

Скоростные модели верхней мантии континентальных и океанических рифтов

© В. В. Гордиенко, Л. Я. Гордиенко, 2017

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 27 сентября 2017 г.

Побудовано моделі — одновимірні розподіли швидкості поширення поздовжніх сейсмічних хвиль — для верхньої мантиї рифтових систем континентів, що безпосередньо межують із серединно-океанічними хребтами (СОХ). Визначено відмінність моделей згаданих типів структур. Під близькими до континентів СОХ (але розташованими в океанічній земній корі) швидкісні розрізи практично не відрізняються від встановлених швидкісних розрізів у межах океанів. Наведено максимальні аномалії швидкості. Під континентальними рифтовими системами аномальність менша, у деяких випадках — через наявність в їх межах масивів, що не охоплені процесами рифтогенезу або ті процеси проходять у нетипових умовах. Зіставлено експериментальні (частково за літературними даними) швидкісні моделі з побудованими відповідно до схем глибинних процесів за адвекційно-поліморфною гіпотезою. Визначено їх узгодженість.

Ключові слова: континенти, океани, верхня мантия, швидкісні моделі, глибинні процеси.

Введение. Статья продолжает серию публикаций авторов, посвященных одномерным скоростным моделям (по Р-волнам) верхней мантии различных регионов. В предыдущих работах были рассмотрены модели океанических структур [Гордиенко, Гордиенко, 2012, 2015, 2016а,б; Gordienko, 2016b и др.]. На данном этапе предполагается исследование молодых континентальных рифтов. Предварительное рассмотрение имеющихся данных по современным процессам и геологической истории этих регионов показывает не только близость происходящих в них глубинных процессов изученным в океанах, но и наличие районов непосредственных их контактов. Такие «связки», как хребты Восточно-Индийский и Карлсберг — рифт Аденского пролива — Красное море — зона Афар (Джибути) — Восточно-Африканская рифтовая зона (ВАРЗ); рифт Калифорнийского залива — провинция Бассейнов и Хребтов (ПБХ) в североамериканских Кордильерах; хребет Гаккеля

(Нансена) в Арктическом океане — Момский рифт (хребет Черского) в Верхояно-Чукотском складчатом поясе, наличие Пантеллерийского рифта на коре субокеанической мощности внутри Рено-Ливийской рифтовой системы, демонстрируют возможность распространения сходных по характеру тепломассопереноса явлений, переходящих из океанических условий в континентальные. Такая связь может рассматриваться как косвенное подтверждение близости глубинных процессов рифтогенеза и океанизации [Gordienko, 2016a,b]. Она заслуживает специального изучения, в котором сейсмологические исследования могут сыграть заметную роль. Их можно применить и для контроля правильности выбора схем глубинных процессов, предполагаемых используемой авторами адвекционно-поліморфною гіпотезою (АПГ).

Контроль предусматривает построение модели тепломассопереноса в коре и верхней мантии активного региона, соз-

дание на ее основе современной тепловой модели тектоносферы и расчет по ней скоростного разреза верхней мантии. Последний вычисляется по скоростному разрезу неактивизированной докембрийской платформы внесением в него изменений, соответствующих различиям в глубинных температурах (T) мантии платформы и изучаемого региона.

О мантийных температурах. Магматизм

рифтовых систем создает условия для максимального (по сравнению с другими эндогенными режимами) выноса мантийных ксенолитов. Часть из них характеризует температуру на глубинах, где они изменены активным процессом. В принципе, возможен непосредственный контроль ими тепловой модели по АПГ. Однако практически это оказывается нереальным. Ксенолиты выносятся на всех эта-

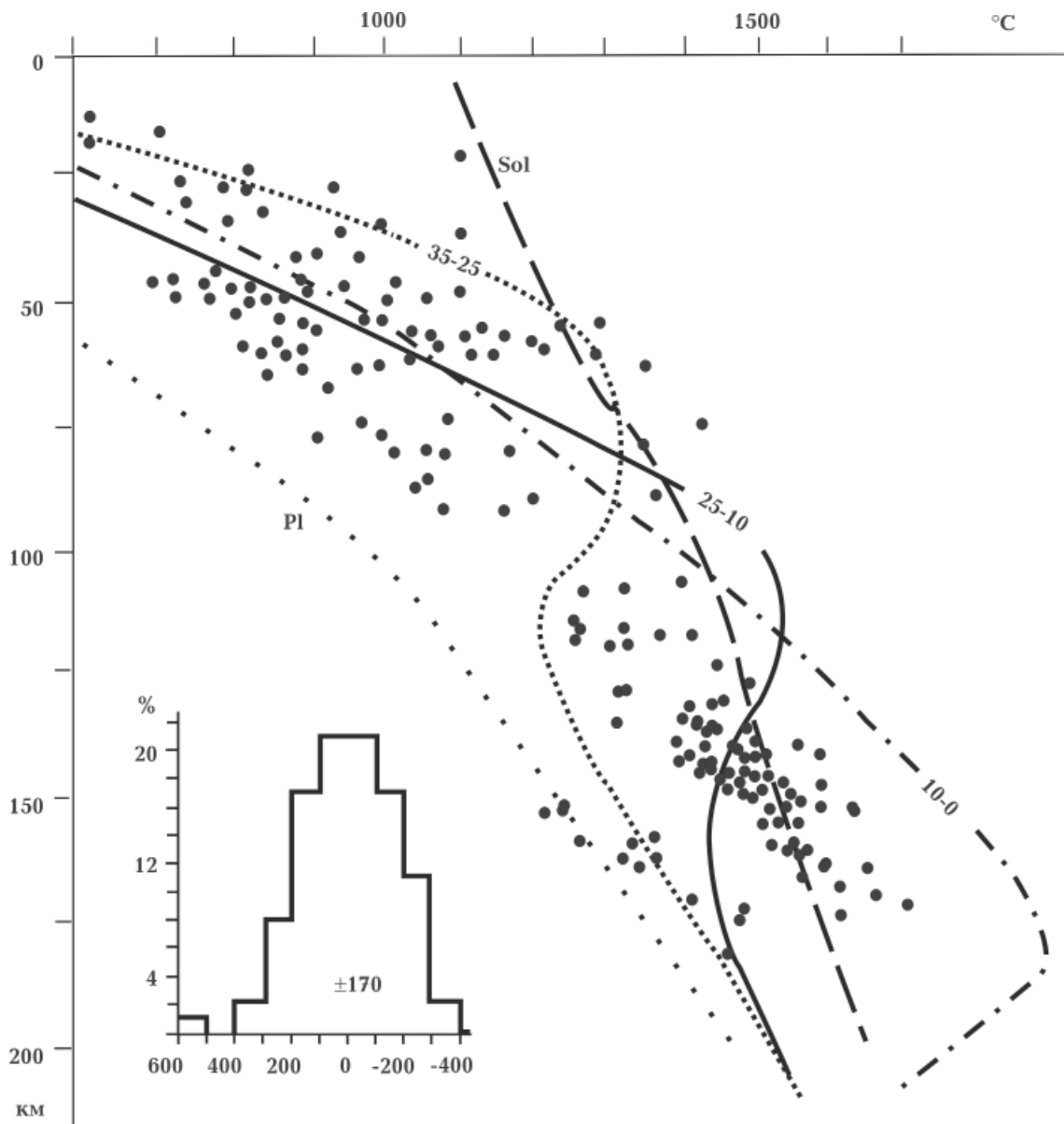


Рис. 1. Данные геотермометров и расчетные (по АПГ) тепловые модели разных этапов континентально-рифтогенеза. Sol — температура начала частичного плавления мантийных пород. Pl — температура в верхней мантии неактивизированной докембрийской платформы. Цифры у кривых — возраст в млн лет трех этапов магматизма в провинции Бассейнов и Хребтов Кордильер Северной Америки. В большинстве изучаемых рифтовых системах эти этапы имеют близкий возраст.

пах магматизма рифтов в периоды существования различных тепловых моделей. В большинстве публикаций нет сведений, позволяющих установить принадлежность ксенолитов одному из трех (по АПГ) этапов рифтогенеза. В результате довольно значительный фактический материал позволяет лишь констатировать, что имеющиеся данные не противоречат принятой модели (рис. 1). Используются данные по континентальным частям перечисленных выше рифтов, а также Байкальской рифтовой зоны, Монголии, Южной Америки, рифта Рио-Гранде и др. [Nixon, 1983; Olsen, 1995; Sobolev et al., 1996; Геншафт и др., 2000; Глебовицкий и др., 2001, 2003; Kaeser et al., 2006; Салтыкова, 2008 и др.].

Реальные ошибки определения температуры оцениваются в 50—100 °С, глубин — в 10—15 км [Геншафт и др., 2000 и др.]. Последнее обстоятельство создает примерно такую же погрешность T , т. е. можно ожидать вариаций температуры только из-за ошибок на 100—120 °С. Между тепловыми моделями мантии рифтов, построенными по данным геотермометров (при осреднении множества данных в каждом регионе), обнаруживаются расхождения в среднем около 100 °С [Геншафт и др., 2000; Гибшнер, 2009 и др.]. При сравнении с расчетными температурами проявляется и погрешность их вычисления. Параметры области наиболее значительного частичного плавления (из которой выносится магма на последнем этапе рифтогенеза) не представлены ксенолитами (см. рис. 1).

Поэтому неудивительно, что отклонения данных геотермометров от распределений T на втором этапе развития рифта (примерно через 20 млн лет после первого акта тепломассопереноса) составляют в среднем 170 °С, что эквивалентно вариации расчетной скорости на 0,1 км/с. Все рассматриваемые далее рифты находятся на конечной стадии развития. Отклонения от соответствующей расчетной тепловой модели будут значительно больше. Подобный метод контроля теряет смысл, что заставляет вернуться к намеченному выше направлению работы.

Методика исследования. Как и в ранее проведенных авторами работах данного направления, в этой предусмотрена следующая последовательность действий.

1. На выбранной по геологическим признакам территории проводится обобщение имеющейся сейсмологической информации о скоростных разрезах коры и верхней мантии, которые затем используются в качестве моделей первого приближения при расчете годографа, согласующегося с экспериментальным в регионе. Естественно, речь идет о двух различных массивах информации: для океанической и континентальной частей [Glahn et al., 1993; Olsen, 1995; Sobolev et al., 1996; Ritter, 2011; Koulakov et al., 2009, 2016; Gordienko, Gordienko, 2016 и др.].

