

ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМОМОТНОШЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА, СУБДУКЦИИ И ПЛЮМОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ

© 2021 А.М. Петришевский¹, Т.А. Емельянова², Л.А. Изосов²

¹Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
Биробиджан, Россия, 697016; e-mail: petris2010@mail.ru

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия, 690041

На основании сопоставления петрохимических характеристик вулканитов с пространственными распределениями реологических неоднородностей в тектоносфере Восточной Азии получены новые данные о механизмах и последовательности проявления процессов субдукции, рифтогенеза и образования структур центрального типа плюмовой природы. На всей территории Восточно-Азиатской переходной зоны к Тихому океану субдукция является начальным этапом взаимоотношений литосферных сегментов. Возраст субдукции изменяется от 195 млн лет в Юго-Восточном Китае до 60 млн лет в Японском море. Последующие рифтогенные и плюмовые процессы нарушают пространственные и вещественные характеристики субдукционных структур. Рифтогенные процессы проявлены в широком временном диапазоне: от 138 до 3 млн лет и подразделяются на доплюмовые и постплюмовые. Структуры центрального типа плюмовой природы, сопровождаемые адакитовым вулканизмом, образуются на конвергентных границах литосферных сегментов в результате выдавливания из мантии астеносферы субдуцирующими слэбами. Возраст этих структур существенно варьирует и составляет 124 млн лет в Юго-Восточном Китае, 37–51 млн лет в Охотоморском регионе и 9–13 млн лет — в Япономорском.

Ключевые слова: субдукция, петрохимия, реология, гравитационные модели, Восточная окраина Азии.

ВВЕДЕНИЕ В ПРОБЛЕМУ

Сочетание рифтогенных, плюмовых и субдукционных процессов на конвергентных границах литосферных сегментов является широко распространенным явлением (Гордиенко, 2019; Пучков, 2019; Davies, 1992; Nikishin et al., 2002; Saunders et al., 2007). И далеко не всегда удается определить последовательность проявления этих процессов, поскольку плюмовые и рифтогенные вулканиты очень близки по петрохимическим характеристикам (Емельянова, Леликов, 2016; Емельянова и др., 2020б; Леликов и др., 2018).

Субдукция Тихоокеанской плиты под окраину Азиатского континента является, по мнению большинства исследователей, определяющим тектоническим процессом на восточной окраине Азии. Она диагностируется по распределениям гипоцентров землетрясений (Геодинамика..., 2006; Литосфера..., 2012; Zhao

et al., 1994) и геохимическим характеристикам вулканитов (Емельянова и др., 2020а; Cai et al., 2019; Jia et al., 2020; Meng et al., 2012) — Ta-Nb-минимумам на спайдер-диаграммах редких элементов. Независимо от этих признаков жесткие, т.е. более плотные, субдуцирующие тектонические пластины, погружающиеся под континент и окраинные моря, проявляются в распределениях плотностной контрастности верхней мантии, отражающих степень вязкости геологических сред (Петришевский, 2013а, 2013б; 2016а, 2013б).

Процессы растяжения земной коры и литосферы, часто сопровождающиеся сдвигами, широко распространены в Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне (Уткин, 2013; Khanchuk, 2001; Ren et al., 2002; Tian et al., 1992) и, на первый взгляд, они не связаны с субдукцией, хотя часто проявляются в надсубдукционном пространстве (Faure et al., 1996). По представлениям авторов настоящей статьи, субдукция и рифтогенез

являются отражением колебательных процессов на конвергентных границах литосферных плит, при которых векторы тектонических напряжений изменяются (инверсируют) во времени. Возможно, растяжения возникают в результате реактивного противодействия давлению Тихоокеанской плиты (отката субдуцирующих слэбов), либо связаны с конвективными течениями в мантии (Ren et al., 2002). Еще одной причиной растяжений могут быть изменения параметров вращения Земли (ротационных напряжений в ее тектонической оболочке). Определяющими признаками зон растяжения являются сокращение мощности земной коры и аномалии теплового потока (Петрищевский, 2016б, 2019). Петрохимические исследования вулканитов в зонах растяжения устанавливают присутствие в них мантийного материала (Емельянова и др., 2020а; Cai et al., 2013; Wang et al., 2010а).

В последнее время в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану предполагается существование структур центрального типа, связанных с нижней мантией — плюмов (Емельянова и др., 2020а, 2020б; Петрищевский, 2016б; Петрищевский и др., 2021; Myashiro, 1986), или мантийных диапиров (Мартынов и др., 2016). Геологическими признаками плюмов являются обширные поля щелочных магматических пород (LIP — Large Igneous Provinces) с высоким содержанием оксидов калия и натрия (Гатинский, 1998; Грачев, 2003; Saunders et al., 2007), а также характеристические отношения содержаний в базальтах и мантийных ксенолитах радионуклеидных изотопов (Nd, Sr, Pb, Os, Hf, Xe и, особенно, He). Но не все плюмы сопровождаются LIP, а иногда предполагаются под широкими ареалами гранитодных пород (Оролмаа и др., 2008; Хоа и др., 1993; Zorin et al., 2003). Аналогом LIP в акваториях являются, по-видимому, вулканиты Охотоморской плиты, которую некоторые исследователи (Богданов, Чехович, 2002) относят к океаническому базальтовому плато.

Геофизическими признаками плюмов являются изометричные максимумы теплового потока, пониженные значения скорости сейсмических волн и электрических сопротивлений в нижней коре, подкоровом и астеносферном слоях верхней мантии и «размывание» подошвы земной коры (Грачев, 2003; Сахно, 2008; Zorin et al., 2003). Однако из 49 кайнозойских и мезозойских горячих точек планеты только 9 удовлетворяют трем из пяти критериев плюмов (Courtillot, 2003). В частности, только 13 точек характеризуются плюмовыми отношениями изотопов гелия и только 16 сопровождаются понижением скорости поперечных сейсмических волн в верхней мантии. Совпадение этих двух признаков имеет место только в трех случаях. Обширные поля щелочных

базальтоидов и их интрузивных аналогов (LIP) тоже далеко не всегда сопровождают горячие точки, и эти поля чаще всего имеют линейные формы и коррелируются с рифтами на границах литосферных плит (Коваленко и др., 2009; Menzies et al., 2002). Геофизические признаки плюмов часто наблюдаются вне связи с LIP (Петрищевский, Юшманов, 2014; Стогний, Стогний, 2000; Zorin et al., 2003). Неоднозначность диагностики плюмов привели некоторых исследователей (Foulger, 2010) к выводу, что для объяснения причин происхождения LIP вполне достаточно аргументов плитной тектоники, т.е. мантийной конвекции, субдукции и рифтогенеза.

Перечисленные процессы и структуры проявлены на всей территории переходной зоны от восточной окраины Азии к Тихому океану (Геодинамика..., 2006; Мартынов, Ханчук, 2013; Мартынов и др., 2016; Петрищевский, 2013а; Cai, 2019; Duan et al., 2020; Khanchuk, 2001; Ren et al., 2002; Wang, 2010а, 2010б).

В понимании взаимоотношений процессов субдукции и плюмообразования нет полной определенности. Существуют предположения, что плюмы могут инициироваться процессами субдукции (Ueda et al., 2008; Zhang, Li, 2018), образовываться до начала субдукционных процессов (Strak, Schellart, 2018), либо происходить независимо от субдукции и обуславливаться конвективными течениями в мантии (Hassan et al., 2015). В последнем случае движения плит и плюм-структуры представляют собой разные стороны процесса термохимической конвекции в мантии (Пучков, 2016). По этой причине некоторые исследователи (Гордиенко, 2019) полагают, что отделить субдукционные процессы от плюмовых невозможно.

В Российском секторе Западно-Тихоокеанской переходной зоне коллизия и субдукция чаще всего относятся к ранним этапам тектонической эволюции этой зоны, хотя здесь выделяются несколько таких этапов (Мартынов и др., 2016; Мартынов, Ханчук, 2013; Родников и др., 2014). Рифтогенные процессы обычно считаются более поздними по отношению к субдукции, хотя они также различаются во времени (Голозубов, 2008; Емельянова и др., 2020б; Мартынов и др., 2016). Например, время раскрытия Японского моря определяется неогеном (около 20 млн лет назад) (Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2008), однако для большинства вулканитов Японского моря, слагающих вулканические постройки и хребты в котловинах, характерна постспрединговая (или пострифтовая) плюмовая геохимия, а их абсолютный возраст колеблется в интервале 4–14 млн лет (Берсенев и др., 1987; Емельянова и др., 2020б; Леликов и др., 2018). Время максимального окраинно-морского спрединга датируется

концом раннего – началом среднего миоцена — около 15 млн лет (Филатова, 2004; Pouclot, Bellon, 1992). На континентальной окраине (Сихотэ-Алинь) время растяжения литосферы определяется периодом 35–37 млн лет (Мартынов, Ханчук, 2013).

В Охотоморском регионе существуют, как минимум, два периода субдукции и три этапа растяжения. Установлены признаки поздне-мезозойской субдукции Охотоморской плиты под окраину континента (Константиновская, 2002), но тонкая Охотоморская плита субдуцирует не под евразийскую литосферу, а под земную кору континентальной окраины (Петрищевский, 2013б). Современная субдукция Тихоокеанской плиты, сопровождающаяся интенсивным вулканизмом и землетрясениями, имеет глобальный характер и проявлена в широкой полосе, простирающейся от Корьякии на севере до Австралии на юге.

Рифтогенные процессы широко представлены в Охотоморском регионе (Емельянова, 2004; Емельянова, Леликов, 2010, 2016; Структура..., 1996). Здесь, с запада на восток, последовательно сменяясь во времени, располагаются зоны растяжения: Охотско-Чукотская, Татарская, Дерюгина и Южно-Охотская, сопровождающиеся сокращением мощности земной коры, литосферы и аномалиями теплового потока (Петрищевский, 2007, 2013а, 2016б). Глубина залегания вязкого, частично расплавленного, подкорового слоя в зонах растяжения составляет 35–40 км в Охотско-Чукотском вулканическом поясе (Кузнецов и др., 2010; Петрищевский, 2007), 25 км во впадине Дерюгина (Родников и др., 2002) и 13 км в Южно-Охотской котловине (Пискарев и др., 2012).

Похожим образом направленно варьирует время рифтогенных процессов в Восточно-Китайском море (Lin et al., 2005), где рифтообразование на западном шельфе моря начинается в мел-палеогене, затем продолжается во впадине Тайпей (олигоцен-плиоцен) и завершается в тропе Окинава (олигоцен).

Согласно определениям радиоизотопного возраста и геохимической специфики вулканизма (Сахно, Акинин, 2008; Акинин, Миллер, 2011) Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса сформировались в поздне-меловое время. Однако в Охотском море на крупных подводных возвышенностях развиты как ранне-меловые (97–130 млн лет), так и поздне-меловые вулканиты (69.0–93.4 млн лет) с субдукционными геохимическими свойствами (Емельянова, Леликов, 2016). Все породы относятся к известково-щелочной серии и им свойственны средний или повышенный уровень калиево-титанистости и пониженный — известковистости. Эти вулканиты также характеризуются

повышенными концентрациями крупноионных литофильных (LILE) и низкими — высокозарядных элементов (HFSE), особенно Ta и Nb, которые на многокомпонентных диаграммах образуют отрицательную аномалию, характерную для пород субдукционных обстановок.

В раннем кайнозое трансформные тектонические процессы привели к деструкции окраинно-континентальных структур и субдукционных пластин (Акинин, Миллер, 2011; Мартынов и др., 2016; Мартынов, Ханчук, 2013). Во внутренней части Охотского моря в эоцене установлен адакитовый тип вулканизма, который является индикатором рифтогенеза и астеносферного апвеллинга (Емельянова, Леликов, 2016; Емельянова и др., 2020б).

Этот тип вулканизма проявлен и в других районах переходной зоны континент-океан (Авдейко и др., 2011; Колосков и др., 2014; Симаненко и др. 2006). В среднем миоцене–плиоцене в Японском море также выявлены признаки мантийного поднятия, но другой — нижнемантийной природы, выразившегося во вспышках окраинно-морского плюмового щелочно-базальтоидного вулканизма (Берсенев и др., 1987; Леликов и др., 2018; Емельянова и др., 2020б). Мантийный апвеллинг в Японском и Охотском окраинных морях до глубины 30–50 км и 60–80 км, соответственно, подтвержден геофизическими данными (Петрищевский, 2016б; Петрищевский и др., 2021; Структура..., 1995).

В южных районах Западно-Тихоокеанской переходной зоны главным процессом в поздне-мезозойской истории считается субдукция Тихоокеанской плиты под окраину Азии, с которой связываются вулканические процессы (Cai et al., 2019), гранитообразование (Cai et al., 2019), астеносферный апвеллинг (Li et al., 2018; Zhou, Li, 2000) и перемешивание астеносферных расплавов с переплавляемой субдуцирующей океанической литосферой (crust–mantle interactions) (Duan, 2020; Jia et al., 2020).

На границе Катазиатского блока с плитой Янцзы, в зоне разлома Ченжоу-Линву (Chenzhou-Linwu) выделены три вулканических комплекса с возрастом: более 150 млн лет, 125–150 и 80–95 млн лет (Wang et al., 2010а). Первые два комплекса характеризуются отрицательными Ta-Nb аномалиями, характерными для вулканитов субдукционных обстановок, и различными отношениями изотопов стронция и неодима. Третий комплекс обладает OIB свойствами, характерными для вулканитов океанических островов. Близкие к описанным являются петрохимические характеристики базальтов в центральной и восточной частях всего Южно-Китайского блока (Meng et al., 2012), куда входят юго-восточная окраина плиты Янцзы и

Катазиатский блок. Здесь, на более обширной территории, вулканические породы тоже подразделяются на три комплекса с возрастом 160–195, 110–160 и 80–110 млн лет. Первый комплекс характеризуется ОИВ-геохимией с незначительными признаками обогащения мантийных магм. Во втором комплексе присутствуют признаки астеносферно-литосферного взаимодействия, а в третьем — преобладают островодужные геохимические черты, близкие к породам первого комплекса. Происхождение вулканитов всех групп связывается с пододвиганием и глубинной переработкой субдуцирующего слэба со стороны Южно-Китайского моря.

По другим представлениям (Li., 2000), позднемезозойский магматизм Катазиатского блока тесно связан с процессами растяжения литосферы, которые дифференцированы во времени на три периода: 136–146, 122–129 и 101–109 млн лет, хотя в кислых вулканитах и высококальциевых гранитах I-типа для всех магматических фаз установлены Ta-Nb минимумы на спайдер-диаграммах редких элементов, характерные для пород субдукционных обстановок.

