ГЕОТЕКТОНИКА, 2017, № 6, с. 3–17

УДК 551.24

ПОДЛИТОСФЕРНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В МАНТИИ

© 2017 г. В. Г. Трифонов*, С. Ю. Соколов

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

**e-mail: trifonov@ginras.ru*

Поступила в редакцию 07.04.2017 г.

Представлены оценки скоростей верхнемантийных подлитосферных течений для двух систем: Гавайи–Императорский хребет и Эфиопия–Аравия–Кавказ. Для системы Гавайи–Императорский хребет расчет основан на прохождении астеносферного потока и перемещаемой им плиты над ответвлением Центрально-Тихоокеанского плюма. Скорость движения определялась по положению вулканов разного возраста (до 76 млн лет) относительно активного вулкана Килауеа. Для системы Эфиопия–Аравия–Кавказ по возрасту вулканических извержений (от 55 до 2.8 млн лет) определялось распространение астеносферного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма в северных румбах. В обеих системах скорости верхнемантийных потоков варьировали в разные эпохи от 4 до 12 см/год и в среднем близки к 8 см/год. Анализ сейсмотомографических данных глобальной сети выявил под древними кратонами объемы пород с повышенными скоростями сейсмических волн, распространяющиеся до глубин более 2000 км и интерпретируемые как отторженные фрагменты утолщенной континентальной литосферы. Такие объемы по обеим сторонам Атлантики погружались со средней скоростью 0.9–1.0 см/год одновременно с ее расширением. Полученные оценки скоростей мантийных течений уточняют деформационные свойства мантии и регламентируют расчеты численных моделей мантийной конвекции.

Ключевые слова: Гавайи–Императорский хребет, Эфиопия–Аравия–Кавказ, возраст извержений, сейсмическая томография, подлитосферные потоки, погружение фрагментов литосферы, скорости мантийных течений

DOI: 10.7868/S0016853X1706008X

ВВЕДЕНИЕ

Вскоре после того, как были сформулированы основные положения тектоники литосферных плит (плейт-тектоники), в качестве источника их движения был предложен механизм общемантийной тепловой конвекции [50]. Е.В. Артюшков [1, 2] и О.Г. Сорохтин [30] аргументировали бóльшую эффективность химико-плотностной конвекции, связанной с дифференциацией мантии. Со временем плейт-тектоническая теория была модернизирована в связи с обоснованием диффузности границ плит [53], их тектонической расслоенности [32] и перехода многих зон субдукции на уровне переходного слоя мантии (около 400–700 км) в субгоризонтальные высокоскоростные объемы, распространяющиеся под континенты. Эти объемы были названы стагнирующими слэбами [52, 59] или большими мантийными клиньями [14]. На современном этапе развития плейт-тектонической теории ведущее место среди источников движения плит отводится конвекции в мантии и верхнемантийным потокам как ее производным, но существуют расхождения в понимании природы этих процессов.

Артюшков [3, 4] рассматривает замещение литосферы астеносферной мантией как один из факторов горообразования и считает латеральное течение подлитосферной мантии возможной причиной разновозрастности позднекайнозойской активизации вертикальных движений в Центральной Азии. Н.Л. Добрецов и его соавторы [9–11] различают нижнемантийную и верхнемантийную конвекцию, подчеркивая определяющее значение последней в преобразовании и тектоническом развитии литосферы. Вместе с тем, цитируемые авторы отмечают трудности, возникающие при допущении верхнемантийной конвекции под континентами, поскольку мощность астеносферы там местами резко сокращена. Л.И. Лобковский [22], признавая общемантийную конвекцию, отводит верхнемантийной конвекции решающую роль в кайнозойском тектоническом развитии северо-востока Азии.

В работах В.П. Трубицына [36–38, 71] рассчитаны численные модели общемантийной конвекции как главного источника верхнемантийных течений, обусловливающих разделение литосферы на плиты и перемещающих их. Восходящими ветвями конвекции признаны общемантийные

плюмы (суперплюмы), а нисходящими ветвями – субдуцируемые слэбы. Отмечено, что зоны спрединга и субдукции могут изменять свое положение со временем, причем океанические зоны спрединга питаются не суперплюмами, а астеносферными потоками. Проанализированы воздействие современного и древнего положения континентов на тепловые характеристики конвекции и изменения в режиме и структуре мантийных течений, возникающие в переходном слое мантии (410–670 км). Обосновано утолщение до 250–300 км под мантийными суперплюмами залегающего в основании мантии слоя D″. Эти утолщения слоя D″ под Африкой и Тихим океаном были выделены по сейсмотомографическим данным как области пониженных скоростей поперечных волн (large low shear velocity provinces – LLSVPs) и интерпретированы как скопления горячего и тяжелого материала, возможно, с относительно высоким содержанием железа [44, 47, 57].

Авторы предлагают модель тектоники мантийных течений, сводящуюся к следующим основным положениям [33, 35].

1). Исходным источником тектонических процессов является общемантийная конвекция. Не исключено дополнительное воздействие эффекта вращающегося сфероида (ротационный фактор) на движение разогретых масс, но в работе он не рассматривается.

2). Восходящую ветвь конвекции образуют общемантийные суперплюмы типа Эфиопско-Афарского и Центрально-Тихоокеанского.

3). От суперплюмов распространяются подлитосферные верхнемантийные потоки, которые из-за вязкого трения перемещают литосферные плиты. Потоки выражены фокусированными зонами пониженных скоростей сейсмических волн, исходящих от наиболее ярких сейсмотомографических аномалий суперплюмов. В местах расхождения плит возникают зоны спрединга, положение которых изменяется в процессе латерального роста плит. В местах схождения плит возникают зоны субдукции и коллизии.

4). Большинство зон субдукции полностью или частично переходит в горизонтальные линзы (большие мантийные клинья) на уровне переходного слоя мантии (~400–700 км). Субдуцируемые слэбы, погружающиеся ниже [14], и отторженные фрагменты больших мантийных клиньев [59] составляют лишь часть нисходящей ветви конвекции. Она реализуется также путем отрыва и погружения плотных нижнелитосферных масс под кратонами и областями интенсивной коллизии.

5). В эпохи широкого распространения коллизии она замедляет движение плит, и подлитосферные потоки распространяются под соседние с коллизией области. Перерабатывая переходный слой мантии, потоки обогащаются флюидами. Активизированная таким образом мантия частично замещает мантийную часть литосферы, а флюиды потоков вызывают метаморфические преобразования литосферы и, как следствие, ее разуплотнение. Это приводит к резкому усилению вертикальных движений во вторую, плиоцен-четвертичную, стадию новейшего горообразования.

6). Аналоги второй стадии выделяются в конце герцинского (артинский век) и каледонского (эйфельский век) тектонических циклов. Эти короткие стадии были эпохами перестройки системы движения плит и, возможно, мантийных течений.

Во всех перечисленных моделях, как и в классической плейт-тектонической теории, решающая роль в перемещении и деформации литосферы отводится течению вещества подлитосферной верхней мантии и связанным с ними нисходящим ветвям конвекции. О.Г. Сорохтин [31] аргументировал высокую скорость верхнемантийных течений в рамках общемантийной конвекции, исходя из предположения о полном обращении вещества мантии в течение тектонического цикла. При таких высоких скоростях минеральные преобразования в переходном слое мантии не прерывают общемантийной конвекции, проявляясь лишь в поднятии или погружении его границ. Однако допущение, лежащее в основе аргументации О.Г. Сорохтина [31], остается гипотетическим. Во всех других моделях также предполагаются скорости мантийных течений, значительно превосходящие рассчитываемые по геологическим наблюдениям скорости деформаций континентальной литосферы. Предлагаемые скорости мантийных течений определяются значениями расчетных параметров, основанными на допущениях, лабораторных экспериментах или весьма косвенном отражении в деформациях поверхности.