2. Собирается информация о временах пробега сейсмических волн вдоль траекторий, позволяющих предполагать, что построенный годограф характеризует верхнюю мантию именно изучаемого региона (<http://www.isc.ac.uk>). Для построения годографа, отражающего пробег продольных волн (V_p) через всю верхнюю мантию и часть переходной зоны к нижней, необходимы угловые расстояния около 25°. Не все рифтовые системы обладают таким размером, их элементы бывают непрямолинейны, собственно рифтогены в пределах систем часто перемежаются значительными блоками, не затронутыми активными процессами. Это создает трудности при отборе материала и истолковании результирующего скоростного разреза.

Времена пробега волн пересчитываются для единой глубины источников — несколько ниже раздела М. При этом использовались осредненные литературные данные о мощности земной коры в регионе и скоростях в нужном интервале глубин. Построенный годограф для удобства редуцируется с учетом скорости 8,2 км/с.

3. Определяется качество построенных годографов по величине отклонений индивидуальных точек от осредняющей кривой. Согласно оценкам в работе [Назарова и др., 2010], отклонение около 2 с может быть обусловлено только ошибкой в опре-

делении планового положения эпицентра землетрясения при реальной погрешности информации об одномерной скоростной модели региона, используемой для расчета параметров очага. Погрешность определения глубины очага также вносит вклад в величину отклонения, заметно увеличивая его. По данным работы [Тараканов, 2006] ошибка в определении момента события 1—1,2 с. Погрешность положения эпицентра $\pm(10—15)$ км, глубины очага — ± 10 км. Погрешность определения координат эпицентра составляет около $0,1^\circ$ широты и долготы [Отчет..., 2008]. Оценки погрешности расчета для большей части годографа не меньше 1—1,5 с, скорее всего, они значительней, но обоснованно их установить не удается.

В качестве критерия пригодности годографа для использования была принята средняя величина отклонения индивидуальных точек от него не более 2 с. Такие же значения часто встречаются в результатах исследований других авторов [Feng et al., 2007 и др.].

4. Рассчитывается скоростной разрез верхней мантии, соответствующий годографу, который наиболее полно согласуется с экспериментальным. Расчетный годограф вычисляется по программе SEIS-83 И. Пшенчика и В. Червени.

5. Как и в предыдущих работах этого направления, на первом этапе проводилось изучение геологической истории каждого региона по литературным данным [Милановский, Короновский, 1973; Милановский, 1983; Магматические..., 1987; Olsen, 1995; Грачев, 1996; Gordienko, 2016a,b и др.]. Активные процессы в континентальных частях рассматриваемых рифтовых систем начинаются примерно синхронно (за некоторыми исключениями — см. ниже) около 40—30 млн лет назад. Для океанических частей характерен магматизм MORB. Для континентальных преобладает бимодальный базальт-риолитовый тип, на инициальном этапе встречаются нехарактерные для второй половины кайнозоя диатремы и дайки кимберлитоподобных пород и карбонатитов. В большинстве слу-

чаев можно выделить три этапа развития. Эти типичные элементы геологической истории позволяют применить к рассматриваемым регионам представления АПГ о глубинном процессе рифтогенеза [Gordienko, 2016a] и построить современную тепловую модель тектоносферы, общую для большинства изученных систем.

6. Полученная по сейсмологическим данным скоростная модель сравнивается с независимо установленной по тепловой. Делается вывод о соответствии или несоответствии экспериментальных величин прогнозу по АПГ. Степень соответствия должна оцениваться с учетом погрешностей обеих конструкций. Приведенные выше вероятные отклонения индивидуальных значений времен пробега волн от осредняющего годографа указывают на возможную погрешность определения скорости в значительном интервале глубин (не менее 50—100 км) в 0,05—0,10 км/с. Примерно такая же вероятная величина погрешности V_p обусловлена ошибками в построении тепловой модели [Гонтовая, Гордиенко, 2006 и др.]. Вызванное такими погрешностями расхождение между экспериментальным и расчетным скоростными разрезами верхней мантии должно находиться в пределах $0,1 \pm 0,05$ км/с. Большие отклонения считались указывающими на несоответствие экспериментальных разрезов модельным, построенным по представлениям АПГ.

Рифтовая система Восточной Африки. В пределах Африканского континента рифтогенезу на явно континентальной коре предшествовал длительный перерыв в тектономагматической активности [Милановский, 1983 и др.], достаточный для накопления энергии, необходимой для активизации. Вероятное исключение составляет только южная часть ВАРЗ. Здесь предполагается киммерийская активизация (200—150 млн лет назад) [Восточно-Африканская..., 1974; Милановский, 1983; Olsen, 1995 и др.]. Не исключено, что именно поэтому проявления рифтогенеза на юге ослаблены по сравнению с северной частью ВАРЗ (рис. 2). Но и в этом случае

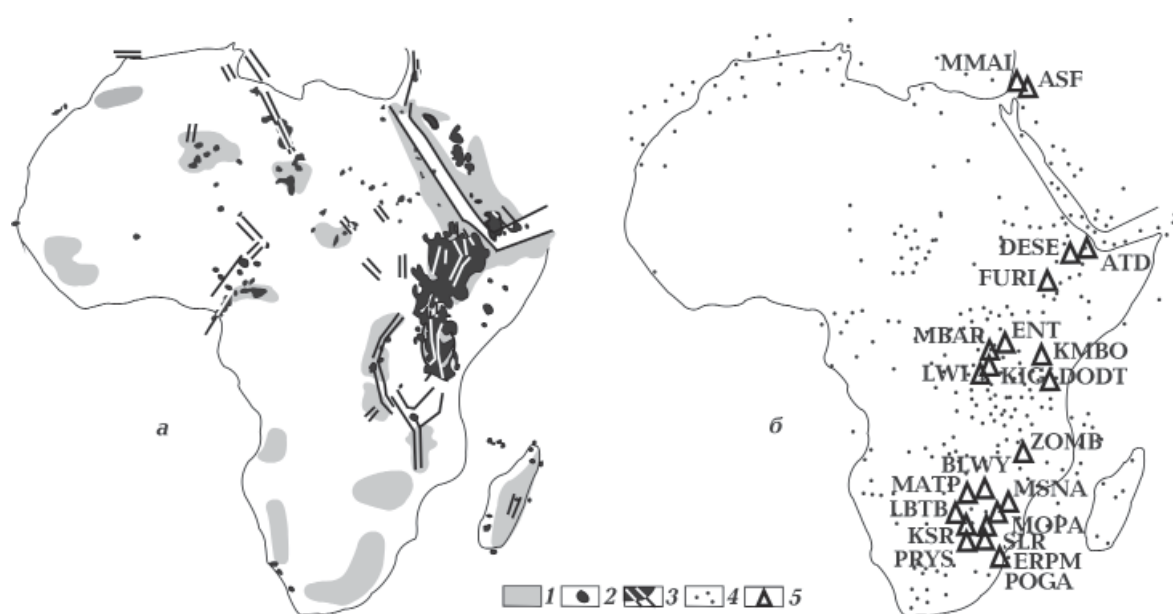


Рис. 2. Альпийский рифтогенез в Африке: а — проявления интенсивных поднятий (1), магматизма (2), активных разломов (3), как правило, обрамляющих рифтовые трюги; б — размещение эпицентров землетрясений (4), часть из которых использована при построении годографов, и сейсмостанций (5).

необходимо признать радиогенную теплогенерацию мантийных пород в регионе несколько большей, чем под средней докембрийской платформой. Косвенным подтверждением этого могут служить встречающиеся среди мантийных ксенолитов биотитовые пироксениты и глиммериты [Беляевский, 1981].

Расчет параметров магматических очагов (преимущественно в верхней мантии) привел к обычным для рифтового процесса значениям глубин их кровель и температур: 185 км и 1650 °С, 145 км и 1500 °С, 95 км и 1350 °С, 55 км и 1200 °С, 20 км и 1150 °С. В последнем случае речь идет о плавлении в очаге основной магмы, а не кислой или средней, которые тоже образуются на этой глубине, но в наших работах не изучались [Гордиенко, 2014 и др.]. Для наиболее молодых пород характерны очаги магматизма с параметрами 80—100 км и 1300—1400 °С [Беляевский, 1981 и др.]. Впрочем, есть информация, указывающая на существенно большую глубину кровли астеносферы [Kaeser et al., 2006].

По данным о возрасте базальтоидов ВАРЗ мантийный источник магматизма появился здесь около 30 млн лет назад

[Восточно-Африканская..., 1974; Ashwal, Burke, 1989 и др.]. Активный процесс в Аденском проливе, Красном море, районе Афар и, вероятно, в эфиопской части собственно ВАРЗ (до широты появления западной ветви рифтовой системы) начался несколько раньше — около 40 млн лет назад или более [Милановский, 1983].

Эти части ВАРЗ различаются еще и шириной системы. В южной между ветвями рифта появляется неактивизированный или лишь местами активизированный массив шириной до 700 км. Проявления магматизма в западной ветви рифтов намного слабее, чем в восточной. Далее предполагалось (для этого есть все основания) развитие в большей части ВАРЗ глубинных процессов по схеме континентального рифтогенеза в соответствии с представлениями АПГ [Gordienko, 2016a,b]. На крайнем юге системы возможна замена рифтогенеза одно- или двухактной активизацией, но достоверной аргументации такой точки зрения нет.

