

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПАЛЕОЦЕНОВОГО МАГМАТИЗМА АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА

А.В. Гребенников, С.А. Касаткин, А.И. Ханчук*

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток,
690022; *e-mail: greandr@hotmail.com*

Поступила в редакцию 28 марта 2024 г.

Северо-восточная окраина Азии характеризуется разнообразием толеитовых, щелочных или известково-щелочных, высокоглинозёмистых и адакитовых пород (I-, FG- и A-геохимических типов), что часто приводит к противоречивым выводам о специфике проявлений магматической деятельности и эволюции активных окраин Западной Пацифики в позднем мезозое–кайнозое. Вместе с тем, палеогеодинамические реконструкции Азиатско-Тихоокеанского региона возможны лишь на основе синтеза закономерностей в составе источников расплавов, эволюции и специфике проявлений магматизма и динамо-кинематического анализа разрывной тектоники всех частей восточной окраины Палеоазиатского континента.

В статье приводятся новые изотопно-геохимические и структурные данные по одной из наиболее крупных раннепалеогеновых структур, расположенной в окраинно-континентальной части южного Сихотэ-Алиня. На основе полученных и ранее опубликованных данных сделан вывод о тектоно-магматическом режиме территории, обусловленном косым взаимодействием континентальной и океанической плит на рубеже позднего мела – раннего палеогена. Продукты магматизма фронтальной (FG-тип), по отношению к границе взаимодействия плит, и внутриконтинентальной (A-тип) частей региона характеризуются закономерными изотопно-геохимическими изменениями, обусловленными флюидным и термальным воздействием астеносферных потоков и их взаимодействием с компонентами литосферы, что привело к формированию исходных расплавов, близких мантийному источнику IAB- и OIB-типа, соответственно.

Ключевые слова: породы A- и FG-типа, Брусиловская ВТС, Сихотэ-Алинь, Япония.

ВВЕДЕНИЕ

Палеогеодинамическая реконструкция трансформных окраин тихоокеанского типа является актуальной проблемой современной геологии, поскольку с обстановками скольжения литосферных плит связаны особые тектоно-магматические комплексы и крупные месторождения полезных ископаемых [1, 6, 15, 17, 33, 34, 36, 46, 56, 60, 62, 66 и др.]. Трансформные окраины тихоокеанского типа представляют собой границы горизонтального скольжения литосферных плит, которые во временном и/или пространственном плане периодически заменяют конвергентные окраины, связанные с субдукцией [39, 47, 50, 63, 65 и др.]. Переход от конвергентной к трансформной окраине на границе континента или островной дуги обусловлен изменением по разным причинам [47] направления движения океанической плиты, что предполагает временной период косоугольного взаимодействия плит,

сопровождающегося сдвиговой тектоникой и постсубдукционным магматизмом.

Территория Сихотэ-Алиня, где магматическая деятельность продолжалась непрерывно с позднего мезозоя до позднего кайнозоя, потенциально представляет собой ключевой объект для понимания тектоно-магматической эволюции и оценки роли глубинных мантийных процессов в магматогенезе. Установлено, что формирование континентальной коры (литосферы) в Сихотэ-Алинском орогенном поясе произошло в альбе-сеномане в результате коллизии раннемеловых островных дуг и синсдвигового сжатия юрско-раннемеловых аккреционных призм и раннемелового турбидитового бассейна, сформированного в обстановке трансформной окраины. На новообразованной окраине континента в позднем мелу развивалась конвергентная окраина андийского типа, которая в палеоцене (?) вновь сменилась на трансформную с формированием эпиконтинентальных синсдвиговых

вулканических впадин [напр. 32, 34, 36, 44, 46, 51, 53, 54, 56]. Пожалуй, наиболее дискуссионной проблемой является особенность трансформного (косого) геодинамического взаимодействия плит на Восточной окраине Азии на рубеже мела-палеогена, поскольку здесь присутствуют магматические образования как с надсубдукционными (IAB, VAB и VAG), так и внутриплитными (OIB, WPB и WPG) характеристиками, свойственными условиям различных геодинамических режимов (напр. [37] и ссылки в ней).

