствующими сегментами пояса, а граница тибетского и ирано-кавказского типов разрезом – с Дарваз-Чаманской зоной разломов между Памиро-Гималайским и Аравийско-Иранским сегментами.

На профилях 5–5' видна также Исландская верхнемантийная область пониженных скоростей сейсмических волн. Она продолжается в нижнюю мантию, где скоростной контраст области с окружающей мантией уменьшается. Эта низкоскоростная область интерпретируется как Исландский суперплюм. Несмотря на указанные неопределенности, намечается наклон оси области пониженных скоростей на юго-восток до глубин ~1500 км.

Сопоставление данных

На глубинах до 100 км V_s понижены почти под всеми океанскими вулканическими зонами спрединга и прилегающими областями мирового океана (см. рис. 1). Особенно низкие скорости фиксируются в областях Эфиопско-Афарского и Исландского суперплюмов, а также в некоторых участках Центральной и Южной Пацифики. Пониженные значения V_s отмечаются в краевых морях (между Андамано-Индонезийской и Марианской дугами, в районе дуги Тонга-Кермадек и в Охотском море), а также на западе Аравийской плиты и в Кавказском регионе. Под континентами V_s повышены, поскольку поверхность астеносферы там находится ниже.

Значительные отрицательные аномалии V_s под Срединно-Атлантическим хребтом уменьшаются на глубинах 100–200 км и на уровне ~250–300 км исчезают, сохраняясь с меньшими значениями dV_s лишь в области Исландского суперплюма [31]. Похожая картина фиксируется в других океанских зонах спрединга. На этих же глубинах наи-

