

УДК 551.24:550.83(265.54)

СТРОЕНИЕ, РЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА ТЕКТОНОСФЕРЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2021 г. А. М. Петрищевский¹ *, Л. А. Изосов² **, Т. А. Емельянова²,
М. А. Васильева¹, Н. С. Ли²

¹Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: petris2010@mail.ru

**e-mail: izos@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 22.12.2019 г.

После доработки 01.06.2020 г.

Принята к публикации 15.08.2020 г.

Рассмотрены геолого-структурные, магматические, сейсмические и термометрические модели земной коры и верхней мантии Япономорского региона в привязке к трехмерным реологическим гравитационным моделям, отображаемым погоризонтными срезами и вертикальными разрезами плотностной контрастности тектоносферы. В земной коре и верхах мантии обнаружены формальные признаки правостороннего сдвигового дуплекса, с которым связаны рифтогенные зоны растяжения и вихревые структуры центрального типа. В центральных районах Японского моря картируется типичная для плюмов грибовидная зона пониженной вязкости в интервале глубин 60–200 км. В гравитационных моделях проявлены признаки позднемеловой субдукции Тихоокеанской плиты под окраину континента и эоцен-олигоценовой субдукции этой плиты под Японскую островную дугу. Тихоокеанская литосфера расщеплена на коровую и нижнюю литосферную пластины. Оценены глубина залегания и мощность жестких коровых и литосферных пластин, разрывы которых наблюдаются в зонах рифтогенного растяжения. Петрогеохимический анализ вулканических пород, драгированных со дна Японского моря, подтверждает существование двух этапов растяжения, сопровождаемых вулканизмом изначально постсубдукционной (АСМВ), а затем спрединговой (N-MORB) и постспрединговой плюмовой (OIB) природы.

Ключевые слова: Японское море, гравитационные модели, земная кора, верхняя мантия, рифогенез, плюм, геохимия вулканитов, геодинамика

DOI: 10.31857/S0030157421010160

ВВЕДЕНИЕ

Япономорский регион располагается в зоне перехода “континент–океан” и характеризуется сложным геологическим строением. Наряду с направленным изменением структурных и вещественных характеристик земной коры от континента к океану здесь проявились процессы, связанные с субдукцией Тихоокеанской плиты под окраину континента [8, 41, 42, 69], горизонтальными перемещениями тектонических блоков на трансформной окраине Азии [30, 48], рифтогенезом [9, 26, 57] и магматическими инъекциями разнообразной (континентальной, островодужной, надсубдукционной, рифтогенной, плюмовой) природы. Одни исследователи предполагают первично-океаническое происхождение земной коры Японского моря [3, 36]. Другие связывают ее образование с тектономагматическими процессами мантийной природы, в том числе астено-

сферной и нижнемантийной плюмовой [14, 26, 27, 30, 33].

Конкурирует предположение [64], что Японские острова представляют собой обычную островную дугу (орогенный пояс), образовавшуюся в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты, а Японское море рассматривается как задуговой бассейн.

В последнее время происхождение Японского и других окраинных морей на западе Тихого океана многими исследователями рассматривается с позиций “вихревой” гипотезы [7, 22, 32, 68]. При этом источником вихревых движений считаются макромасштабные поля кручения. По представлениям Л.А. Изосова с коллегами [17–19, 49], тектоносфера Японского моря представляет собой вихревую структуру, которая сформировалась в результате бокового взаимодействия движущихся относительно друг друга Евразийской и Тихоокеанской литосферных плит [59, 60, 65].

Существует также предположение [62], что тектоносфера морей на восточной окраине Азии имеет преимущественно плюмовое происхождение и формировалась при миграции горячего поля мантии вдоль окраины континента. В этом случае горячие поля мантии могли приводить к образованию гигантских магматических резервуаров в головах плюмов, и это облегчало бы горизонтальные перемещения тектонических масс в надплюмовом пространстве. Результатом таких перемещений могли быть растяжения литосферы, образование рифтов [40] и вихревых структур [19, 49].

Разнообразие гипотез о происхождении Японского моря, сложность геологического строения и отсутствие объемных моделей тектоносферы Японского региона вызывает необходимость привлечения новых методов исследования, одним из которых является статистическое моделирование реологических свойств земной коры и верхней мантии по аномалиям плотностной контрастности [33–37].

Целью статьи является увязка трехмерной модели плотностной неоднородности тектоносферы Японского моря с тектоническими структурами, петрологией и геохимией вулканических пород в верхнем слое земной коры, с тепловым потоком, современной геодинамикой, а также результатами дешифрирования космических снимков и геофизических аномалий.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Японская впадина располагается в зоне взаимодействия Тихоокеанской литосферной плиты с Амурской плитой второго порядка, входящей в состав Евразийской плиты первого порядка [8]. Острова Японского архипелага отгораживают впадину Японского моря от Тихого океана. С севера к Японскому морю примыкает Охотская плита, а с юга – Филиппинская. На основании идентичности юрских и нижнемеловых аккреционных комплексов Японских островов (пояса Мино, Тамба, Ашио, Титибу, Симанто) и Сихотэ-Алиня (Самаркинский и Таухинский террейны) [30], а также схожести метаморфических комплексов в допалеозойском фундаменте массивов Хида (о. Хонсю) и Ханкайского (Приморье) [15, 16] общепризнанным является предположение, что Японские острова представляют собой фрагменты, отделившиеся от Амурской плиты в результате эоцен-миоценовых процессов растяжения и сдвига на ее трансформной окраине [8, 9, 26, 30]. По другим представлениям [16], выходы докембрийских комплексов на острове Хонсю и подводной возвышенности Ямато (рис. 1) являются перемещенными фрагментами параплатформы Янцзы или Северо-Китайского кратона.

Считается, что раскрытие Японского моря вызвано движениями вдоль двух правосторонних систем сдвигов (strike-slip) [57]. По этому механизму окраинные моря восточной части Тихого океана иногда приравняются к синсдвиговым бассейнам [47].

Наиболее сложным является строение тектоносферы восточных районов Японского региона, где выделяются две встречно-направленные зоны субдукции [42], разорванные астеносферными инъекциями [30, 48] (слэб-виндоуз структурами). Еще одна зона субдукции располагается на границе континента, где она так же разрушена внедрением астеносферы [29, 48], что сопровождалось излияниями эоцен-олигоцен-раннемиоценовых базальтов в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе.

В Японском море земная кора состоит из трех основных слоев [42]. Верхний имеет мощность 1.0–2.0 км, сейсмические скорости от 1.5 до 3.5 км/с и постоянный градиент увеличения скорости с глубиной. Ниже расположен промежуточный (гранитно-метаморфический) слой мощностью 2.0–2.5 км со скоростями 4.8–5.6 км/с. Под ним залегает нижнекоровый мафический (базальтовый) слой (8–10 км) со скоростями 6.4–6.7 км/с. Вопрос о природе земной коры Японского моря остается неясным. Одни исследователи считают, что в котловинах Ямато и Цусимской кора имеет редуцированную континентальную, а на востоке Центральной котловины – новообразованную океаническую природу [21]. Р.Г. Кулинич и М.И. Валитов [25] предложили модель современного вещественного состава земной коры, в которой тип коры меняется в соответствии с ее мощностью. В этой модели океаническая кора располагается под Центральной глубоководной котловиной, а редуцированная и деформированная континентальная кора – под возвышенностью Ямато и в прибрежных континентальных окраинах Японского моря.

Скорости в верхней мантии у поверхности Мохо меняются от 7.8 до 8.2 км/с. Глубина залегания подошвы земной коры варьирует от 12–17 км в глубоководных котловинах до 20–24 км под подводными возвышенностями [25].

Мощность литосферы Японского моря в глобальной теплофизической модели [23] изменяется от 100 км на окраине континента до 50 км в центральных районах Японского моря. В восточных районах региона мощность литосферы увеличена до 150 км, что, вероятно, объясняется наклонным положением (субдукцией) Тихоокеанской плиты.

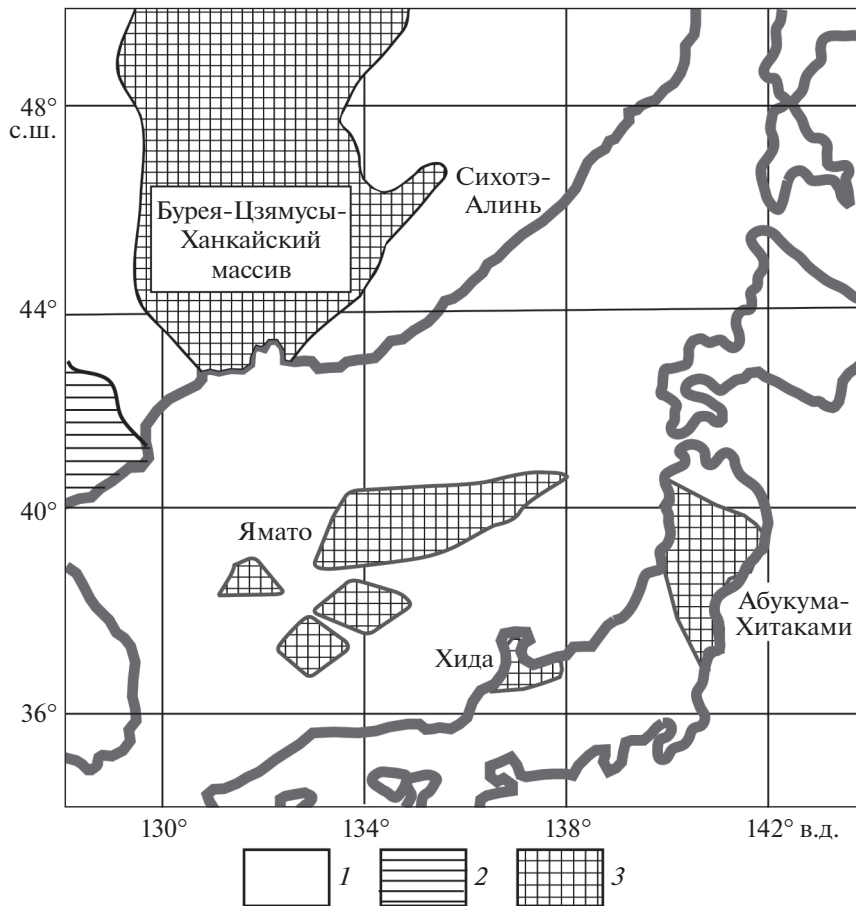


Рис. 1. Тектоническая схема Япономорского региона.