В данной статье определяются скорости верхнемантийных течений и нисходящих ветвей общемантийной конвекции, исходя из результатов анализа геологических и сейсмотомографических материалов. Обсуждается состояние вещества верхней мантии, способное обеспечить установленные скорости течения. Для изучения течений в мантии анализируются данные мировой сейсмотомографической сети, позволяющие построить объемную модель распределения вариаций скоростей распространения сейсмических волн в теле Земли от естественных источников – землетрясений. Метод основан на подборе латеральных вариаций скоростей в мантии относительно средних значений таким образом, чтобы минимизировать зарегистрированные невязки времен пробега, получаемые как разность измеренного значения и теоретического, рассчитанного по радиально симметричной скоростной модели. Детальность моделей скоростных вариа-

ций в мантии зависит от числа используемых сферических гармоник для спектрального представления поля скоростных вариаций. На рубеже 2000-х годов для глобальной картины вариаций использовались модели 31-го порядка. Их обзор приведен в работе [42]. Для современных региональных моделей используются гармоники более высоких порядков [14] или значения параметризации в 3–6 раз более детальные. Построение региональных моделей эффективно в высокосейсмичных районах, например, притихоокеанских зонах субдукции. Сопоставление региональных моделей с моделями, полученными по данным глобальной сети, показало, что последние дают результат менее точный, но качественно сходный с региональными моделями [29], что позволило использовать глобальные модели распределения скоростей поперечных волн V_S для решения задач данной статьи.

Полученные вариации δV_S отрицательного знака интерпретируются как следствие прогретого и частично расплавленного состояния недр, при котором локальные скорости падают. Вариации δV_S положительного знака интерпретируются как холодное вещество древних кратонов или субдуцирующие слэбы. Такая интерпретация δV, называемая условно термальной, является общепринятой. При этом в верхней мантии существуют существенные расхождения вариаций скоростей, полученных по разным волнам. Приемлемые коэффициенты корреляции начинаются для глубин более ~700 км. Это свидетельствует о необходимости привлечения дополнительных параметров для параметризации течений в верхней мантии.

СКОРОСТИ ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Приводятся два примера расчета скорости верхнемантийных потоков по проявлениям вулканизма, очаги которого в той или иной мере подпитывались подлитосферным материалом: система Гавайи–Императорский хребет в Тихом океане и область кайнозойских вулканических извержений, протягивающаяся от Эфиопии до Большого Кавказа. Данные примеры характеризуют области с различными свойствами литосферы, океанической в первом случае и континентальной во втором. Соответственно, интерпретация вулканических проявлений в контексте оценки скорости подлитосферных течений различна.

Система Гавайи–Императорский хребет

Интерпретация системы Гавайи–Императорский хребет основана на понятии горячей точки, или одиночного плюма [60, 72]. Предполагается, что горячий восходящий поток вещества мантии “прожигает” литосферу и запечатлевается на земной поверхности вулканическими извержениями с геохимическими признаками глубинного происхождения магмы. Перемещение литосферной плиты над стационарным восходящим потоком отражается цепью следов извержений, возраст которых последовательно омолаживается в одном направлении. Система Гавайи–Императорский хребет находится на северном окончании Центрально-Тихоокеанского суперплюма (рис. 1, рис. 2). Помимо нее в сфере влияния этого суперплюма находятся другие системы вулканических образований, интерпретируемые таким же образом [27, 28]. Система Гавайи–Императорский хребет отличается от них уникальной длительностью вулканических проявлений – как минимум, с кампана (~76 млн лет) поныне. При этом Тихоокеанская плита изменила направление движений ~47 млн лет назад, что отразилось в изменении направления вулканической цепи (рис. 3).

Скорости перемещения плиты рассчитаны по $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировкам вулканических образований и их удалению вдоль вулканической цепи от области современных извержений – острова Килауеа в Гавайском архипелаге (табл. 1). Анализировались две группы данных: возраст плиоцен-четвертичных извержений на островах Гавайского архипелага [63] и возраст извержений кампана–рупелия на островах Императорского хребта [48, 64, 67]. При анализе плиоцен-четвертичных данных мы не располагали сведениями о том, сколь раннюю фазу извержений того или иного вулкана представляет полученная дата продукта извержения. Поэтому в случае наличия двух или более дат из близрасположенных точек предпочтение отдавалось более древней дате. Скорости удаления от вулкана Килауеа, полученные для средне-позднечетвертичных образований, мы считаем завышенными и связываем завышение с тем, что действующий вулкан Килауеа начал функционировать давно, и разница возрастов этих образований и вулкана Килауеа на самом деле меньше, чем получается, если считать его современным. При анализе кампанско-палеогеновых вулканических образований предпочтение отдавалось датам главной фазы извержений, выраженной щитовым вулканом. Средняя скорость определена по относительному положению самых ранних датированных извержений и составляет ~7.4 см/год. Скорость изменялась со временем. Выявлено ее возрастание до ~12 см/год в интервале со среднего палеоцена до начала эоцена и падение до ~4.5–6.5 см/год в другие эпохи палеогена.

По данным анализа сейсмотомографических данных, обширный меридионально удлиненный Центрально-Тихоокеанский суперплюм лишь локально проявляется на дне океана одиночными вулканическими возвышенностями или вулканическими цепями, сходными с системой Гавайи–

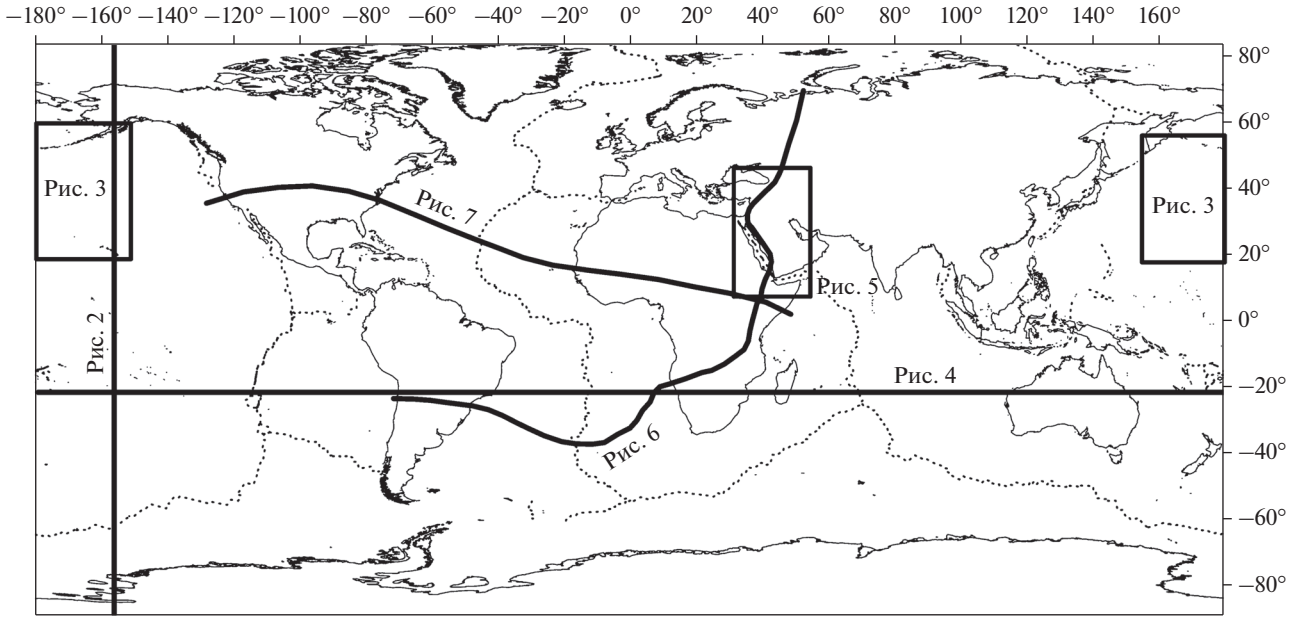

Рис. 1. Схема расположения сейсмотомографических разрезов, приведенных на рис. 2, рис. 4, рис. 6, рис. 7, и карт, представленных на рис. 3, рис. 5.
Пунктиром показано положение срединно-океанических хребтов