Годографы, построенные для изучаемого региона, характеризуются умеренным разбросом индивидуальных точек по сравнению с осредняющей линией (около 1,5 с)

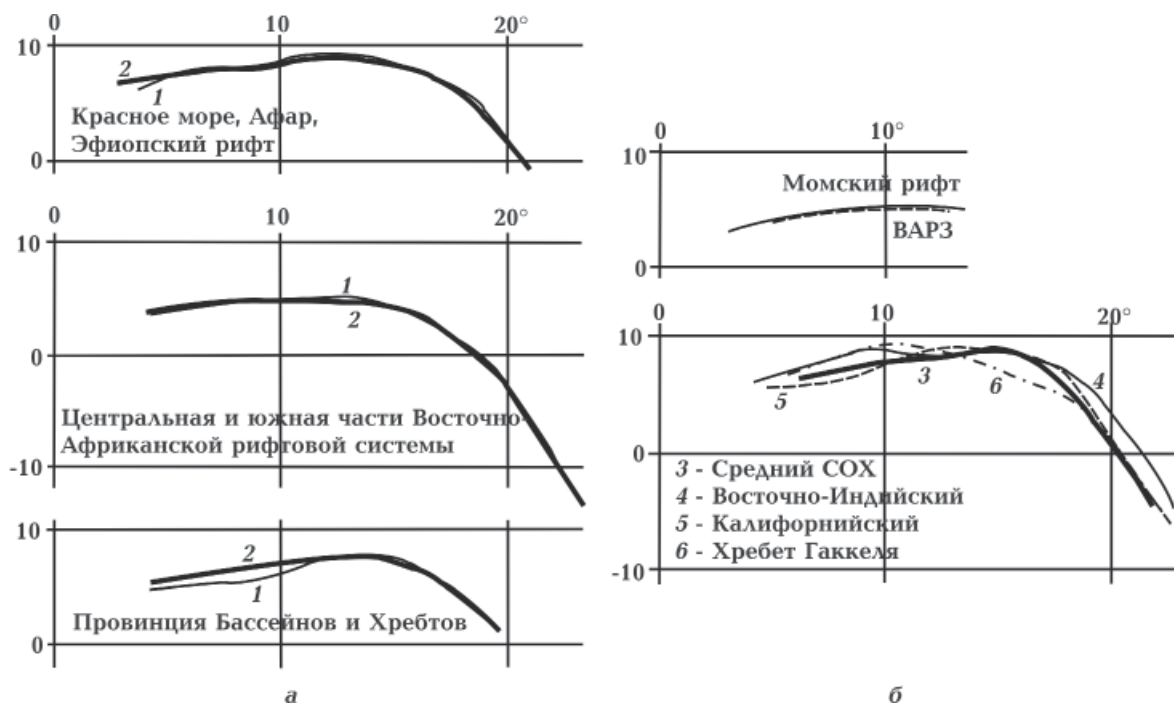


Рис. 3. Сравнение некоторых годографов для изученных регионов. *а*: 1 — экспериментальные, 2 — расчетные годографы; *б* — экспериментальные годографы для различных регионов.

и распадаются на две группы, явно отражающие различные скоростные разрезы верхней мантии. В северную группу входят данные по Аденскому проливу, Красному морю, району Афар и Эфиопскому рифту (182 значения времен пробега волн, единая глубина источников 18 км [Mooney et al., 2002 и др.]). Во вторую — вся часть ВАРЗ южнее (2618 значений, единая глубина источников 35 км).

В группах годографы близки. Лишь в одном фрагменте обнаружено отклонение около 2,5 с части годографа длиной около 3° от компактно расположенных остальных. Гистограммы различий показывают, что частные годографы отклоняются от осредняющего в среднем менее чем на 1 с. А между двумя группами обнаруживаются заметные различия. Они, в общем, ожидаемы по геологическим данным и по материалам предшествующих исследований (рис. 3, *а*). На рис. 3 приведены годографы и для других регионов, изучаемых в данной работе.

Подобранные скоростные разрезы

(рис. 4) отличаются от полученных ранее другими авторами в верхней и нижней третях верхней мантии более высокими значениями скорости распространения продольных сейсмических волн. В центральной трети величины V_p близки. Существенные различия фиксируются в соотношениях скоростных разрезов Красного моря, Афара и Эфиопского рифта. Согласно полученным данным они практически совпадают в пределах погрешности построений. В опубликованных ранее результатах этого не наблюдалось.

Варианты скоростных разрезов верхней мантии Африкано-Аравийской рифтовой системы представлены на рис. 4 вместе с аналогичными данными по другим изучаемым регионам.

На скоростном разрезе северной части региона выделяется интервал глубин, в пределах которого скорости соответствуют начальной стадии частичного плавления пород мантии. Можно предположить, что на глубине около 100 км располагается кровля астеносферы. Рифт Красного

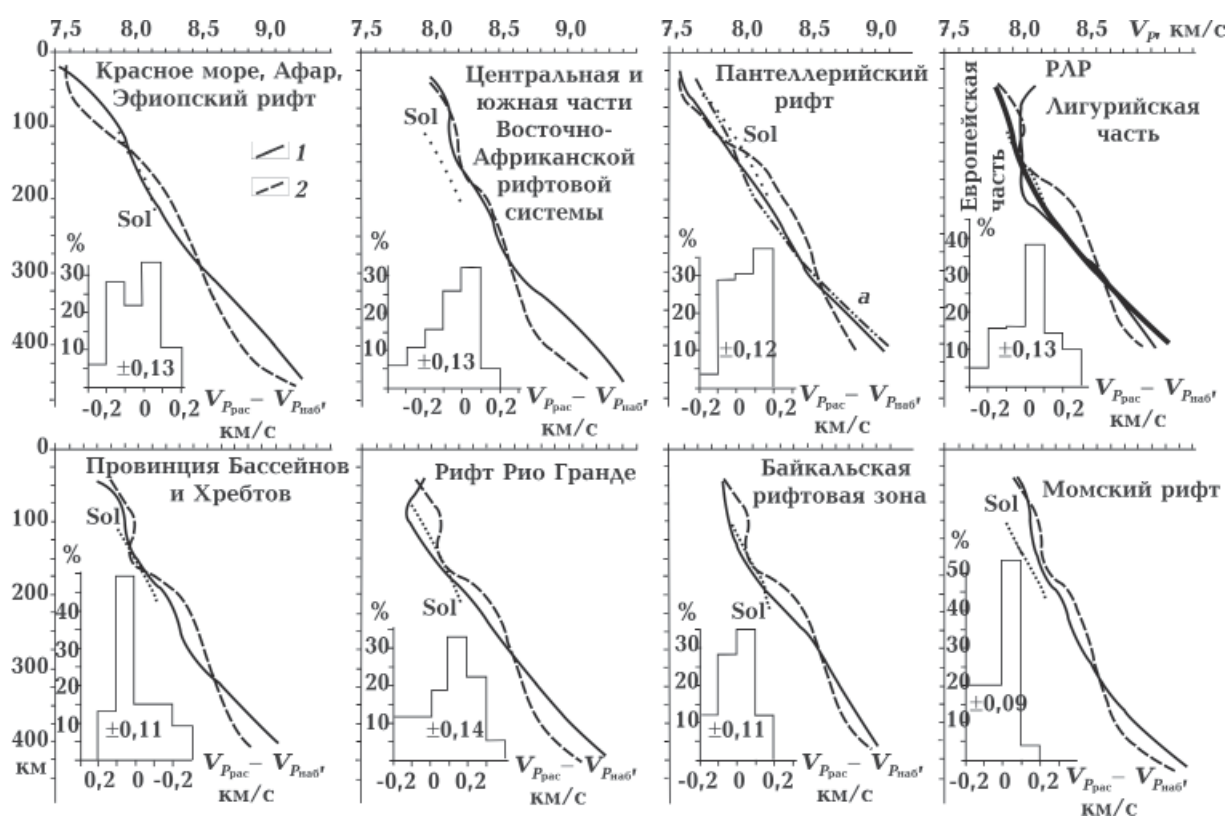


Рис. 4. Экспериментальные скоростные разрезы верхней мантии изученных регионов (1) и их расчетные варианты (2), соответствующие представлениям АПГ о глубинных процессах в тектоносфере (см. ниже). На врезке — гистограммы распределений отклонений расчетных значений скорости от экспериментальных (наблюденных). Sol — распределение V_p , соответствующее температуре плавления пород мантии. а — скоростной разрез мантии COX [Gordienko, Gordienko, 2016].

моря по геологическим данным нельзя напрямую соотнести с океаническим. Он образовался на континентальной коре, которая за время активного процесса переработана почти до уровня океанической в полосе шириной около 200 км [Mooney et al., 2002]. Срединно-океанический хребет (СОХ) возникает на ранее существовавшей океанической коре. Скоростные разрезы хребтов Карлсберг и Восточно-Индийского заметно не отличаются от разрезов типичных СОХ (Атлантического, Восточно-Тихоокеанского и др.) [Gordienko, Gordienko, 2016]. Поэтому разрез Красного моря был сопоставлен с экспериментальным и расчетным разрезами океанизованного региона (задугового бассейна). Достигнутое согласование удовлетворительное: среднее расхождение менее 0,1 км/с.

На втором разрезе низкие значения V_p , соответствующие астеносфере, не представлены. Но можно допустить, что это результат осреднения двух скоростных разрезов — платформенного и рифтового. В последнем астеносфера вполне может выделяться. Во всяком случае, индивидуальные скоростные разрезы для Кенийского рифта [Olsen, 1995; Mooney et al., 2002 и др.] ее обнаруживают. Подтверждением ее наличия на части территории зоны является и молодой магматизм. Таким образом, использованные данные не позволяют в достоверной форме определить скоростные разрезы рифтов в южной части изучаемой территории. Для южной части региона расчетная модель представляет собой среднее между рифтовой и платформенной. И здесь можно констатировать удовлетворительное согласование этих