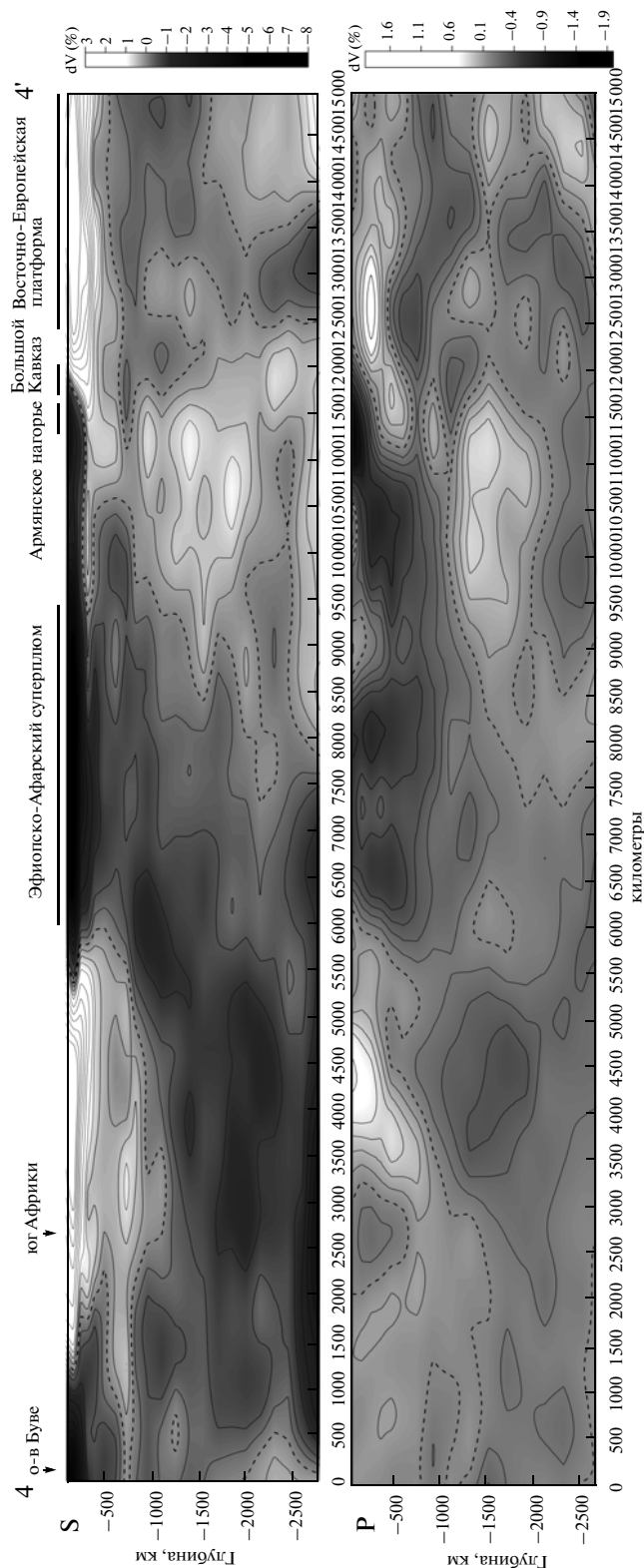


Рис. 5. Сейсмотомографические профили dV_s и dV_p по линии 4–4' (от о-ва Буве через Африканскую платформу, Эфиопско-Афарский суперплюм, Аравийскую плиту и Кавказ до Восточно-Европейской платформы). Составил С.Ю. Соколов по данным [43, 47, 60]. Контурные проведены через 0.5% для S-волн и 0.25% для Р-волн, пунктир проведен для нулевых значений

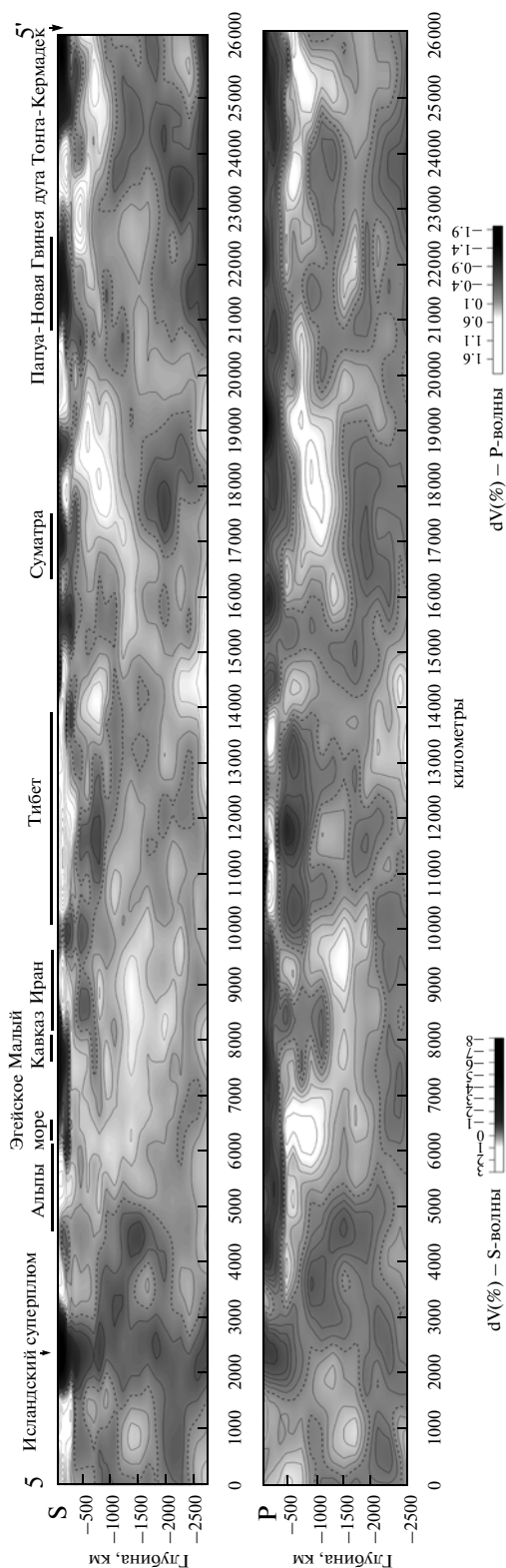


Рис. 6. Сейсмотомографические профили dV_s и dV_p по линии 5–5' (вдоль Альпийско-Гималайского пояса от дуги Тонга-Кермадек через Индонезийский задуговой бассейн, Тибет, Памир, Малый Кавказ, Анатолию, Карпаты, западноевропейские герциниды до Исландии). Составил С.Ю. Соколов по данным [43, 47, 60]. Контурные линии проведены через 0.5% для S-волн и 0.25% для P-волн, пунктир проведен для нулевых значений

более мощный суперплюм Центральной Пацифики переходит в субгоризонтальную зону пониженных скоростей, которая смыкается с Восточно-Тихоокеанской зоной спрединга. В отличие от него, Эфиопско-Афарский суперплюм, охватывающий на юге и область Кенийского рифта, следует до земной поверхности. С ним сопряжена латеральная линза отрицательных аномалий V_s , где наиболее низкие значения dV_s отмечены непосредственно под литосферой. Эту линзу, протягивающуюся до Большого Кавказа, интерпретировали как латеральный астеносферный поток вещества суперплюма, обусловивший новейший вулканизм региона [6, 40].