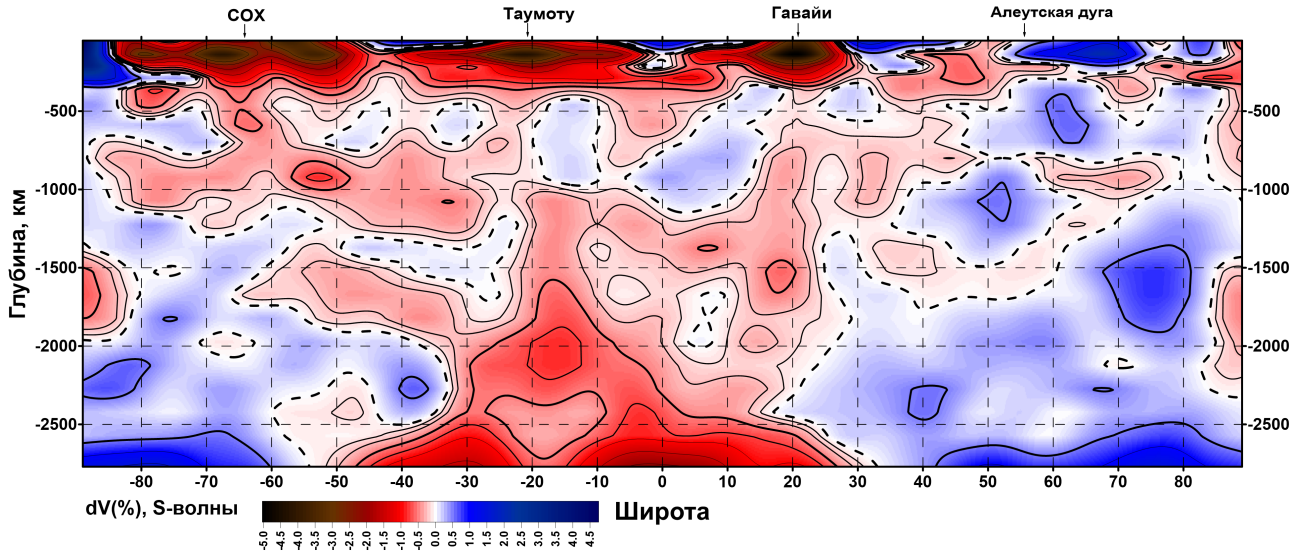

Рис. 2. Разрез δV сейсмотомографической модели NGRAND [42, 54] по *S*-волнам от кровли мантии до ее подошвы вдоль Тихоокеанского суперплюма на долготе Гавайских островов.
Положение профиля см. на рис. 1.
Нулевая изолиния показана пунктиром

Императорский хребет, но обычно более короткими. Основная часть восходящего от низов мантии суперплюма трансформируется выше переходного слоя мантии в латеральные потоки, распространяющиеся как на запад, так и на восток. Потоки, распространяющиеся на восток, достигают Восточно-Тихоокеанского поднятия и продолжаются, утоняясь, до границы с утолщенной южно-американской литосферой (рис. 4). Предполагается, что эти потоки приводят к обра-

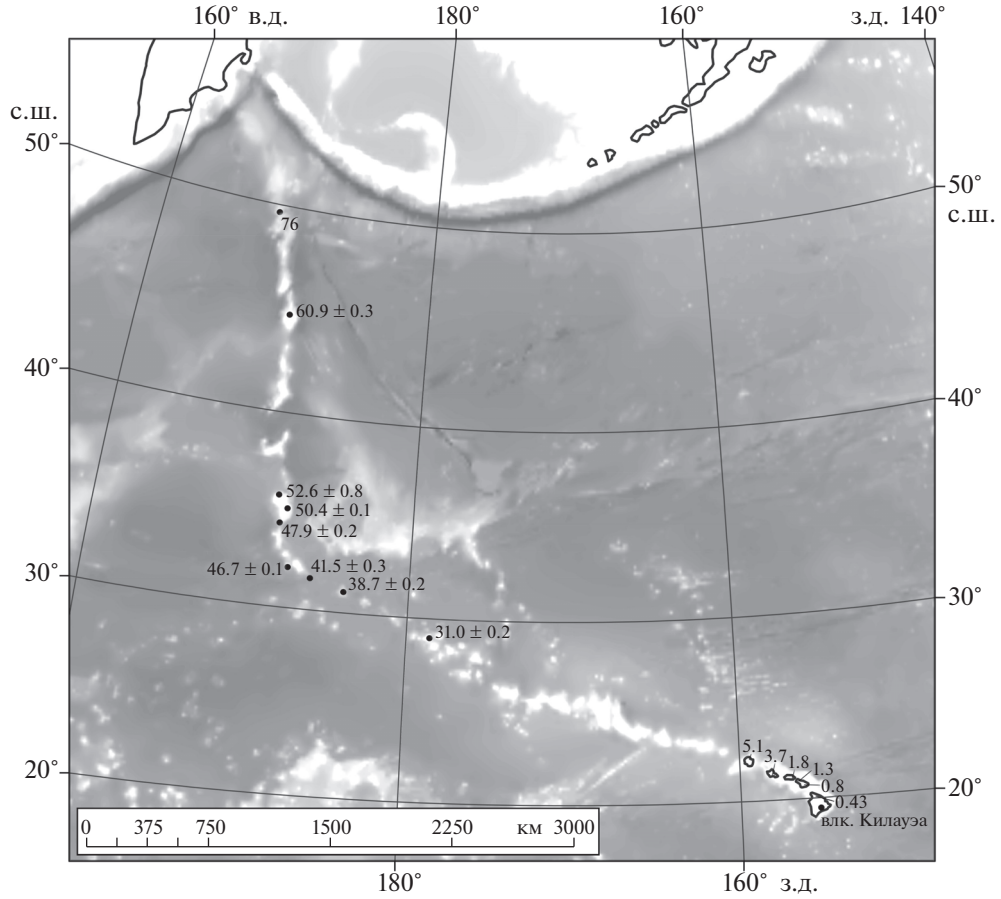

Рис. 3. Система вулканических островов Гавайи–Императорский хребет с $^{40}Ar/^{39}Ar$ датами изверженных вулканических пород, млн лет (по данным [48, 63, 64, 67])

зованию Восточно-Тихоокеанского поднятия и соответствующей ему зоны спрединга и движению плиты Наска к востоку. Вместе с тем, к западу от зоны спрединга возникает плоско-ячеистая верхнемантийная конвекция, обеспечивающая движение Тихоокеанской плиты на северо-запад [9, 22, 35, 38]. Полученные оценки средних скоростей движения плиты представляют собой минимальные скорости подлитосферных потоков, перемещающих Тихоокеанскую плиту. Прерывистость проявлений восходящего потока мантии в виде цепи вулканических островов системы Гавайи–Императорский хребет обусловлена, согласно расчетам В.П. Трубицына и М.Н. Евсеева [70], автоколебательным режимом подъема глубинного материала, обеспечившим импульсность его поступления на поверхность с интервалами в миллионы лет.

Система Эфиопия–Аравийская плита–Кавказ

Восточно-Африканский–Транскавказский пояс кайнозойского вулканизма протягивается от рифтов Восточной Африки до Большого Кавказа [41]. Рассматривается его часть, охватывающая Эфиопское нагорье, запад Аравийской плиты и смежный с ней Аравийско-Кавказский сегмент Альпийско-Гималайского орогенического пояса. Если исключить из рассмотрения эоценовые и более редкие олигоценовые вулканиты и гранитоидные интрузии, связанные с замыканием остаточных задуговых бассейнов Неотетиса, а также позднемиоценовые трахитовые экструзии района Кавказских Минеральных Вод, возможно, отражающие локальные коллизионные взаимодействия, прочие проявления вулканизма указанной области обладают определенным единством. Это проявления субаэрального вулканизма, где положение и время функционирования центров извержений обусловлены тектонической обстановкой [24, 69].