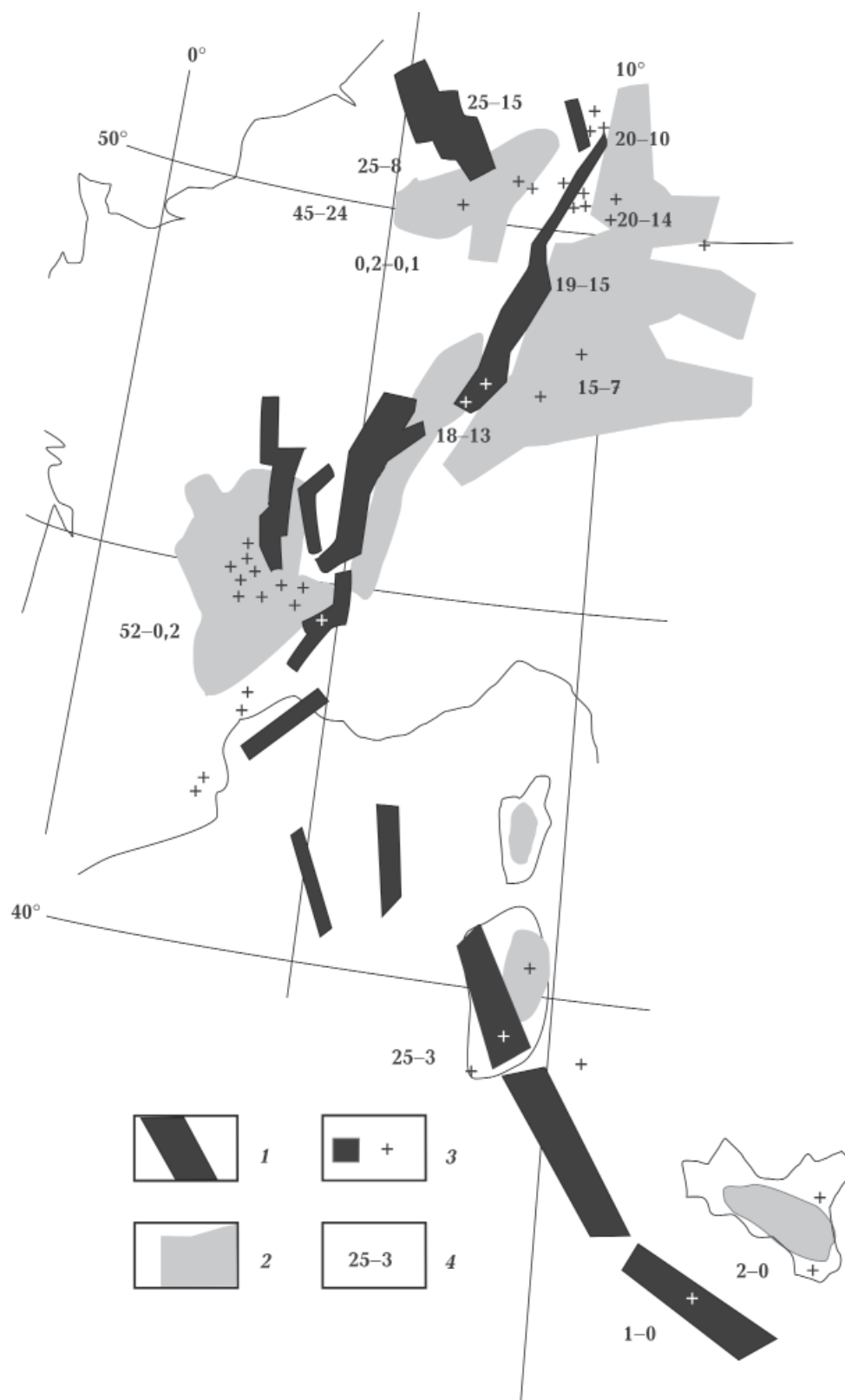


Рис. 5. Северная часть Рено-Ливийской рифтовой системы: 1 — примерные контуры рифтовых трогов, 2 — современные поднятия амплитудой более 500 м, 3 — проявления кайнозойского магматизма, 4 — возраст изверженных пород, млн лет.

независимо установленных распределений скорости сейсмических волн.

Если из всей совокупности данных по южной части ВАРЗ отобрать полученные по трассам, проходящим почти исключительно вдоль цепочки рифтов Кенийско—Грегори—Руква, получим годограф, практически совпадающий с установленным для Эфиопского рифта (естественно, при пересчете для единой глубины источников 18 км). В соответствующем такому годографу скоростном разрезе выделяется астеносфера, и в целом он близок к расчетному для альпийского континентального рифта. Невелико его отличие и от разреза под океанизированным блоком.

Рено-Ливийская рифтовая система (РЛР) — самый значительный в Европе регион с данным типом эндогенного режима, продолжающий развитие в настоящее время. Континентальные рифты верхнего и нижнего Рейна и Центрального массива Франции дополняются фрагментами Пантеллерийского рифта в Средиземном море на коре, приближающейся по мощности к океанической (менее 20 км). Затем рифт продолжается на Африканском континенте (см. рис. 2 и 5).

В пределах РЛР авторам не удалось провести изучение скоростного разреза верхней мантии по схеме, использованной в других регионах. Длина однородных элементов структуры недостаточна. Годографы, построенные с соблюдением требования о расположении сейсмостанций и эпицентров в рифте, получились слишком короткими для характеристики скоростного разреза за пределами подкоровой зоны мантии. Поэтому были привлечены литературные данные из различных источников, благо соответствующие территории и акватории хорошо изучены сейсмологически [Glahn et al., 1993; Olsen, 1995; Sobolev et al., 1996; Achauer, Masson, 2002; Koulakov et al., 2009; Ritter, 2011 и др.].

Данные о скоростном разрезе под Пантеллерийским рифтом выглядят довольно определенно (см. рис. 4). Они согласуются с моделью под СОХ, хотя в данном случае скорее можно было бы ожидать вариант

разреза, соответствующий океанизации. Мощность коры в районе рифта еще не достигла обычной для океанов, сложно говорить об активном процессе, наложенном на район с предварительно океанизированной корой. Тем не менее близость разрезов очевидна (они различаются на величины, вполне объяснимые погрешностями). Неплохо согласуется экспериментальный разрез и с построенным по тепловой модели (см. рис. 4).

В континентальной части системы по данным нескольких авторов построены скоростные разрезы верхней мантии для Центрального массива Франции и Рейнских грабенов (включая Гессенский грабен и Эйфель). Результаты получились практически совпадающими (на рис. 4 приведена одна кривая). Следует отметить, что скоростные разрезы установлены именно для активных фрагментов системы. Между ними на трехмерной модели [Koulakov et al., 2009] видны промежуточные блоки со сравнительно высокими значениями скорости в подкоровой мантии. Они занимают около трети длины региона. При учете этого обстоятельства средняя для континентальной части системы скоростная модель мантии должна сместиться (по крайней мере, в верхней половине) в сторону заметно более высоких значений V_p . Однако уровень скорости под южной частью ВАРЗ все же не будет достигнут.

Сопоставление экспериментальной модели с рассчитанной по тепловой для континентального рифта обнаруживает достаточно приемлемое согласование разрезов (см. рис. 4).

Под активными континентальными частями рифтовых систем ВАРЗ, РЛР и ПБХ, Байкальской рифтовой зоны и, возможно, Момского рифта отмечена сокращенная по сравнению с окружающими регионами мощность земной коры. Это серьезная причина для предположения о погружении в процессе океанизации коры эклогитов в мантию. Эклогитовые блоки обладают повышенными значениями скорости продольных сейсмических волн, которые не учитываются моделью, базирующейся на

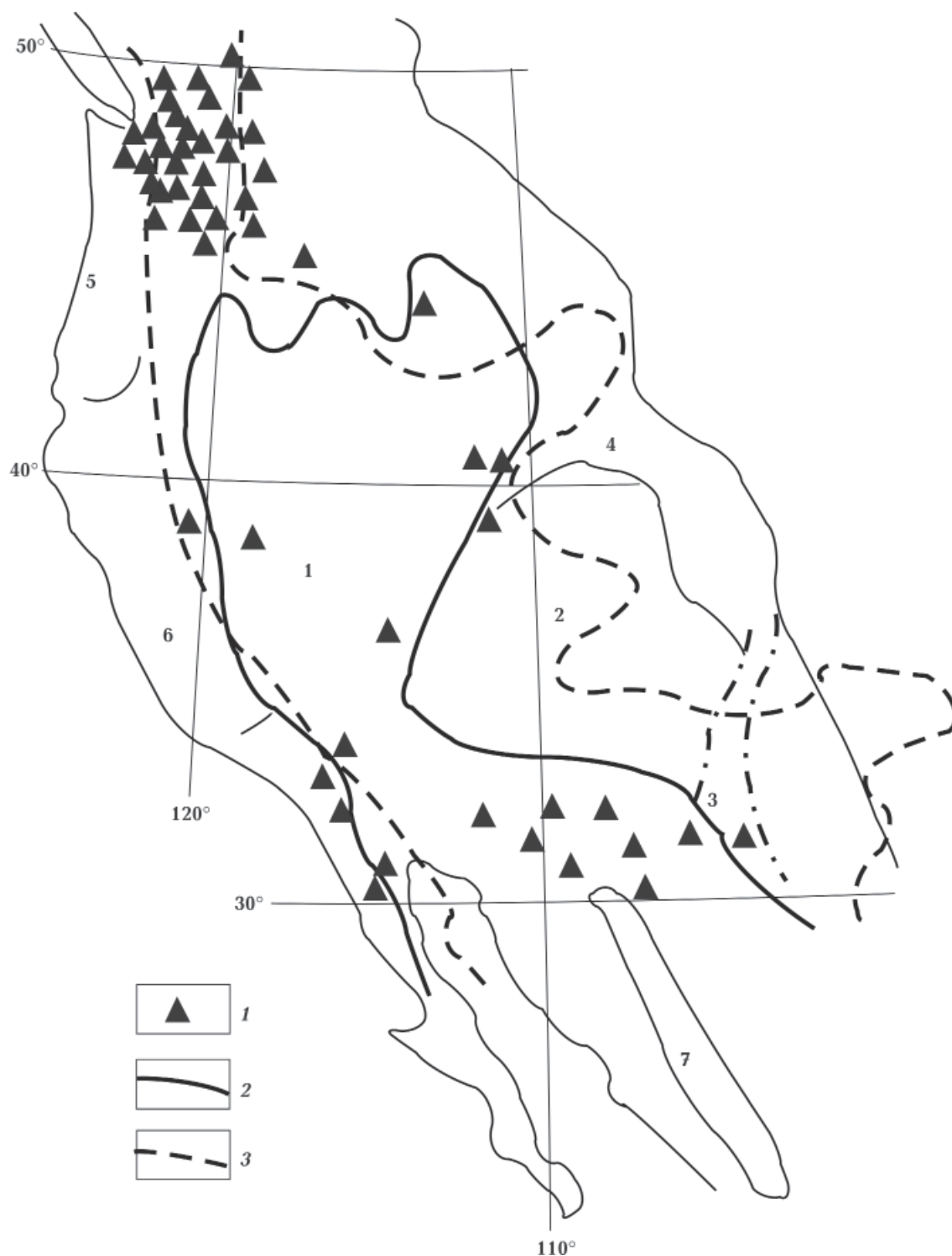


Рис. 6. Размещение сейсмостанций в провинции Бассейнов и Хребтов: 1 — сейсмостанции, 2 — контуры территории со структурными формами ПБХ, 3 — контуры территории распространения молодого бимодального магматизма. Цифры на карте: 1 — ПБХ, 2 — плато Колорадо, 3 — рифт Рио Гранде, 4 — Скалистые горы, 5 — Каскадные горы, 6 — Сьерра-Невада, 7 — Сьерра-Мадре.