По возрасту и особенностям вулканизма можно судить о распространении потока. Вулканизм из мантийных источников фиксируется в Эфиопии с эоцена, а в Кении с олигоцена [6, 40]. 32–30 млн. лет назад вулканизм распространился на северо-восточный борт Красноморского рифта и продолжался там до 20 млн. лет и местами позднее с максимумом 24–21 млн. лет [46, 56]. ~26 млн. лет назад начался кайнозойский вулканизм на западе Аравийской плиты – в нагорье Джебель Араб (Харрат Аш Шаам) на юге Сирии и в смежной части Иордании; 18–16 млн. лет назад он достиг северного края Аравийской плиты [60]. Петрохимическое сходство продуктов базальтового вулканизма Центральной и Северной Аравии указывает на сходные условия их образования из мантийных источников [58]. Вулканические районы западного края Аравийской плиты развивались унаследованно, причем крупнейшие из них функционировали долгое время (например, нагорье Джебель Араб – до 25 млн. лет). В пределах нагорья установлено унаследование (до нескольких миллионов лет) даже зон магмовыводящих разломов. Признаки однонаправленной миграции вулканизма отсутствуют. Поскольку Аравийская плита существенно переместилась за это время в северных румбах, унаследованность означает, что магматические очаги двигались вместе с плитой, т.е. располагались внутри литосферной мантии [60]. Этот геологический вывод совпадает с результатами геохимических исследований [53, 56].

Предполагается [60], что в процессе движения астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма деформировал подошву литосферы плиты. В участках локальной декомпрессии возникали магматические очаги, которые в геодинамических условиях, подходящих для образования и функционирования выводящих каналов, проявлялись вулканическими извержениями. Поскольку очаги поддерживались подлитосферным потоком, они могли долгое время извергать вулканический материал в одних и тех же местах. Состав потока изменялся в процессе течения из-за частичной кристаллизации его вещества и вовлечения местного астеносферного материала.

Плавление местного материала происходило и в магматических очагах. В результате геохимические особенности Эфиопско-Афарского суперплюма присутствуют в базальтах юга и юго-запада Аравийской плиты [41, 43, 45], но не фиксируются севернее в Сирии [53].

На север, в пределы Аравийско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, подлитосферный поток проник лишь после того, как в раннем миоцене завершилась субдукция реликтов Тетиса на южной окраине пояса [6, 55]. Там интенсивный вулканизм, быстро распространившийся от Армянского нагорья и Центральной Анатолии до района Эльбруса, начался в позднем миоцене и продолжался в плейстоцене и местами голоцене. Вулканизм представлен широким спектром пород от базальтов до риолитов. Они принадлежат, главным образом, известково-щелочному ряду, хотя на периферии вулканического ареала повышается щелочность [9, 12, 13]. Термодинамические расчеты, соотнесенные с результатами геохимических и петрологических исследований, показали, что генерация магм на юге Армянского нагорья происходила при давлениях, характерных для верхов мантии, а на севере нагорья и Большом Кавказе — для низов коры [12, 13]. Под Эльбрусом на глубинах 35–50 км обнаружен объем пород с пониженными скоростями сейсмических волн и повышенной электропроводностью, который идентифицирован как магматический очаг [14]. Вместе с тем, данные изотопного анализа Sr–Nd–O в вулканических породах региона, как и высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в источниках Эльбруса и Казбека, свидетельствуют о поступлении в магматические очаги мантийного материала [4, 8, 25]. Отмечены черты сходства базальтов Армянского нагорья с базальтами энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин [10]. Учитывая это, Н.В. Короновский и Л.И. Дёмина [13] предложили модель генерации позднекайнозойских магм региона, по которой их очаги в низах коры и самых верхах мантии возникли за счет тепломассопереноса и окисления восстановленных флюидов с более глубоких уровней мантии. Энергетическим источником образования магм, помимо подлитосферного потока, могло быть выделение тепла при деформации сохранявшихся в литосфере слэбов субокеанской коры Мезотетиса. На территорию Армянского нагорья воздействовали оба указанных источника магмогенерации, и там вулканизм был особенно интенсивным.