1–3 – тектонические комплексы: мезозойские и кайнозойские (1), палеозойские (герцинские) (2), допалеозойские (3).

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве основы модельных построений использован мировой каталог гравиметрических данных [61], содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети $0.42' \times 0.42'$ на территорию Японского моря и прилегающих районов континента.

На широтных профилях, пересекающих гравиметрическую карту через 1° , с шагом 5 км были построены графики аномалий Буге, по которым рассчитаны глубины залегания источников квази-симметричных аномалий и плотностная контрастность (μ_z -параметр) на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер, на которые выметались, по Пуанкаре [53], аномальные массы этих источников. Земная кора и верхняя мантия были подразделены на 12 слоев в интервалах глубин: 11–20, 16–25, 21–30, 26–35, 31–40, 36–50, 42–60, 52–70, 62–80, 82–120, 105–250 и 155–300 км. Источники гравитационных аномалий каждого слоя выметались на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев на глу-

бинах соответственно: 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 80, 100 и 150 км по алгоритму:

$$\mu_z = \frac{VzmZ_0}{4\pi K(Z_0 - Hc)^2}, \quad (1)$$

где: Z_0 – кажущаяся глубина залегания центра масс, однозначно определяемая в случайном пересечении поля источника гравитационной аномалии, Vzm – амплитуда локального симметричного гравитационного возмущения, Hc – глубина залегания поверхности, на которую выметаются массы источников, K – гравитационная постоянная. Выполнялось условие: $Hc < Z_0$.

В результате вычислений формировалась цифровая 3D-модель $\mu_z(x, y, Hc)$, которая являлась исходным материалом для построения распределений плотностной контрастности в горизонтальных срезах и вертикальных разрезах тектоносферы.

Описанная процедура по своей сути является статистической, поскольку элементарные источники гравитационных аномалий непосредственно не связывались с конкретными геологическими

телями или структурами. Она близка к процедуре локализации источников с помощью деконволюции Эйлера и методу Г.А. Трошкова [37], использующих отношения производных гравитационного потенциала. Однако измерение амплитуд гравитационных возмущений расширяет возможности перечисленных методов и позволяет исследовать вещественные свойства — реологию — моделируемых сред [33].

Опыт исследований [33–36, 38] показывает, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ_z -параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, а низким и пониженным значениям — зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в астеносфере. В разрезах тектоносферы низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений [34–36]. Совпадения минимумов плотностной контрастности с максимумами теплового потока и температуры во многих случаях предполагают существование вязких или расплавленных магм в переходном слое кора—мантия и астеносфере.

По описанной методике построена модель пространственных распределений плотностной контрастности $\mu_z(x, y, Hc)$, отражающая реологическое состояние геологических сред и представленная в форме погоризонтных срезов и разрезов. Как будет показано ниже, эта модель опосредованно связана со структурно-вещественными неоднородностями тектоносферы, отображающими глубинное строение земной коры и верхней мантии Япономорского региона.

В качестве дополнительных данных, увязываемых с гравитационными моделями, были привлечены материалы по радиоизотопному возрасту, петрологии и геохимии вулканических пород, драгированных со дна Японского моря [2, 12, 13, 27], по тепловому потоку [5, 10], сейсмические модели земной коры [21, 25], 3D-сейсмологическая модель распределений гипоцентров землетрясений [6] и результаты структурного дешифрирования космофотоснимков (ЕТОРО1), топографических и батиметрических карт [17, 18, 49]. Результаты измерений теплового потока были переработаны авторами с помощью пакета Surfer-8 в схемы изолиний при разных уровнях сглаживания. Резуль-

таты лабораторных исследований вулканитов Японского моря были переосмыслены с точки зрения их привязки к геодинамическим обстановкам и элементам глубинного строения земной коры и верхней мантии. Результаты структурного дешифрирования космических снимков и геофизических аномалий сопоставлены с гравитационными реологическими и сейсмологическими моделями с целью выяснения тектонических причин возникновения и определения вертикального диапазона вихревых структур. В Япономорском регионе такая работа выполнена впервые.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фундаментальной чертой строения тектоносферы Япономорского региона, так же как и всей Западно-Тихоокеанской окраины [36], является ее расслоение на два жестких (кристаллический слой земной коры и нижний слой литосферы) и два вязких (подкорковый и астеносферный) слоя. Первые выражены повышенными и высокими значениями плотностной контрастности, а вторые — низкими значениями (менее 10×10^{-2} кг/м²/км). Иногда в разрезах проявлен пятый — подастеносферный жесткий слой. Изучение пространственных взаимоотношений между слоями открывает возможность диагностики глубинных структур растяжения, надвигания и пододвигания в земной коре и верхней мантии. Глубинные зоны разрыва земной коры и нижнего слоя литосферы часто совпадают с рифтогенными структурами на поверхности Земли и, как правило, сопровождаются линейными максимумами теплового потока и сокращением мощности земной коры [36, 38]. Перечисленные черты в полной мере проявлены и в тектоносфере Японского моря.

В срезе на глубине 10 км (рис. 2а) максимумом плотностной контрастности проявлен блок Ямато, вертикальная мощность которого, по полученным данным (рис. 2в), не превышает 15 км. Это блок не имеет связи ни с материковой земной корой, ни с островной корой о. Хонсю и, очевидно, является перемещенным, так же как Сергеевский и Анойский массивы в Сихотэ-Алине. Таким образом, статистическая гравитационная модель, независимо от существующих данных, подтвердила выводы предшественников об аллохтонной природе подводной возвышенности Ямато [15, 16].

Слой в интервале глубин 16–25 км (рис. 2б) характеризуется низкой плотностной контрастностью ($\mu_z < 15 \times 10^{-2}$ кг/м²/км), что согласуется с небольшой мощностью земной коры — 12–18 км [25], подстилаемой подкорковым слоем пониженной вязкости. Локальные зоны пониженной вязкости в этом слое ($\mu_z < 5 \times 10^{-2}$ кг/м²/км) ориентированы поперечно к длинной оси Япономорской впа-

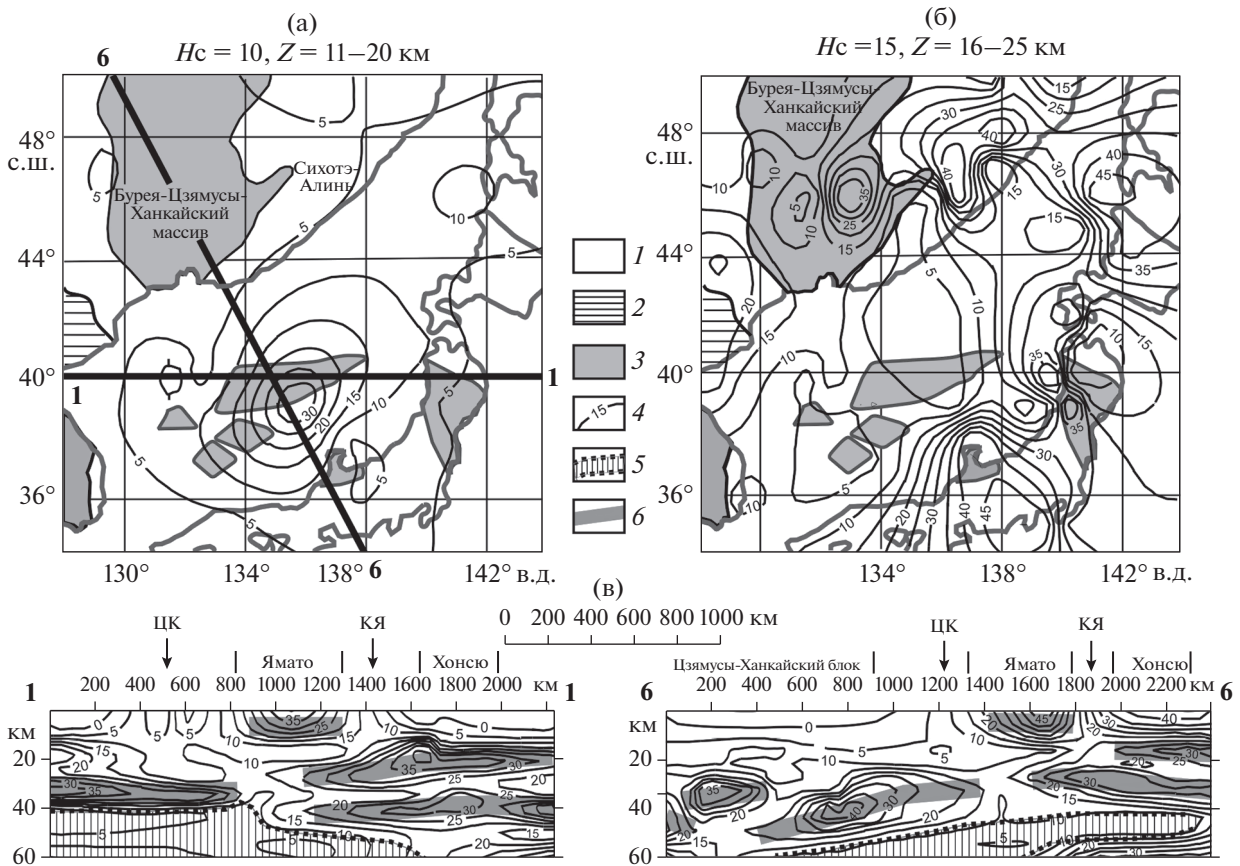


Рис. 2. Распределения плотностной контрастности в верхних слоях земной коры ((а), (б)) с разрезами μ_z -модели (в). 1–3 – тектонические комплексы: мезозойские и кайнозойские (1), палеозойские (герцинские) (2), допалеозойские (3); 4 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 5 – астеносфера; 6 – жесткие пластины в земной коре и подкоровой мантии. H_c – глубина поверхности, на которую конденсируются (выметаются по Пуанкаре) гравитационные неоднородности слоя. Глубоководные котловины: ЦК – Центральная, КЯ – Ямато.