тепловой. В реальной картине сравнения экспериментального и расчетного разрезов

такое противоречие отсутствует. Достигнутая к настоящему времени глубина по-

гружения эклогитов не превышает 100 км [Gordienko, 2016a] в регионах современной активизации. В альпийских рифтах от момента образования коровых эклогитов прошли десятки млн лет. Высокоскоростные блоки успели опуститься до глубин, где их плотность совпадает с фоновой — глубже 200 км. Поэтому положительные скоростные аномалии на подкоровых глубинах отсутствуют.

Провинция Бассейнов и Хребтов Кордильер Северной Америки и рифт Рио Гранде. На юге провинция непосредственно продолжается рифтом Калифорнийского залива. При его изучении авторами в работе [Gordienko, Gordienko, 2016] был обнаружен скоростной разрез, согласующийся с характерным для СОХ. В этом исследовании весь материал был дополнен данными по трем сейсмостанциям, расположенным у северного окончания залива (рис. 6). Всего при построении годографа использовано около 1000 значений времени пробега волн. В результате построенный ранее годограф практически не изменился, т. е. экспериментальный скоростной разрез подтверждается.

Геологическая история ПБХ изучена довольно подробно [Кинг, 1961; Милановский, 1983; Магматические..., 1987; Olsen, 1995 и др.] и не оставляет сомнений в типе действующего на этой территории эндогенного режима. Этапы магматической активности региона показаны на рис. 1. Перед активизацией большая часть его достаточно долго пребывала в состоянии «тектономагматического покоя» для достижения в верхней мантии теплового режима, близкого к платформенному, с некоторой поправкой, вероятно, на несколько повышенную радиогенную теплогенерацию. Начавшаяся в неогене активизация охватила и районы Северо-Американской платформы, расположенные восточнее ПБХ, но именно в пределах рассматриваемого региона она приобрела явные черты рифтогенеза. Это выразилось прежде всего в распространении своеобразных структурных форм, которым провинция обязана своим названием.

В пределах ПБХ ранее проведена значительная работа по изучению скоростного разреза верхней мантии [Walck, 1985; Olsen, 1995 и др.]. Построено несколько моделей, характеризующих северную, центральную и южную части региона. Они различаются между собой в степени, которая вполне может быть объяснена погрешностью построений, и согласуются с полученными авторами за исключением самой верхней подкоровой части.

При исследовании ПБХ в данной работе использовались около 2500 значений времени пробега сейсмических волн к сейсмостанциям, показанным на рис. 6, расположенным во всех частях региона. Единая глубина источников — 35 км [Olsen, 1995; Mooney et al., 2002 и др.]. Отклонения индивидуальных точек от осредняющей кривой находятся в обычных пределах, ни в одном из случаев построения частных годографов не превышают в среднем 2 с. Различия между годографами также не больше обычных величин. вполне может быть построен сводный годограф, характеризующий регион в целом. Полученный материал позволяет построение скоростного разреза до глубины около 400 км.

На рис. 4 приведен сводный годограф и его сопоставление с рассчитанным. Таким образом, и в рассмотренной провинции экспериментальные данные о скоростном разрезе можно с приемлемой точностью объяснить как следствие глубинного процесса континентального рифтогенеза по АПГ. При переходе к океанической коре (даже к сравнительно узкой ее полосе в Калифорнийском заливе) скоростной разрез верхней мантии практически полностью согласуется с разрезом СОХ. Смена разрезов происходит вместе со сменой типа земной коры.

Располагающийся сравнительно недалеко от ПБХ довольно протяженный (около 1100 км) рифт Рио Гранде (см. рис. 6) не позволяет провести исследование применяемым методом на всю глубину верхней мантии. Используются литературные данные (см. рис. 4).

Геологическая история рифта близка

к истории ПБХ, периоды магматической активности примерно совпадают. Различие состоит в несколько более щелочном (андезито-базальтовом) характере первого этапа магматизма с большим преобладанием продукции коровых очагов [Милановский, 1983; Olsen, 1995].

Расчетная скоростная модель [Achaue, Masson, 2002; Olsen, 1995 и др.] удовлетворительно согласуется с экспериментальной (см. рис. 4) для случая континентального рифтогенеза. Рифт Рио Гранде формально не подпадает под определение «континентальный, связанный с океаническим», которое выбрано авторами для исследования. Предположения о его связи с рифтом Калифорнийского залива высказывались, но пока не находят подтверждения.

Байкальская рифтовая зона (БРЗ). В сущности, о ней можно сказать то же самое. К настоящему времени не обнаружено следов рифтогенеза между ее восточным окончанием и Момским рифтом (который контактирует с океаническим хребтом Гаккеля). Тем не менее нет смысла отказываться от привлечения данных по этому весьма протяженному и активному объекту.

Геологическая история БРЗ близка к установленной в рассмотренных выше регионах. Проявления преимущественно базальтового магматизма [Хаин, 1979; Милановский, 1983; Olsen, 1995; Грачев, 1996 и др.] датированы 35—40 млн лет, около 25 млн лет назад появляются трахибазальты, погружающийся грабен обрамляют горные поднятия, интенсивность магматизма последней стадии сокращается только около 1 млн лет назад. Состав пород согласуется с глубинами очагов частичного плавления, установленных по представлениям АПГ для разных этапов эволюции континентального рифта.

Из-за резких изменений простирания БРЗ авторам удалось в разных частях зоны построить только небольшой начальный фрагмент экспериментального годографа (до углового расстояния около 8°), используя примерно 800 значений времен пробега волн. При попытках удлинить го-

дограф часть траекторий оказывалась вне рифта, что могло привести к искажению результата.

Сейсмологические исследования Байкала и прилегающих регионов проводились неоднократно, имеются и обобщения их результатов, например, работа [Мордвинова и др., 2016]. Данные разных авторов оказываются весьма противоречивыми вплоть до фиксации в одном интервале глубин аномалий разных знаков. В частности, это касается и подкоровых глубин, к которым относится построенный авторами данной статьи отрезок годографа. Он, несомненно, указывает на отрицательную скоростную аномалию под корой. Поэтому из имеющихся разрезов был выбран полученный в работах [Zhao et al., 2006; Жао и др., 2010], начинающийся вверху с такой же аномалии (см. рис. 4).

Очевидно, построенное распределение скоростей сейсмических волн в мантии согласуется с полученными под другими континентальными рифтами. То же можно сказать и о его согласовании с расчетным разрезом. Степень совпадения и здесь укладывается в оговоренные выше рамки, обусловленные погрешностями построений.

Хребет Гаккеля и Момский рифт. Геолого-геофизические исследования последних десятилетий уже дают возможность в основных чертах описать геологическую историю этого региона [Хаин, 1979; Грамберг и др., 1990; Грачев, 1996; Драчев 2000; Буценко, 2006; Андиева, 2008; Никишин и др., 2017 и др.], хотя полное согласование мнений различных исследователей еще не достигнуто. Но для решения нашей задачи эти расхождения не имеют значения.

Океаническая кора, окружающая хребет Гаккеля, сформировалась около 130—150 млн лет назад, рифтогенез в районе хребта начался 50—60 млн лет назад. На большей части континентального фрагмента системы происходил геосинклинальный процесс (в период 320—100 млн лет назад). Рифтогенез на континенте стартовал около 70 млн лет назад, т. е. рань-

ше, чем в рассмотренных выше случаях. Однако активные события в тектоносфере продолжают до настоящего времени.

Расположение сформировавшихся структур представлено на рис. 7.

На шельфе изучена сложная система трогов и поднятий, заполняющая всю выделенную на рис. 7 полосу. Ситуация на-

поминает существующую в ПБХ. На суше информация менее детальна, но можно предположить наличие примерно таких же структурных форм. Магматизм региона изучен недостаточно. Известны базальты и липариты, возраст базальтового вулкана Балаган-Тас предположительно составляет несколько сотен лет. Другими словами,