Позднемезозойские и раннекайнозойские рифтогенные структуры (marginal rifting and spreading) широко распространены на юго-восточной окраине Азии (Ren et al., 2002; Tian et al., 1992), где они обусловлены СЗ-ЮВ растяжениями земной коры и литосферы, сопровождающимися поднятиями кровли астеносферы (сокращением мощности литосферы) (Ren et al., 2002). Происхождение рифтов связывается с реактивными напряжениями в зоне субдукции Тихоокеанской плиты и конвективными течениями в мантии. Здесь также выстраивается пространственный ряд (с запада на восток) рифтогенных структур: рифт Танлу (Teng et al., 2016) — зона растяжения на юго-восточной границе плиты Янцзы (Ren et al., 2002) — рифты Восточно-Китайского моря (Lin et al., 2005) — трог Окинава (Nihizawa et al., 2019). Все они сопровождаются сокращением земной коры от 26–28 км (Танлу) до 16–17 км (в трог Окинава). Одна из структур растяжения совпадает с зоной Яньнаньского вязкого сдвига (Faure et al., 2016; Yao, Santosh, 2012) на границе плиты Янцзы с Катазиатским блоком. На поверхности эта зона коррелируется с Ченжоу-Линву разломом (Wang et al., 2010a).

Глобальные сейсмотомографические модели тектоносферы Восточного Китая неоднозначно отображают распределения скорости сейсмических волн, что определяется различными объемами исходных данных (информацией о сейсмических волнах землетрясений). По одним данным (Huang, Zhao, 2006) они, казалось бы, определенно характеризуют субдукционные формы сочленения тихоокеанских, островодужных и

окраинно-континентальных структур по субширотным пересечениям. А по другим источникам (Li et al., 2010; Zhu et al., 2006) до глубины 400 км признаки субдукции полностью отсутствуют.

Анализ данных, приведенных в настоящей работе, показывает, что геохимические характеристики плюмовых, рифтогенных и спрединговых вулканитов оказываются достаточно близкими. Поэтому тектоническая эволюция Восточно-Азиатской окраины, восстанавливаемая по петрохимическим меткам и возрасту вулканических пород, далеко не полностью характеризует механизмы тектонических процессов. Для их более полного понимания построены модели распределений тектонических масс в непрерывном 3D-пространстве. Анализ таких моделей, отражающих реологические свойства геологических сред, является целью настоящей статьи. Сопоставление петрохимических характеристик и абсолютного возраста драгированных вулканитов со структурными формами в распределениях плотностной контрастности геологических сред способствует прояснению механизмов и последовательности тектонических процессов в земной коре и верхней мантии Охотского и Японского морей. Сравнение глубинных структур и петрогеохимической специфики литосферы этих морей с характеристиками литосферы на Юго-Восточной окраине Азии предполагает выявление общих закономерностей строения и эволюции Западно-Тихоокеанской переходной зоны.

ИСХОДНЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве основы модельных построений использованы мировой каталог гравиметрических данных (Land...), содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети 0.42'×0.42' на территорию Японского моря и Юго-Восточного Китая, и Государственная гравиметрическая карта Российской Федерации М 1:2 500 000 на территорию Охотского моря. На широтных профилях, пересекающих гравиметрические карты через 0.5°, 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 (Evans, 1933), аномальные массы этих источников по алгоритму:

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

где: Z_0 — глубина залегания центра масс, однозначно определяемая в случайном пересечении

поля источника гравитационной аномалии, V_{zm} — амплитуда локального симметричного гравитационного возмущения, Hc — глубина залегания поверхности, на которую выметаются массы источников, K — гравитационная постоянная. Исследуемое геологическое пространство разбивалось на 15 слоев (табл. 1) и источники каждого слоя выметались на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев. Выполнялось условие: $Hc < Z_0$, а пиковые значения μ_z -параметра сглаживались до значения $\mu_z = 60 \times 10^{-2}$ кг/м²/км. 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.

Математические основы и технология построения 3D-распределений плотностной контрастности более подробно изложены в работах (Петрищевский, 2013а, 2020а).

Методика моделирования распределений плотностной контрастности протестирована в 12 районах Дальневосточного региона России (Петрищевский, 2007, 2008, 2013а, 2013б, 2016а, 2016б, Петрищевский, Юшманов, 2014), в Западной Сибири (Петрищевский, Исаев, 2017), Восточном Китае (Петрищевский, 2019, 2020а, 2020б), Австралии (Петрищевский, 2019, 2016а) и на Северо-Западе США (Петрищевский и др., 2020). Результаты тестирования показали, что μ_z -параметр является индикатором реологического состояния геологических сред. Высоким и повышенным значениям μ_z -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, 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 разрезах тектоносферы максимальным значениям плотностной контрастности повсеместно соответствуют гранитно-метаморфический и нижнекоровый мафический слой земной коры, разделяемые тонким слоем пониженной вязкости. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы. В разрезах тектонос-

феры низкие значения μ_z -параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений (Петрищевский, 2008, 2013а, 2013б, 2016а).

Относительно сейсмической томографии распределения плотностной контрастности характеризуются меньшей глубинностью (только до 150–200 км), но большей детальностью в земной коре и подкоровой мантии и эти два источника данных интерпретируются авторами настоящей статьи совместно.

Изотопно-геохимическому анализу были подвергнуты образцы вулканических пород, поднятые со дна Японского и Охотского морей. Радиоизотопный возраст устанавливался К-Аг методом. Редкие элементы определялись на спектрометре Agilent 7500, изотопы Nd и Sr — на масс-спектрометре TRITON в аналитических центрах России и США. Подробное описание методов исследования представлено в работе (Емельянова и др., 2020б).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глубинные структуры и последовательность тектонических процессов в земной коре и верхней мантии Охотского моря. В Охотоморском регионе проявлены два этапа субдукции, видимые в распределениях плотностной контрастности (рис. 1д). На востоке Тихоокеанская плита расщепляется на две пластины, нижняя из которых пододвигается под Охотоморскую плиту, а верхняя надвинута на нее. Расщепление так же проявлено в положении зон повышенной сейсмичности в разных срезах 3D-сейсмологической модели (Изосов и др., 2020) и распределении гипоцентров землетрясений (Литосфера..., 2012). Охотоморская астеносфера заполнила зону расщепления. Охотоморская плита, в свою очередь, субдуцирует под окраину континента с тем уточнением, что в связи с ее небольшой мощностью, она пододвигается не под континентальную литосферу, а под земную кору континентальной окраины (рис. 1д), т.е. внедряется в подкоровый вязкий слой (Петрищевский, 2013а, 2013б).

Судя по распределениям плотностной контрастности в разрезах (рис. 1д), астеносфера была выдавлена в верхние слои литосферы —

Таблица 1. Разбиение тектоносферы на слои

Table 1. Partitioning of the tectonosphere into layers

Интервал $Z_1 - Z_{2км}$	11–20	16–25	21–30	27–40	32–45	37–50	42–60	52–70
Hc , км	10	15	20	25	30	35	40	50
Интервал $Z_1 - Z_{2км}$	62–80	72–90	85–110	95–120	105–130	125–150	155–250	
Hc , км	60	70	80	90	100	120	150	

ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА

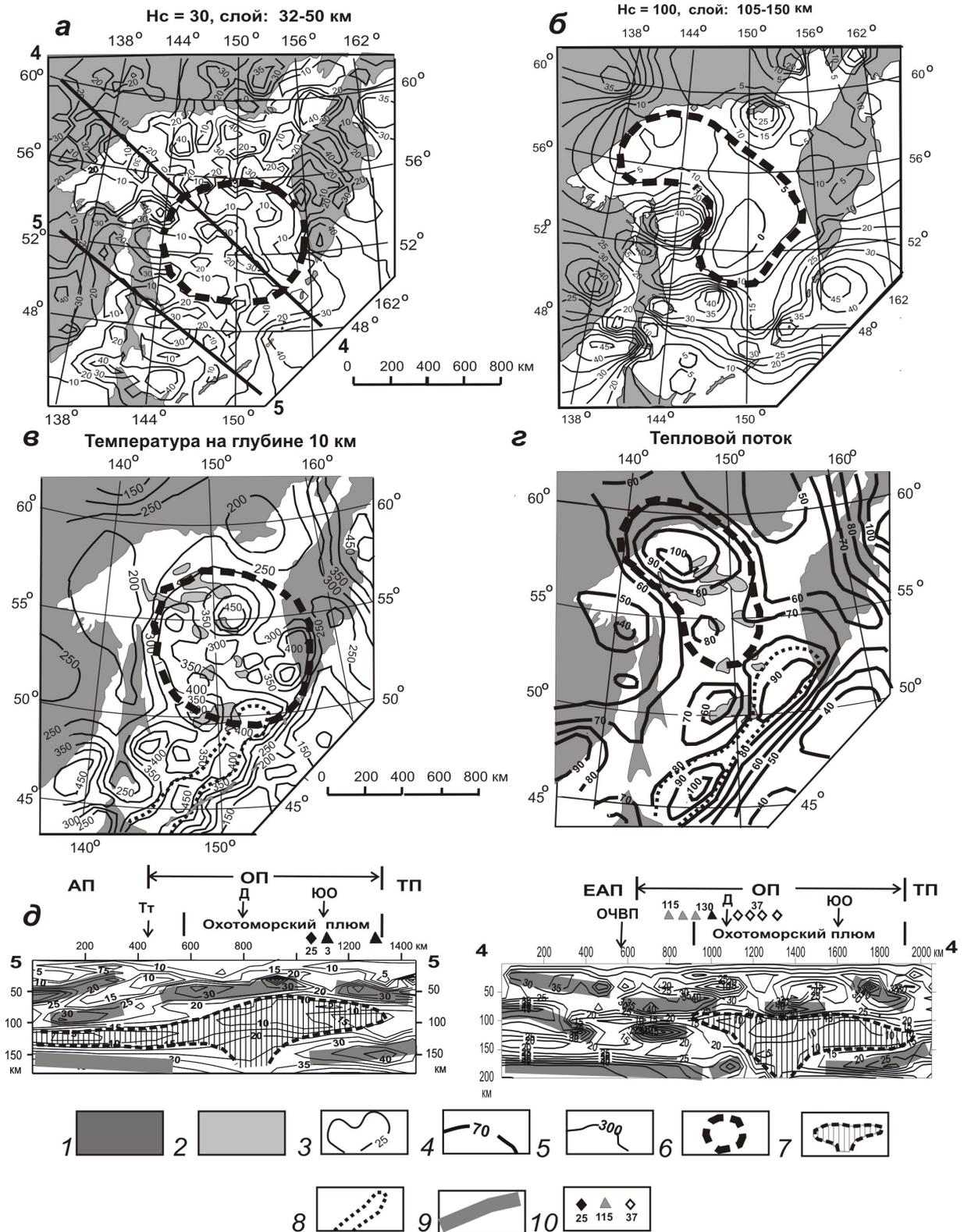


Рис. 1. Распределение плотностной контрастности (а, б, д) и температуры (в) в земной коре и верхней мантии Охотского моря; г — тепловой поток: 1 — суша; 2 — подводные возвышенности; 3–5 — изолинии плотностной контрастности (3), 10^{-2} кг/м³/км; теплового потока (4), мВт/м² и температуры (5), С₀; 6–7 — контуры головы Охотоморского плюма в плане (б) и разрезах (7); 8 — Южно-Охотский рифт; 9 — жесткие пластины в разрезах μ_z -модели; 10 — петрохимические пробы и возраст вулканитов в соответствии с рис. 2. H_c — глубина среза 3D-модели. Расположение разрезов показано на схеме «а». Обозначения структур над разрезами: литосферные плиты: ЕАП — Евразийская, АП — Амурская, ОП — Охотоморская, ТП — Тихоокеанская; рифты: Тт — Татарский, Д — Дерюгинский, ЮО — Южно-Охотский; ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканический пояс.

под подошву Охотоморской плиты в результате столкновения жестких пластин в нижней литосфере Евразийской плиты с субдуцирующей Тихоокеанской плитой и приобрела грибообразную форму, характерную для плюмовых структур (Добрецов и др., 2006; Burov et al., 2007; Saunders et al., 2007). Таким образом, гравитационная реологическая модель предполагает более ранний возраст субдукции относительно плюмовых процессов.

В разрезе 4-4 (рис. 1д) ясно проявлена смена субдукционной петрохимии вулканитов на плюмовую, при этом Дерюгинский рифт разграничивает области субдукционной петрохимии вулканитов (на западе) и плюмовой (на востоке). В разрезе 4-4 (рис. 1д) в интервале глубин 25–35 км в зоне рифта наблюдается локальный минимум плотностной контрастности, совмещенный с аномалией теплового потока, которую А.Г. Родников с коллегами (2002) связывали с выступом астеносферы до глубины 25 км. В этом же разрезе отчетливо проявлена рифтогенная природа Охотско-Чукотского вулканического пояса, формирование которого сопровождается разрывами земной коры и нижней литосферы, и Южно-Охотской котловины с разрывом земной коры. Разрывами земной коры и нижней литосферы характеризуется так же Татарский рифт в разрезе 5-5 (рис. 1д).

Радиоизотопный возраст и петрохимия вулканитов Охотского моря (рис. 2) подтверждает существование двух периодов субдукции. В западных районах моря преобладает ранне-меловой возраст субдукции: 93–142 млн лет (средний возраст 115 млн лет), а на юго-востоке — поздне-меловой 76–125 млн лет (средний возраст 101 млн лет). Близкий возраст субдукционных вулканитов в западных и юго-восточных районах Охотского моря свидетельствует о том, что субдукционные процессы на западных границах Охотоморской и Тихоокеанской плит происходили в близком временном диапазоне.

Рифтогенные процессы в тектоносфере Охотского моря протекали в период от палеоцена до олигоцена. При этом большая часть рифтогенных вулканитов относится к эоцену (средний возраст 45 млн лет).