Магматические очаги вулканов обсуждаемой области, нередко длительно развивавшиеся, обнаруживают признаки их подпитки из глубинных мантийных источников. Извержения Эфиопского нагорья имели основной состав, местами с повышенной щелочностью. Они происходили над верхней частью Эфиопско-Афарского суперплюма и считаются его проявлениями [49]. Вулканические образования более северных районов на-

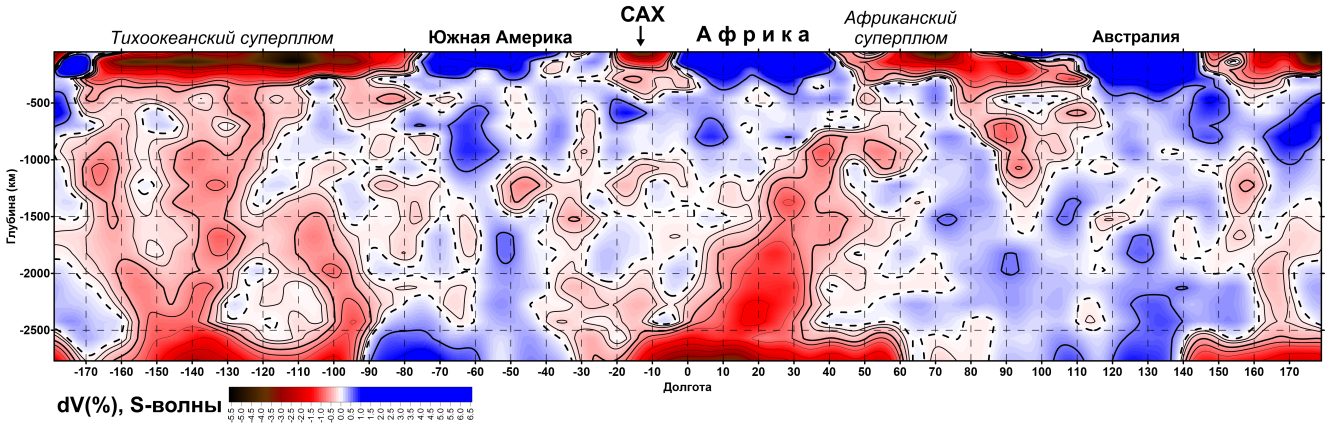

Рис. 4. Разрез δV сейсмотомографической модели NGRAND (по данным [42, 54]) по *S*-волнам от кровли мантии до ее подошвы вдоль 22° ю.ш.
Положение профиля см. на рис. 1.
Нулевая изолиния показана пунктиром

ходятся над подлитосферным верхнемантийным потоком, отходящим от суперплюма [29]. Все исследователи согласны, что базальты запада Аравийской плиты имеют мантийное происхождение. Общность их источника подтверждается гомогенностью базальтов в терминах Sr–Nd изотопных отношений [65]. По мнению М. Лустрино и Е.В. Шаркова [58], примитивные магмы региона могли генерироваться шпинель/гранатсодержащими лерцолитовыми источниками на глубинах до 90 км, т.е. расположенными в низах литосферы. Они были связаны с локальными участками декомпрессии, которые могли быть обусловлены подлитосферными потоками. Это следует из того факта, что источники перемещались вместе с Аравийской плитой, и их длительное, местами до

Таблица 1. Скорости движения Тихоокеанской плиты на СЗ относительно вулкана Килауеа (юго-восток о-ва Гавайи).

№ п.п.	Местоположение вулкана	Расстояние до в. Килауеа, км	Возраст извержений, млн лет	Средняя скорость удаления, см/год
1	Гавайи, СЗ	65	0.43	15.0
2	Мауи, восток	115	0.8	14.4
3	Мауи, запад	140	1.3	10.8
4	Молокаи	160	1.8	8.9
5	Оаху	230	3.7	6.2
6	Кауаи	330	5.1	6.5
7	Безымянный	2600	31.0 ± 0.2	8.4
8	Колахан	3128	38.7 ± 0.2	8.1
9	Аббот	3280	41.5 ± 0.3	7.9
10	Диакакуджи	3493	46.7 ± 0.1	7.5
11	Киммеи	3668	47.9 ± 0.2	7.7
12	Коко, юг	3758	50.4 ± 0.1	7.5
13	Коко, север	3812	52.6 ± 0.8	7.3
14	Суйко	4860	60.9 ± 0.3	8.0
15	Детройт	5600	76	7.4

Примечание. Между 10 и 11 ~47 млн лет назад произошло изменение направления движения плиты.

первых десятков миллионов лет, функционирование требовало глубинной вещественно-энергетической подпитки [69].

Продукты извержений в Аравийско-Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского пояса принадлежат известково-щелочному ряду и по периферии вулканического ареала местами отличаются повышенной щелочностью. Термодинамические расчеты Н.В. Короновского и Л.И. Деминой [18, 19], соотнесенные с результатами геохимических и петрологических исследований позднекайнозойских вулканитов, показали, что генерация магм происходила на юге Армянского нагорья при давлениях $P = 1.1–1.2$ ГПа, характерных для верхов мантии, тогда как на севере нагорья и Большом Кавказе она была приурочена к уровню с параметрами $P = 0.95–1.05$ ГПа, $T = 850°–1100°$, что соответствует глубинам 35–40 км. На севере Армянского нагорья это самые низы земной коры, близкие к ее подошве, а на Большом Кавказе – нижнекоровый слой [20]. Глубина генерации кислых магм района Эльбруса оценена в 17–25 км. Их связывают с промежуточной магматической камерой. Вместе с тем, под Эльбрусом на глубинах 35–50 км выявлен объем пород с пониженными скоростями сейсмических волн и повышенной электропроводностью, идентифицируемый как главный магматический очаг [25]. Данные об изотопных соотношениях Sr–Nd–O в вулканических породах региона, как и высокие отношения $^3He/^4He$ в источниках Эльбруса и Казбека свидетельствуют о поступлении в магматические очаги мантийного материала [6, 15, 26]. Отмечены черты сходства базальтов Армянского нагорья с базальтами энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин [17]. В подкоровой мантии Эльбрусского района установлено понижение на 1.5% скоростей сейсмических волн [23]. Учитывая эти данные, Н.В. Короновский и Л.И. Демина [19] предложили модель генерации позднекайнозойских магм региона, согласно которой их очаги в низах коры и самых верхах мантии возникли при участии продуктов тепломассопереноса из более глубоких уровней мантии, т.е. имели источники питания в ее подлитосферной части.

А.В. Ершов и А.М. Никишин [12] отметили последовательное омолаживание вулканических пород региона в северном направлении и связали его с возможным перемещением фронта подлитосферного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма. Существование такого потока аргументировалось обнаружением низкоскоростной подлитосферной мантии [13, 46]. В дальнейшем были получены новые датировки проявлений вулканизма, уточнившие его омоложение к северу [69]. Анализ данных глобальной сети сейсмотомографических данных подтвердил наличие подлитосферного потока, прослеженного от Эфиопско-Афарского суперплюма до Большого Кавказа [29].

Для определения скорости распространения подлитосферного потока необходимо знать возраст самых ранних проявлений вулканизма над Эфиопско-Афарским суперплюмом и на разном удалении от него к северу. Такие данные были получены (рис. 5). В пределах Эфиопского вулканического нагорья самые ранние проявления вулканизма имеют возраст ~55 млн лет [16], а на северо-восточном берегу Красного моря в Саудовской Аравии – ~32 млн лет [45]. Далее к северу надежные даты самых ранних проявлений вулканизма получены во впадине Ад-Дау Пальмирид Сирии – ~25 млн лет [40] и у северного края Аравийской плиты юго-восточнее г. Караманмараш на юге Турции – ~20 млн лет [68]. На правобережье р. Евфрат северо-западнее г. Малатья среди миоценовых терригенных пород нами обнаружены три покрова базальта возрастом ~17 млн лет. Следующая к северу дата ~8 млн лет получена на северо-западе Джавахетского нагорья возле г. Ахалкалаки в Грузии [21]. Наконец, древнейшие вулканические образования района Эльбруса имеют возраст ~2.8 млн лет [19].

Для оценки скоростей перемещения подлитосферного потока, как во всем регионе с начала эоцена до конца плиоцена, так и за отдельные временны́е интервалы, необходимо также оценить расстояния, которое за это время поток преодолел. Очевидно, для такой оценки надо использовать не расстояния между пунктами определения возраста вулканических пород, а проекции этих расстояний на генеральное направление (тренд) движения потока, выявляемое по скоплению центров извержений и вулканических пород и близкое к меридиану. В итоге получены следующие оценки (табл. 2). Средняя скорость распространения потока, определенная по расстоянию вдоль тренда от выходов нижнего эоцена в Эфиопском нагорье до Эльбруса (~4250 км) и приведенным выше крайним значениям возраста вулканических пород, составляет ~8.1 см/год. На отрезке между указанными выходами нижнего эоцена и северо-восточным бортом Красного моря (расстояние ~1740 км, разница возрастов ~23 млн лет) скорость близка к среднему значению – около 7.8 см/год. Под Аравийской плитой скорость движения потока возрастает до 13–14 см/год, причем ее определения по расстояниям между пунктами, расположенными в разных частях плиты, существенно разнятся, возможно, из-за ошибок в оценках возраста пород или неопределенности местоположения центров базальтовых извержений. Под Аравийско-Кавказским сегментом орогенического пояса и вблизи его южной границы (зоны Южно-Таврского надвига) скорость потока падает до 3.7–4.4 см/год и составляет в среднем 4.1 см/год.