Полученные в последнее время прецизионные данные [2, 7, 11, 12, 14, 26, 27, 45, 48, 49] подтверждают широкое развитие на юге Сихотэ-Алиня палеоценовых (~61–55 млн лет) магматических образований, протягивающихся в ССЗ направлении (полосой шириной ~60 км) от побережья вплоть до Центрального Сихотэ-Алинского разлома (рис. 1). Их минералогическо-геохимические характеристики резко отличаются от характеристик магматических пород предшествующего позднемелового надсубдукционного этапа и соответствуют магматическим образованиям А-типа, что свидетельствует о существовании в этот период особого магматического этапа [11]. Время его проявления совпадает с активизацией левосторонних сдвиговых смещений вдоль системы разломов Тан-Лу и прекращением в раннем палеоцене субдукции/аккреции в поясе Шиманто на юго-западе Японии ([48] и ссылки в ней). На основании динамо-кинематического анализа установлено, что формирование палеоценовых вулканотектонических структур (ВТС) происходило в обстановке растяжения континентальной коры за счёт левосдвиговых смещений вдоль разломов ССВ простирания под действием ССЗ (345–355°) поля напряжения [52]. Таким образом, палеоценовый этап магматизма не связан с процессами субдукции, но синхронен сдвиговой тектонике, что свидетельствует о постепенном переходе геодинамического режима от субдукции океанической плиты к параллельному скольжению и образованию трансформной континентальной окраины.

Геолого-структурными исследованиями в южном Сихотэ-Алине выявлена гигантская S-образная структура типа левосдвигового кинк-бенда [52], которая состоит из сдвиговой зоны ССВ простирания и надвиговых флангов СВ простирания (рис. 1, врезка). Сдвиговая зона образована динамопарой двух крупнейших разрывных структур Сихотэ-Алиня – Центральным и Восточным разломами (ЦСАР–ВР). Именно здесь наиболее широко распространены раннепалеоценовые ВТС (Берёзовская ВТ-система по [24]), выполненные исключительно магматическими образованиями А-типа [8, 9, 12, 45, 48, 49], свидетельству-

ющими о внедрении мантийных магм астеносферной природы [38, 46, 49, 58, 68 и др.].

В этом отношении значительный интерес представляет геохимическая типизация и пространственно-временные особенности проявления раннепалеоценовых магматических пород за пределами сдвиговой зоны региональной S-образной флексуры. Неслучайно, в южной части Сихотэ-Алиня в разное время были сделаны попытки выделить два типа разрезов стратифицированных вулканогенных образований (напр. [10, 23]). К первому относятся разрезы в небольших по размеру кальдерах обрушения, состоящие из горизонтов биотитсодержащих туфов и игнимбринов риолитов и пепловых, часто флороносных, отложений кальдерно-озерного типа. Второй тип представлен разрезами, описанными в крупных вулканотектонических грабен-кальдерах с преобладающим экстрезивно-субвулканическим комплексом, в составе которых наблюдается обилие вкрапленников санидина.

Одной из наиболее крупных ВТС, расположенной в окраинно-континентальной части южного Сихотэ-Алиня с восточной стороны сдвиговой зоны кинк-бенда, является Брусиловская ВТС (рис. 1, 2). Возраст вулканитов Брусиловской ВТС (~61–56 млн лет), полученный методом LA-ICP-MS, согласуется с установленными временными рубежами палеоценового магматического этапа, а структурные условия локализации позволяют считать её парагенетическим ЮЮВ ступенчатым продолжением Берёзовской ВТ-системы [14].