Структура центрального типа в Охотоморском регионе проявлена в большинстве срезов $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели, в которых выражена минимумом плотностной контрастности, обрамляемым

концентрически расположенными максимумами (Петрищевский, 2016б). В подкоровом срезе (рис. 1а) центральный минимум осложнен локальным максимумом, совпадающим с возвышенностью Института Океанологии. Как это всегда бывает (Петрищевский, 2016б; 2019; Петрищевский и др., 2021; Петрищевский, Исаев, 2017), распределения плотностной контрастности в верхней мантии обратно пропорциональны

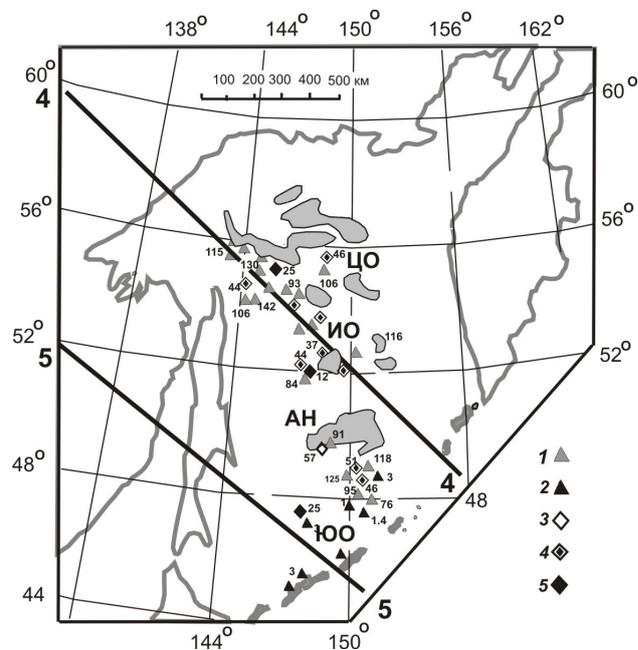


Рис. 2. Возраст (млн лет) и петрохимия вулканитов Охотского моря (Емельянова, 2004; Емельянова, Леликов, 2016; Тарарин и др., 2000; Emelyanova et al., 2006; Werner et al., 2020): 1 — меловая субдукционная петрохимия; 2 — плиоцен-плейстоценовая субдукционная петрохимия; 3 — палеоценовая рифтогенная петрохимия; 4 — адакитовый (плюмовый) эоценовый вулканизм; 5 — олигоцен-миоценовая рифтогенная петрохимия. Подводные возвышенности: ЦО — Центрально-Охотоморская, ИО — Института Океанологии, АН — Академии Наук; ЮО — Южно-Охотская котловина.

Fig. 2. Age (Ma) and petrochemistry of the Okhotsk Sea volcanics (Emelyanova, 2004; Emelyanova and Lelikov, 2016; Emelyanova et al., 2006; Tararin et al., 2000; Werner et al., 2020): 1 — Cretaceous subduction petrochemistry, 2 — Pliocene-Pleistocene subduction petrochemistry, 3 — Paleocene rifting petrochemistry, 4 — adakite (of plume nature) Eocene volcanism, 5 — Oligocene-Miocene rifting petrochemistry. Underwater elevations: ЦО — Central Okhotsk, ИО — Institute of Oceanology, АН — Academy of Sciences; ЮО — South-Okhotsk Basin.

Fig. 1. Density contrast (*a, b, d*) and temperature (*e*) distribution in the crust and upper mantle of the Sea of Okhotsk; *z* — heat flow: 1 — land; 2 — submarine uplands; 3–5 — isolines of density contrast (3), 10^{-2} kg/m²/km; heat flow (4), mW/m², and temperature (5), °C; 6–7 — countours of the Okhotsk Sea Plume in a plan (6) and sections (7); 8 — South Okhotsk rift; 9 — rigid (high viscosity) layers in μ_z -model sections; 10 — petrochemical samples and age of volcanics in accordance of Fig. 2. H_c is the depth of the sections of the of 3D model. The location of the sections is shown in scheme «a». Designations of the structures above the sections: ЕАП — Eurasian, АП — Amur, ОП — Sea of Okhotsk, ТП — Pacific; rifts: ТТ — Tatar, Д — Deryugin, ЮО — South-Okhotsk; ОЧВП — Okhotsk-Chukchi volcanic belt.

тепловому потоку (1б, 1з). То же самое наблюдается в подкорovém срезе (рис. 1а, 1в), где концентрическое распределение температуры на глубине 10 км обратно пропорционально плотностной контрастности в центре Охотоморского плюма (район возвышенности Института Океанологии). В распределении теплового потока (рис. 1з) совмещены два источника тепла: плюм и Южно-Охотский рифт, мощность земной коры в котором сокращена до 13 км (Пискарев и др., 2012), а литосфера — до 60 км (рис. 1д). Горизонтальные размеры астеносферной линзы достигают 1000 км на глубине порядка 100–110 км, что определило широкое проявление адакитового вулканизма (рис. 2). На глубине 200 км линза сужается до 200–250 км в диаметре (рис. 1д), и это соответствует средним геометрическим параметрам головы плюмов (Добрецов и др., 2006; Burov et al., 2007; Saunders et al., 2007).

Индикатором мантийного апвеллинга в Охотском море являются адакитоподобные породы, которые несут в себе геохимические черты смешивания расплавов двух источников — обогащенной водными флюидами литосферной мантии (известково-щелочной) и деплетированной астеносферной (толеитовой). Эти породы (51.0–37.2 млн лет) обнаружены на всех подводных возвышенностях центральной части Охотского моря (рис. 2), где по геофизическими данным предполагается куполообразная астеносферная линза (рис. 1). Они характеризуются химическими свойствами, сходными с таковыми в типичных адакитах по (Defant, Drummond, 1993), типоморфной чертой которых являются повышенные значения Sr/Y; в охотоморских адакитах они составляют 50–61. Последние также обладают высокими содержаниями Al₂O, MgO, Ni (51–95 г/т) и Cr (94–130 г/т); значения (La/Yb)_N составляют 7.32–14.57 (в адакитах 8–16), а (Gd/Yb)_N отношения достигают 3.53. Это указывает на наличие граната в источнике и на его глубинную (астеносферную) природу.

Гравитационные модели (рис. 1б, 1д) согласуются с петрохимическими (рис. 2) в том, что магматические расплавы с адакитовыми свойствами, широко распространенные во внутренней части Охотского моря, образуются не только во фронте субдуцирующих океанических слэбов, как полагает большинство исследователей (что соответствовало бы линейным формам глубинных плотностных неоднородностей), а характеризуют вещественный состав астеносферной линзы, размеры и форма которой типичны для плюмов. Связь вулканических пород с мантийным источником подтверждается сейсмотомографическими моделями (Li, 2010), которые регистрируют изомеричные минимумы

скорости сейсмических волн в мантии Охотского моря в интервале глубин 100–200 км. В сейсмической томографии такие аномалии связывают с полями «горячей мантии».

Субдукционные и связанные с ними вулканические процессы в Охотоморском регионе были нарушены процессами растяжения и сдвигами, которые проявлены разрывами жестких пластин в Охотоморской и Евразийской плитах. Плотностная контрастность в зонах разрыва понижена до 10–15 ед. относительно 25–40 ед. в жестких пластинах (рис. 1д). С разрывами жестких пластин коррелируются главнейшие структуры рифтогенного происхождения: Охотско-Чукотская, Татарская, Дерюгина и Южно-Охотская (рис. 1д). Эти структуры проявлены преимущественно в надплюмовом (надастеносферном) пространстве, хотя для некоторых из них (Южно-Охотской и Охотско-Чукотской) можно предположить пространственную связь коровых зон пониженной вязкости с астеносферой.

Результаты петрохимического исследования вулканических пород, драгированных с бортов Южно-Охотской котловины (рис. 2) показывают, что в этой структуре наложились друг на друга три разновозрастных процесса: поздне меловая субдукция (средний возраст 101 млн лет), астеносферный апвеллинг, сопровождающийся адакитовым вулканизмом (48 млн лет), и плиоцен-плейстоценовый рифтогенез (2 млн лет).

Позднеолигоценый (25 млн лет) и позднемеловый (12 млн лет) вулканизм в Охотском море проявлен слабо (рис. 2), хотя играет немаловажную роль в геодинамике Охотоморья. Позднеолигоценые вулканические породы, обнаруженные на банке Кашеварова (Emelyanova et al., 2006) и на северо-западном склоне Южно-Охотской котловины (Werner et al., 2020), отражают рифтогенные процессы. Но между ними существуют отличия. Первые характеризуются набором редких элементов, аналогичным таковому в высокониобиевых андезитовых лавах (Авдейко и др., 2011), и отсутствием Ta-Nb аномалии. Это указывает на более высокий уровень залегания кровли астеносферы и на плавление нижнего эклогитового слоя — фрагментов океанической субдукционной пластины, содержащего рутил и ильменит — минералов-концентраторов Nb и Ta. Это вполне соответствует гравитационной реологической модели (рис. 1в), которая отображает разрыв тихоокеанской литосферы над астеносферным поднятием.

Позднеолигоценые вулканические породы Южно-Охотской котловины представлены трахитами (Werner et al., 2020). Состав изотопов Pb, Nd и Sr показал присутствие в источнике этих пород компонента ЕМ1, обогащение которого происходит за счет внутриплитного субстрата — WPB (Федо-

ров, 2006; Филатова, 2004). Из этого следует, что в западной части Южно-Охотской котловины, вероятно, осуществлялся подъем не только астеносферной, но и нижней мантии (Емельянова и др., 2020б), что согласуется с существованием Охотоморского плюма (рис. 1д). Геохимия плиоцен-плейстоценовых (4.1–0.932 млн лет) вулканитов юго-западной части котловины (рис. 2) отличается от типично субдукционных пород Курильской дуги большей щелочностью и калиеваемостью, более высокими концентрациями LILE, LREE — элементов и некоторых HFSE — Nb, Ta, Ti, Zr, характерных для плюмового вулканизма.

Рассмотренные данные показывают, что петрохимия вулканитов Охотского моря (рис. 2) согласуется с реологическими гравитационными моделями (рис. 1), доказывающими существование двух этапов субдукции (охотоморского в период 84–140 млн лет и тихоокеанского в период 76–125 млн лет), плюмоподобной структуры центрального типа с центром в районе возвышенности Института Океанологии и рифтогенных структур, разрывающих субдуцирующую тихоокеанскую, окраинно-континентальную и охотоморскую литосферу. По времени различаются доплюмовые и постплюмовые зоны растяжения. Доплюмовый рифтогенез проявился в палеогене (в среднем около 45 млн лет), а постплюмовый — в палеоцене-миоцене (в среднем ~25 млн лет) и плиоцене-плейстоцене (1–4 млн лет).

На границе Охотоморской и Тихоокеанской плит сочетаются черты субдукции нижней литосферы Тихоокеанской плиты, астеносферного апвеллинга и литосферного рифтогенеза (рис. 1в, 2). Надсубдукционный вулканизм в районе Южно-Охотской котловины проявлен в период 76–125 млн лет, астеносферный апвеллинг в период 46–51 млн лет, а позднекайнозойский рифтогенез — в период 0.9–4.1 млн лет (рис. 2).

Глубинные структуры и последовательность тектонических процессов в земной коре и верхней мантии Японского моря. В Япономорском регионе тоже проявлены близкие во времени и пространстве субдукционные, спрединговые, рифтогенные, сдвиговые и плюмовые процессы (Мартынов и др., 2016; Петрищевский и др., 2021). На присутствие структуры центрального типа плюмовой природы в тектоносфере Японского моря указывает широкий минимум плотностной контрастности в подкоровом (рис. 3а) и астеносферном (рис. 3б) срезах. Этот минимум сопровождается интенсивной аномалией теплового потока (рис. 3г), точно вписывающейся в контуры береговых линий. Под возвышенностью Ямато тепловой поток понижен на 15 мВт/м² (рис. 3е), что объясняется утолщением под ним земной коры до 24 км относительно 17–20 км в рифтогенных

котловинах Центральной и Ямато (Кулинич, Валитов, 2017). Блок Ямато (рис. 3в) является аллохтонным образованием, не связанным с континентальной или океанической корой (Изоков и др., 2000).

На существование структуры центрального типа в верхней мантии Японского моря указывают изометричные минимумы скорости сейсмических волн (Li, 2010) в интервале глубин 100–200 км, которые совпадают с минимумами плотностной контрастности (рис. 3).

На возвышенности Ямато проявился эоценовый вулканизм (рис. 4), производными которого стали вулканиты известково-щелочной серии (Берсенева и др., 1987). Но повышенный уровень магнезиальности (MgO 3.43 мас.%) в этих породах может указывать на наличие в них адакитоподобных свойств, как и в эоценовых вулканитах Охотского моря. А это обстоятельство, в свою очередь, указывает на подъем астеносферы и разрушение тонкой охотоморской литосферы, что наблюдается в разрезах $\mu_z(x, y, Hc)$ -модели (рис. 1д).

В этих разрезах (рис. 3д) ясно проявлены два этапа субдукции Тихоокеанской плиты. В западных частях разрезов жесткая пластина в нижней литосфере Тихоокеанской плиты субдуцирует под окраину континента, а в восточных — под Японскую островную дугу. На границах с континентом и Японской островной дугой тихоокеанская литосфера расщепляется так же, как в Охотоморском регионе (рис. 1д). Вполне вероятно, что литосфера Японского моря представляет собой отщепленную пластину тихоокеанской литосферы (рис. 3д), что хорошо видно и в распределениях гипоцентров землетрясений (Литосфера..., 2012). Этому не противоречат данные глубинных сейсмических зондирований (Карп, 2002), согласно которым земная кора под Японским морем имеет океанические характеристики.

В центральных районах Японского моря астеносфера имеет характерную для плюмов грибовидную форму и растекается в стороны от центрального ствола. Разрывы субдуцирующих пластин (рис. 3д) свидетельствуют о существовании слэб-виндоуз структур, обусловленных трансформным сдвигом на границе Тихоокеанской плиты с Японской островной дугой (Мартынов и др., 2016; Ханчук, Мартынов, 2011).