Пониженные V_s под срединно-океаническими хребтами и соседними частями океанов подтверждают модель, согласно которой литосферные плиты движутся от зон спрединга на потоках верхней астеносферы. Вместе с тем, под большинством зон спрединга пониженные значения V_s не распространяются глубже 300 км. Что же

поддерживает эти потоки? Позднекайнозойский вулканизм Аравии и смежного сегмента Альпийско-Гималайского пояса удовлетворительно объясняется воздействием латерального подлитосферного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма. Можно предположить, что подобные потоки от суперплюмов на уровне нижней астеносферы поддерживали магнообразование и спрединг в срединно-океанических хребтах, причем направление этих нижних потоков нередко не совпадало с направлением спрединга, т.е. верха астеносферных потоков. Иначе говоря, можно допустить своеобразную внутриастеносферную конвекцию. Подобно тому, как поток от Эфиопско-Афарского суперплюма потерял свои характерные геохимические черты в процессе движения, не сохранили их и потоки от суперплюмов к срединно-океаническим хребтам. Эти признаки отсутствуют в близповерхностных магматических очагах MORB.

Возвращаясь к Эфиопско-Афарскому суперплюму, обращаем внимание, что он образует протяженную субмеридиональную зону, охватывающую весь пояс вулканических рифтов Восточной Африки. Возможно, до кайнозоя эта зона была еще протяженнее. С зарождением океана Тетис в позднем палеозое части перемещавшейся Гондваны, оказывавшиеся в разное время над суперплюмом, испытывали рифтинг, перераставший в спрединг. Поток разогретого и обогащенного астеносферного вещества, направленный от суперплюма, ускорял движение отделявшихся гондванских фрагментов на северо-восток в сторону Евразии. Там океанская литосфера Тетиса субдуцировала, а фрагменты Гондваны приклеивались к Евразии, в результате чего зоны субдукции перемещались к их тыловым частям. Так, на месте будущего Альпийско-Гималайского пояса возникла серия микроплит, разделенных сутурами, аккреционными телами и проявлениями магматизма разных стадий развития Тетиса. На сейсмографических профилях через Эфиопско-Афарский суперплюм и Аравийско-Иранский сегмент орогенического пояса следы подлитосферного потока фиксируются пониженными скоростями сейсмических волн на всю глубину верхней мантии, причем лучше он выражен на профиле dV_p (см. рис. 5). Следы потока видны и на профиле $3-3'$ (см. рис. 4). Там реликты потока непосредственно подстилают тонкую литосферу Индийского океана, но севернее над ними находится линза с повышенными значениями dV_p , соответствующая утолщенной литосфере Индийской плиты и Высокой Азии. Под последней в нижней мантии выделяется полоса слабо пониженных значений dV_p , которая, как и Эфиопско-Афарский суперплюм, наклонена на юго-запад. Возможно, она представляет собой реликт ранее существовавшего плюма.

Аналоги структур, выделенных на северо-восточном обрамлении Тихого океана (высокоскоростные объемы зон субдукции, переходящих в низах мантии в КМК [7]), есть в юго-восточном Индонезийском сегменте пояса, но исчезают в Памиро-Гималайском (Тибетском) сегменте. Здесь реликтами КМК могут быть утолщение верхнего высокоскоростного слоя под Южным Тибетом (до 400 км на профиле dV_s) и под ним линза слабо повышенных значений V_s на глубинах ~600 км. На профиле dV_p эти две линзы разделены слоем пониженных скоростей, который продолжает систему подлитосферных потоков, связанных с Эфиопско-Афарским суперплюмом.

Различия сегментов связаны с их разной кайнозойской историей. Если в Индонезийском сегменте его островодужная структура сохраняется до сих пор, то в Памиро-Гималайском сегменте последние реликты Неотетиса закрылись в олигоцене. С конца эоцена до среднего миоцена закрылись реликты Неотетиса и его задуговых бассейнов в Аравийско-Иранском сегменте. Соответственно, развитие субдукции и связанных с ней мантийных клиньев сменилось коллизией литосферных плит Евразии и гондванского ряда. Это замедлило их сближение, но “горячий” астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма, вероятно, продолжил прежнее движение и постепенно распространился под весь орогенический пояс. Это происходило в разное время. Так, толщина подлитосферного слоя пониженных скоростей резко утоняется под Большим Кавказом. Утонение могло быть связано с тем, что до среднего миоцена кавказские прогибы Паратетиса пододвигались под Малый Кавказ [15], и субдукция препятствовала проникновению подлитосферного потока к северу.