дины, что может рассматриваться в качестве признака растяжения в сдвиговом дуплексе, характерного для структур типа пулл-апарт [57]. Таким же образом в СЗ–ЮВ направлении ориентированы линейные зоны повышенной сейсмичности в литосферном и подастеносферном срезях [6], поперечные к простиранию сейсмофокальной зоны.

Повышения плотностной контрастности наблюдаются под континентальной частью рассматриваемого региона и под докембрийскими блоками Хида и Абукума-Хитиками (рис. 1, 2б), где они соответствуют утолщениям земной коры [8, 56].

Особенности структурных взаимоотношений жестких слоев читаются в разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 2в). В обоих разрезах проявлено пододвижение среднего (гранитно-метаморфического) слоя земной коры о. Хонсю под блок Ямато, а в разрезе 6–6 земная кора Японского моря пододвинута под окраину континента. В разрезе 1–1 нижний слой земной коры Северо-Китайского кратона продолжается в литосфере Японского моря на расстояние 800 км (рис. 2в). Наклонная

жесткая пластина в западной половине разреза 6–6 (рис. 2в), вероятно, имеет отношение к поздне-мезозойской субдукции Тихоокеанской плиты [30]. В этом же разрезе нижний слой тихоокеанской литосферы субдуцирует под Японскую островную дугу и литосферу Японского моря (рис. 3в), которые в позднем мезозое представляли собой окраину континента. Такие же взаимоотношения жестких слоев наблюдаются в разрезе 5–5 (рис. 4в). В обоих разрезах (5–5 и 6–6) субдуцирующая пластина разорвана под западной окраиной о. Хонсю. Такие разрывы обычно называют “slab-windows” и связывают с ними трансформные перемещения на западной границе Тихоокеанской плиты [29, 47].

В подкоровых срезях тектоносфера Япономорского региона (рис. 3а, б) характеризуется широкими минимумами плотностной контрастности, размеры которых увеличиваются с глубиной. Островная дуга на востоке региона сопровождается максимумами μ_z -параметра, а в его континентальной части максимум плотностной кон-

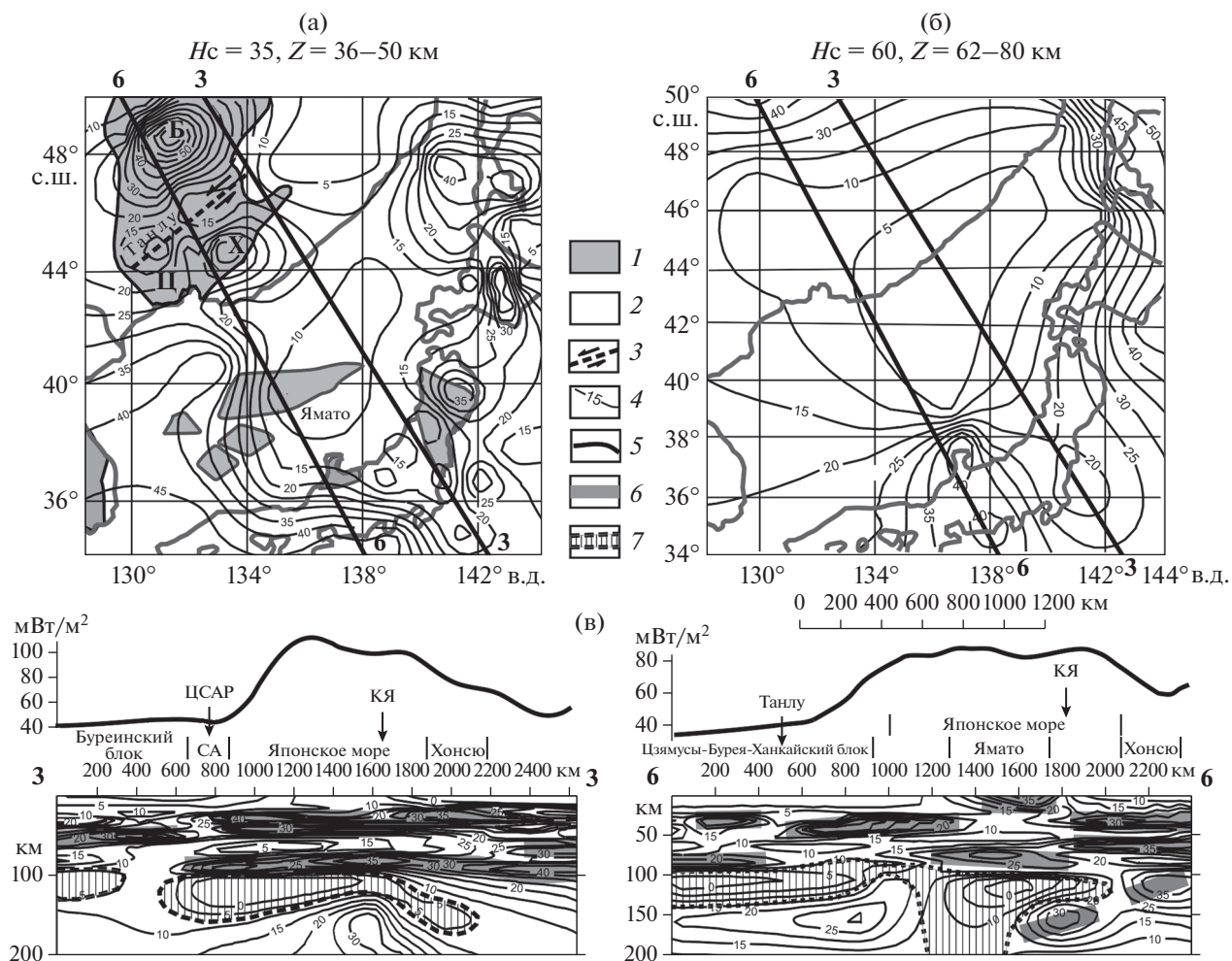


Рис. 3. Распределения плотностной контрастности в подкорковой мантии (а) и нижней литосфере (б) с разрезами (в). 1 – допалеозойские блоки; 2 – мезозойские и кайнозойские комплексы; 3 – зона растяжения-сдвига Танлу; 4 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 5 – графики теплового потока над разрезами; 6 – жесткие пластины в разрезах; 7 – астеносфера. Обозначения структур: блоки с корой континентального типа: Б – Буреинский, Ц – Цзямусинский, Х – Ханкайский. СА = Сихотэ-Алинская аккреционно-складчатая система, ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом. Другие обозначения см. рис. 2.

трастности очерчивает Бурей-Цзямусы-Ханкайский блок с фундаментом кратонного типа [11, 15], что соответствует увеличению мощности земной коры в этом блоке до 40–45 км. В нижнекоровом срезе этого блока читается зона растяжения-сдвига Танлу, по которой, возможно, Ханкайский массив был оторван от Цзямусинского и перемещен к северо-востоку. Зоны растяжения-сдвига выражены разрывами жестких слоев в разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 2в, 3в, 4в). Такие же разрывы сопровождают глубоководные котловины Японского моря: Центральную и Ямато, под которыми мощность земной коры сокращена до 12–16 км [25]. По сейсмическим данным [21], на востоке Центральной котловины мощность консолидированной коры (без осадочного слоя) составляет 6 км, что соответствует новообразованной коре океанического типа. Отсутствие или разрывы

континентального гранитно-метаморфического слоя под Центральной котловиной подтверждают разрезы $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 2в, 3в, 4в).