Судя по изотопно-геохимическим свойствам окраинно-морских (ОМ) щелочных базальтоидов, начиная со среднего миоцена в центральной части Японского моря доминирует нижнемантийный плюм (рис. 4), который деформирует и переплавляет тонкую япономорскую литосферу, которая, судя по распределениям плотностной контрастности (рис. 3д), характеризуется низкой

ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА

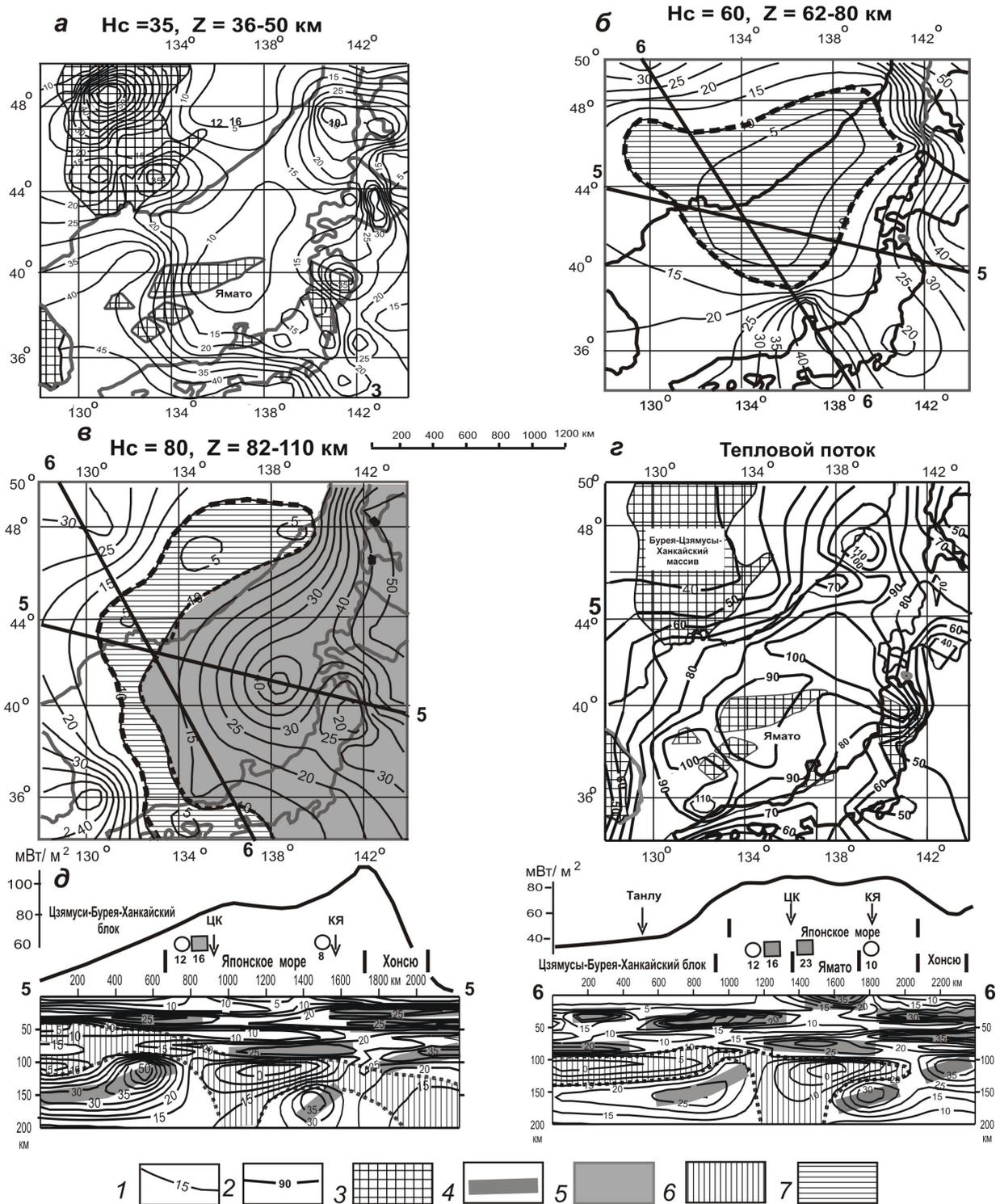


Рис. 3. Распределения плотностной контрастности (а-в) и теплового потока (г) с разрезами μ_z -модели (д) в тектоносфере Японского моря: 1, 2 – изолинии плотностной контрастности (1, $10^{-2}\text{kg/m}^2/\text{km}$) и теплового потока (2, mW/m^2); 3 – блоки с допалеозойским фундаментом (Изовов, 2000); 4, 5 – жесткие пластины в разрезах (4) и в плане (5); 6, 7 – астеносфера в разрезах (6) и в плане (7). H_c – глубина среза 3D-модели плотностной контрастности. Обозначения возраста и характеристики петрохимических проб соответствуют рис. 4. Расположение разрезов показано на схемах «б» и «в». Структуры над разрезами: ЦК – Центральная котловина, КЯ – котловина Ямато.

Fig. 3. Density contrast (a–в) and heat flux (г, mW/m^2), and μ_z -models sections (д) in the tectonosphere of the Sea of Japan: 1, 2 – isolines of density contrast (1, $10^{-2}\text{kg/m}^2/\text{km}$) and surface heat flow (2, mW/m^2); 3 – blocks with AR-PZ basement (Izotov, 2000); 4, 5 – hard (high viscosity) layers in sections (4) and map-slices (5); 6, 7 – asthenosphere in sections (6) and in plan (7); H_c – depth of map-slice of the 3D-model of density contrast. Designations of age and properties of petrochemical samples correspond to Fig. 4. The location of sections is shown in schemes «б» and «в». Designations of the structures above the sections: ЦК – Central Basin, КЯ – Yamato Basin.

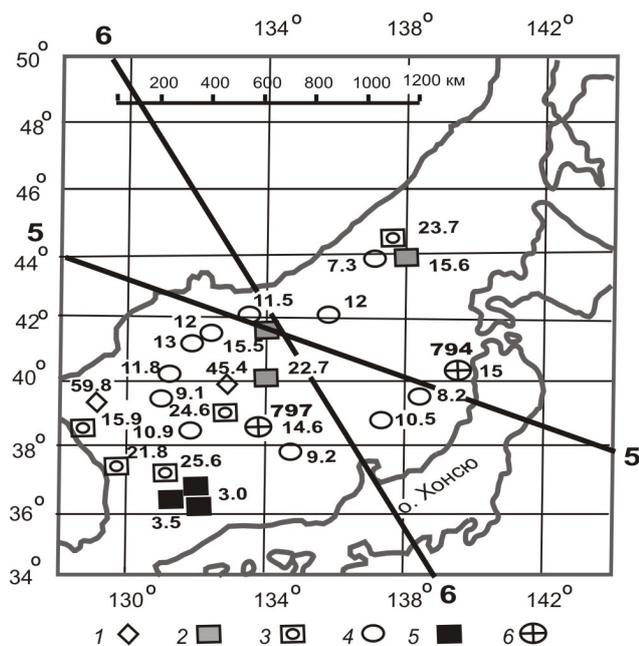


Рис. 4. Возраст (млн лет) и петрохимия вулканитов Японского моря (Bersenev et al., 1987; Emelyanova, Lelikov, 2010; Emelyanova et al., 2020a, 2020b; Lelikov et al., 2018; Geology..., 1996): 1 — эоценовая рифтогенная петрохимия; 2, 3 — миоценовая рифтогенная петрохимия: андезиты (2) и трахиандезиты (3); 4 — плюмовая петрохимия (ОИВ-типа); 5 — плиоценовый (континентальный) базальтовый вулканизм (САВ-типа); 6 — скважины глубокого бурения.

Fig. 4. Age (Ma) and volcanic petrochemistry of the Japan Sea (Bersenev et al., 1987; Emelyanova, Lelikov, 2010; Emelyanova et al., 2020a, 2020b; Lelikov et al., 2018; Geology..., 1996). 1 — Eocene rifting petrochemistry; 2, 3 — Miocene rifting petrochemistry: andesites (2) and trachyandesites (3); 4 — plume petrochemistry (OIB-type); 5 — Pliocene (continental) basalts petrochemistry (CAB-type); 6 — deep drilling wells.

вязкостью и соответственно низкими значениями μ_z -параметра (10–15 ед.). Адиабатическое плавление плюмового субстрата обеспечивает обогащение щелочных базальтоидов как LILE и LREE (LREE > HREE), так и HFSE — Nb, Ta, Zr и Ti, которые образуют максимумы на многокомпонентной диаграмме. На диаграмме (Zr/Y)-(Nb/Y) (Condie, 2003) точки данных пород располагаются в ОИВ области. Значения Nb/Ta близки к хондритовым (16–17), их связь с Zr/Hf носит характер обратной корреляции, что свойственно породам закрытого плюмового источника по (Kamber, Collerson, 2000).

Голова Япономорского плюма в кровле уплощена (рис. 3д), что является результатом экранирования астеносферных магм тихоокеанской литосферой. Последнее можно предположить в подлитосферном срезе μ_z -модели (рис. 3в). Экранирование способствовало выдавливанию астеносферы в стороны от центрального ствола плюма, что предопределило периферическое раз-

мещение вулканитов с плюмовой петрохимией относительно центра Япономорского плюма (рис. 4), при этом западный фланг астеносферы распространился далеко под континент (рис. 3б, 3д). На экранирование флюидно-магматических процессов в центре плюма указывают жесткие пластины в коре (рис 3д, разрез 6-6) и нижней литосфере (рис 3д, разрез 5-5), а также понижение теплового потока (рис. 3г, 3д).

Рифтогенные структуры растяжения-сдвига: зона Танлу на континенте, Центральная и Ямато в Японском море, сопровождаются разрывами жесткого нижнекорового слоя (рис. 3д) так же, как в Охотоморском регионе (рис. 1в). Но под котловиной Ямато и в зоне Танлу структура растяжения-сдвига проникает в нижнюю литосферу. Таким образом, в реологических гравитационных моделях можно различать литосферные (спрединговые) и коровые рифты. Первые (Танлу, Татарский, Охотско-Чукотский, Ямато) простираются до глубины ≥ 100 км, а вторые (Дерюгина в Охотском море) — ограничиваются глубиной 50 км.

Противоречивые признаки установлены в районе Центральной котловины Японского моря. С одной стороны, геохимические свойства базальтов MORB-типа скважины 797 (Федорова, 2004) и особенно широкое развитие в этой котловине постспрединговых ОМ щелочных базальтоидов ОИВ-типа (Емельянова и др., 2020б), а также разрывы жестких пластин (рис. 3д, разрез 5-5) определенно характеризуют принадлежность этой котловины к литосферному (спрединговому) рифту. Но с другой стороны, под котловиной присутствует жесткая литосферная пластина в интервале глубин 70–80 км (рис. 3д, разрез 6-6), экранирующая астеносферное поднятие (рис. 5в).

Базальты скважины 794 в Японском море с химическими свойствами, близкими к N-MORB (Poulet, Bellon, 1992) могут служить подтверждением как литосферного спрединга, так и корового рифтинга (рис. 4).

На юго-западе Японского моря проявились два этапа вулканизма в позднем олигоцене — раннем миоцене (15.8–26.0 млн лет) и в плиоцене — голоцене (2.3–3.5 млн лет до современного) (Bersenev et al., 1987; Emelyanova et al., 2020b; Geology..., 1996). Первый этап представлен трахитоидными вулканокластитами, второй — щелочными базальтоидами высококальциевой щелочной серии. Геохимия тех и других пород вполне соответствует плюм-континентальной (САВ), согласно классификации (Лазаренков, 2010). А значения Nb/Ta (17–19), близкие к хондритовым, указывают на генезис этих пород, связанный с континентальным внутриплитным источником по (Kamber, Collerson, 2000),

ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА

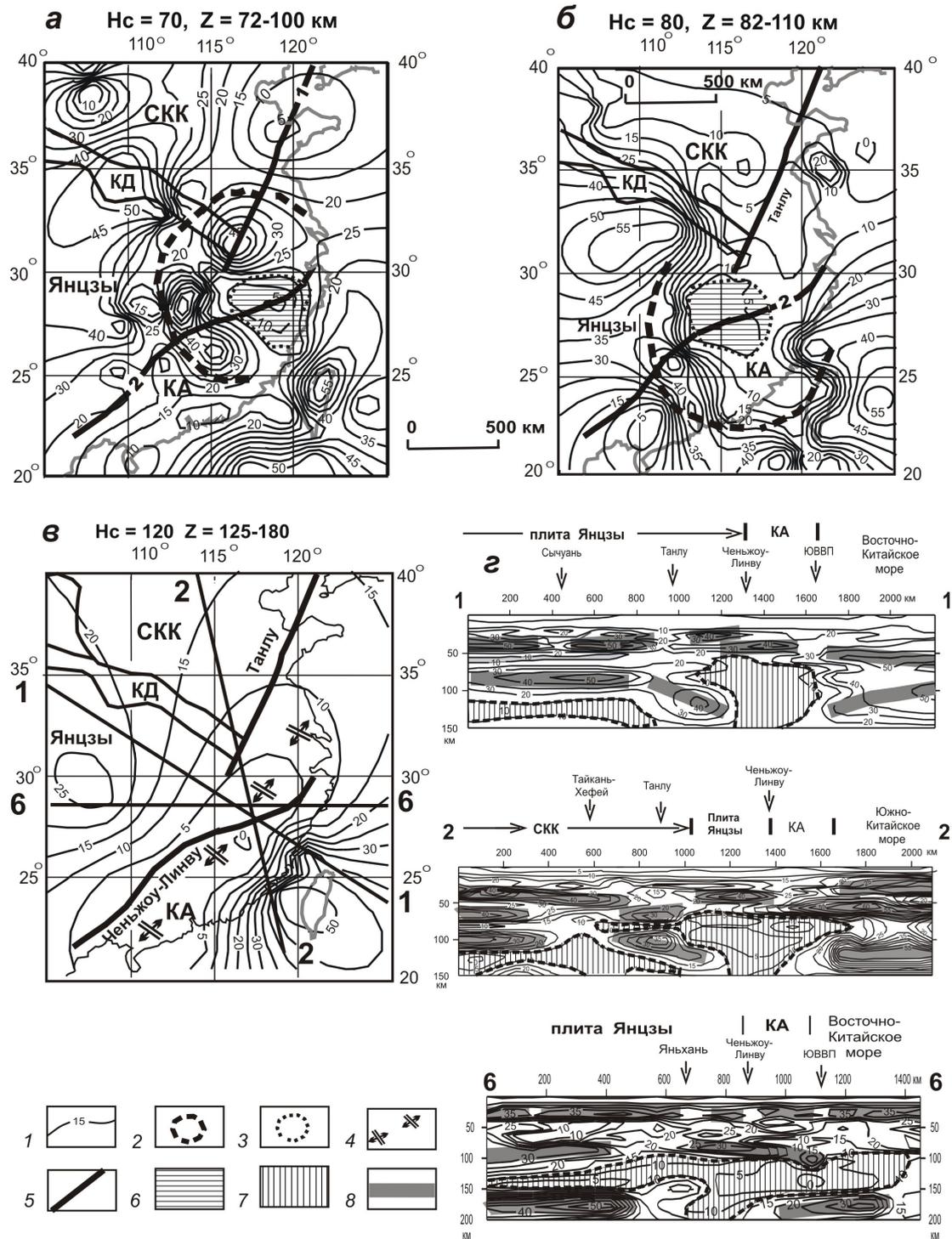


Рис. 5. Плотностная контрастность тектоносферы Юго-Восточного Китая: 1 — изолинии плотностной контрастности; 2, 3 — контуры структуры центрального типа в плане (2) и разрезах (3); 4 — зона растяжения Ченьжоу-Линву; 5 — границы тектонических структур; 6, 7 — астеносфера в голове Катазиатского плюма в плане (6) и разрезах (7); 8 — жесткие (более вязкие) пластины в разрезах. Крупнейшие зоны растяжения-сдвига: 1 — Танлу, 2 — Ченьжоу-Линву. H_c — глубина среза 3D-модели. Расположение разрезов показано на схеме «в». Структуры: СКК — Северо-Китайский кратон; КА — Катазиатский блок; КД — складчатый пояс Кунлинь-Даби; ЮВВП — Юго-Восточный вулканический пояс.