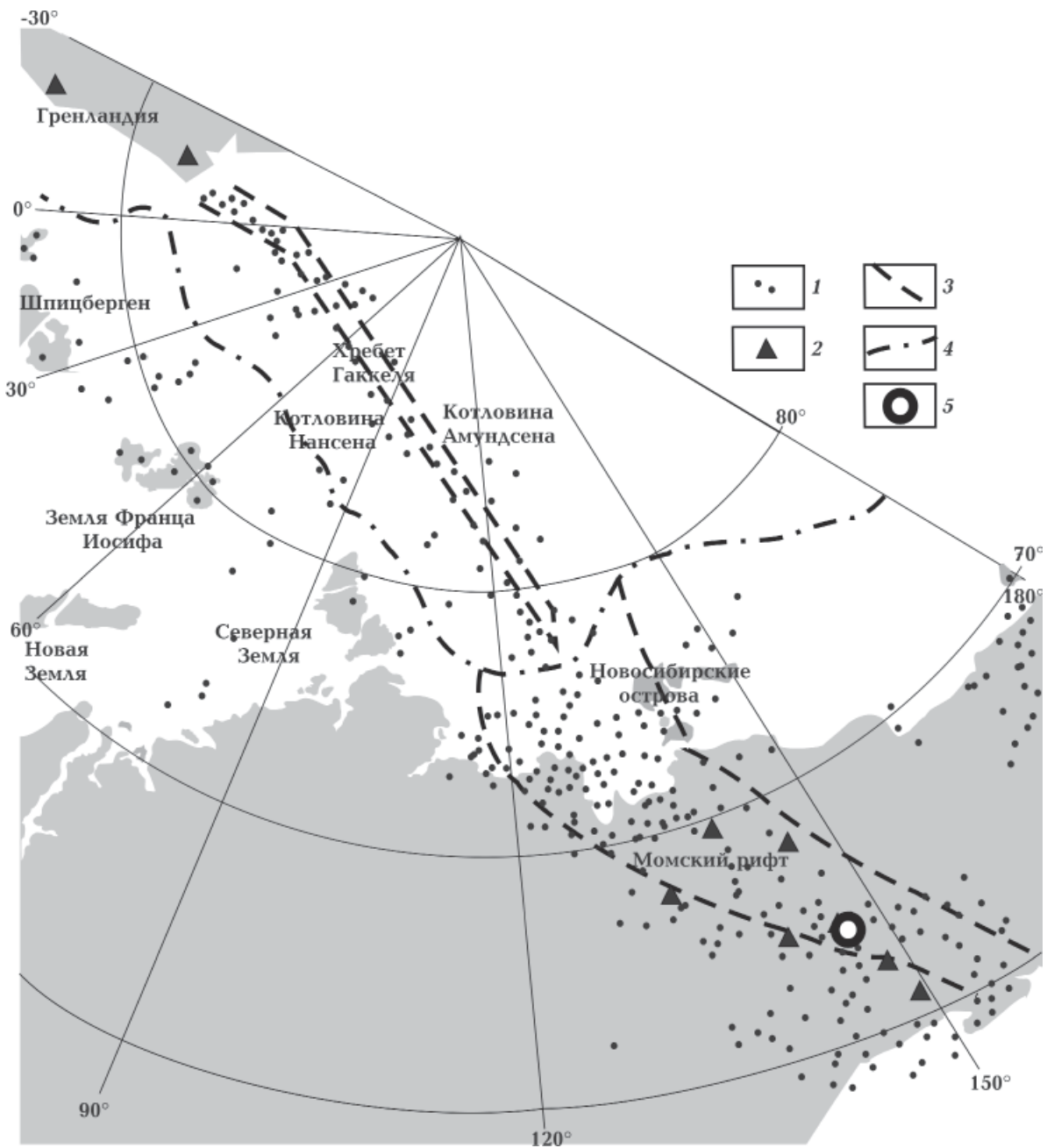


Рис. 7. Полоса эпицентров землетрясений от Гренландии до Охотского моря. 1 — эпицентры, 2 — сейсмостанции, данные по которым использованы для построения годографов, 3 — примерные контуры зон рифтогенеза, 4 — границы шельфа, 5 — проявления магматизма.

на глубине порядка 100 км до настоящего времени находится очаг частичного плавления. Примерно в то же время должен образовываться и расплав в центральной или верхней части коры.

В пределах Момского рифта не удалось построить годограф протяженностью, обеспечивающей освещение всей верхней мантии. Хотя достигнута почти максимальная возможная длина (13°, около 250 значений времен пробега волн (см. рис. 3 и 7), единая глубина источников — 35 км), лучи проникают лишь на глубину не более 200 км. Годограф практически полностью совпадает с полученным для центральной и южной частей ВАРЗ. Можно предположить, что его форма тоже связана с включением в состав изучаемого региона кроме собственно рифтов еще и значительных фрагментов докембрийской платформы. Однако это не соответствует геологическим данным — таких фрагментов в составе Момского рифта нет или мало. Причина получения годографа, соответствующего сравнительно высокоскоростной верхней мантии, в незначительности временного интервала между рифтогенезом и предшествующей киммерийской геосинклиналью.

При построении тепловой модели для момента окончания геосинклинального теплопереноса и еще через 30 млн лет обнаруживается, что в нижней части верхней мантии не успела сформироваться достаточно мощная астеносфера для обеспечения трех актов теплопереноса (полного цикла рифтогенеза). Возможен процесс, включающий только два акта. Соответственно зона перегрева и частичного плавления в верхней части мантии сокращается по сравнению с обычным континентальным рифтом. Ситуацию несколько «исправляет» повышенная радиогенная теплогенерация, но ее оказывается недостаточно для сближения скоростных разрезов Момского и типичного рифта. Впрочем, для молодого магматизма условия сохраняются. Тепловая модель примерно сходна со средней на рис. 1. Различия связаны в основном с повышенными начальными

температурами, обусловленными более высокой радиогенной теплогенерацией пород мантии в районе фанерозойской геосинклинали. Кроме того, не исключено, что эти различия в данном случае незначительны, так как регион входит в крупную провинцию Северной Азии с аномально основной корой. И именно такая кора могла сыграть дополнительную роль в повышении средних значений скорости в подкоровой мантии. Речь идет о большем, чем в обычной коре, образовании эклогитов, опустившихся в мантию. Но, как отмечено выше, эти образования в настоящее время располагаются достаточно глубоко, чтобы не изменять скоростной разрез на глубинах менее 200 км.

Ранее в регионе была построена скоростная модель по P -волнам [Жао и др., 2010], незначительно отличающаяся от полученной нами под ВАРЗ в сторону понижения V_p . Заметные отклонения обнаруживаются только в самой нижней части модели (300—400 км), т. е. за пределами глубин, где формируются сравниваемые годографы (см. рис. 3, б). Такой вариант разреза несколько лучше согласуется с расчетным. Согласование экспериментального разреза под Момским рифтом с расчетным (для описанного выше варианта процесса) удовлетворительное (см. рис. 4).

Годограф для хребта Гаккеля построен с использованием данных о землетрясениях (около 100 значений времен пробега волн, единая глубина источников 10 км) практически по всей длине структуры на угловых расстояниях до 22°. Он принципиально не отличается от годографов для типичных СОХ (см. рис. 3, б) [Гордиенко и др., 2016а; Gordienko, Gordienko, 2016].

Обсуждение результатов. Представляет интерес совместное рассмотрение всех полученных данных для молодых континентальных и океанических рифтов. В первом случае из обобщения исключены модели под центральной и южной частями ВАРЗ и под Момским рифтом как отражающие смешанные условия формирования скоростных разрезов. Для оставшихся пяти кривых рассчитана средняя и определе-

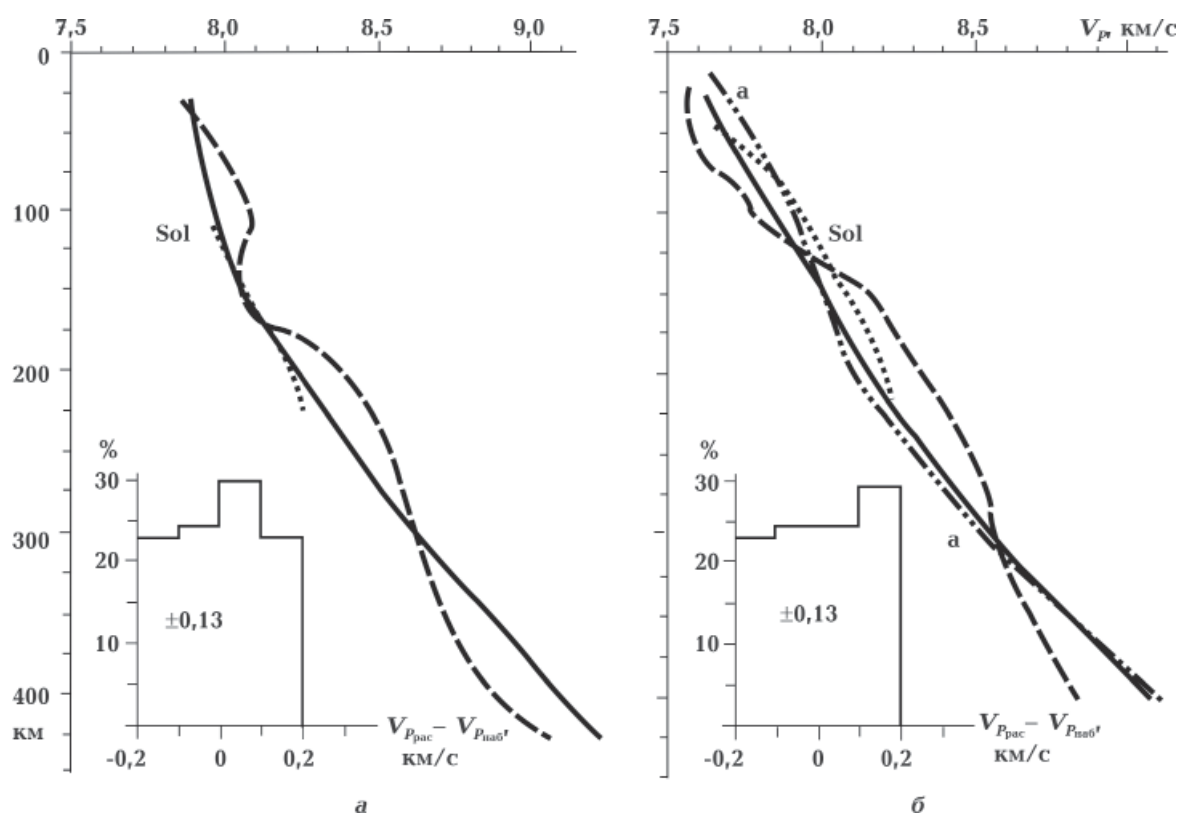


Рис. 8. Средние скоростные модели: *а* — альпийского континентального рифта, *б* — СОХ, сочленяющегося с континентальным рифтом. Усл. обозначения см. на рис. 4.

ны отклонения от нее частных вариантов (~0,05 км/с), т. е. вариации не столь значительны, как можно было бы ожидать при использовании столь разнородной информации (см. выше). Можно констатировать, что построен типичный скоростной разрез мантии под альпийским континентальным рифтом.

Сопоставление этого разреза с расчетным по АПГ приводит к такому же среднему отклонению, как и для индивидуальных моделей — 0,13 км/с (рис. 8).

Такой же результат получен и для изученных СОХ, сочленяющихся с континентальными рифтами. Отклонения индивидуальных моделей от средней составляют ±0,05 км/с, средняя модель отличается от установленной для всех СОХ [Gordienko, Gordienko, 2016] на ±0,04 км/с, от расчетной модели — на ±0,13 км/с (см. рис. 8). Отличия изученных скоростных разрезов СОХ от всех остальных незначительны, они не выходят за пределы вариаций раз-

резов, полученных под хребтами в разных океанах далеко от континентов.