Разрывы и резкие сокращения мощности земной коры являются типичными признаками рифтов [36, 38], поэтому зоны растяжения под глубоководными котловинами Японского моря можно отождествить с одноименными рифтогенными структурами. Зоны растяжения в Япономорском регионе сопряжены со сдвигами [30, 32, 46], а Центральная и Ямато зоны растяжения-сдвига образуют сдвиговый дуплекс, в зоне которого наблюдаются поперечные к оси дуплекса зоны растяжения второго порядка (рис. 2б). На существование поперечных (северо-западных) разломов в земной коре Японского моря указывают также магнитные аномалии [1], и такой же ориентацией

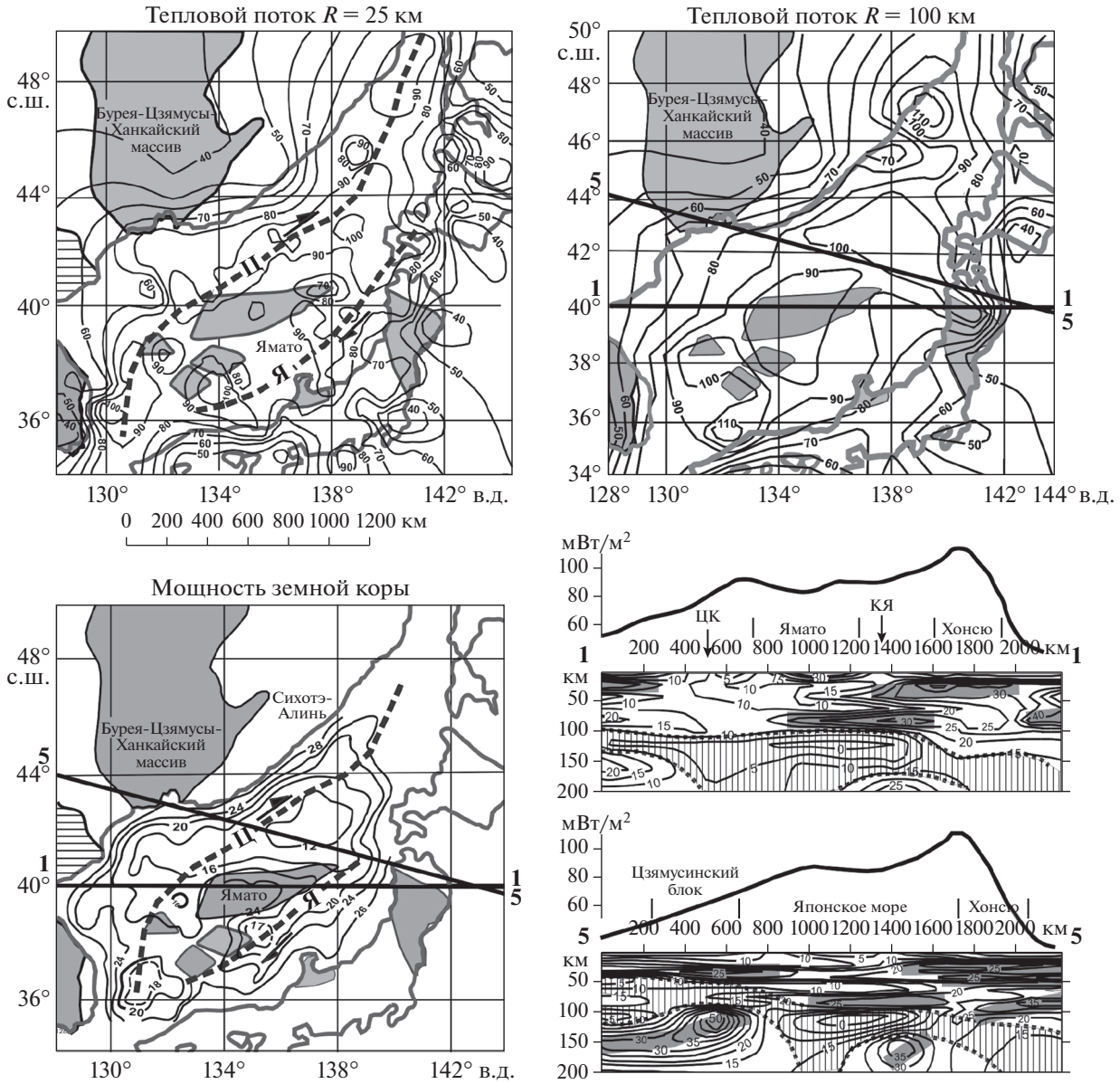


Рис. 4. Схемы: теплового потока, осредненного в радиусе 50 км (а) и 100 км (б) по данным [5, 10], мощности земной коры (в) [25] с разрезами μ_z -модели (г). 1–2 – тектонические комплексы: мезозойские и кайнозойские (1), допалеозойские (2); 3 – изолинии теплового потока на схемах, мВт/м²; 4 – изопохиты мощности земной коры, км; 5 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10⁻² кг/м³/км) в разрезах; 6 – графики теплового потока над разрезами; 7 – жесткие пластины в разрезах; 8 – астеносфера; 9 – оси зон растяжения: Ц – Центральной, Я – Ямато.

характеризуются линейные зоны сгущения гипоцентров землетрясений в нижней литосфере (глубина 60–80 км) и подастеносферном слое верхней мантии (интервал глубин 200–450 км) [6]. Все эти данные являются очевидными признаками сдвигового дуплекса.

Вертикальная протяженность структур растяжения различна. Зоны Танлу и Центральная (в Японском море) проникают глубоко в верхнюю мантию, а рифт под котловиной Ямато ограничен коровым диапазоном (разрез 3–3 на рис. 2в

и 3в) и поэтому он слабее выражен в аномалиях теплового потока (рис. 4а).

В разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 3в, 4в) картируется слой пониженной вязкости, соответствующий астеносфере. Пространственное положение астеносферных линз совпадает с аномалиями теплового потока (рис. 3в, 4в). Исключением является континентальная часть Япономорского региона, где астеносфера в зоне Танлу приближается до глубины 50–75 км [8], однако данные по тепловому потоку в зоне Танлу [8, 10] значитель-

но менее представительны по сравнению с данными по Японскому морю [5]. Другой причиной пониженного теплового потока в зоне Танлу может быть экранирование астеносферного тепла толстым слоем континентальной коры.

В аномалии теплового потока вносит вклад и подкоровый вязкий слой, который тоже может быть расплавлен частично или полностью [34]. Под Японским морем подкоровый вязкий слой утолщен до 20–30 км (разрез 3–3 на рис. 3в) и часто сливается с астеносферой (разрез 5–5 на рис. 4в). Астеносферная линза под Японским морем имеет грибовидную форму (разрезы 1–1 и 5–5 на рис. 4в и 6–6 на рис. 3в), характерную для структур центрального типа плюмовой природы [50]. В разрезе 3–3 (рис. 3в) под астеносферной линзой располагается узкий выступ подастеносферной мантии, что в какой-то мере подтверждает гипотезу о диапировой природе Японского моря [3, 30].

Распределение теплового потока (рис. 4а, б) согласуется с рифтогенным (спрединговым) происхождением Японского моря. На схеме осредненного теплового потока в радиусе 50 км (рис. 4а) прослеживаются два полосовых максимума теплового потока ($Q > 90$ мВт/м²). Северо-западный максимум (Ц) совпадает с Центральной глубоководной котловиной и соответствующим разрывом литосферы в разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 2в, 3в, 4в). Ее расположение примерно соответствует наиболее древней (эоцен) Цусимской сдвиговой зоне [30], следы которой сохранились в верхней мантии. Юго-восточная зона высокого теплового потока (Я) проявлена цепочкой локальных максимумов теплового потока вблизи западного фланга Японской островной дуги и совпадает с глубоководной котловиной Ямато. Эта зона сопровождается разрывами земной коры (разрезы 6–6 на рис. 2в, 3–3 на рис. 3в, 1–1 на рис. 4в) и примерно соответствует раздвигу, который произошел в период 1.5–2 млн л. н. [30]. Широкий максимум теплового потока, осредненного в радиусе 100 км (рис. 4б), соответствует выступу астеносферной линзы, совмещенной с подкоровым вязким слоем, в срезе на глубине 35 км (рис. 3а).

Определения возраста вулканитов, драгированных со дна Японского моря, показывают, что в котловине Ямато верхний предел их возраста моложе на 0.8 млн лет относительно самых молодых вулканитов в Центральной котловине, однако наиболее древний возраст вулканитов в Центральной котловине на 5 млн лет моложе древнейших вулканитов во впадине Ямато. Это свидетельствует о том, что вулканические процессы в земной коре Японского моря инициировались не только (и не столько) рифтогенезом, но и другими процессами, связанными с влиянием мантийного плюма и субдукции Тихоокеанской плиты.

Встречно направленные перемещения тектонических масс в зонах растяжения Центральной и Ямато (рис. 4) образуют типичный для сдвиговых зон дуплекс, который находит отражение на палеотектонических схемах [30] и может сопровождаться вихревыми процессами в реологически ослабленных слоях тектоносферы [18, 20, 49]. В приповерхностном слое земной коры вихревая структура выражена кольцевыми и дуговыми линиями, выделенными по данным космической альтиметрии (ЕТОРО 1) (рис. 5а). Она проявлена также на картах аномального гравитационного поля в редукции Фая [43] (рис. 5б) и аномального магнитного поля [31] (рис. 5в). В нижнекоровом срезе (рис. 6а) структура центрального типа (СЦТ) проявлена концентрическим распределением магнитуд землетрясений, а в астеносфере (рис. 6б) – в распределении векторов изменчивости магнитуд.

Смещение нижнекорового контура СЦТ к юго-западу от астеносферного согласуется с геодинамикой трансформного сдвига на западной границе Тихоокеанской плиты [30]. В свою очередь, центр концентрически зональной верхнекоровой структуры (рис. 5а) смещен к западу от нижнекоровой СЦТ (рис. 6а), что объясняется направленным перемещением верхнего слоя земной коры в сторону континента. Это согласуется с данными GPS по станциям на о. Хонсю [54, 65], где скорость северо-западных горизонтальных перемещений земной поверхности колеблется в диапазоне 20–40 мм/год. Аналогичным образом контур СЦТ, выделенный по магнитным аномалиям (рис. 5в), смещен к западу относительно СЦТ, проявленной в гравитационных аномалиях (рис. 5б). Наблюдаемые смещения приводят к выводу о послонных перемещениях тектонических масс в зоне глобального трансформного сдвига, сочетаемого с направленным чешуйчатым надвиганием коровых структур с востока на запад, связанным с субдукцией Тихоокеанской плиты. Таким образом, строение верхнекорового слоя земной коры Японского моря находит свое строение этого слоя в Сихотэ-Алине [9].