Fig. 5. The density contrast of the tectonosphere of Southeast China. 1 — density contrast isolines; 2, 3 — contours of the central type structure in plan (2) and sections (3); 4 — Chenzhou-Linwu stretch (rift) zone; 5 — boundaries of tectonic structures; 6, 7 — asthenosphere in the head of the Cathasian plume in plan (6) and sections (7); 8 — rigid (more viscous) layers in μ_z -model sections. Large stretch-shear zones: 1 — Tanlu, 2 — Chenzhou-Linwu. H_c is the depth of the section of 3D model. Location of the sections is shown on the scheme «в». Designations of the structures: СКК — North China Craton, КА — Cathaysian block, КД — Qinling-Dabie folded belt, ЮВВП — South-East volcanic belt.

что является доказательством в пользу наличия закрытого (плюмового) резервуара под юго-западной частью Японского моря (Емельянова и др., 2020б).

Сравнение структурных, реологических и петрологических характеристик тектоносферы Охотского и Японского морей обнаруживает их близкие особенности:

1. В обоих морях проявились два этапа субдукции: раннемеловой на окраине континента (95–142 млн лет) и поздне меловой на границе Тихоокеанской плиты с Охотоморской плитой. (76–125 млн лет). Следы субдукционной петрохимии в вулканитах Японского моря практически не сохранились (рис. 4) на фоне последующих плюмовых и рифтогенных процессов.

2. В обоих морях под центральными районами существуют грибообразные астеносферные линзы, типичные для головных частей плюмов. Время проявления плюмового вулканизма в Охотском море относится к периоду 37–51 млн лет, а в Японском море — к периоду 9–13 млн лет. Следы доплюмового рифтогенеза сохранились в единичных образцах вулканитов Центральной котловины (рис. 4).

3. Литосфера окраинных морей раздроблена разновозрастными (Pg–Ng) рифтогенными процессами (рис. 1д, 3д). В обоих морях различаются два главных этапа рифтогенеза: доплюмовый и постплюмовый. В Охотском море доплюмовый рифтогенез проявился в палеогене (в среднем около 45 млн лет назад), а в Японском — в эоцене–палеоцене (45–59 млн лет) и миоцене (18–24 млн лет). Постплюмовый вулканизм в Охотском море наиболее активно проявился в палеоцене–миоцене (в среднем около 25 млн лет) и плиоцене – плейстоцене (1–4 млн лет), а в Японском море — в плиоцене–плейстоцене (3–3.5 млн лет). Таким образом, доплюмовый и постплюмовый рифтогенез протекал одновременно на всей территории зоны перехода континент–океан, а плюмовый магматизм проявился избирательно.

Глубинные структуры и тектонические процессы в земной коре и верхней мантии Юго-Восточного Китая. Рассматриваемый регион расположен в зоне коллизии трех литосферных сегментов кратонного типа (Северо-Китайского кратона, плиты Янцзы и Катазиатского блока) с Тихоокеанской плитой 1-го порядка (рис. 5). Во всех сегментах кратонного типа присутствуют выходы допалеозойского фундамента складчатых комплексов и чехла (Wang et al., 2010a, 2010b). В гравитационной реологической модели субдукция Тихоокеанской плиты (или обломка Гондваны?) проявлена в (рис. 5г, разрез 1-1) и горизонтальных срезах μ_z -модели (рис. 5а–в). В этом же разрезе литосфера Катазиатского блока пододвинута

под окраину плиты Янцзы, а верхний слой земной коры чешуйчато надвинут на плиту, что согласуется с северо-западной вергентностью складчатости на юго-восточном фланге плиты Янцзы (Faugé et al., 2017). По некоторым данным (Wang et al., 2010a), надвигание с амплитудой 400 км произошло не позднее чем 175 млн лет назад, а вслед за этим имело место длительное (175–80 млн лет) растяжение литосферы (Li, 2010).

Кажущееся пододвигание плиты Янцзы под Катазиатский блок (рис. 5г, разрез 1-1) объясняется тем, что тонкая литосфера этого блока субдуцирует не под литосферу плиты, а в ее подкорковый вязкий слой, при этом нижняя литосфера плиты отгибается в сторону Катазиатского блока. То же повторяется на границе Янцзы с Северо-Китайским кратоном (рис. 5г, разрез 2-2). Напомним, что похожим образом Охотоморская литосфера сочленяется с Евразийской (рис. 1д). Таковы типичные особенности двухъярусной коллизии литосферных сегментов (Petrishchevsky, 2013).

Следствием столкновения жестких пластин являются утолщения и апвеллинг астеносферы на границах литосферных сегментов, которые имеют грибовидную форму, типичную для плюмовых структур (рис. 5г, разрезы 2-2, 6-6). Существование структуры центрального типа (СЦТ) на границе плиты Янцзы и Катазиатского блока в верхней мантии проявлено в двух горизонтальных (рис. 5а, 5б) и трех вертикальных (рис. 5г) сечениях 3D-модели плотностной контрастности и поддерживается магнитотеллурической моделью (Zhang et al., 2020), в которой картируются две пластины (слэба), наклоненные в стороны от центра. Мощность земной коры в центре структуры сокращена до 28–31 км (Li, 2010), а литосферы — до 50–60 км (рис. 5). Антиклинальной форме СЦТ соответствуют выходы неопротерозойских метаморфических комплексов, обнажающихся в ее центре (террейн Вуйшань), в окружении палеозойского чехла и мезозойских гранитов (Wang, 2010b; Yu et al., 2009). Здесь же располагаются Ni, Cu и Ta-Nb месторождения (Мао et al., 2015), характерные для центральных зон плюмов. Катазиатская СЦТ приурочена к узлу пересечения двух шовных зон, часто интерпретируемых как сuture (He et al., 2013; Stern et al., 2018): Кунлинь–Даби и Яньнань (рис. 5б), разделяющих литосферные сегменты 2-го порядка: Северо-Китайский кратон, плиту Янцзы и Катазиатский блок. С севера к СЦТ примыкает зона растяжения–сдвига Танлу, разделяющая кратонную (мощностью 130–140 км) и субконтинентальную (мощностью менее 100 км) литосферу (Диденко и др., 2010; Li, 2010). Таким образом, структурное положение Катазиатской

СЦТ является совсем не случайным, и оно определяется приуроченностью к региональной зоне растяжения Ченьжоу-Линву в подлитосферной мантии (рис. 5б), которая вероятно, является доплюмовой, так же, как доплюмовые рифты в российском секторе Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент-океан. Зона растяжения Ченьжоу-Линву сопровождается локальными аномалиями теплового потока интенсивностью более 70 вТ/м² (Лысак, 2009) — обычным атрибутом рифтов.

По петрохимическим данным (Cai, 2019; Wang et al., 2010a) времени заложения этой зоны соответствуют вулканы и габброидные интрузии первого и второго надсубдукционного магматического комплекса с возрастом 160–195 млн лет (соответственно: северо-западного и юго-восточного флангов разлома Ченьжоу-Линву). Андезиты и базальты в зоне контакта плиты Янцзы с Катазиатским блоком характеризуются высокими отношениями изотопов стронция (0.7035–0.7069), широким диапазоном отношений изотопов неодима (от –3.75 до +6.10) и отрицательными Nb-Ta аномалиями, доказывающими их мантийное происхождение, связанное с плавлением надсубдукционного литосферного мантийного клина, метасоматически преобразованного субдукционным компонентом.

Эти вулканические породы, в той или иной степени, коррелируются с позднемезозойскими базальтами и андезитами Охотского моря. И хотя многокомпонентные диаграммы редких элементов иллюстрируют некоторые различия, связанные с более высокими концентрациями Nb, Ta, Zr, Hf в вулканитах ЮВ Китая (в зоне разлома Ченьжоу-Линву), в целом конфигурация спектров (Ta-Nb и Sr минимумы, Rb максимум, а также повышенные концентрации Ba) характерна для пород субдукционных обстановок (рис. 6). Сходство наблюдается и в значениях $(La/Yb)_N$: в охотоморских меловых базальтах и андезитах они лежат в пределах 2.81–5.41, в вулканитах ЮВ Китая — в пределах 3.2–5.3 (LREE > HREE). Повышенные концентрации HFSE (особенно Nb и Ta) в вулканитах ЮВ Китая по сравнению с охотоморскими, вероятно, можно объяснить влиянием нижнемантийного плюмового субстрата на магмогенерацию в среднем мезозое.

Вблизи южной границы Катазиатской СЦТ, на шельфе Южно-Китайского моря установлены адакитовые гранодиориты с возрастом 124 млн лет (Cai, 2019) с высокими концентрациями Sr (>400 г/т), высокими значениями Sr/Y (>40) и $(La/Yb)_N$ (13.8–15.7) и низкими концентрациями Y (9.67–9.90 г/т) и Yb (0.93–0.94 г/т), типичными для адакитов химическими особенностями.

Для них также характерны высокие содержания K₂O (3.31–3.38 мас%) и Th/La-отношения (0.33–0.40) при отрицательных значениях $\epsilon_{Nd}(t)$ — от 3.52 до 3.62, а также Ta-Nb минимум. Адакитовым гранодиоритам свойственны следующие значения отношений изотопов Pb: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.7711–18.7813$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.6444–15.6448$ и $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.8909–38.8912$; фигуративные точки этих пород располагаются в области Indian MORB на диаграмме $(^{208}Pb/^{204}Pb) - (^{206}Pb/^{204}Pb)$ (Cai, 2019).

По высоким значениям Sr/Y юрско-меловые адакиты шельфа Южно-Китайского моря вполне сопоставимы с эоценовыми адакитами Охотского моря, что хорошо видно на диаграмме Y-(Sr/Y), она же показывает отличия адакитов от близких к ним по возрасту известково-щелочных пород этих морей (рис. 7).

Адакиты являются индикаторами рифтогенеза и плюмогенеза, а именно указывают на разрыв субдукционной пластины, образование

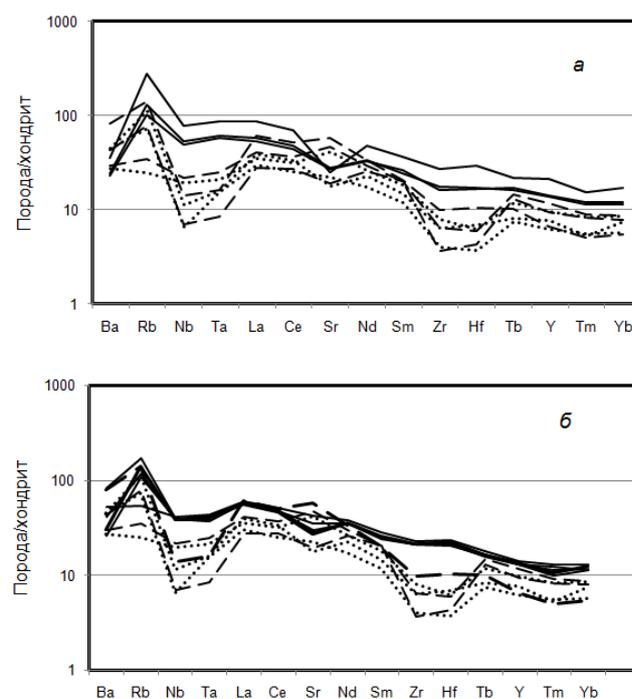


Рис. 6. Многокомпонентные диаграммы редких элементов, нормализованных к хондритовому стандарту по (Tompson, 1982) для мезозойских (175–178 млн лет) базальтоидов ЮВ Китая (Wang et al., 2010a), запад (а) и восток (б) разлома Ченьжоу-Линву (сплошные линии), и раннемеловых и позднемеловых вулкаников Охотского моря (точечные линии и пунктирные соответственно) (Емельянова, Леликов, 2016).

Fig. 6. Multicomponent diagrams of rare elements normalized to the chondritic standard (Tompson, 1982) for Mesozoic (175–178 Ma) basalts of SE China (Wang et al., 2010a) in the western (a) and eastern (b) parts of the Chenzhou-Linwu fault (solid lines), and Early Cretaceous and Late Cretaceous volcanics of the Okhotsk Sea (dotted and dash lines, respectively) (Emelianova and Lelikov, 2016).

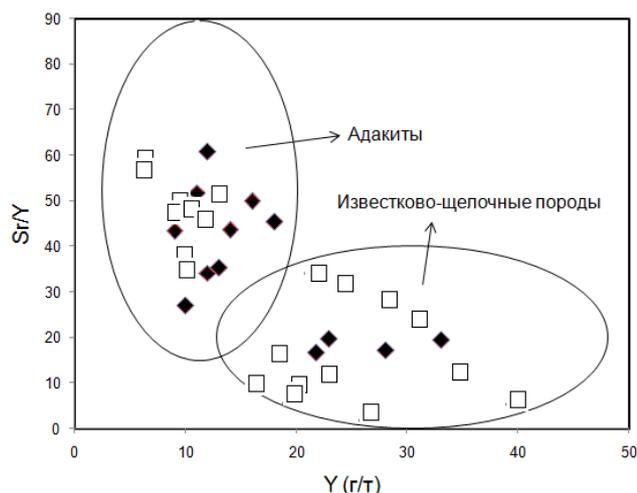


Рис. 7. Диаграмма Y-(Sr/Y) (Default, Drummond, 1993) для мезозойских адакитов Южно-Китайского моря (квадраты) (Cai et al., 2019) и эоценовых адакитоподобных вулканитов Охотского моря (ромбы) (Емельянова, Леликов, 2016).

Fig. 7. Y-(Sr/Y) diagram (Default, Drummond, 1993) for Mesozoic adakites of the South China Sea (squares) (Cai et al., 2019) and Eocene adakite-like volcanics of the Okhotsk Sea (rhombuses) (Emelyanova and Lelikov, 2016).

субдукционных окон (slab windows) и подъем через них в литосферу астеносферной мантии. Такой вывод сделан и в работе (Cai et al., 2019), показывающей, что адакитовые гранодиориты шельфа Южно-Китайского моря образовались при участии астеносферной океанической мантии.

Таким образом, адакитовый магматизм на юго-восточной окраине Азии получил развитие после становления зоны растяжения Ченьжоу-Линву, которая, вероятно, способствовала продвижению астеносферы в верхние горизонты тектоносферы и образованию Катазиатской СЦТ. Сейсмотомографические модели тектоносферы Юго-Восточного Китая (Lebedev, 2003; Li, 2010; Zhu et al., 2006) предполагают продолжение ствольной зоны Катазиатской СЦТ в глубокие слои мантии до глубины ≥ 350 км. Верхняя мантия Катазиатского блока разуплотнена, что соответствует резкому понижению скорости поперечных сейсмических волн до 4.3 км/с в интервале глубин 70–130 км (Zhu et al., 2002; Li, 2010) и приближению астеносферы до глубины 70 км (Zhu et al., 2006). В гравитационных реологических моделях мощность литосферы под Катазиатским блоком сокращена до 50 км (рис. 6г, разрезы 1-1 и 5-5).