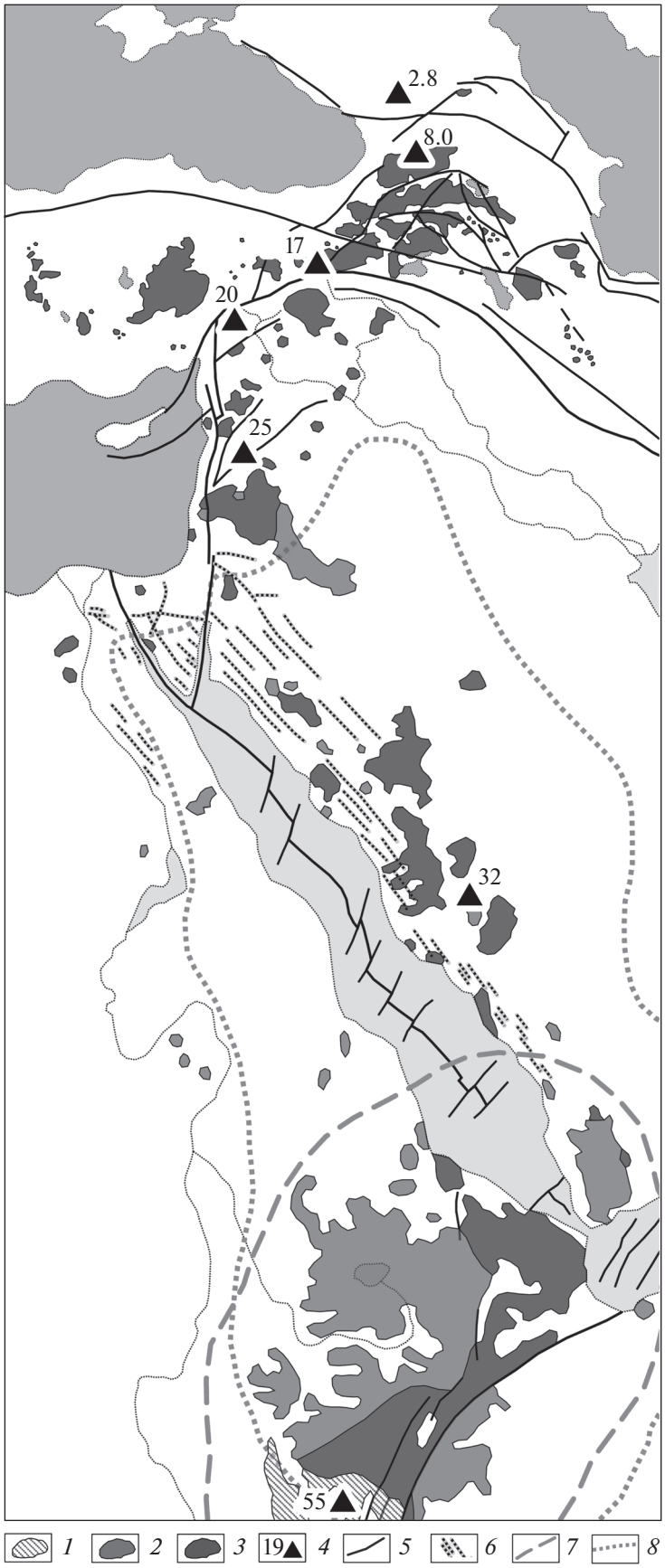
2.8
8.0
17
20
25
32
55
1
2
3
19
4
5
6
7
8

Рис. 5. Радиоизотопные даты вулканических проявлений новейшего этапа развития Аравийско-Кавказского региона, маркирующих распространение подлитосферного верхнемантийного потока (по данным [16, 19, 21, 40, 45, 68]). *1–3* – вулканические образования: *1* – эоцена, *2* – олигоцена, раннего и среднего миоцена; *3* – позднего миоцена, плиоцена и четвертичного периода; *4* – места датирования вулканических проявлений, отмечающих движение подлитосферного потока (цифры рядом со знаком – возраст, млн лет); *5* – крупные новейшие разломы; *6* – дайковые пояса; *7* – контур Эфиопско-Афарского суперплюма; *8* – Афро-Аравийское поднятие

Две приведенные оценки скоростей подлитосферных потоков в верхней мантии близки по величине, хотя представляют разные структурные условия. Поскольку Тихоокеанская плита могла из-за взаимодействия с соседними плитами несколько отставать в своем движении от перемещающего ее подлитосферного потока, его средняя скорость, возможно, превосходила установленную среднюю скорость дрейфа плиты ~7.4 см/год и достигала ~8 см/год, что еще больше сближает полученные оценки. В Аравийско-Кавказском регионе скорость потока многократно превосходит скорости дрейфа Аравийской плиты и деформаций орогенического пояса, определенные по результатам GPS измерений, палеомагнитным данным, оценкам скоростей латеральных перемещений на границах плиты и скоростей деформаций в самом поясе [5, 24, 34].

ВЫСОКОСКОРОСТНЫЕ ОБЪЕМЫ МАНТИИ КАК ОТРАЖЕНИЕ НИСХОДЯЩЕЙ ВЕТВИ ОБЩЕМАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ

На сейсмотомографических профилях мантии, пересекающих как океанические, так и континентальные области, видно, что верхнемантийные потоки, выраженные пониженными скоростями сейсмических волн, хотя и утоняются, но, как правило, не прерываются под континентами [29]. В. Фьелдскаар [50] оценивает мощность астеносферы под Фенноскандией в 25–100 км. На Европейском геотраверсе EGT (European Geotraverse) мощность литосферы под Фенноскандией составляет ~220 км, астеносферы ~80 км [43]. В работе [55] утверждается, что мощность литосферы под континентами не превышает 200–250 км, а сейсмические интерпретации, указывающие на ее бóльшую мощность, не учитывают анизотропии астеносферы.

Приведенные авторами профили мантии составлены путем анализа сейсмотомографических данных мировой сети [42, 54], они также пересекают как океанические, так и континентальные области (рис. 6, рис. 7; см. рис. 4). На профилях видны утолщения низкоскоростных объемов слоя D″ под Африкой и Тихим океаном, от которых распространяются вверх Эфиопско-Афарский и Тихоокеанский суперплюмы. Вместе с тем, выделяются относительно высокоскоростные объемы мантийного вещества под утолщенной литосферой континентов (см. рис. 4, см. рис. 6). Эти объемы, являясь фрагментированными, продолжаются в нижнюю мантию, постепенно теряя с глубиной свою обособленность. Они характеризуются более значительными отклонениями от среднестатистических значений, нежели объемы с околонулевыми значениями или аномалиями менее 1% между сильными сфокусированными “горячими” аномалиями более –1%. Такие высокоскоростные объемы на обоих побережьях Атлантики четко прослеживаются до глубин ~1000 км и менее определенно – до 2000–2200 км. При этом на обоих побережьях области, содержащие эти объемы, наклонены в сторону Срединно-Атлантического хребта, так что на глубинах 2000–2200 км такая область под Африкой отстоит относительно ее положения в верхах мантии на ~10°–20° к западу, а под Южной Америкой – соответствен-

Таблица 2. Скорости распространения верхнемантийного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма на север.

№	Пункт датирования	Возраст, млн лет	Расстояние, км	Расстояние по тренду, км	Скорость вдоль тренда, см/год	
1	Эфиопское нагорье	55	0			
2	СВ берег Красного моря	32	1800 (1–2)	1740	7.8 (1–2)	
3	Пальмириды, Эд-Дау	25	1450 (2–3)	1400	20.0 (2–3)	14.0 (2–4)
4	Караманмараш	20	410 (3–4)	400	8.0 (3–4)	
5	Правобережье Евфрата СЗ-нее г. Малатья	17	185 (4–5)	110	3.7 (4–5)	4.1 (4–7)
6	Ахалкалаки	8	519 (5–6)	400	4.4 (5–6)	
7	Эльбрус	2.8	218 (6–7)	200	4.0 (6–7)	

Примечание. В скобках указаны номера пунктов, между которыми определены расстояния и скорости течения.