Надвигание коровых масс островодужного и океанического происхождения на континент, сочетаемое с субдукцией нижней литосферы, является характерной особенностью двухъярусной коллизии Азиатской континентальной окраины с Тихоокеанской плитой [35, 36]. Из разрезов 5–5 (рис. 4) и 6–6 (рис. 3) следует, что нижний слой литосферы Тихоокеанской плиты субдуцирует под астеносферу Японского моря, а верхний – надвинут на нее.

В тектоносфере Японского моря проявились несколько стадий вулканических процессов рифтогенного, спредингового и постспредингового типа [2, 14, 27, 47]. Рифтогенный вулканизм охва-

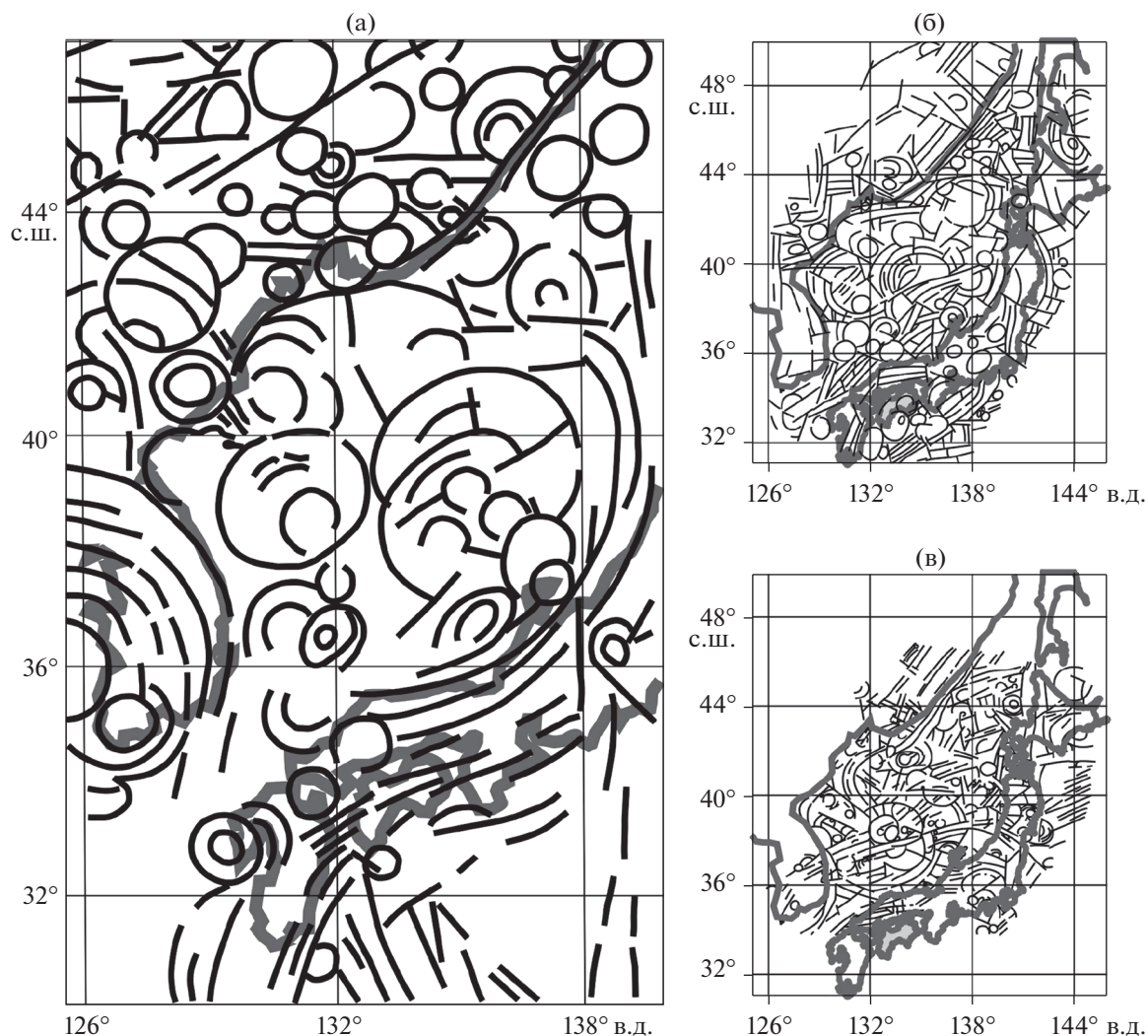


Рис. 5. Схемы дуговых и кольцевых линейментов, выделенных по данным космической альтиметрии (а), интерпретации гравитационных (б) и магнитных (в) аномалий по [17, 19, 28] с изменениями.

тывает период от олигоцена до раннего миоцена. После него следует окраинноморский спрединг, который сопровождался вспышкой вулканизма с геохимическими свойствами, характерными для вулканизма срединно-океанических хребтов (N-MORB). Он завершился мощным проявлением постспредингового вулканизма с геохимической спецификой, типичной для щелочно-базальтоидного вулканизма океанических островов (OIB). Рифтогенный позднеолигоцен-раннемиоценовый известково-щелочной вулканизм хорошо изучен на возвышенности Ямато. Здесь вулканические породы характеризуются знакопеременной, часто положительной Sr аномалией, а также Ta–Nb, Zr и Ti отрицательными аномалиями (рис. 7а), что типично для пород активных континентальных окраин – АСМВ (рис. 8). На обогащение магматических расплавов континен-

тальной корой указывает высокая скорость ассимиляции андезитовидов [52].

В позднем олигоцене–раннем миоцене на окраине континента существовал режим трансформной окраины [30, 48], послуживший причиной широкого развития сдвиговых процессов, в результате которых поздне меловая субдукционная пластина была разрушена. Однако экранирование астеносферы жесткой пластиной в нижней литосфере (разрезы 1–1 и 5–5 на рис. 4г) не привело к вспышке толеитового базальтового вулканизма на возвышенности Ямато. Проявление здесь известково-щелочного вулканизма связано с обогащением расплавов водными флюидами, содержащими повышенные концентрации Al, K, Na, крупноионных литофильных элементов (LILE) – Rb, Ba, Sr и других, а также легких редкоземельных элементов (LREE), что также было характерно и для магматических расплавов неко-

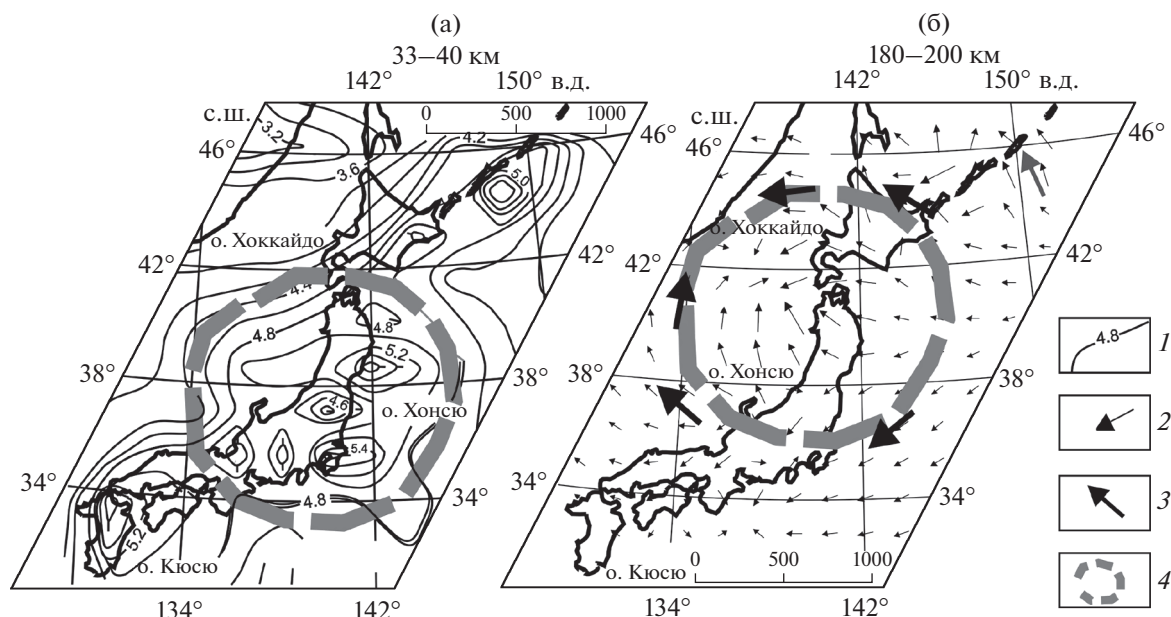


Рис. 6. Распределение средних (в ячейке 100×100 км) магнитуд землетрясений в слое 33–40 км (а) и градиентов магнитуд в слое 180–200 км (б) [6]. 1 – изолинии средних магнитуд землетрясений; 2, 3 – тренды изменения магнитуд в ячейках (2) и на флангах структуры центрального типа (3); 4 – контуры вихревой структуры.

торых приконтинентальных районов на западе Японского моря (разрез 1–1 на рис. 2).