Целью данной статьи является построение палеогеодинамических реконструкций территории южного Сихотэ-Алиня, что возможно лишь на основе изучения и синтеза закономерностей в составе источников расплавов, эволюции и специфики проявлений магматической деятельности и динамо-кинематического анализа разрывной тектоники всех частей региона. Вместе с тем, структурные и изотопно-геохимические исследования магматитов Брусиловской ВТС выступают в роли одного из ключевых звеньев моделирования геодинамических построений для всей Тихоокеанской окраины Азии в ранний период палеогена.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Брусиловская ВТС [по 31] или Брусиловский периферический очаг [по 21] объединяет Менную, Туманную, Зеркальную и Нерпинскую кальдеры [5], а также небольшие фрагменты безымянных дугообразных структур. По классификации [31], структура относится к сложной кальдере (типа Сомма-Везувий) грубо изометричной формы с диаметром около

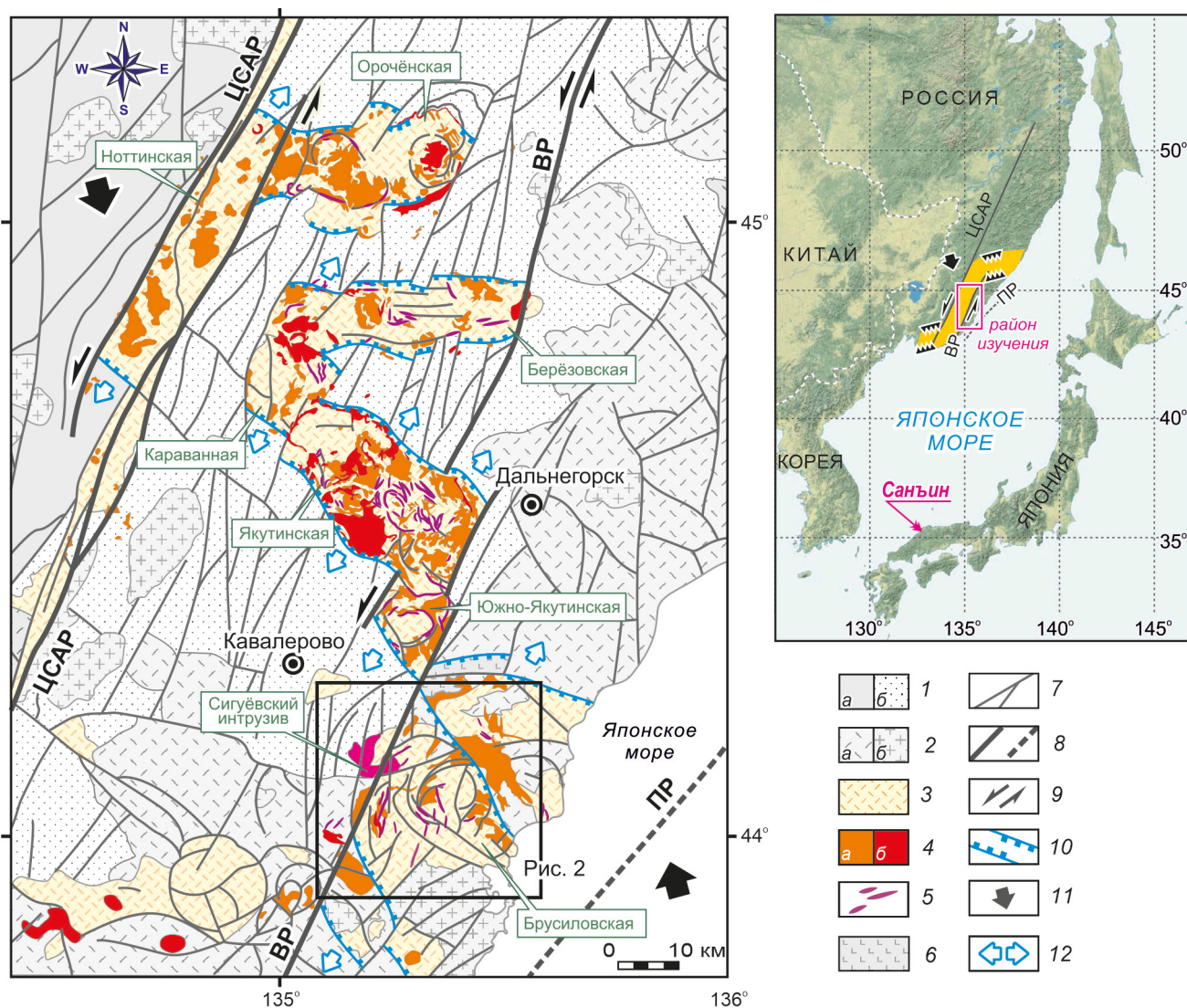


Рис. 1. Палеоцен-раннеэоценовые магматические породы южного Сихотэ-Алия, на основе [18], с элементами геодинамики.