В пользу наличия Катазиатской СЦТ на территории ЮВ Китая и шельфе Южно-Китайского моря свидетельствуют проявления нижнемантийного плюмового вулканизма, начиная со среднего мезозоя до позднего кайнозоя. Мезозойские базальты (175 и 125 млн лет) провинции

Нингуан и Хенгханг, расположенные, соответственно, на западе и востоке зоны растяжения Ченьжоу-Линву (Wang et al., 2010a), представлены щелочными базальтами, трахибазальтами и базанитами. Породы характеризуются повышенной щелочностью, калиестью и титанистостью, повышенными концентрациями как LILE и LREE, так и HFSE. На многокомпонентной диаграмме наблюдаются Ta-Nb и Zr максимумы, свойственные WPB обстановкам (рис. 8а, 8б). Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t) составляют 0.7033–0.7052, а параметры $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ находятся в пределах от +3.99 до +8.00, что соответствует показателям OIB.

Позднекайнозойский вулканизм (средний миоцен — плиоцен-плейстоцен) ЮВ Китая представлен толеитовыми и щелочными базальтоидами (Федоров, 2006). Последние характеризуются высокой щелочностью и калиестью, высокими концентрациями LILE, LREE и HFSE (Ta-Nb максимум) (рис. 8в). Породам свойственны средние или повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7032\text{--}0.7034$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5129\text{--}0.5130$, положительные $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=5.8\text{--}6.6$ и пониженные $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.02\text{--}18.208$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.484\text{--}15.532$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.853\text{--}38.143$. На диаграмме Th-Hf-Ta точки щелочных базальтоидов располагаются в области WPB.

Многокомпонентные диаграммы (рис. 8) иллюстрируют схожесть спектров редких элементов мезозойских и позднекайнозойских щелочных базальтоидов ЮВ Китая и позднекайнозойских базальтоидов Японского моря. Все они характеризуются в разной степени выраженным Ta-Nb максимумом (рис. 8а, 8б). Мезозойские базальтоиды располагаются между спектрами базальтоидов OIB- и САВ-типа Центральной и Цусимской котловин Японского моря, а позднекайнозойские тяготеют к спектру пород САВ-типа (рис. 8в).

По полученным данным (рис. 5) Катазиатский блок в значительной степени деструктурирован, на что указывает разрыв нижнекорового слоя, который залегает на литосфере Южно-Китайского моря. В интервале глубин 72–100 км под этим блоком существует широкая и протяженная структура растяжения, параллельная окраине континента, которая находит подтверждение в приповерхностном слое земной коры (Faure et al., 2016; Ren et al., 2002). Другие, более мелкие, структуры растяжения предполагаются под мезозойско-кайнозойскими впадинами Сычуань, Яньхань, Тайкань-Хефей и зоной растяжения-сдвига Танлу. Под впадиной Тайкань-Хефей, разделяющей Северо-Китайский кратон на два блока, располагается узкий выступ астеносферы (рис. 5г, разрез 2-2).

Рассмотренные материалы показывают, что распределения плотностной контрастности в

ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА

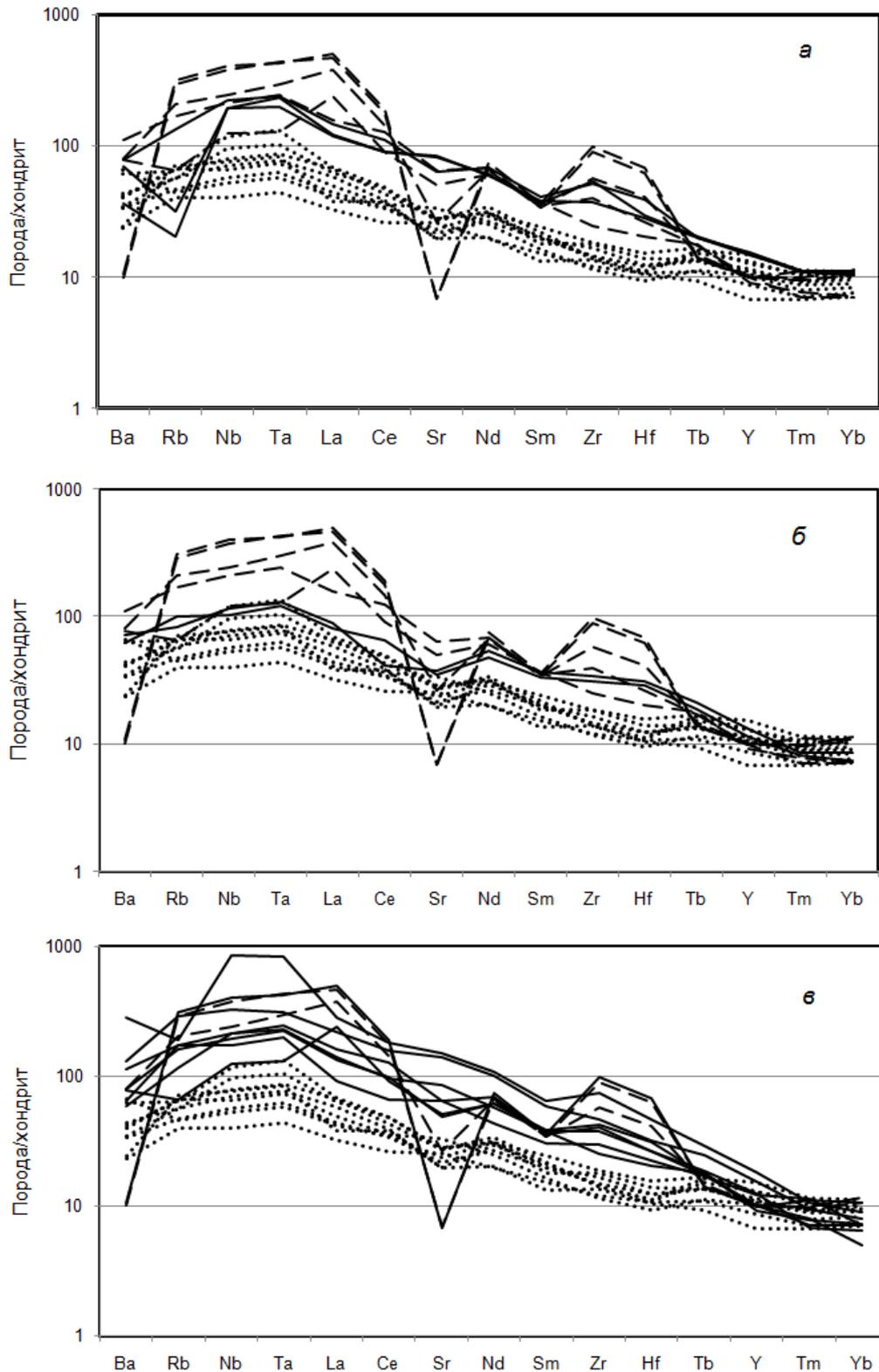


Рис. 8. Многокомпонентные диаграммы редких элементов для базальтоидов разлома Ченьжоу-Линву (сплошные линии): *а, б* — мезозойских (*а* — 175 млн лет, *б* — 125 млн лет) (Wang et al., 2010a) и *в* — позднекайнозойских (Федоров, 2006); Японского моря: среднемиоценовые ОМ базальтоиды Центральной котловины (точечные линии) и плиоцен-голоценовые щелочные базальтоидов Цусимской котловины (пунктирные линии) (Emelyanova et al., 2020a, 2020b).

Fig. 8. Multicomponent diagrams of rare elements for the basalts of the Chenzhou-Linwu fault (solid lines): *a, б* — Mesozoic (*a* — 175 Ma, *б* — 125 Ma) (Wang et al., 2010a) and *в* — Late Cenozoic (Федоров, 2006) of the Sea of Japan: Middle Miocene OM basalts of the Central Basin (dotted lines) and Pliocene-Holocene alkaline basalts of the Tsushima Basin (dash lines) (Emelyanova et al., 2020a, 2020b).

тектоносфере Юго-Восточного Китая характеризуются теми же особенностями, которые существуют в Охотском и Японском окраинных морях. На южном фланге Западно-Тихоокеанской переходной зоны существует доплюмовая зона регионального растяжения литосферы, которая контролирует продвижение к поверхности адакитовых магм и формирование структуры центрального типа (Катазиатской СЦТ). Рифтогенные процессы охватывают длительный отрезок времени (175–80 млн лет) и в заключительные этапы деструктурируют СЦТ (рис 5а, 5б). По геологическим данным (Jia et al., 2020; Wang et al., 2011) в зоне растяжения Ченьжоу-Линву обнаружены признаки косой субдукции, т.е. субдукция и последующее растяжение сопровождались (или завершались) трансформным сдвигом, параллельным границе континента. В верхних горизонтах коры здесь установлены признаки вязкого сдвига (Faugere et al., 2017; Yao, Santosh, 2012). Те же признаки проявлены и на северном фрагменте Западно-Тихоокеанской переходной зоны (Мартынов и др., 2016; Khanchuk, 2001).

Процессы субдукции и рифтогенеза, по видимому, носят в переходной зоне колебательный характер, судя по близкому возрасту и вещественному составу субдукционных, рифтогенных и плюмовых вулканитов астеносферной (адакиты) и нижнемантийной (щелочные базальтоиды OIB- или САВ-типа) природы. Сравнение геохимических характеристик вулканитов Катазиатского блока, Южно-Китайского, Охотского и Японского морей, продемонстрированных на многокомпонентных диаграммах (рис. 6, 8), доказывает их близкий химический состав. Однако, при одинаковой последовательности вулканических процессов, их абсолютный возраст в разных частях Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны (АТПЗ) различен (табл. 2). Более древний возраст коллизии наблюдается на Юго-Восточной окраине Азии. Северо-западный вектор тектонического стресса, видимый в распределениях плотностной контрастности на глубинах 70 (рис. 5а) и 120 км (рис. 5б), и данные GPS (Simons et al, 2007) позволяет нам согласиться с теми исследователями (Wang et al., 2010b; Yao

et al., 2012), которые предполагают здесь коллизию Южно-Китайского блока с обломком Гондваны. Еще южнее и восточнее меридиана 105° вектор современной субдукции Австралийской плиты под дугу Сунда ориентирован в меридиональном направлении (Nugraha et al., 2018). В Российском секторе АТПЗ возраст вулканических формаций соответствует возрасту континентальной литосферы, более древнему на Северо-Восточной окраине Азии и более молодому — в Япономорском регионе, на восточном фланге Амурской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сопоставления петрогеохимических характеристик вулканитов на восточной окраине Азии с 3D-распределениями плотностной контрастности земной коры и верхней мантии, отражающими реологическое состояние геологических сред, получены новые данные о механизмах и последовательности проявления процессов субдукции, рифтогенеза и образования структур центрального типа плюмовой природы:

1. На всей территории Восточно-Азиатской переходной зоны к Тихому океану субдукция является начальным этапом коллизии литосферных сегментов. Субдукция выражена наклонным положением жестких пластин в нижней литосфере «активных» плит разного порядка и подтверждена проявлениями типичного для субдукционной обстановки известково-щелочного вулканизма (с Ta-Nb минимумом). Последующие рифтогенные и плюмовые процессы нарушают пространственные и вещественные характеристики субдукционных структур.

2. Рифтогенные процессы проявлены в широком временном диапазоне (138–1 млн лет) и подразделяются на доплюмовые и постплюмовые. В зависимости от вертикальной протяженности зоны растяжения делятся на коровые и литосферные (спрединговые). В областях с коровым растяжением проявлен известково-щелочной вулканизм с повышенным коэффициентом ассимиляции (R), определяющим степень участия континентальной коры в магмогенерации.

Таблица 2. Тектоническая обстановка и возраст проявления вулканизма в Западно-Тихоокеанской переходной зоне континент-океан

Table 2. Tectonic setting and age of volcanism in the West Pacific continent-ocean transition zone

Тектоническая обстановка	Юго-Восточный Китай, млн лет	Охотоморский регион, млн лет	Япономорский регион, млн лет
Субдукция	160–195	140–4, 76–125	60–75
Рифтогенез	125–138	45–57	45
Плюм	124	37–51	9–13
Рифтогенез	80–110	25, 1–4	3–3.5

В зонах максимального спрединга проявлен вулканизм N-MORB-типа, переходящий в пост-спрединговый период в щелочно-базальтоидный вулканизм OIB-типа.

3. Структуры центрального типа плюмовой природы образуются на конвергентных границах литосферных сегментов в результате выдавливания астеносферы субдуцирующими слэбами при участии мантийных струй из нижней мантии. Центральные (стволовые) части плюмов простираются в мантию ниже глубины 200 км (рис. 1*д*; 3*д*; 5*д*), а в сейсмотомографических моделях — до глубины 300 км. Вязкая или текучая астеносфера растекается под подошвой литосферы, что предопределяет грибообразную форму головных частей плюмов. Часто астеносфера заполняет зону расщепления субдуцирующих плит на коровую и литосферную пластины. Индикатором астеносферных плюмов является адакитовый вулканизм, сочетающий в себе геохимические черты смешивания известково-щелочных и толеитовых базальтовых магм.

4. Последовательность субдукционных, рифтогенных и плюмовых процессов одинакова на всем протяжении Восточно-Азиатской переходной зоны, но различается по абсолютному времени проявлений (табл. 2). Наиболее древним возрастом субдукционных и рифтогенных процессов является конвергентная граница Южно-Китайского блока с Колумбийской плитой (или Родинией) — обломком Гондваны, на которой субдукция древней плиты сочеталась с гигантским надвиганием Катазиатского блока на плиту Янцзы (Wang et al., 2010a).

5. Сопоставление петрохимических данных с реологическими гравитационными моделями глубинных структур привело авторов к выводу, что глубинным источником адакитовых магм является астеносфера, а не только переплавленные фрагменты океанических слэбов, как считает большинство исследователей. И по этой причине адакитовый вулканизм похожим образом проявляется в головных частях плюмов и линейных зонах растяжения или разрывах литосферы. Отнесение адакитов к тому или иному типу глубинных структур способствуют 3D-модели распределений плотностной контрастности тектоносферы. Линейные минимумы плотностной контрастности в поле адакитов предполагают их связь с рифтогенными (спрединговыми) процессами, а изометричные и концентрически зональные аномалии этого параметра указывают на их связь с плюм-структурами.

Работа выполнена в соответствии с темами научных исследований, утвержденных государственными заданиями Министерства науки и высшего образования № гос. регистрации 0234-2021-0006 и № 121021700342-9.