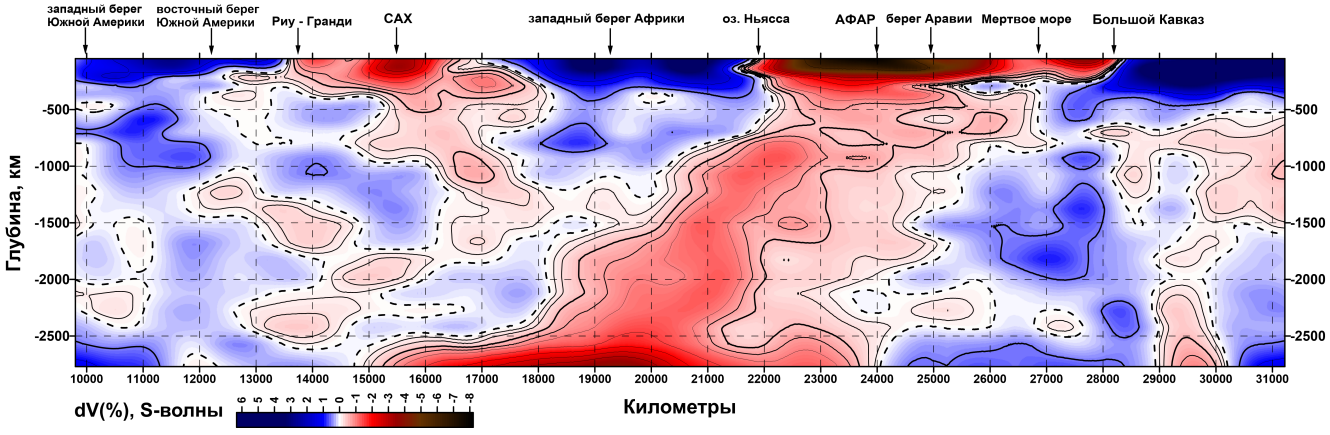

Рис. 6. Разрез δV сейсмотомографической модели NGRAND [42, 54] по *S*-волнам от кровли мантии до ее подошвы от западного побережья Южной Америки через Атлантический океан, Африку и Аравию до Восточно-Европейской платформы. Положение профиля показано на рис. 1.
Нулевая изолиния показана пунктиром

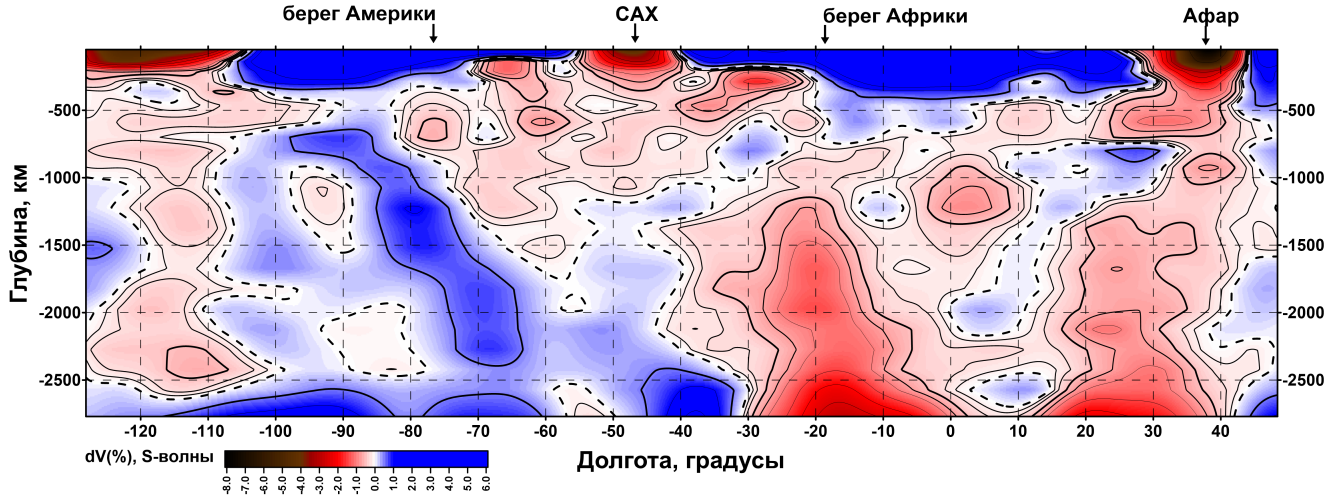

Рис. 7. Разрез δV сейсмотомографической модели NGRAND [42, 54] по *S*-волнам от кровли мантии до ее подошвы от востока Тихого океана через Северную Америку, Атлантику и Центральную Африку.
Положение профиля показано на рис. 1.
Контуры проведены через 0.5%.
Нулевая изолиния показана пунктиром

но, на 20°–30° к востоку. Аналогичные высокоскоростные объемы под Северо-Американской платформой также образуют полосу, наклоненную в сторону Атлантики и в низах мантии смещенную на 30°–35° к востоку (см. рис. 7).

Согласно модели тектоники мантийных течений, представленной авторами, высокоскоростные объемы мантии представляют собой оторженные верхнемантийными потоками низы утолщенной плотной континентальной литосферы, под Южной Америкой они могут включать и фрагменты субдуцированного притихоокеанского слэба. Процесс погружения оторженных фрагментов происходил длительно и параллельно

с расширением Атлантики. Поэтому те фрагменты, которые начали погружаться раньше и, соответственно, достигли бóльших глубин, находятся сейчас ближе к Срединно-Атлантическому хребту, чем фрагменты, возникшие при более позднем отторжении. Если сложить взаимное сближение высокоскоростных объемов по разные стороны Атлантики в направлении ее расширения, то сближение составит 45°–50°, что примерно совпадает с амплитудой раздвигания Атлантического океана со времени его зарождения. Следовательно, погружение высокоскоростных объемов началось не позднее начала раздвигания Атлантики. Приняв во внимание, что наклон оси и границ этих объемов не показывает изменения с глубиной, можно полагать, что время их погружения и время раскрытия Атлантики примерно совпадают. Установлено, что Атлантика начала раздвигаться на месте системы грабенов, возникших на Гондванском континенте в поздней перми. В начале юры их раздвигание в Центральной Атлантике переросло в океанический спрединг. Таким образом, за последние ~200 млн лет отторженные высокоскоростные объемы погрузились на глубины 2000–2200 км. Если учесть, что они изначально располагались под утолщениями континентальной литосферы на глубинах ~200 км, средняя скорость погружения составила 0.9–1.0 см/год. Это почти на порядок меньше определенной выше скорости перемещения верхнемантийных потоков.

На сейсмотомографическом профиле, охватывающем Эфиопско-Афарский суперплюм, Аравийско-Кавказский сегмент Альпийско-Гималайского пояса и Восточно-Европейскую платформу, обнаруживается область относительно высокоскоростных объемов мантии, начинающаяся под Скифской плитой и прослеживаемая до глубины ~2000 км [29]. Ее нижняя часть находится на ~1000–1500 км южнее верхней. Аналогичный наклон выявлен для высокоскоростного объема, начинающегося под коллизионным утолщением литосферы Гималаев и возможным слэбом океанской литосферы Неотетиса (зоной Инда-Цангпо). Эта высокоскоростная область прослеживается до глубины ~2200 км, смещаясь к югу на расстояние до 1500 км. В обоих случаях наклон высокоскоростной области отражает относительное перемещение континентальной литосферы в северных румбах, причем в последнем случае погружение испытали фрагменты литосферы, оторгнутые в ходе позднемезозойско-кайнозойской субдукции и последующей коллизии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно современным представлениям о свойствах мантии, течение вещества в ней осуществляется, главным образом, по механизму диффузионной ползучести (пластичности), к которой применимы свойства Ньютоновской жидкости. В верхней части верхней мантии и, возможно, в погружающихся объемах литосферного вещества ниже этого уровня течение может происходить также по механизму дислокационной ползучести (квази-пластичности). Для расчета параметров течения по механизму диффузионной ползучести решающее значение имеет вязкость среды, которая зависит от температуры и давления. Если гидростатическое давление зависит от нагрузки вышележащих пород, то на общее изменение температуры с глубиной влияют восходящие и нисходящие потоки. Расчеты по механизму дислокационной ползучести требуют, кроме того, знания тектонических напряжений.