Геохимические свойства вулканических пород в скважине 794 подтверждают наличие в Японском море спрединга, проявленного в конце раннего–начале среднего миоцена (около 15 млн л. н.) [46, 63]. На многокомпонентной диаграмме вулканических пород этого возраста образуют спектр редких элементов, аналогичный спектру толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) (рис. 7б). А на диаграмме изотопов Nd и Sr они располагаются вблизи деплетированного источника (DM) (рис. 9). Толеитовые базальты с описанными геохимическими характеристиками являются производными астеносферного источника, продукты которого относятся к наиболее деплетированным вулканическим образованиям, что служит доказательством в пользу куполообразного воздымания астеносферы, проявленного в гравитационной реологической модели (рис. 3, 4). Необходимое для поднятия астеносферы тепло иллюстрирует рис. 4б.

Выступ высокотемпературной астеносферной мантии, поднявшейся до глубины 100 км (рис. 3в) в сочетании с мощным подкоровым вязким слоем в интервале глубин 60–80 км (рис. 3б, в) в центральной части Японского моря в среднем миоцене–плиоцене, способствовал широкому проявлению в котловинах моря плюмового щелочно-базальтоидного окраинно-морского (ОМ) вулканизма, по изотопно-геохимическим параметрам близкого к вулканизму океанических островов (ОИВ). Это наглядно иллюстрируют многокомпонентная

диаграмма редких элементов (рис. 7б) с характерной для вулканических образований “горячих точек” Ta–Nb положительной аномалией, а также дискриминантная диаграмма (Zr/Y)–(Nb/Y) и диаграмма изотопов Nd и Sr (рис. 8, 9). На ОИВ природу ОМ базальтоидов также указывает обратная корреляция между Nb/Ta и Zr/Hf отношениями от щелочных к толеитовым разностям и значения Nb/Ta, находящиеся в узком интервале 15.71–16.26, что характерно для пород внутриплитных обстановок, которые, по [58], составляют 15–17. Согласно одной из точек зрения, формирование среднемиоцен–плиоценовых ОМ щелочно-базальтоидных пород ОИВ типа происходило в результате плавления нижнемантийного плюмового субстрата, прорывавшегося через астеносферную линзу к поверхности по зонам дробления и растяжения 33 [14, 27]. Это предположение находит отклик в разрезе 3–3 (рис. 3в), где воздымание 33 астеносферного слоя контролируется мантийным диапиром – глубоко погружающимся в мантию стволом Япономорского плюма.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

По полученным и проанализированным данным предшественников, в земной коре и верхней мантии Японского моря запечатлены следы по меньшей мере шести тектонических процессов, происходивших здесь с конца верхнего мела (67 млн лет) до настоящего времени:

1. Позднемеловая субдукция Тихоокеанской плиты.

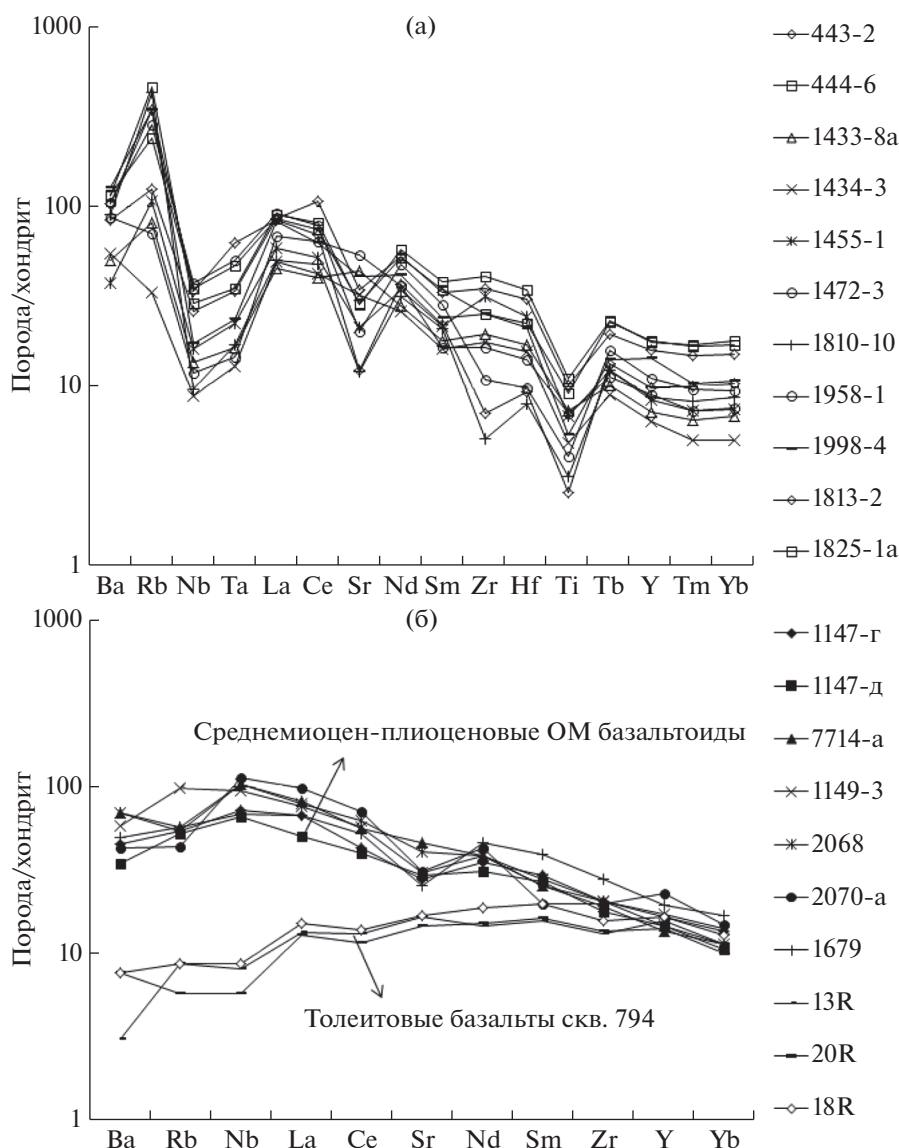


Рис. 7. Многокомпонентные диаграммы редких элементов, нормированных к хондритовому стандарту по [66] для позд-неолигоцен-раннемиоценовых андезитов [12] (а) и ОМ базальтоидов ОИВ и толейтовых базальтов N-MORB [13, 63] (б).

2. Постсубдукционный этап в западных районах Японского моря, который охватывает период от олигоцена до раннего миоцена.

3. Крайне-морской спрединг в период от конца раннего до начала среднего миоцена, который в максимальной степени проявился под Центральной котловиной Японского моря (в интервале 4–13 Ма). Он отмечен высоким тепловым потоком, сокращением мощности земной коры и разрывом литосферы.

4. Постспрединговый этап (средний миоцен–плиоцен), в течение которого (или немного ранее) произошло воздымание астеносферы и формирование головы Япономорского плюма.

5. Кайнозойские процессы кручения и вращения тектонических масс, связанные со структу-

рой центрального типа в верхней мантии и сдвиговым дуплексом в земной коре.

6. Эоцен-олигоценовая субдукция Тихоокеанской плиты под Японскую островную дугу, сопровождавшаяся западным перемещением верхнекоревых масс.

Следы перечисленных процессов читаются в реологических гравитационных моделях, составленных без привлечения внешней, по отношению к гравиметрической, информации, что, с одной стороны, укрепляет доверие к разработанному методу статистической обработки гравитационных аномалий, а с другой стороны – предоставляет возможность увязать разрозненные геоморфологические, геофизические, петрологические и

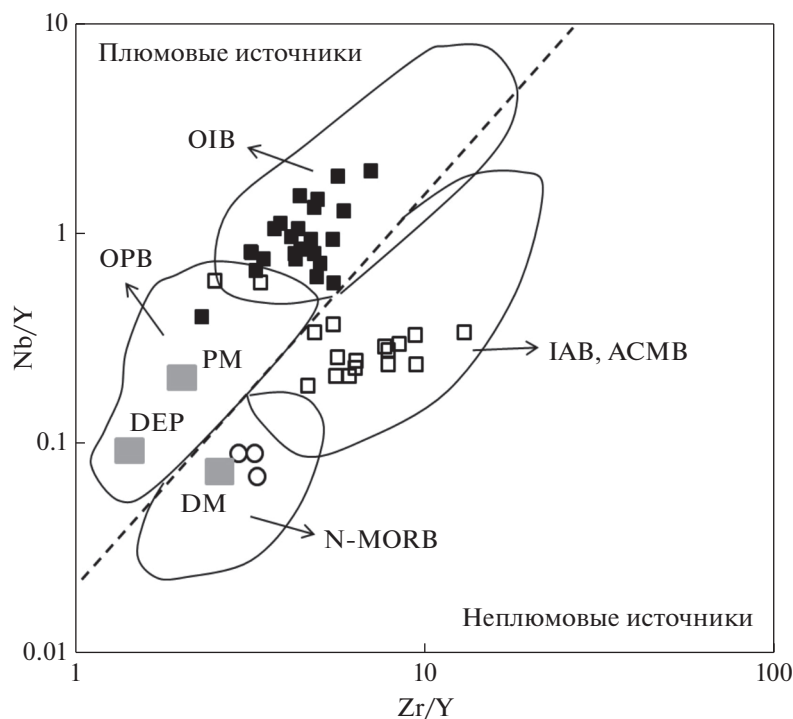


Рис. 8. Диаграмма $(Zr/Y)-(Nb/Y)$ [51] для позднеолигоцен-раннемиоценовых андезитовидов (квадратики) и среднемиоцен-плиоценовых ОМ базальтоидов OIB (залитые квадратики) [2, 14] с дополнениями по [27] и толеитовых базальтов скв. 794 (кружки) [63]. Мантийные источники: PM — примитивная мантия, DM — малоглубинная деплетированная мантия, DEP — глубинная деплетированная (плюмовая) мантия. Вулканические породы обстановок: N-MORB — срединно-океанических хребтов, OIB — океанических островов, OPB — океанических плато; IAB, ACMB — островных дуг и активных континентальных окраин. Пунктирная линия разделяет области плюмовых и неплюмовых источников.