“Горячий” подлитосферный поток переработал верхнюю мантию Альпийско-Гималайского пояса. Это выразилось в пониженных усредненных V_p верхов мантии под всеми горными системами пояса, кроме части Гималайско-Тибетского региона (см. рис. 2, 6). Понижение средних скоростей можно интерпретировать как утонение литосферы за счет астеносферы и/или разуплотнение литосферной мантии и низов коры под воздействием астеносферы. Под Высокой Азией, где мощность литосферы была наиболее утолщена кайнозойскими деформациями, над слоем пониженных V_p сохранился высокоскоростной слой мощностью до 300 км. В процессе движения подлитосферный поток обогащался водными флюидами, происходившими из прежних мантийных клиньев, связанных с зонами субдукции. Активизированная таким образом астеносфера или ее флюиды, проникавшие в литосферу, вызвали в ней в позднем кайнозое ряд геологических процессов. Их рассмотрение выходит за рамки статьи. Поэтому только обозначим их.

Воздействие активной астеносферы и ее флюидов спровоцировало формирование внутрилитосферных, в том числе коровых, магматических очагов [19] и вызвало размягчение литосферы [3], что привело к ее интенсивным деформациям, тектоническому расслоению и большим латеральным перемещениям. В присутствии флюидов резко ускорились фазовые трансформации минералов, в частности, в метабазах низов коры и сохранившихся в литосфере реликтах слэбов океанской коры, что изменило скоростные характеристики и плотность пород и, соответственно, положение поверхности Мохоровичича. Под горными системами произошло частичное замещение разрушенной мантийной части литосферы менее плотным астеносферным веществом. Наряду с разуплотнением нижнекоровых пород под воздействием астеносферных флюидов, это явилось главной причиной быстрого роста гор в плиocene–квартере. Указанные процессы, выраженные в данных сейсмотомографии, более подробно обоснованы геологическими и геофизическими данными по отдельным горным системам пояса [2, 3, 35, 36].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ сейсмотомографических данных по району Эфиопско-Афарского суперплюма и Альпийско-Гималайскому орогеническому поясу показал, что в перемещении литосферных плит и, соответственно, кайнозойском тектоническом развитии этих регионов решающую роль сыграли латеральные потоки вещества верхней мантии. Как можно предположить на основе выполненного анализа и сопоставления его результатов с геологическими данными, здесь еще с конца палеозоя взаимодействовали две группы мантийных процессов, относительная роль которых со временем изменялась.

Во-первых, устойчиво развивался Эфиопско-Афарский суперплюм в виде меридионально вытянутого “горячего”, т.е. отличающегося пониженными скоростями сейсмических волн, объема, восходящего от низов мантии. Сейчас его подлитосферная часть находится под вулканическими рифтами Красного моря и Восточной Африки. Не исключено, что в мезозое он распространялся еще южнее. На уровне верхней мантии суперплюм переходил в латеральный поток, характеризующийся наиболее пониженными значениями скоростей сейсмических волн непосредственно под литосферой. Участки перемещавшихся гондванских плит, оказывавшиеся над плюмом, испытывали рифтинг, перераставший в спрединг, и их отторгнутые фрагменты двигались потоком на северо-восток, к Евразии. Структурно-вещественные следы Палео-, Мезо- и Неотетиса фиксируют стадии этого процесса. Во-вто-

рых, на активных окраинах Евразии, часто представленных островными дугами, формировался другой тип мантийных структур — субдупцированные “холодные” слэбы, частично или полностью переходящие на глубинах 400–800 км в мантийные клинья — субгоризонтальные линзы с повышенными V_p и V_s .