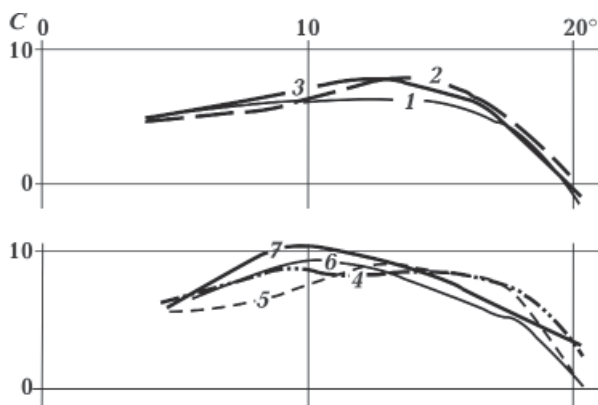


Рис. 9. Сопоставление экспериментальных годографов континентальных рифтов и СОХ с рассчитанными для скоростных разрезов этих регионов по АПГ. Континентальные рифты: 1 — Кенийский рифт, 2 — ПБХ, 3 — по АПГ, СОХ; 4 — Восточно-Индийский, 5 — Калифорнийского залива, 6 — хр. Гаккеля, 7 — по АПГ.

Экспериментальные и расчетные скоростные разрезы мантии регионов с обоими типами эндогенного режима согласуются в пределах погрешности, тем не менее расхождения на отдельных глубинах довольно значительны (до 0,2 км/с) и сохраняют знак в значительных интервалах глубин. Сокращение разницы между разрезами рифтов, например, в интервале глубин 150—250 км за счет изменения тепловой модели совершенно нереально. Необходимое значение ΔV_p требует перегрева на 300 °С, что не может быть согласовано с энергетическим балансом тектоносферы. Скорее всего, речь идет об определенной эквивалентности аномалий разного знака.

Можно предложить еще один вид сопоставления — по виду годографов, который позволяет оценить эквивалентность сравниваемых разрезов с этой точки зрения. Результаты представлены на рис. 9, где приведены экспериментальные годографы для континентальных рифтов, полученные в данной работе, с годографом, вычисленным по скоростному разрезу, соответствующему АПГ. То же сделано и для СОХ.

В первом случае годографы довольно близки. Сравнение расчетного по АПГ со средним из двух экспериментальных обнаруживает среднюю величину расхождения 0,5 с. Такое же значение получаем и при сопоставлении друг с другом экспериментальных годографов. Вероятно, большего согласования требовать нельзя, а наблюдаемые расхождения скоростных разрезов на рис. 4 находятся в рамках эквивалентности решения задачи.

Для СОХ ситуация сложнее. Расхождение между расчетным годографом по АПГ и средним из экспериментальных составляет 1 с, между экспериментальными — 1,5 с. Скорее всего, существуют реальные заметные различия между скоростными разрезами различных СОХ. В этом можно убедиться, сравнивая экспериментальные годографы для этих структур по разным

океанам и разным частям протяженных СОХ. Наблюдаются различия, вполне сопоставимые с отмеченными выше на рис. 9 [Gordienko, Gordienko, 2016].

Выводы. Проведенные исследования альпийских континентальных рифтов, часть из которых контактирует с СОХ, позволили прийти к таким результатам.

1. Обнаружены близкие скоростные разрезы верхней мантии под континентальными рифтами. Значимые отклонения в значениях V_p установлены только в случаях, когда построенный разрез характеризует не только рифтовую систему, но и фрагменты докембрийской платформы, или когда процесс рифтогенеза отличается от типичного по причине необычной предыстории региона.

2. Скоростные разрезы континентальных рифтов несколько отличаются от разрезов СОХ в сторону больших значений скорости (пониженных температур) практически во всем диапазоне глубин верхней мантии. Для нижних горизонтов верхней мантии этот результат не прогнозируется АПГ и заслуживает специального рассмотрения.

3. Оба варианта скоростного разреза (и разрез под океанизируемым регионом) согласуются с построенными по тепловым моделям верхней мантии, отражающими глубинные процессы в тектоносфере по схеме АПГ. Различия не превышают обусловленных реальными погрешностями расчетов.

4. В то же время различия в экспериментальных и расчетных разрезах мантии под регионами с тремя типами эндогенных режимов достаточно близки. Необходимо констатировать, что погрешности построения моделей и естественные вариации скорости делают практически невозможным определение принадлежности изучаемого региона к тому или иному типу из рассмотренных режимов по виду скоростного разреза.

Список литературы

- Андиева Т. А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2008. Т. 3. № 1. С. 1—28.
- Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. Москва: Недра, 1981. 432 с.
- Буценко В. В. Сейсмостратиграфическая датировка главных тектонических событий в Арктическом океане. *Геофиз. вестник*. 2006. № 11. С. 8—16.
- Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. Ред. В. В. Белоусов. Москва: Наука, 1974. 288 с.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Кайнозойский вулканизм Монголии. *Российский журнал наук о Земле (электронная версия)*. 2000. Т. 2. № 2. <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v02/rje00038/rje00038.htm>.
- Гибшер А. А. Состав и строение ордовикской литосферной мантии Западного Сангилен (Центрально-Азиатский складчатый пояс) по данным изучения мантийных ксенолитов из камптонитовых даек Агардагского щелочно-базальтоидного комплекса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: НГУ, 2009. 24 с.
- Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах). *Физика Земли*. 2001. № 3. С. 3—25.
- Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Термальные режимы в нижней коре (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии нижнекорковых ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах). *Физика Земли*. 2003. № 12. С. 72—87.
- Гонтовая Л. И., Гордиенко В. В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2006. № 2. С. 107—121.
- Гордиенко В. В. О РТ-условиях в магматических очагах мантии Земли. *Геофиз. журн*. 2014. Т. 36. № 6. С. 28—57.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. Скоростная модель верхней мантии под островными дугами и береговыми хребтами Тихого океана. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2015. № 3. С. 69—81.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. Скоростная модель верхней мантии под срединноокеаническими хребтами. *Геология и полезные ископаемые мирового океана*. 2016а. № 1. С. 33—42.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. Скоростной разрез верхней мантии под Алеутской, Курильской и Японской островными дугами. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2012. № 3. С. 37—46.
- Гордиенко В. В., Гордиенко Л. Я. Скоростные разрезы верхней мантии океанических желобов. *Доп. НАН Украины*. 2016б. № 4. С. 62—68.
- Грамберг И. С., Деменицкая Р. М., Секретов С. Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля—Момского рифта. *Докл. АН СССР*. 1990. № 3. С. 689—694.
- Грачев А. Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики северной Евразии. *Физика Земли*. 1996. № 12. С. 5—36.
- Драчев С. С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых. *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 43—58.
- Жао Д., Пирайно Ф., Луу Л. Структура и динамика мантии под восточной Россией и прилегающими регионами. *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188—1203.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Москва: Изд-во иностр. лит-ры, 1961. 301 с.
- Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние горные породы. Ред. В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко. Москва: Наука, 1987. 375 с.

- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Москва: Недра, 1983. 280 с.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. Москва: Недра, 1973. 279 с.
- Мордвинова В. В., Кобелев М. М., Трусов А. В., Хритова М. А., Кобелева Е. А., Лухнева О. Ф. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа—Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеismicким данным. *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. № 1. С. 85—103.
- Назарова З. А., Дроздина С. Я., Сеньюков С. Л., Дроздин Д. В. Определение положения очагов землетрясений Камчатского региона. В кн.: *Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России*. Петропавловск-Камчатский: Изд-во ДВО РАН, 2010. С. 363—366.
- Никишин А. М., Петров Е. И., Малышев Н. А. Тектоническое строение и геологическая история Арктического океана в мезозое и кайнозое: *Материалы XLIX тектонического совещания*. Т. 2. Москва: ГЕОС. 2017. С. 37—39.
- Отчет «Разработка научных основ комплексной системы мониторинга сейсмоактивности в Курило-Камчатском районе». Рук. Л. И. Лобковский. Москва: ИО РАН, 2008. 95 с.
- Салтыкова А. К. Вещественный состав, термальное и окислительно-восстановительное состояние верхней мантии Байкало-Монгольского региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: Изд. СПбГУ, 2008. 23 с.
- Тараканов Р. З. Скоростные модели и годографы Р-волн для Дальневосточного региона. *Вестник ДВО РАН*. 2006. № 1. С. 81—95.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. Москва: Недра, 1979. 357 с.
- Achauer U., Masson F., 2002. Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities. *Tectonophysics* 358(1-4), 17—37. doi: 10.1016/S0040-1951(02)00415-8.
- Ashwal L., Burke K., 1989. African lithospheric structure, volcanism and topography. *Earth Planet Sci. Lett.* 96, 8—14.
- Feng M., Lee S., Assumpcao M., 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.* 112. B04312. doi: 10.1029/2006JB004449.
- Glahn A., Granet M. and the Rhine Graben Teleseismic Group, 1993. Southern Rhine Graben: small-wavelength tomographic study and implications for the dynamic evolution of the graben. *Geophys. J. Int.* 113, 399—418.
- Gordienko V., 2016a. Deep-seated processes in the tectonosphere of continental rifts. *NCGT Journal* (3), 361—388.
- Gordienko V., 2016b. Deep-seated processes in the tectonosphere of oceans. *NCGT Journal* (4), 553—581.
- Gordienko L., Gordienko V., 2016. P-wave velocities in the upper mantle beneath oceans. *NCGT Journal* (3), 389—405.
- Kaaser B., Kalt A., Pettke T., 2006. Evolution of the lithospheric mantle beneath the Marsabit volcanic field (Northern Kenya): Constraints for textural, PT and geochemical studies on xenoliths. *J. Petrol.* 47(11), 2149—2184. doi:10.1093/petrology/egl040.
- Koulakov I., Kaban K, Tesauro M., Cloetingh S., 2009., P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. *Geophys. J. Int.* 179, 345—366. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04279.x.
- Koulakov I., Bushenkova N., Burov E., Cloetingh S., El Khrepy S., Al-Arifi N., 2016. Evidence for anomalous mantle upwelling beneath the Arabian Platform from travel time tomography inversion. *Tectonophysics* 667, 176—188. doi: 10.1016/j.tecto.2015.11.022.
- Mooney W., Prodehl C., Pavlenkova N., 2002. Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data. *International handbook of earthquake and engineering seismology*. V. 81a. P. 887—910.
- Nixon P. (ed.), 1983. *Mantle Xenoliths*. Publisher: John Wiley & Sons, Ltd., 820 p.
- Olsen K. (ed.), 1995. *Continental Rifts: Evolution, Structure and Tectonics*. Amsterdam, Elsevier, 492 p.
- Ritter J., 2011. A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. *Earth Planet. Sci.*

- Lett.* 186(1), 7—14. doi:10.1016/S0012821X(01)00226-6.
- Sobolev S., Zeyen H., Stoll G., Werling F., Altherr R., Fuchs K., 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, 147—163. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00238-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00238-8).
- Walck M., 1985. The upper mantle beneath the north-east Pacific rim: a comparison with Gulf of California. *Geoph. J. Roy. Astron. Soc.* 81, 243—276.
- Zhao D., Lei J., Inoue T., Yamada Y., Gao S., 2006. Deep structure and origin of the Baikal rift zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243, 681—691. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.033.