Список литературы [References]

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17. № 1. С. 45–60 [Avdeiko G.P., Paluyeva A.A., Kuvikas O.V. Adakites in subduction zones of the Pacific ring: a review and analysis of geodynamic genesis conditions // Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle. 2011. № 1 (17). P. 45–60 (in Russian)].
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290 [Akinin V.V., Miller E.L. Evolution of calc-alkaline magmas of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt // Petrology. 2011. V. 19. № 3. P. 237–277].
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85 [Bogdanov N.A., Chekhovich V.D. On the collision of Western Kamchatka and Sea of Okhotsk plates // Geotectonics. 2002. № 1. P. 72–85 (in Russian)].
- Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с. [Berseneva I.I., Lelikov E.P., Bezverkyniy V.L. et al. Geology of the Japan Sea bottom. Vladivostok: Far East Center of the Academy Science of USSR. 1987. 140 p. (in Russian)].
- Гатинский Ю.Г. Щелочной магматизм и редкометально-редкоземельное оруденение как индикаторы процессов плюм-тектоники // Тектоника и геодинамика. Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 158–162 [Gatinskiy Yu. G. Alkaline magmatism and rare metal bearing as indicator of the plume tectonic processes // Tectonics and geodynamics. Data of XXXI tectonic conference. V. 1. Moscow: GEOS, 1998. P. 158–162 (in Russian)].
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 981 с. [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Russian Far East. Ed. A.I. Hanchuk. Vladivostok: Dalnauka, 2006. V. 1. 981 p. (in Russian)].
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Владивосток: Дальнаука, 2008. 239 с. [Golozubov V.V. Tectonics of Jurassic and Lower Cretaceous strata of the North East margin of Pacific. Vladivostok: Dalnauka, 2008. 239 p. (in Russian)].
- Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. № 2. P. 405–457. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0420> [Gordienko I.V. Connection of subduction's and plume's magmatism at the active boundaries of lithospheric plates in the interaction zone of Siberia continent with Paleo-Asian ocean in the NeoProterozoic and Paleozoic. Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. № 2. P. 405–457 (in Russian)].
- Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулка-

- нитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 618–654 [Grachev A.F. Identification of mantle plumes based on studying of volcanic rocks and their isotopic-geochemical characteristics // Petrology. 2003. V. 11. № 6. P. 562–596].
- Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с. [Didenko A.N., Kaplun V.B., Malishev Yu.F. et al. Deep structure and metallogeny of the East Asia. Vladivostok: Dalnauka, 2010. 332 p. (in Russian)].
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Диаметр и время формирования головы плюма на подошве «тугоплавкого» слоя в литосфере // ДАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 99–103 [Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. Diameter and formation time of plume head at the base of refractory lithospheric layer // Doklady Earth Science. 2006. V. 406. № 1. P. 56–60].
- Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с. [Emelyanova T.A. Volcanism of the Okhotsk Sea. Vladivostok: Dalnauka, 2004. 148 p. (in Russian)].
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 58–69 [Emelyanova T.A., Lelikov E.P. Miocene-Pleistocene volcanism of deep – water basins of the Sea of Japan and Sea of Okhotsk // Russian Journal of Pacific Geology. 2010. V. 4. № 2. P. 145–155].
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Геохимия и петрогенез позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей // Геохимия. 2016. № 6. С. 522–535 [Emelyanova T.A., Lelikov E.P. Geochemistry and petrogenesis of the Late Mesozoic-Early Cenozoic volcanic rocks of the Okhotsk and Japan marginal seas // Geochemistry International. 2016. V. 54. № 6. P. 509–521. <https://doi.org/10.1134/S0016702916040030>].
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Пугачев А.А. Плиоцен-голоценовый щелочно-базальтоидный вулканизм Цусимской котловины Японского моря: новые данные по геохимии и геодинамике // Океанология. 2020а. Т. 60. № 2. С. 269–280. <https://doi.org/10.31857/S0030157420020021> [Emelyanova T.A., Lelikov E.P., Pugachev A.A. Pliocene-Holocene alcali-basaltoid volcanism of the Tsushima Basin of the Sea of Japan: new geochemical and geodynamic data // Oceanology. 2020a. V. 60. № 2. P. 236–247. <https://doi.org/10.1134/S0001437020020022>].
- Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А. и др. Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020б. Т. 28. № 5. С. 468–481 <https://doi.org/10.31857/S0869590320050027> [Emelyanova T.A., Izosov L.A., Lee N.S. et al. Late Mesozoic stages of volcanism and geodynamics of the Sea of Japan and Sea of Okhotsk // Petrology. 2020b. V. 28. № 5. P. 418–430. <https://doi.org/10.31857/S0869590320050027>].
- Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент – океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 326 с. [Izosov L.A., Kononov Yu.P., Emelyanova T.A. Problems of geology and diamond bearing of the transition zone continent-ocean (Sea of Japan and Yellow Sea regions). Vladivostok: Dalnauka, 2000. 326 p. (in Russian)].
- Изосов Л.И., Чупрынин В.Т., Петрищевский А.М. и др. Формирование окраинных морей Тихого океана: следствие сдвиговой неустойчивости и астеносферного диапиризма // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 2. Вып. № 46. С. 85–101 <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2020-2-46-85-101> [Izosov L.A., Chuprinin V.T., Petrishchevsky A.M. et al. Formation of marginal seas of the Pacific ocean: a consequence of shear instability and asthenospheric diapirism // Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle. 2020. № 2 (46). P. 85–101 (in Russian)].
- Карп В.Я. Структура земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным // Геология и полезные ископаемые шельфов России / Под ред. М.Н. Алексева. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354 [Karp V.Ya. Structure of the crust of the Sea of Japan bottom from seismic data // Geology and deposits of the Russian shelves / Ed. M.N. Alekseev Moscow: GEOS, 2002. P. 352–354 (in Russian)].
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А. Закономерности пространственного распределения «горячих точек» в мантии современной Земли // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 654–658 [Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Bogatnikov O.A. Regularities of spacial distribution of mantle hot spots of the modern Earth // Doklady Earth Science. 2009. V. 427. № 2. P. 924–928].
- Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 3–13 [Koloskov A.V., Gontovaya L.I., Popruzhenko S.V. The upper mantle of Kamchanka in isotopic-geochemical and geophysical anomalies: the role of asthenospheric diapirism // Russian Journal of Pacific Geology. 2014. V. 8. № 3. P. 151–162].
- Константиновская Е.А. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59–81 [Konstantinovskaya E.A. The accretion mechanism of continental crust: example of the eastern Kamchatka // Geotectonics. 2002. № 5. P. 59–81 (in Russian)].
- Кузнецов В.П., Сальников А.С., Старосельцев В.С. и др. Структура земной коры в сечении опорного профиля 2-ДВ по данным ГСЗ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2010. № 2. С. 21–30 [Kuznetsov V.P., Salnikov A.S., Starostiktsev V.S. et al. The crust structure in the line 2-DV section by the data of seismic sounding // Geology and mineral resources of the Siberia. 2010. № 2. P. 21–30 (in Russian)].
- 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 [Kulinich R.G., Valitov M.G. Thickness and types of the crust beneath the Sea of Japan inferred from marine and satellite gravimetric investigations // Russian Journal of Pacific Geology. 2011. V. 5. № 6. P. 481–491].

- Лазаренков В.Г.* Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248 [*Lazarenkov V.G.* Aalkaline plumes of continental and oceans // Russian Geology and geophysics. 2010. V. 51. № 9. P. 965–971].
- 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 [*Lelikov E.P., Emelyanova T.A., Pugachev A.A.* Volcanism and tectonics of the central deep basin, Sea of Japan // Oceanology. 2018. V. 58. № 1. P. 116–132].
- Литосфера Японского моря. Сейсмологические данные. Геофизический центр РАН. 2012 [Lithosphere of Sea of Japan. Seismological data. Geophysical center of the RAS. 2012 (in Russian)]. http://www.wdcb.ru/sep/lithosphere/Japan_Sea/japsea.ru.html.
- Лысак С.В.* Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1058–1071 [*Lysak S.V.* Thermal history, geodynamics, and current thermal activity of lithosphere in China // Russian Geology and geophysics 2009. V. 50. № 9. P. 815–825].
- Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Мантйный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961 [*Martynov Y.A., Golozubov V.V., Khanchuk A.I.* Mantle diapirism at convergent boundaries (Sea of Japan) // Russian Geology and geophysics. 2016. V. 57. № 5. P. 745–755].
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. том 21, № 1, с. 94–108 [*Martynov Y.A., Khanchuk A.I.* Cenozoic volcanism of the Eastern Sikhote-Alin: Petrological studies and outlooks // Petrology. 2013. V. 21. № 1. P. 85–89. <https://doi.org/10.1134/S0869591113010049>].
- Оролмаа Д., Эрдэнэсайхан Г., Борисенко А.С. и др.* Пермотриасовые гранитоиды и металлогения Хангая (Центральная Монголия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 706–719 [*Orolmaa D., Erdenesaihan G., Borisenko A.S. et al.* Permian-Triassic granitoid magmatism and metallogeny of the Hangayn (Central Mongolia) // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 48. № 7. P. 534–544].
- Петрищевский А.М.* Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера. 2007. № 1. С. 46–64 [*Petrishchevsky A.M.* Deep structures of the Far East Russian crust and upper mantle by gravimetric data // Lithosphere. 2007. № 1. P. 46–64 (in Russian)].
- Петрищевский А.М.* Вязкий слой на границе корамантия на Дальнем Востоке // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48 [*Petrishchevsky A.M.* A viscous layer at the crust-mantle boundary in the Far East of Russia // Geotectonics. 2008. V. 42. № 5. P. 357–367].
- Петрищевский А.М.* Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013а. 192 с. [*Petrishchevsky A.M.* Gravity method for evaluation of rheological properties of the crust and upper mantle (in convergent and plume structures of the North East Asia. Moscow: Nauka, 2013a. 192 p. (in Russian)].
- Петрищевский А.М.* Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013б. № 6. С. 60–83 [*Petrishchevsky A.M.* Gravity models of two-level collision of lithospheric plates in Northeast Asia // Geotectonics. 2013b. V. 47. № 6. P. 424–443].
- Петрищевский А.М.* Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // Геотектоника. 2016а. № 6. С. 87–104 [*Petrishchevsky A.M.* Common Features of the Tectonosphere Deep Structure in the Western Pacific Margins (Northeast Asia Region and Australia) // Geotectonics. 2016a. V. 50. № 6. P. 608–623].
- Петрищевский А.М.* Реологическая и геотермическая характеристики Охотоморского плюма // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016б. Т. 327. № 2. С. 65–76 [*Petrishchevsky A.M.* Rheological and geothermic characteristics of the Sea of Okhotsk Plume // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2016b. V. 327. № 2. С. 65–76 (in Russian)].
- Петрищевский А.М.* Рифтогенные структуры и нефтегазаносность в реологических гравитационных моделях земной коры // Геофизика. 2019. № 4. С. 42–51 [*Petrishchevsky A.M.* The rift structures and oil-gas bearing in rheological gravity models of the crust // Geophysics. 2019. № 4. С. 42–51 (in Russian)].
- Петрищевский А.М.* Одно практическое следствие теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала // Геофизика. 2020а. № 3. С. 71–84 [*Petrishchevsky A.M.* One practice consequence from theorems of uniqueness and no uniqueness of inverse gravity problem // Geophysics. 2020a. № 3. С. 71–84 (in Russian)].
- Петрищевский А.М.* Новые данные о строении земной коры и верхней мантии Юго-Восточного Китая, полученные в результате статистической обработки гравитационных аномалий // Тихоокеанская геология. 2020б. Том 39. № 2. С. 29–45. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2020-39-2-29-45> [*Petrishchevsky A.M.* New data on the crust and upper mantle structure of the Southeast China obtained from statistical processing results of gravity anomalies // Russian Journal of Pacific Geology. 2020b. V. 14. № 2. P. 119–134. <https://doi.org/10.1134/S1819714020020062>].
- Петрищевский А.М., Исаев В.И.* Глубинные источники теплогенерации и региональный прогноз нефтегазаносности Томской области. Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 5. С. 97–113 [*Petrishchevsky A.M., Isaev V.I.* Deep sources of heat generation and regional forecast on oil-gas prospects in the Tomsk Region // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. 2017. V. 328. № 5. С. 97–113 (in Russian)].
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.* Геофизические, магматические и металлогенические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 568–593 [*Petrishchevsky A.M., Yushmanov Yu.P.* Geophysical, magmatic, and metallogenic manifestation of a mantle plume in the upper reaches of the Aldan and Amur