Сейчас второй тип процессов сохранился в Индонезийском сегменте Альпийско-Гималайского пояса. В его более северо-западных сегментах реликты Тетиса и его задуговых бассейнов закрылись в разные эпохи от эоцена до среднего миоцена. Коллизия замедлила сближение литосферных плит годванского ряда и Евразии, но не “горячего” астеносферного потока. По мере закрытия бассейнов он разрушал субдупцированные слэбы и продолжавшие их мантийные клинья и проник до северных окраин орогенического пояса, переработав прежнюю структуру верхней мантии. Сейчас он достигает Большого Кавказа, распространяется в Индийский океан и продолжается далее под “холодной” (с повышенными V_p и V_s) континентальной литосферой Индийской плиты и Высокой Азии. Стадийность этого течения фиксируется в Аравийско-Кавказской части пояса скачкообразным омолаживанием коллизионного вулканизма к северу и утонением потока под Большим Кавказом, куда он проник в последнюю очередь. В Тибетском сегменте следами прежних слэбов и мантийных клиньев могут быть утолщение “холодной” литосферы под Высокой Азией и линза слабо повышенных V_s под Южным Тибетом. В процессе движения “горячий” поток обогащался водосодержащими флюидами перерабатываемых слэбов и мантийных клиньев. Воздействие такой активной астеносферы на литосферу привело к ее интенсивным позднекайнозойским деформациям и явилось главным фактором интенсивного горообразования в плиоцене—квартере.

Исследования поддержаны Программами ОНЗ РАН № 6 “Геодинамика и физические процессы в литосфере и верхней мантии”, № 9 “Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ” и Программе Президиума РАН № 4 “Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений и техногенных катастроф, включая проблемы ускоренного развития атомной энергетики”, а также грантом РФФИ 11-05-00628-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
2. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993, 456 с.
3. Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39–56.
4. Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Покровский Б.Г. Изотопные системы Sr, Nd и O как индикаторы происхождения и эволюции первичных расплавов современных лав Эльбрусской вулканической области Большого Кавказа // XIV симпозиум по геохимии изотопов. М.: ГЕОХИ, 1995. С. 28–29.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2001. 408 с.
6. Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
7. Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
8. Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М. и др. Изотопный состав Sr и Nd в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–353.
9. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Баку: Nafta-Press, 2000. 192 с.
10. Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 152 с.
11. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника. 2009. № 5. С. 3–24.
12. Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
13. Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–284.
14. Лавёров Н.П. (ред.) Новейший и современный вулканизм России. М.: Наука, 2005. 604 с.
15. Леонов Ю.Г. (отв. ред.) Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
16. Летников Ф.А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 16–24.
17. Летников Ф.А. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 165–171.
18. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
19. Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1262–1269.
20. Летников Ф.А. К вопросу о природе глубинных гранитообразующих флюидных систем // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 243–246.

21. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. 1296–1307.
22. Лобковский Л.И., Котёлкин В.Д. Океаническая история и асимметрия Земли с позиций термохимической мантийной конвекции // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. I. М.: ГЕОС, 2010. С. 423–427.
23. Монин А.С. Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1999. 524 с.
24. Отани Э., Чжао Д. Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация stagnирующих субдукционных плит и ее значение для “большого мантийного клина” // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1375–1392.
25. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. и др. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки телломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.
26. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 175 с.
27. Пуцаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
28. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
29. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
30. Рябчиков И.Д. Мантийные магмы – сенсор состава глубинных геосфер // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 501–515.
31. 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. Мат. науч. конф. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 153–154.
32. Соколов С.Ю. Структура мантии по данным томографии на трансатлантическом субширотном профиле, пересекающем САХ на широте разлома Кейн // Тектоника и геодинамика складчатых поясов фанерозоя. Мат. 43-го Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 293–296.
33. Сорохтин О.Г. Жизнь Земли. М.-Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, 2007. 452 с.
34. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
35. Трифонов В.Г. Возраст и механизмы новейшего горообразования // Мат. 41-го Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 349–353.
36. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
37. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
38. Трубицин В.П. Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН. 2005. № 1. С. 10–21.
39. Федотов С.А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 г. // Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966. С. 8–25.
40. Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И. Позднекайнозойские трансконтинентальные структуры и магматизм Евро-Африканского сегмента Земли и геодинамика их формирования // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 91–95.
41. Altherr R., Henjes-Kunst F., Baumann A. Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 96. P. 269–286.
42. Anderson D.L. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity // Tectonophysics. 2006. Vol. 416. P. 7–22.
43. Baker J.A., Mensies M.A., Thirlwall M.F., MacPherson C.G. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana’a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization // J. Petrol. 1997. Vol. 36. P. 1359–1390.
44. Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochemistry Geophysics Geosystems G³. 2002. Vol. 3. Paper number 2001GC000168, <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>
45. Bertrand H., Chazot G., Blichert-Toft J., Thorvald S. Implications of widespread high-μ volcanism on the Arabian Plate for Afar mantle plume and lithosphere composition // Chem. Geol. 2003. Vol. 198. P. 47–61.
46. Camp V.E., Roobol M.J. Upwelling asthenosphere beneath western Arabia and its regional implication // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 15255–15271.
47. Creager K.C., Jordan T.H. Slab penetration into the lower mantle // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. № B5. P. 3031–3049.
48. Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol. 7. P. 1–7.
49. Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. № B09305. P. 1–21.
50. Jacobsen S.D., Demouchy S., Frost J.D., Ballaran T.B., Kung J. A systematic study of OH in hydrous wadsleyite from polarized FTIR spectroscopy and single-crystal X-ray diffraction: oxygen sites for hydrogen storage in Earth’s interior // Amer. Mineral. 2005. Vol. 90. № 1. P. 67–70.
51. Kelbert A., Schultz A., Egbert G. Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations // Nature. 2009. Vol. 469. P. 1003–1006.
52. Lawrence J.F., Wyssession M.E. Seismic evidence for subduction transported water in the Lower Mantle / S.V. Jacobsen, S. van der Lee (eds.) Earth deep water cycle. Geophys. Monograph Series. 2006. Vol. 168. P. 251–261.