Velocity models of the upper mantle of the continental and oceanic rifts

© V. V. Gordienko, L. Ya. Gordienko, 2017

The 1-D velocity models of longitudinal seismic waves distribution for the upper mantle of the continent rift systems which directly border with the mid-oceanic ridges (MOR) are constructed. A difference in the models between the named types of structures is established. Near the continents (but located on the oceanic crust) MOR velocity sections do not practically differ from those established on the oceans. The maximum speed anomalies are presented here. Under continental rift systems, the anomaly is less, in some cases because of the presence of arrays not covered by rifting processes within them, or the processes take place at untypical conditions. Velocity models corresponding to schemes of deep-seated processes on the advection-polymorphic hypothesis are constructed. Their comparison with experimental data (in part, according to the literature data) has been carried out. Their consistency is established.

Key words: continents, oceans, upper mantle, velocity models, deep-seated processes.

References

- Andiyeva T. A., 2008. Tectonic position and the basic structure of the Laptev Sea. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika* 3(1), 1—28 (in Russian).
- Belyaevsky N. A., 1981. The structure of the Earth's continental crust according to geological and geophysical data. Moscow: Nedra. 432 p. (in Russian).
- Butsenko V. V., 2006. Seismostratigraphic dating of the main tectonic events in the Arctic Ocean. *Geofizicheskiy vestnik* (11), 8—16 (in Russian).
- East African rift system, 1974. Vol. III. Ed. V. V. Belousov. Moscow: Nauka, 288 p. (in Russian).
- Genshaft Yu. S., Saltykovsky A. Ya., 2000. Cenozoic volcanism of Mongolia. *Russian Journal of Earth Sciences* 2(2), <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v02/rje00038/rje00038.htm> (in Russian).
- Gibsher A. A., 2009. The composition and structure of the Ordovician lithospheric mantle of Western Sangilen (Central Asian folded belt) according to the data on the study of mantle xenoliths from the camptonite dikes of the Agardag alkaline-basaltoid complex: Author's abstract. dis. cand. geol.-min. sci. Novosibirsk: NSU, 24 p. (in Russian).
- Glebovitsky V. A., Nikitina L. P., Khiltova V. Ya., 2001. Thermal state of the mantle underlying the Precambrian and Phanerozoic structures (according to garnet-orthopyroxene thermobarometry of xenoliths of garnet peridotites in kimberlites and alkaline basalts). *Fizika Zemli* (3), 3—25 (in Russian).
- Glebovitsky V. A., Nikitina L. P., Khiltova V. Ya., 2003. Thermal regimes in the lower crust from garnet-orthopyroxene thermobarometry of lower crust xenoliths in kimberlites and alka-

- line basalts. *Fizika Zemli* (12), 72—87 (in Russian).
- Gontovaya L. I., Gordienko V. V., 2006. Deep processes and geophysical models of the mantle of Eastern Kamchatka and Kronotskii Bay. *Geologiya i poleznyye iskopayemye Mirovogo okeana* (2), 107—121 (in Russian).
- Gordienko V. V., 2014. About PT conditions in magmatic foci of the Earth's mantle. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(6), 28—57 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2015. Velocity model of the upper mantle under the island arcs and coast ridges of the Pacific Ocean. *Geologiya i poleznyye iskopayemye Mirovogo okeana* (3), 69—81 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2016a. Velocity model of the upper mantle under the mid-ocean ridges. *Geologiya i poleznyye iskopayemye Mirovogo okeana* (1), 33—42 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2012. Velocity section for the upper mantle beneath the Aleutian, Kurile and Japanese island arcs. *Geologiya i poleznyye iskopayemye Mirovogo okeana* (3), 37—46 (in Russian).
- Gordienko V. V., Gordienko L. Ya., 2016b. Velocity profiles for the upper mantle beneath oceanic trenches. *Dopovidi: NAN Ukrainy* (4), 62—68 (in Russian).
- Gramberg I. S., Demenitskaya R. M., Secretov S. B., 1990. The system of riftogenic grabens of the Laptev Sea shelf as a missing link in the rift belt of the Gakkel—Mom rift ridge. *Doklady AN SSSR* (3), 689—694 (in Russian).
- Grachev A. F., 1996. The main problems of the newest tectonics and geodynamics of northern Eurasia. *Fizika Zemli* (12), 5—36 (in Russian).
- Drachev S. S., 2000. Tectonics of the rift system of the Laptev Sea bed. *Geotektonika* (6), 43—58 (in Russian).
- Zhao D., Piraino F., Liu L., 2010. Structure and Dynamics of the Mantle under Eastern Russia and Adjacent Regions. *Geologiya i geofizika* 51(9), 1188—1203 (in Russian).
- King F., 1961. Geological development of North America. Moscow: Foreign Literature Publishing House, 301 p. (in Russian).
- Magmatic rocks. Vol. 4. Acidic and medium-sized rocks, 1987. Ed. V. V. Yarmolyuk, V. I. Kovalenko. Moscow: Nauka, 375 p. (in Russian).
- Milanovskiy E. E., 1983. Riftogenesis in the history of the Earth. Moscow: Nedra, 280 p. (in Russian).
- Milanovskiy E. E., Koronovskiy N. V., 1973. Orogenic volcanism and tectonics of the Alpine belt of Eurasia. Moscow: Nedra, 279 p. (in Russian).
- Mordvinova V. V., Kobelev M. M., Trusov A. V., Khritova M. A., Kobeleva E. A., Lukhneva O. F., 2016. The deep structure of the transition zone the Siberian Platform—the Central Asian mobile belt according to teleseismic data. *Geodinamika i tektonofizika* (1), 85—103 (in Russian).
- Nazarova Z. A., Droznina S. Ya., Senyukov S. L., Droznin D. V., 2010. Determination of the earthquake hypocenters in Kamchatka region. In: *Problems of complex geophysical monitoring the Russian Far East*. Petropavlovsk-Kamchatsky: Publishing house FEB RAS, P. 363—366 (in Russian).
- Nikishin A. M., Petrov E. I., Malyshev N. A., 2017. Tectonic structure and geological history of the Arctic Ocean in the Mesozoic and Cenozoic. *Materials XLIX tectonic meeting*. Vol. 2. Moscow: GEOS, P. 37—39 (in Russian).
- Report «Development of scientific bases for complex seismic monitoring system in the Kuril-Kamchatka region», 2008. Chief L. I. Lobkovskiy. Moscow: IO RAS, 95 p. (in Russian).
- Saltykova A. K., 2008. Material composition, thermal and oxidation-reduction state of the upper mantle of the Baikal-Mongolian region. Author's abstract. dis. cand. geol.-min. sci. St. Petersburg: Publishing of the St. Petersburg State University, 23 p. (in Russian).
- Tarakanov R. Z., 2006. Velocity models and P-wave travel time curves for the Far East region. *Vestnik DVO RAN* (1), 81—95 (in Russian).
- Khain V. E., 1979. Regional geotectonics. Non-Alpine Asia and Australia. Moscow: Nedra, 357 p. (in Russian).
- Achauer U., Masson F., 2002. Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities. *Tectonophysics* 358(1-4), 17—37. doi: 10.1016/S0040-1951(02)00415-8.

- Ashwal L., Burke K., 1989. African lithospheric structure, volcanism and topography. *Earth Planet Sci. Lett.* 96, 8—14.
- Feng M., Lee S., Assumpcao M., 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.* 112. B04312. doi: 10.1029/2006JB004449.
- Glahn A., Granet M. and the Rhine Graben Teleseismic Group, 1993. Southern Rhine Graben: small-wavelength tomographic study and implications for the dynamic evolution of the graben. *Geophys. J. Int.* 113, 399—418.
- Gordienko V., 2016a. Deep-seated processes in the tectonosphere of continental rifts. *NCGT Journal* (3), 361—388.
- Gordienko V., 2016b. Deep-seated processes in the tectonosphere of oceans. *NCGT Journal* (4), 553—581.
- Gordienko L., Gordienko V., 2016. P-wave velocities in the upper mantle beneath oceans. *NCGT Journal* (3), 389—405.
- Kaesler B., Kalt A., Pettke T., 2006. Evolution of the lithospheric mantle beneath the Marsabit volcanic field (Northern Kenya): Constraints for textural, PT and geochemical studies on xenoliths. *J. Petrol.* 47(11), 2149—2184. doi:10.1093/ptology/egl040.
- Koulakov I., Kaban K., Tesauro M., Cloetingh S., 2009. P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. *Geophys. J. Int.* 179, 345—366. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04279.x.
- Koulakov I., Bushenkova N., Burov E., Cloetingh S., El Khrepy S., Al-Arifi N., 2016. Evidence for anomalous mantle upwelling beneath the Arabian Platform from travel time tomography inversion. *Tectonophysics* 667, 176—188. doi: 10.1016/j.tecto.2015.11.022.
- Mooney W., Prodehl C., Pavlenkova N., 2002. Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data. *International handbook of earthquake and engineering seismology*. V. 81a. P. 887—910.
- Nixon P. (ed.), 1983. *Mantle Xenoliths*. Publisher: John Wiley & Sons, Ltd., 820 p.
- Olsen K. (ed.), 1995. *Continental Rifts: Evolution, Structure and Tectonics*. Amsterdam, Elsevier, 492 p.
- Ritter J., 2011. A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 186(1), 7—14. doi:10.1016/S0012821X(01)00226-6.
- Sobolev S., Zeyen H., Stoll G., Werling F., Altherr R., Fuchs K., 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, 147—163. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00238-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00238-8).
- Walck M., 1985. The upper mantle beneath the north-east Pacific rim: a comparison with Gulf of California. *Geoph. J. Roy. Astron. Soc.* 81, 243—276.
- Zhao D., Lei J., Inoue T., Yamada Y., Gao S., 2006. Deep structure and origin of the Baikal rift zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243, 681—691. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.033.