1 – терригенные отложения: Самаркинский террейн средне-позднеюрской аккреционной призмы (а) и Журавлевско-Амурский раннемеловой турбидитовый бассейн (б); 2 – позднемеловые вулканогенные образования (а) и позднемеловые гранитоиды (б); 3–5 – палеоцен-раннеэоценовые магматические комплексы: вулканические (3); экструзивные (4, а), интрузивные (субвулканические) (4, б), дайковые (5); б – неогеновые базальты; 7 – основные разломы; 8 – главные сдвиги: ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский, ВР – Восточный, ПР – Прибрежный (предполагаемый); 9 – направление смещения вдоль сдвигов; 10 – сбросы; 11 – ориентировка сжатия; 12 – ориентировка сосдвигового растяжения. На врезке жёлтым показана зона кинк-бенда южного Сихотэ-Алия [52], линиями с зубчиками – его надвиговые фланги.

30–40 км (рис. 2). Она рассечена дуговыми (часто концентрическими) и радиальными разломами. В основании преобладают кислые вулканиты позднемелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) и раннемеловые терригенные образования складчатого основания (Таухинской аккреционной призмы и Журавлевско-Амурского турбидитового бассейна). Гравитационное поле характеризуется аномальными отрицательными значениями силы

тяжести, минимум которых совпадает с центральной частью структуры.

Магматические породы Брусиловской ВТС представлены палеоценовыми (~61–57 млн лет) туффитами, туфами и игнимбритами риолитового состава с широким развитием экструзивных (~56 млн лет) риолитов и дацитов [14]. В пределах кальдеры отмечен опущенный центральный блок, сформированный на раннем этапе. Контуры