53. *Lustrino M., Sharkov E.* Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // *J. Geodyn.* 2006. Vol. 42. P. 115–139.
54. *O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnet and xenoliths: geophysical implications // *Tectonophysics.* 2006. Vol. 416. P. 289–309.
55. *Robertson A., Unlüğenç Ü.C., Inan N., Taşlı K.* The Misis-Andirin Complex: a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the Southern Neotethys in S. Turkey // *J. Asian Earth Sci.* 2004. Vol. 22. № 5. P. 413–453.
56. *Segev A.* Magmatic rocks / *Krashenninnikov V.A., Hall J.K., Hirsch F., Benjamini Ch., Flexer A. (Eds.) Geological framework of the Levant. Vol. II. Part 4. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 553–576.*
57. *Smyth J.R.* A crystallographic model for hydrous wadsleyite: an ocean in the Earth's interior? // *Amer. Mineral.* 1994. Vol. 79. P. 1021–1025.
58. *Stein M., Hofmann A.W.* Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 114. P. 193–209.
59. *Thybo H.* The heterogeneous upper mantle low velocity zone // *Tectonophysics.* 2006. Vol. 416. P. 53–79.
60. *Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V., Golovin D.I., Chernyshev I.V., Lebedev V.A., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., Rukieh M., Ammar O., Minini H., Al Kafri A.-M., Ali O.* New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2011. Vol. 199. P. 177–192.
61. *Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R.,* Evidence of deep mantle circulation from global tomography // *Nature.* 1997. Vol. 386. P. 578–584.

Рецензенты: Е.А. Рогожин, В.В. Ярмолюк

Role of the Asthenosphere in Transfer and Deformation of the Lithosphere: The Ethiopian–Afar Superplume and the Alpine–Himalayan Belt

S. Yu. Sokolov and V. G. Trifonov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: sysokolov@yandex.ru

Received September 27, 2011

Abstract—Seismic tomographic data showing the mantle structure of the Ethiopian–Afar superplume and various segments of the Alpine–Himalayan Orogenic Belt and their relationships with the adjacent mega-structures of the Earth are presented. These data and their correlation with the geological evidence lead to the conclusion that lateral flows of mantle material are crucial for the evolution of the Tethys and its closure in the Cenozoic with transformation into an orogenic belt. The lateral flow of hot upper mantle asthenospheric matter spreading from the stationary superplume extending in the meridional direction (in present-day coordinates) was responsible for the accretion of the fragments torn away from Gondwana to Eurasia and for the development of subduction at the northeastern flank of the Tethys. The characteristic upper mantle structure of cold slabs passing into nearly horizontal lenses with elevated seismic wave velocity in the lowermost upper mantle is currently retained in the Indonesian segment of the orogenic belt. In the northwestern segments of this belt, a hot asthenospheric flow reached its northern margin after closure of the Tethys and onset of collision, having reworked the former structure of the upper mantle and enriched it in aqueous fluids. The effect of this active asthenosphere on the lithosphere gave rise to intense Late Cenozoic deformation, magmatism, and eventually resulted in mountain building.