сейсмологические данные на трехмерной структурной основе.

Формирование Японского моря происходило, главным образом, в олигоцене—миоцене и было связано с этапами мощного тектогенеза и проявлениями рифтогенного, спредингового и постспредингового вулканизма. С изменениями геодинамических обстановок менялся характер вулканизма — от окраинно-континентального известково-щелочного (рифтогенного) до толеитового N-MORB типа (спредингового) и щелочно-базальтоидного OIB типа (постспредингового). Известково-щелочной вулканизм сохраняет “надсубдукционную” химическую специфику после поздне меловой субдукции Тихоокеанской плиты под Евразию. Толеитовый вулканизм (N-MORB) служит доказательством в пользу наличия под Японским морем астеносферной линзы, а щелочно-базальтоидный вулканизм OIB типа указывает на формирование в пределах Японского моря “горячей точки” — нижнемантийного плюмового источника магматических расплавов.

Тектоносфера Японского окраинного моря представляет собой сложную тектоно-магматическую структуру, сформировавшуюся в результате бокового взаимодействия движущихся относительно друг друга Евразийской и Тихоокеанской

литосферной плит при участии процессов растяжения, вихревых движений в тектоносфере и интенсивного магматизма.

Схождение Евразийской и вращающейся Тихоокеанской литосферных плит сопровождалось образованием регионального сдвигового дуплекса и вихревых структур, обнаруживаемых при линейном анализе [55] поверхности твердой земли (рис. 5). По-видимому, плюмовая и связанная с ней вихревая геодинамика, наряду с трансформными сдвигами, формируют главные черты глубинного строения тектоносферы Японского моря.

В строении тектоносферы Японского моря принимают участие четыре структурообразующих слоя: коровый, нижний литосферный, астеносферный и подастеносферный. В расслоенной тектоносфере перемещения тектонических масс могут происходить независимо, или полунезависимо, в каждом из слоев [39, 44]. Не так давно [24] модель послойных перемещений и преобразований тектонических масс нашла математическое подтверждение. В результате послойных перемещений контуры глубинных структур, читаемых в гравитационных, сейсмологических и топометрических моделях в разных глубинных срезах, могут не точно совпадать друг с другом.

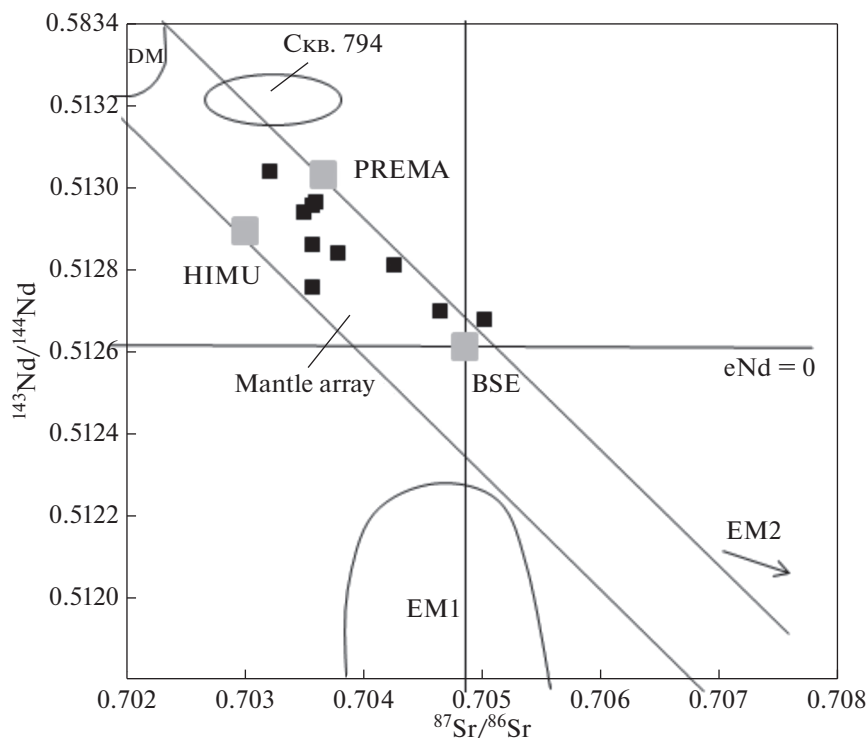


Рис. 9. Изотопная корреляционная диаграмма ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)–($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) для среднемиоцен-плиоценовых ОМ базальтоидов [14] с дополнениями по [27] и толеитовых базальтов скв. 794 [46, 63]. Источники: DM – деплетированная мантия, BSE – валовый состав силикатной части Земли, PREMA – преобладающая мантия, HIMU – обогащенная U мантия, EM1 и EM2 – обогащенная внутриплитной и субдукционной компонентами мантия соответственно. Mantle array – мантийная последовательность.

Исходя из полученных данных, центрами структур вращения могли быть древние жесткие блоки в земной коре и нижней литосфере: Ямато в верхнекоревом слое (рис. 2а, 5а), Хида – в нижнекоревом (рис. 6а) и Хитиками-Абакума – в нижней литосфере (рис. 6б).

В гравитационных моделях сохранились следы эоценовой, или более ранней, субдукции Тихоокеанской плиты под окраину континента в западных районах Японского моря (разрез 6–6 на рис. 3) и современной субдукции этой плиты под островную дугу на востоке региона (разрез 6–6 на рис. 4; разрез 5–5 на рис. 5).

Два этапа миоценовых рифтогенных процессов, сопряженных с трансформными сдвигами на континентальной окраине, проявлены в разрывах корового и мантийного жестких слоев и аномалиях теплового потока. В результате этих процессов были разрушены следы более ранней (позднемиоценовой–эоценовой) субдукции и произошли горизонтальные перемещения тектонических блоков, одним из которых является Ямато. Пространственное положение зон растяжения-сдвига совпадает с глубоководными котловинами Центральной и Ямато, под которыми мощность земной коры сокращена до 12–17 км.

На конвергентной границе Тихоокеанской и Евразийской плит сформировалась тектономагматическая структура центрального типа плюмовой природы, которая прорывает субдуктирующую тихоокеанскую литосферу, и астеносфера растекается в стороны от магматического центра под подошвой литосферы Японского моря. Вязкая, или текучая, астеносфера характеризуется признаками вихревой структуры, проявленной в распределениях векторов магнитуд землетрясений (рис. 6б). Вихревые процессы в подлитосферной мантии могут быть связаны с конвективными течениями [45, 67], поскольку трудно вообразить, чтобы конвективные ячейки вращались только в вертикальной плоскости, приводя в движение литосферные сегменты. Горизонтальные компоненты вращения ячеек представляют собой не что иное, как вихревые структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного анализа гравитационных, тектонических, геоморфологических, сейсмологических, термометрических и петрологических данных построена непротиворечивая обобщенная модель глубинного строения и эволюции тектоносферы Японского моря, совмеща-

ющая черты рифтогенных, сдвиговых, вихревых, субдукционных и плюмовых процессов, в разное время проявившихся в Япономорском регионе.

Рифтогенные структуры проявлены в разрывах (или сокращении мощности) жесткого кристаллического слоя земной коры в гравитационной (рис. 2в, 3в), сейсмической (рис. 4в) и теплофизической (рис. 4а) моделях. Сдвиговый дуплекс по типу структур пулл-апарт проявлен в поперечной ориентации структур растяжения в среднем слое земной коры (рис. 2а), а синсдвиговые вихревые процессы — в круговой ориентации линейментов космогеологической модели (рис. 5а) и существовании структур центрального типа в сейсмологической модели (рис. 6). Позднемеловая субдукция Тихоокеанской плиты проявлена в пододвигании океанической коры под континент (рис. 2в), а кайнозойская субдукция — пододвиганием тихоокеанской литосферы под Японскую островную дугу (рис. 4г). Структурные и геофизические признаки перечисленных процессов подтверждаются петрологическими данными (рис. 7–9), а определения абсолютного возраста пород, драгированных со дна Японского моря, позволяют разделить эти процессы во времени. Выстраивается следующий возрастной ряд тектонических структур и процессов: раннемеловая (дорифтовая) субдукция Тихоокеанской плиты — заложение сдвигового дуплекса в зоне миоценового растяжения в западном и восточном районах Японского моря с образованием вихревых структур — плиоценовое воздымание астеносферы в зоне растяжения-сдвига, усилившее процессы вращения тектонических масс — эоцен-олигоценная субдукция Тихоокеанской плиты под Японскую островную дугу.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания НИОКТР АААА-А17-117031310010-6 на 2017–2019 гг. “Моделирование глубинных структур земной коры и верхней мантии Дальневосточного региона, выявление фундаментальных взаимосвязей структурных, геодинамических и металлогенических характеристик тектоносферы”, по программе Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (тема № 0271-2016-0005), № госрегистрации АААА-А17-117030110033-0 и при финансовой поддержке гранта “Дальний Восток” (проект № 18-1-008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А.А. О природе магнитных аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 3–11.
2. Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Берсенева И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П. Строение и развитие дна Японского моря // Геодинам. исслед. 1988. № 11. С. 60–67.
4. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 220 с.
5. Веселов О.В. Геотермия тектоносферы Японо-Охотоморского региона: Дисс. канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 2005. 200 с.
6. Васильева М.А. Трехмерный анализ сейсмичности литосферы Японских островов и прилегающих акваторий // Региональные проблемы. 2017. Т. 20. № 2. С. 34–44.
7. Вихри в геологических процессах / Под ред. Викулина А.В. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского гос. пед. ун-та, 2004. 297 с.
8. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
9. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2006. 239 с.
10. Горнов П.Ю. Сейсмичность, границы и тепловое поле литосферных плит Северо-Востока Евразии // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. Южно-Сахалинск, 2015. С. 55–59.
11. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
12. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Магматизм и его роль в формировании структур окраинных морей Тихого океана // Литосфера. 2010. № 3. С. 21–35.
13. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 73–94.
14. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 63–72.
15. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент–океан. Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2005. 315 с.
16. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент–океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2000. 326 с.
17. Изосов Л.А., Ли Н.С. Линейментный анализ при тектонических и металлогенических построениях в Япономорском регионе // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 1. С. 9–14.
18. Изосов Л.А., Чупрынин В.И. О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан // Геотектоника. 2012. № 3. С. 70–91.
19. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Ли Н.С. Япономорская сейсмоактивная вихревая структура // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. 35. С. 26–35.