- Rivers // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55. P. 443–462].
- Петришевский А.М., Изосов Л.А., Емельянова Т.А.* Реология и геометрия плюмов в литосферно-астеносферном диапазоне: результаты новых экспериментов. Фундаментальные проблемы тектоники. Материалы ЛII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 144–148 [*Petrishchevsky A.M., Izosov L.F., Emelyanova T.A.* Rheology and geometry of plumes in lithospheric-asthenospheric range: results of new experiences // *Basic problems of a tectonics. Data of LII tectonic conference*. V. 2. Moscow: GEOS, 2020. P. 144–148 (in Russian)].
- Петришевский А.М., Изосов Л.А., Емельянова Т.А. и др.* Строение, реология, петрология и геодинамика тектоносферы Японского моря // *Океанология*. 2021. Т. 61. № 1. С. 116–131. <https://doi.org/10.31857/S0030157421010160> [*Petrishchevsky A.M., Izosov L.A., Emelyanova T.A. et al.* Structure, rheology, petrology and geodynamics of the tectonosphere of the Sea of Japan // *Oceanology*. 2021. V. 61. № 1. P. 104–118. <https://doi.org/10.1134/S0001437021010161>].
- Пискарев А.Л., Буценко В.В., Поселов В.А., Савин В.А.* Глубинное строение земной коры Охотского моря по данным 3D-сейсмоплотностного моделирования // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 3. С. 437–448 [*Piskarev A.L., Butsenko V.V., Poselov V.A., Savin V.A.* Deep structure of the crust beneath Sea of Okhotsk inferred from 3D seismic density modeling // *Oceanology*. 2012, V. 52. № 3. P. 411–421].
- Пучков В.Н.* Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов // *Геотектоника*. 2016. № 4. С. 88–104 [*Puchkov V.N.* Relationship between plume and plate tectonics // *Geotectonics*. 2016. V. 50. № 4. P. 425–438].
- Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П.* Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // *Тихоокеанская геология*. 2002. Т. 21. № 4. С. 3–8 [*Rodnikov A.G., Sergeeva N.A., Zabarinskaya L.P.* Deep structure of the Deryugina Basin (Sea of Okhotsk) // *Pacific Geology*. 2002. V. 21. № 4. P. 3–8 (in Russian)].
- 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. [*Rodnikov A.G., Zabarinskaya L.P., Rashidov V.A.* Geodynamic models of deep structures of regions of active margins // Moscow: Nauchniy Mir, 2014. 172 p. (in Russian)].
- Сахно В.Г.* Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока (позднеплейстоцен-голоценовый этап). Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с. [*Sakhno V.G.* Newest and modern volcanism of the Southern Far East (Late Pleistocene-Yolocene period). Vladivostok: Dalnauka, 2008. 128 p. (in Russian)].
- Сахно В.Г., Акинин В.В.* Первые данные U-Pb-датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского пояса // *ДАН*. 2008. Т. 418. № 2. С. 226–231 [*Sakhno V.G., Akinin V.V.* First U-PB dating of volcanics from the East of Sikhote-Alin Volcanic Belt // *Doklady Earth Science*. 2008. V. 419. № 1. P. 32–36].
- Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г.* Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // *Геохимия*. 2006. № 12. С. 1251–1265 [*Simanenko V.P., Golozubov V.V., Sakhno V.G.* Geochemistry of volcanic rocks from transform margins: evidence from the Alchan Basin, Northwestern Promorie // *International Geochemistry*. 2006. V. 44. № 12. P. 1157–1169].
- Стогний Г.А., Стогний В.В.* Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области // *Отечественная геология*. 2000. № 5. С. 41–44 [*Stogniy G.A., Stogniy V.V.* The lithosphere structure of Verkhoyano-Kolima Orogenic Area // *One's Own Country Geology*. 2000. № 5. P. 41–44 (in Russian)].
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона // Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с. [Structure and dynamics of the lithosphere and asthenosphere of the Okhotsk Sea Region / Results of researches on international geophysical projects. Moscow: National geophysical committee, 1996. 337 p. (in Russian)].*
- Тарарин И.А., Леликов Е.П., Итая И.* Плейстоценовый подводный вулканизм восточной части Курильской котловины (Охотское море) // *ДАН*. 2000. Т. 371. № 3. С. 366–370 [*Tararin I.A., Ltlikov E.P., Itaya I.* Pleistocene underwater volcanism of the Eastern piece of Kuril Basin (Sea of Okhotsk) // *Doklady Earth Science*. 2000. V. 371. № 3. С. 366–370 (in Russian)].
- Уткин В.П.* Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // *Тихоокеанская геология*. 2013. Т. 32. № 3. С. 21–43 [*Utkin V.P.* Shear structural paragenesis and its role on continental rifting of the East Asian margin // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2013. V. 7. № 3. P. 167–188].
- Федоров П.И.* Кайнозойский вулканизм зон растяжения на Восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. [*Fedorov P.I.* Cenozoic volcanism in stretching zones on the Eastern margin of Asia. Moscow: GEOS, 2006. 316 p. (in Russian)].
- Филатова Н.И.* Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // *Литосфера*. 2004. № 3. С. 33–56 [*Filatova N.I.* Regularities of dynamics of the marginal seas magmatism (Korean-Japan Region // *Lithosphere*. 2004. № 3. С. 33–56 (in Russian)].
- 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 [Khanchuk A.I., Martynov Y.A.* Tectonics and magmatism of the sliding boundaries of oceanic and continental lithospheric plates. Geological processes in zones of subduction, collision and sliding of lithospheric plates (data of international conference). Vladivostok: Dalnauka, 2011. 45–49 (in Russian)].
- Хоа Чан Хонг, Изох А.Е., Поляков Г.В. и др.* Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 48. № 7. С. 637–651 [*Hoа T.T., Anh T.T., Phuong N.T. et al.* Permo-triassic

- magmatism and metallogeny of Northwern Vietnam in relation to the Emeishan Plume // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. V. 49. № 7. P. 480–491].
- Burov E., Guillou-Frottier L., D'Acromont, Le Pourhiet L., Cloeting S.* Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries // *Tectonophysics*. 2007. V. 434. P. 15–38.
- Cai G., Wan Zh., Yao Y. et al.* Mesozoic Northward Subduction Along the SE Asian Continental Margin Inferred from Magmatic Records in the South China Sea // *Minerals*. 2019. V. 9. P. 2–25. <https://doi.org/10.3390/min9100598>
- Condie K.C.* Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. V. 4. Iss. 1. P. 1–18.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.* Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 205. P. 295–308.
- Cai J.J., Zhang Y.Q., Dong S.W., Li Y. et al.* Late Mesozoic orogenesis along the coast of Southeast China and its geological significance // *Geology in China*. 2019. V. 40. № 1. P. 86–105.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // *Geology*. 1993. V. 21. P. 547–550.
- Davies G.F.* Plates and plumes: Dynamos of the Earth's mantle. *Science*. 1992. V. 257. P. 493–494.
- Duan X., Zhang M. H., Santosh H. et al.* The transformation of the lithospheric mantle beneath South China Block (SCB): constraints from petrological and geochemical studies of Daoxian and Ningyuan basalts and their melt inclusions // *International Geology Review*. 2020. V. 62. № 4. P. 479–502. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1621778>
- Emelyanova T.A., Lelikov E.P., Sedin V.T.* Geochemical features of the Okhotsk Sea Cenozoic volcanism // *Geo-marine Letters*. 2006. V. 26. № 5. P. 275–286.
- Evans G.C.* Application of Poincare's sweeping-out process. *Mathematics*. 1933. V. 19. P. 457–461.
- Faure M., Chen Y., Feng Z. et al.* Tectonics and geodynamics of South China: an introductory note // *Journal of Asian Earth Science*. 2017. Vol. 41. P. 1–6. <http://doi.org/10.1016/j.jseas.2016.11.031>
- Foulger G. R.* The «plate» model for the genesis of melting anomalies. In: *Plates, Plumes, and Planetary Processes* / Ed. Foulger G. R., and Jurdy D.M. Geological Society of America. Special paper 430. 2007. P. 1–25.
- Geology and geophysics of the Japan Sea* / N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki et al. Tokyo: Terra Scient. Publishing Company (TERRAPUB), 1996. 487 p.
- Hassan R., Flament N., Gurnis M. et al.* *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015. V. 16. № 5. P. 1233–1685.
- He C., Dong S., Santosh M., Chen X.* Seismic evidence for a geosuture between the Yangtze and Cathaysia Blocks, South China // *Scientific Reports*. 2013. SREP-12-04023.3d. 3/7/13. (<https://www.researchgate.net/publication/24964854>).
- Huang J., Zhao D.* High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // *JGR*. 2006. V. 111. B09305. <https://doi.org/10.1029/2005JB00406>
- Kamber B.S., Collerson K.D.* Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // *Chemical Geology*. 2000. V. 166. P. 241–254.
- Khanchuk A. I.* Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // *Earth Science (Chikyu Kagaku)*. 2001. V. 5. № 5. P. 275–291.
- Land Gravity Data. bgi.omp.obs-mip.fr/модель: GM08_CBA_global_2190_2.5m.
- Lebedev S.* Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography // *JGR. Solid Earth*. 2003. V. 108. Iss. B1. 2048. P. 21–46. <https://doi.org/10.1029/2000JB000073>
- Li X.* Cretaceous magmatism and lithospheric extension in southeast China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2000. V. 18. P. 293–305.
- Li T.* The principal characteristics of the lithosphere of China // *Geoscience Frontiers*. 2010. № 1. P. 45–56.
- Li H., Palinkas L.A., Watanabe K., Xi X.S.* Petrogenesis of Jurassic A-type granites associated with Cu-Mo and W-Sn deposits in the central Nanling region, South China: relation to mantle upwelling and intra-continental extension // *Ore Geology Reviews*. 2018. V. 92. P. 449–462.
- Lin J.Y., Lin L., Sibuet J.C., Hsuet S.K.* Distribution of the East China Sea continental shelf basins and depths of magnetic sources // *Earth Planets Space*. 2005. V. 57. P. 1063–1072.
- Mao J.W., Xie G.Q., B Cheng Y.B.* Mesozoic metallogeny in East China and their geodynamic processes // PACRIM Congress 2015. Hong Kong, China 18 – 21 March 2015. Abstracts. P. 631–636. <https://af.ruilib.org/book/3279189/e5cd9c>
- Meng L., Li Z.X., Chen H., Li X.H.* Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block support the flat-slab subduction model // *Lithos*. 2012. № 132–133. P. 127–140.
- Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J., Baker J.* Characteristics of volcanic rifted margins, in *Volcanic Rifted Margins: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, Special Paper 2002. V. 362. P. 1–14.
- Myashiro A.* Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific. *Tectonophysics*. 1986. V. 122. № 4. P. 195–216.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D. et al.* Permo-Trassic intraplate magmatism for mantle plume and mantle dynamics. *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 3–39.
- Nugraha A.D., Widiyantoro S., Shiddiqi H.A., Thurber C.* Hypocenter Relocation along the Sunda Arc in Indonesia, Using a 3D Seismic Velocity Model // *Seismological Research Letters*. 2018. V. 89. № 2A. P. 603–612.
- Nishizawa A., Kaneda K., Oikawa M. et al.* Okinawa Trough, an active backarc basin of the Ryukyu (Nansei-Shoto) island // *Earth, Planets and Space*. 2019. 71:21. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-0998-6>
- Poucllet A., Bellon H.* Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: Hole 794D, Sea from Japan // *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan et al. Texas A M University, 1992. V. 127/128 (2). P. 779–789.
- Ren J., Tamaki K., Li. S., Zhan J.* Late Mesozoic and Cretaceous rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // *Tectonophysics*. 2002. V. 344. P. 175–205.
- Simons W., Vigny C., Socquet A., Subarya C.* A decade of GPS in Southeast Asia: Resolving Sundaland motion and boundaries // *JGR*. 2007. V. 112. № B06420. P. 1–20.

- Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A. et al.* Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere // *Chemical Geology*. 2007. V. 241. P. 282–318.
- Stern R.J., Li S.M., Keller G.R.* Continental crust of China: A brief guide for the perplexed // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 179. P. 72–94.
- Strak V., Schellart W.P.* A subduction and mantle plume origin for Samoan volcanism // *Scientific Reports*. 2018. Vol. P. 10424. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-28267-3>
- Tian Z.Y., Han P., Xu K.D.* The Mesozoic-Cenozoic East China rift system. *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 341–363.
- Thompson R.N.* Dispatches from Tertiary volcanic province // *Scott. J. Geol.*, 1982. V. 18. P. 49–107.
- Teng C., Hao F., Zou H. et al.* Tan-Lu fault system and its significance in oil accumulation in the central Liaodong Bay subbasin, Bohai Bay Basin, China. *AAPG Bulletin*. 2016. V. 100. № 2. P. 289–314.
- Ueda K., Gerya T., Sobolev S.V.* Subduction initiation by thermal–chemical plumes: numerical studies // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2008. V. 171. № 1–4. P. 296–312.
- Wang Y., Fan W., Guo F. et al.* Geochemistry of Mesozoic Mafic Rocks Adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the Lithospheric Boundary between the Yangtze and Cathaysia Blocks // *International Geology Review*. 2010a. V. 45. № 3. P. 263–286.
- Wang Y., Zhang F., Fan W. et al.* Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U–Pb geochronology // *Tectonic*. 2010b. V. 29. No. TC6020. P. 1–16. <https://doi.org/10.1029/2010TC002750>
- Wang F.Y., Ling M.X., Ding X. et al.* Mesozoic large magmatic events and mineralization in SE China: oblique subduction of the Pacific plate // *International Geology Review*. 2011. V. 53. № 5. P. 704. <https://doi.org/726>.
- Werner R., Baranov B., Hoernle K. et al.* Discovery of Ancient Volcanoes in the Okhotsk Sea (Russia): New Constraints on the Opening History of the Kurile Back Arc Basin // *Geosciences*. 2020. Vol. 442. № 10. P. 442. <http://doi.org/10.3390/geosciences10110442>
- Yao J., Shu L., Santosh M., Li J.* Precambrian crustal evolution of the South China Block and its relation to supercontinent history: constraints from U–Pb ages, Lu–Hf isotopes and REE geochemistry of zircons from sandstones and granodiorite // *Precambrian Research*. 2012. V. 208. P. 19–48.
- Yu J.H., Wang L., O'Reilly S.Y.* A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant (Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China // *Precambrian Research*. 2009. V. 174. № 3. P. 347–363.
- Yu J.H., Wang L., O'Reilly S.Y.* A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant (Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China // *Precambrian Research*. 2009. V. 74. № 3. P. 347–363.
- Zhang K., Lu Q., Zhao J. et al.* Magnetotelluric evidence for the multi-microcontinental composition of Eastern South China and its tectonic evolution // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. P. 13105. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-69777-3>
- Zhang N., Li Z.X.* Formation of mantle «lone plumes» in the global downwelling zone – A multiscale modelling of subduction-controlled plume generation beneath the South China Sea // *Tectonophysics*. 2018. V. 723. P. 1–13.
- Zhao D., Hasegawa A., Kanamori H.* Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events // *JGR*. 1994. V. 99. P. 22313–22329.
- Zhou X.M., Li W.X.* Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics* 2000. V. 326. P. 269–287.
- Zhu J.S., Cai X.L., Cao J.M., Yan Z.Q.* Lithospheric structure and geodynamics in China and its adjacent areas // *Geology in China*. 2006. V. 33. № 4. P. 793–803.
- Zhu J.S., Cao J.M., Cai X.L.* High resolution surface wave tomography in east Asia and west Pacific Marginal Seas // *Chinese Journal of Geophysics*. 2002. V. 45. № 5. P. 646–664.
- Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. et al.* The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure. *Tectonophysics*. 2003. V. 371. P. 153–173.

ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА
**AGE RELATIONSHIPS OF RIFTING, SUBDUCTION AND PLUME PROCESSES
ON THE EASTERN MARGIN OF ASIA**

A.M. Petrishchevsky¹, T.A. Emelyanova², L.A. Izosov²

¹*Institute of complex analysis of regional problems of the Far Eastern branch of the RAS, Birobidzhan, Russia*

²*Pacific Ocean Institute V.I. Ilyicheva of the Far Eastern branch of the RAS, Vladivostok, Russia*

Based on the comparison of petrochemical characteristics of volcanics with spatial distributions of rheological heterogeneities in the East Asian tectonosphere, new data on the mechanisms and sequence of subduction, rifting, and plume-type central structures were obtained. Throughout the East Asia transition zone to the Pacific Ocean, subduction began at the initial stage of convergence of lithospheric plates, from 195 Ma in Southeast China to 60 Ma in the Sea of Japan. Subsequent rifting and plume processes have strongly influenced subduction structures. Rifting processes manifested themselves over a wide time range, from 138 Ma to 3 Ma. They can be subdivided into pre-plume and post-plume. Central plume-type structures, accompanied by adakitic volcanism, formed at convergent boundaries of lithospheric segments due to squeezing of the asthenosphere from the mantle by subducting slabs. The age of these structures varies considerably and is 124 Ma in Southeast China, from 37 to 51 Ma in the Okhotsk Sea region, and from 13 to 9 Ma in the Japan Sea region.

Keywords: subduction, petrochemistry, rheology, gravity models, Eastern margin of Asia.

Поступила в редакцию 12.10.2021 г.
После доработки 02.12.2021 г.
Принята в печать 27.12.2021 г.