Существующие оценки эффективной вязкости мантии основаны на данных о голоценовых вертикальных движениях, связанных со снятием ледовой нагрузки на древних кратонах. По этим данным Е.В. Артюшков [2] оценил вязкость астеносферы величинами 10^{19}–10^{20} Пас. Оценка, приведенная в работе [50], составляет для Фенноскандии 7×10^{19} Пас. По данным о снятии ледовой нагрузки была смоделирована вязкость всей мантии [61]. Согласно этой модели, вязкость верхов верхней мантии находится в пределах 10^{19}–10^{20}. К низам переходного слоя она повышается до ~10^{21} Пас, а на границе нижней мантии скачком достигает ~10^{22} Пас и сохраняется примерно на том же уровне до границ утолщенного слоя D″ с пониженными скоростями поперечных волн, где понижается до 10^{19}–10^{20} Пас. Полученные величины значительно уступают вязкости литосферы, которая за пределами локальных зон повышенного теплового потока и концентрации деформаций, оценивается для разных тектонических провинций в пределах 10^{21}–10^{26} Пас [3, 39, 66]. Это исключает распространение особенностей тектонического течения в мантии на литосферу. Конвективные течения происходят в подлитосферной мантии и прямо или косвенно вызывают деформации и перемещения литосферы, которые осуществляются по механизму дислокационной ползучести и хрупкого разрушения.

При численном моделировании распределения вязкости в рамках общемантийной конвекции В.П. Трубицын [37, 38] использовал значения, полученные при лабораторных экспериментах с оливином [56]. В формулу расчета входят постоянные параметры E_0 (энергия активации) и V_0 (объем активации). Приложение экспериментальных данных к решению уравнений конвекции показывает возрастание вязкости в нижней мантии до 10^{24}–10^{25}, что делает конвекцию в нижней мантии неэффективной. Это заставляет искать иные источники и механизмы деформирования нижней мантии [62]. Чтобы добиться сходи-

мости с данными [61], В.П. Трубицын уменьшил коэффициент V_0 вдвое. Вместе с тем, скорости течения в верхней мантии ~10 см/год, близкие к представленным нами результатам интерпретации геологических данных, были получены при моделировании при значениях вязкости ~10^{18} Пас, что на один или два порядка меньше значений, вытекающих из данных гляциоизостазии.

Приведенные величины и соотношения отражают существенные расхождения в оценках параметров мантийных течений. Полученные нами новые данные о скоростях латеральных верхнемантийных и нисходящих потоков мантийного вещества вводят определенные ограничения в численное моделирование мантийных течений. Наши оценки скоростей течения в верхней мантии и нисходящих потоках различаются почти на порядок. Что же касается восходящих потоков в суперплюмах, то по их поводу заметим следующее. Исследуя соотношения параметров сейсмического течения в районах Курило-Камчатской и Памиро-Гиндукушской мантийных сейсмофокальных зон, Г.А. Востриков [7, 8], хотя и не обнаружил численной зависимости скоростей сейсмических волн от эффективной вязкости, но показал, что в целом более высокие скорости соответствуют повышенной вязкости среды. Если эти соотношения применить к восходящим мантийным потокам, хотя там течение материала, скорее всего, происходит по механизму диффузионной, а не дислокационной, как в сейсмофокальных зонах, ползучести, то мы вправе ожидать в этих потоках более высоких скоростей течения, чем в окружающей мантии. Возможно, они в среднем близки к скоростям верхнемантийных течений.

Расхождения в оценках вязкости и скоростей течений в подлитосферной верхней мантии могут быть связаны с предполагаемыми особенностям ее строения. К ней, вероятно, применимы такие определения как брекчированная или гранулированная среда. Предполагается, что астеносфера состоит из прочных фрагментов от отдельных зерен до крупных блоков, разделенных тонкими, занимающими небольшой процент от общего объема, пленками вещества, близкого к состоянию плавления и, возможно, местами насыщенного флюидами, которыми астеносферные потоки обогащаются в процессе перемещения за счет переработки вещества переходного слоя [35]. Наличие межблокового и межзернового матрикса с резко пониженной вязкостью делает возможным общую деформацию и течение относительно прочных обломков с высокими скоростями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены геологические данные о скоростях перемещения верхнемантийных подлитосферных потоков для системы Гавайи–Императорский хребет и системы Эфиопия–Аравия–Кавказ. В первом случае расчет основан на прохождении астеносферного потока и перемещаемой им Тихоокеанской плиты над северным ответвлением Центрально-Тихоокеанского плюма. Магматические продукты плюма проникали через поток и плиту и запечатлевались на земной поверхности вулканическими извержениями. Скорость движения определялась по положению вулканов разного возраста относительно активного вулкана Килауэа, который находится над ответвлением плюма. Зафиксированы вулканы возрастом от 76 млн лет поныне. Скорости движения варьировали в разные эпохи от ~12 до 5 см/год, составляя в среднем 7.4 см/год. Поскольку подлитосферный поток мог двигаться быстрее плиты, скорость его перемещения, вероятно, была близка к 8 см/год.

Скорости движения астеносферного потока Эфиопия–Аравия–Кавказ рассчитывались по-другому. Поток распространялся в северных румбах от Эфиопско-Афарского суперплюма, и начало вулканических извержений в каждой точке трассы потока отмечало то, что поток достиг этой точки. Зафиксированы вулканические извержения возрастом от 55 до 2.8 млн лет. Скорости движения варьировали в разные эпохи от 12 до 4 см/год, причем под Аравийской плитой они были выше, чем под Альпийско-Гималайским коллизионным поясом. Средняя скорость составила 8.1 см/год.

Анализ сейсмотомографических данных глобальной сети обнаружил под континентами объемы мантийных пород с повышенными скоростями сейсмических волн, распространяющиеся в нижнюю мантию, где они постепенно теряют свою обособленность. Эти объемы интерпретируются как проявления погружения отторженных фрагментов утолщенной литосферы и представляют нисходящую ветвь общемантийной конвекции. Под Южной Америкой высокоскоростные объемы могут включать в себя и субдуцированные притихоокеанские слэбы. По обеим сторонам Атлантики такие объемы наклонены в сторону срединно-океанического хребта. Это означает, что чем раньше начал погружаться объем, тем ближе он находится к хребту. Отклонение оси погружения от вертикали связано с раскрытием океана, и сумма отклонений по обеим сторонам океана совпадает с суммарной амплитудой его раздвигания. Погружение выделенных высокоскоростных объемов началось одновременно с началом раскрытия океана, что позволяет определить скорость их погружения. Она составляет 0.9–1.0 см/год, что почти на порядок меньше

определенных скоростей течений в верхней мантии и, вероятно, значительно уступает скорости восходящих мантийных потоков в суперплюмах.

Полученные оценки скоростей мантийных течений уточняют деформационные свойства мантии и регламентируют расчеты численных моделей мантийной конвекции.

Благодарности. Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 9. С. 3–18.
2. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 310 с.
3. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 457 с.
4. *Артюшков Е.В.* Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 738–760.
5. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
6. *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.
7. *Востриков Г.А.* Глубинное строение района и геодинамические характеристики Курило-Камчатской фокальной зоны // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 116–135.
8. *Востриков Г.А.* Неоднородность процесса сейсмического течения в Памиро-Гиндукушской гипоцентральной области промежуточных землетрясений // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 219–233.
9. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2001. 408 с.
10. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.* Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1057–1073.
11. *Добрецов Н.Л., Шацкий А.Ф.* Глубинный цикл углерода и глубинная геодинамика: роль ядра и карбонатитовых расплавов в нижней мантии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1455–1475.
12. *Ершов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
13. *Ершов А.В., Никишин А.М., Брунэ М.-Ф., Спакман В.* Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмотомография // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 230–235.
14. *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.
15. *Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М., Гольцман Ю.В., Журавлев Д.З., Баирова Э.Д.* Изотопный состав Sr и Nd в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–353.
16. *Казьмин В.Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки: Раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
17. *Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 152 с.
18. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
19. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М., ГЕОС, 2007. С. 251–284.
20. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 109 с.
21. *Лебедев В.А., Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Дудаури О.З.* Геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма северо-западной части Малого Кавказа (Грузия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 96–115.
22. *Лобковский Л.И.* Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.
23. *Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г.* Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
24. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии / Под ред. Трифонова В.Г. М.: ГЕОС, 2012. 216 с.
25. Новейший и современный вулканизм России / Под ред. Лаверова Н.П. М.: Наука, 2005. 604 с.
26. *Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Чешко А.Л., Барабанов Л.Н., Буачидзе Г.И.* Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.
27. *Пучков В.Н.* “Великая дискуссия” о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.
28. *Пучков В.Н.* Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов // Геотектоника. 2016. № 4. С. 88–104.
29. *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.

30. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

31. *Сорохтин О.Г.* Жизнь Земли. М.-Ижевск: НИЦ "Регулярная и хаотическая динамика", 2007. 452 с.

32. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Под ред. Пущаровского Ю.М., Трифонова В.Г. М.: Наука, 1990. 294 с.

33. *Трифонов В.Г.* Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 1–23.

34. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.

35. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* На пути к постплейттектонике // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 7. С. 605–615.

36. *Трубицин В.П.* Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН. 2005. № 1. С. 10–21.

37. *Трубицин В.П.* Распределение вязкости в моделях мантийной конвекции // Физика Земли. 2016. № 5. С. 1–10.

38. *Трубицын В.П., Трубицын А.П.* Численная модель образования совокупности литосферных плит и их прохождения через границу 660 км // Физика Земли. 2014. № 6. С. 138–147.

39. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 478 с.

40. *Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Леонов Ю.Г., Новиков В.М., Ханна С., Хатиб К.* Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // Петрология. 1994. Т. 2. № 4. С. 439–448.

41. *Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И.* Позднекайнозойские трансконтинентальные структуры и магматизм Евро-Африканского сегмента Земли и геодинамика их формирования // ДАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 91–95.

42. *Becker T.W., Boschi L.* A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochemistry Geophysics Geosystems G^3, 2002, v. 3 (January 10), Paper number 2001GC000168, http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/.

43. *Blundell D.J.* The legacy of the European Geotraverse // Tectonophysics. 1999. Vol. 314. P. 7–16.

44. *Bull A.L., McNamara A.K., Ritsema J.* Synthetic tomography of plume clusters and thermochemical piles // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 278. P. 152–162.

45. *Camp V.E., Roobol M.J.* Upwelling asthenosphere beneath western Arabia and its regional implication // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 15255–15271.

46. *Debayle E., Leveque J.-J., Cara M.* Seismic evidence for a deeply rooted low-velocity anomaly in the upper mantle beneath the northeastern Afro/Arabian continent // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 193. P. 423–436.

47. *Deschamps F., Cobden L., Tackley P.* The primitive nature of large low shear wave velocity provinces // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. Vol. 349–350. P. 198–208.

48. *Duncan R.A., Keller R.A.* Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts // Geochem. Cheophys. Geosyst. 2004. Vol. 5. doi 10.1029/2004GC000704

49. *Ebinger C.J., Sleep N.S.* Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // Nature. 1998. Vol. 395. № 22. P. 788–791.

50. *Fjeldskaar W.* Viscosity and thickness of the asthenosphere detected from the Fennoscandian uplift // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 126. P. 399–410.

51. *Forsyth D., Uyeda S.* On the relative importance of the driving forces of plate tectonics // Geophys J. Roy. Astron. Soc. 1975. Vol. 43. P. 163–200.

52. *Fukao Y., Widiyantoro S., Obayashi M.* Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region // Rev. Geophys. 2001. Vol. 39. P. 291–323.

53. *Gordon R.G.* The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1998. Vol. 26. P. 615–642.

54. *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.

55. *Gung Y., Fanning M., Romanovicz B.* Global anisotropy and the thickness of continents // Nature. 2003. Vol. 422. P. 703–711.

56. *Hirth G., Kohlstedt D.* Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: a view from the experimentalists // Inside the Subduction Factory. Washington D.C.: AGU. Geophys. Monogr. Ser. ed. by Eiler J. 2003. Vol. 138. P. 83–105.

57. *Julian B.R., Foulger G., Hateld O., Jackson S., Simpson E., Einbeck J., Moore A.* Hotspots in Hindsight // AGU Fall Meeting, San Francisco 1, 15–19 December 2014, Washington, DC: AGU, 2014. P. S51B–4468.

58. *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.

59. *Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // Gondwana Res. 2007. Vol. 11. P. 7–37.

60. *Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. Vol. 230. P. 42–43.

61. *Paulson A., Zhong Sh., Wahr J.* Modelling post_glacial rebound with lateral viscosity variations // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 163. P. 357–371.

62. *Rebetsky Yu.L.* On small tangential mass forces that may exist in the lithosphere. Their role in tectonics and geodynamics // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. Vol. 7. № 4. P. 691–704.

63. *Schubert G., Turcotte D.L., Olson P.* Mantle convection in the Earth and Planets. Cambridge, England: Cambridge Univ. Press, 2004. 940 p.

64. *Sharp W.D., Clague D.A.* 50-Ma initiation of Hawaiian-Emperor Bend records major change in Pacific Plate motion // Science. 2006. Vol. 313. P. 1281–1284.

65. *Stein M., Hofmann A.W.* Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 114. P. 193–209.

66. *Strehlau J., Meissner R.* Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state flow data // Composition, structure and

dynamics of the lithosphere-asthenosphere system. Wash. D.C.: AGU, 1987. P. 69–87.

67. *Tarduno J.A., Duncan R.A., Scholl D.W., Cottrell R.D., Steinberger B., Thordarson T., Kerr B.C., Neil C.R., Frey F.A., Torii M., Carvallo C.* The Emperor Seamounts: Southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle // Science. 2003. Vol. 301. P. 1064–1069.
68. *Tatar O., Piper J.D.A., Gürsoy H., Heimann A., Koşbulut F.* Neotectonic deformation in the transition zone between the Dead Sea Transform and the East Anatolian Fault Zone, southern Turkey: a paleomagnetic study of the Karasu Rift volcanism // Tectonophysics. 2004. Vol. 385. P. 17–43.
69. *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.
70. *Trubitsin V.P., Evseev M.N.* Pulsation of mantle plumes // Russian Journal of Earth Sciences. 2016. Vol. 16. ES3005, doi 10.2205/2016ES000569
71. *Trubitsin V.P., Evseev M.N., Trubitsin A.P.* Influence of continents and lithospheric plates on the shape of D″ layer and the spatial distribution of mantle plumes // Russian Journal of Earth Sciences. 2015. Vol. 15. № 3. doi 10.2205/2015ES000552
72. *Wilson J.T.* A possible origin of the Hawaiian Islands // Can. J. Phys. 1963. Vol. 41. P. 863–870.

Рецензенты: В.В. Ярмолюк, Е.П. Дубинин

Sublithospheric Flows in the Mantle

V. G. Trifonov* and S. Yu. Sokolov

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

**e-mail: trifonov@ginras.ru*

Received April 7, 2017

Abstract—The estimated velocities of upper mantle sublithospheric flows in the Hawaii–Emperor Range and Ethiopia–Arabia–Caucasus systems are reported. In the Hawaii–Emperor Range system, calculation is based on motion of the asthenospheric flow and the plate moved by it over the branch of the Central Pacific plume. The travel velocity has been determined based on the position of variably aged volcanoes (up to 76 Ma) with respect to the active Kilauea Volcano. As for the Ethiopia–Arabia–Caucasus system, the age of volcanic eruptions (55–2.8 Ma) has been used to estimate the asthenospheric flow from the Ethiopian–Afar superplume in the northern bearing lines. Both systems are characterized by variations in a velocity of the upper mantle flows in different epochs from 4 to 12 cm/yr, about 8 cm/yr on average. Analysis of the global seismic tomographic data has made it possible to reveal rock volumes with higher seismic wave velocities under ancient cratons; rocks reach a depth of more than 2000 km and are interpreted as dismembered fragments of the thickened continental lithosphere. Such volumes on both sides of the Atlantic Region were submerged at an average velocity of 0.9–1.0 cm/yr along with its expansion. The estimated velocities of the mantle flows clarify the deformation properties of the mantle and regulate the numerical models of mantle convection.

Keywords: Hawaii–Emperor Range, Ethiopia–Arabia–Caucasus, eruption age, seismic tomography, sublithospheric flows, submergence of lithosphere fragments, mantle flow velocity