20. *Изофов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. и др.* Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент–океан // *Литосфера*. 2014. № 6. С. 3–21.
21. *Карп Б.Я.* Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным моря // *Геология и полезные ископаемые шельфов России* / Под ред. Алексеева М.Н. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.
22. *Колосков А.В., Аносов Г.И.* Некоторые аспекты геологического строения и особенности проявления вулканизма на активных окраинах Тихого океана как следствие концепции мантийной вихревой геодинамики // *Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы*. Иркутск, Петропавловск-Камчатский: Изд-во ИГ СО РАН, 2005. С. 272–288.
23. *Коптев А.И., Ершов А.В.* Термальная мощность литосферы Земли: численная модель // *Вестн. Моск. ун-в. Сер. 4: Геолог.* 2011. № 5. С. 25–32.
24. *Кулиев Г.Г.* Новая теоретическая концепция о тектонических процессах Земли. Баку: Институт Геологии НАН Азербайджана, 2010. С. 1–38. <https://www.researchgate.net/publication/331275709>.
25. *Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.* Мощность и типы земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // *Тихоокеанская геология*. 2011. Т. 30. № 6. С. 3–13.
26. *Леликов Е.П., Карп Б.Я.* Глубинное строение и рифтогенез в Японском море // *Литосфера*. 2004. № 2. С. 16–29.
27. *Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Пугачев А.А.* Вулканизм и тектоника Центральной глубоководной котловины Японского моря // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 1. С. 129–144.
28. *Ли Н.С.* О связи землетрясений с глубинным строением Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан // *Региональные проблемы*. 2013. Т. 16. № 2. С. 25–29.
29. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // *Петрология*. 2013. Т. 13. № 1. С. 1–16.
30. *Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.
31. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана* / Под ред. Удинцева Г.Б. М.–СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО Картография, ГУНиО, 2003. 192 с.
32. *Мирлин Е.Г., Оганесян Л.В.* Вихри в литосфере. М.: Изд-во ВНИИгеосистем, 2015. 148 с.
33. *Петрищевский А.М.* Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // *Физ. Земли*. 2006. № 8. С. 43–59.3
34. *Петрищевский А.М.* Вязкий слой на границе коры–мантия (Дальний Восток) // *Геотектоника*. 2008. № 5. С. 37–48.
35. *Петрищевский А.М.* Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // *Геотектоника*. 2013. № 6. С. 60–83.
36. *Петрищевский А.М.* Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // *Геотектоника*. 2016. № 6. С. 87–104.
37. *Петрищевский А.М., Исаев В.И.* Вероятностно-детерминистские методы интерпретации гравитационных аномалий: учебное пособие. Томск: изд-во Томского политех. ин-та, 2017. 99 с.
38. *Петрищевский А.М.* Рифтогенные структуры и нефтегазоносность в реологических гравитационных моделях земной коры // *Геофизика*. 2019. № 4. С. 42–51.
39. *Пуцаровский Ю.М.* Движущиеся континенты // *Геотектоника*. 2004. № 3. С. 3–12.
40. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 400 с.
41. *Родников А.Г.* Соотношение астеносферы и структур земной коры окраины Тихого океана // *Тихоокеанская геология*. 1986. № 4. С. 15–22.
42. *Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.* Геодинамические модели глубинного строения регионов активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
43. *Строев П.А.* О характере гравитационных аномалий в свободном воздухе в Япономорской переходной зоне // *Морские гравиметрические исследования*. М.: Изд-во МГУ, 1975. № 8. С. 136–144.
44. *Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования*. М.: Наука, 1990. 293 с.
45. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // *Проблемы глобальной геодинамики*. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.
46. *Филатова Н.И.* Закономерности динамики окраинно-морского магматизма (Корейско-Японский регион) // *Литосфера*. 2004. № 3. С. 33–56.
47. *Филатова Н.И.* Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // *Петрология*. 2008. Т. 16. № 5. С. 480–500.
48. *Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.* Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // *Геологические процессы в зонах субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит (материалы Всероссийской конференции с международным участием)*. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
49. *Чупрынин В.И., Изофов Л.А.* Модель формирования краевых морей Западной части Тихого океана // *Докл. РАН*. 2017. Т. 472. № 1. С. 68–71.
50. *Burov E., Guillou-Frotier L., D’Acremont E. et al.* Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries // *Tectonophysics*. 2007. V. 434. P. 15–38.99
51. *Condie K.C.* Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and

- continental growth rates with time // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2003. V. 4. Iss. 1. P. 1–18.
52. *DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 189–202.
 53. *Evans G.C.* Application of Poincare's sweeping-out process // *Mathematic.* 1933. V. 19. P. 457–461.
 54. *Hao M., Li Y., Zhuang W.* Crustal movement and strain distribution in east Asia revealed by GpS observations // *Open Scientific Report.* 2019. V. 14. <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>
 55. *Hobbs W.H.* Lineaments of the Atlantic border region // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1904. V. 15. P. 483–506.
 56. *Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T.* Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka // *Tectonophysics.* 2013. V. 609. P. 184–201.
 57. *Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea: opening history and mechanism: a synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 22237–22259.
 58. *Kamber B.S., Collerson K.D.* Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // *Chem. Geol.* 2000. V. 166. P. 241–254.
 59. *Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 2542–2561.
 60. *Kojima S.* Mesozoic Terrane accretion in North-East China, Sikhote-Alin and Japan regions // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1989. № 69. P. 213–232.
 61. Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr / модель: EGM08_CBA_global_2190_2.5m.
 62. *Myashiro A.* Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific // *Tectonophysics.* 1986. V. 122. № 4. P. 195–216.9
 63. *Poucllet A., Bellon H.* Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: Hole 794D, Sea from Japan // *Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Texas A & M University,* 1992. V. 127/128(2). P. 779–789.
 64. *Taira A.* Tectonic evolution of the Japanese islands arc system // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2001. V. 29. P. 109–134.
 65. *Tamaki K., Honza E.* Global tectonics and formation of marginal basins: role of the western Pacific // *Episodes.* 1991. V. 14. P. 224–230.
 66. *Thompson R.N.* Dispatches from Tertiary volcanic province // *Scott. J. Geol.* 1982. V. 18. P. 49–107.
 67. *Travis B., Olson P.* Convection with internal heat sources and thermal turbulence in the Earth's mantle // *Geophys. J. Inter.* 1994. V. 118. P. 1–19.
 68. *Vikulina A.V.* New type of elastic rotational waves in geomechanics and vortex geodynamics // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2010. V. 1. № 2. P. 119–141.
 69. *Zhao D., Hasegawa A., Kanamori H.* Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 22313–22329.

Structure, Rheology, Petrology and Geodynamics of the Tectonosphere of the Sea of Japan

A. M. Petrishevsky^{a, #}, L. A. Izosov^{b, ##}, T. A. Emelyanova^b, M. A. Vasileva^a, N. S. Lee^b

^a*Institute of a complex analysis of regional problems FEB RAS, Birobidzhan, Russia*

^b*Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: petris2010@mail.ru*

^{##}*e-mail: izos@poi.dvo.ru*

Geological-structural, magmatic, seismic, and thermometric models of the crust and upper mantle of the Japan Sea region are considered regarding to 3D statistical rheological gravity models which are reflected by map-slices and vertical sections of the tectonosphere density contrast. Into the crust and uppermost mantle manifestations of the right double strike-slip fracture, connected with the rift-genesis stretch zones and whirlwind structures of central type are revealed. In the central regions of the Japan Sea at the depth interval of 60–200 km the mushroom like zone of lower viscosity, what is typical for plumes, are mapped. In gravity models manifestations of Late Cretaceous subduction of the Pacific Plate under continent and Eocene-Oligocene subduction of this plate under Japan island arc are displayed. The Pacific Plate splits on crustal and lower lithosphere rigid sheets. Deep and width of rigid sheets are evaluated. Breaks and thinnings of last are shown under the rift-like stretch zones. Petrochemical and chemical analysis of the volcanic samples, dragged from the Japan Sea bottom, confirm two stretch-stages, accompanied with volcanism initially post-subduction (ACMB) then spreading (N-MORB) nation and after that – post-spreading (OIB) nation.

Keywords: Sea of Japan, gravity models, crust, upper mantle, rifting, plume, volcanic geochemistry, geodynamics