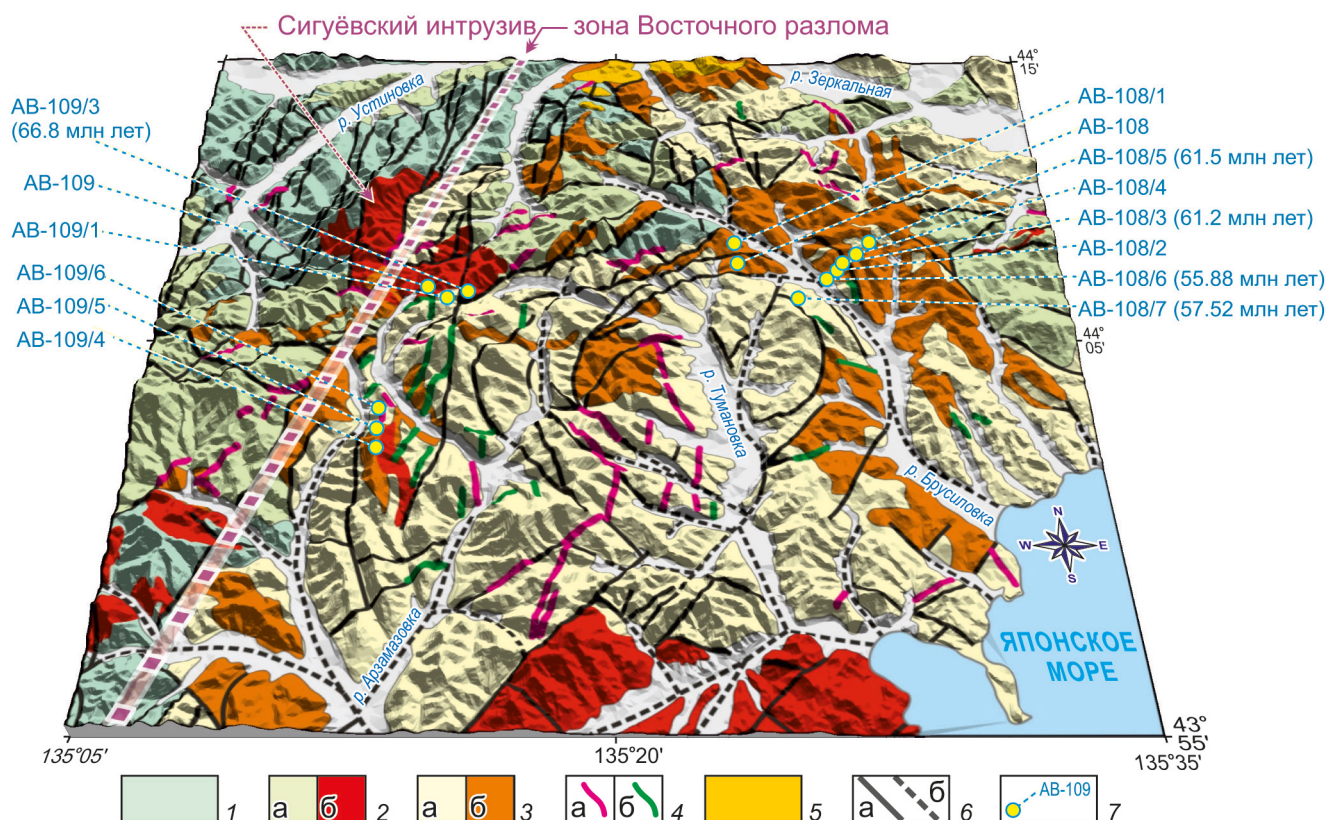


Рис. 2. Геологическая карта Брусиловской вулкано-тектонической структуры (по [19, 25], с изменениями) с наложением на теневой рельеф.

1 – раннемеловые терригенные отложения Журавлевско-Амурского турбидитового бассейна; 2 – позднемеловые вулканогенные (а) и интрузивные (б) образования; 3 – палеоценовые магматические комплексы: вулканические (а), экструзивные (б) и 4 – дайковые: кислого (а) и среднего (б) состава; 5 – неогеновые базальты; 6 – разломы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 7 – точки наблюдений и номера проб.

магматической камеры очерчиваются положительной магнитной аномалией в интервале 300–500 м от дневной поверхности до глубин более 3 км. По периферии кальдера осложнена вулканическими структурами завершающего этапа магматизма – экструзивами преимущественно дацитового состава. Суммарная амплитуда проседания ВТС составляет порядка 600 м, а с учётом вершинной кальдеры – свыше 1000 м [4, 5, 31].

Северо-западный край кальдеры осложнен Сигуёвским интрузивом подковообразной формы площадью около 25 км² с глубиной залегания подошвы около 3 км [21]. Этот массив, по-видимому, представляет собой близповерхностную магматическую камеру, приуроченную к оперяющим субмеридиональным разрывным нарушениям Восточного разлома (рис. 2). Интрузив сложен разнозернистыми (вплоть до порфировидных) гранитами, которые согласуются с областью отрицательной гравитационной аномалии и дифференцированным положительным магнитным полем.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все аналитические работы, включая U-Pb изотопный возраст цирконов, Sr-Nd-Pb изотопные и геохимические исследования, выполнены по стандартной методике. Детальное описание приведено в приложении (Supplementary Data)*.

Возраст пород

Предшествующими исследованиями [14] установлен возраст лито- и кристаллокластических туфов нижней части пирокластического разреза Брусиловской ВТС – 61 ± 1 млн лет, гиапоигнимбритов верхней части разреза – 57 ± 1 млн лет и экструзивных риолитов – 56 ± 0.5 млн лет.

В северо-западной части Брусиловской ВТС (рис. 2) проведены дополнительные геохронологиче-

* Supplementary Data находится на сайте журнала http://itig.as.khb.ru/POG/2024/n_5/pdf/Grebennikov.pdf

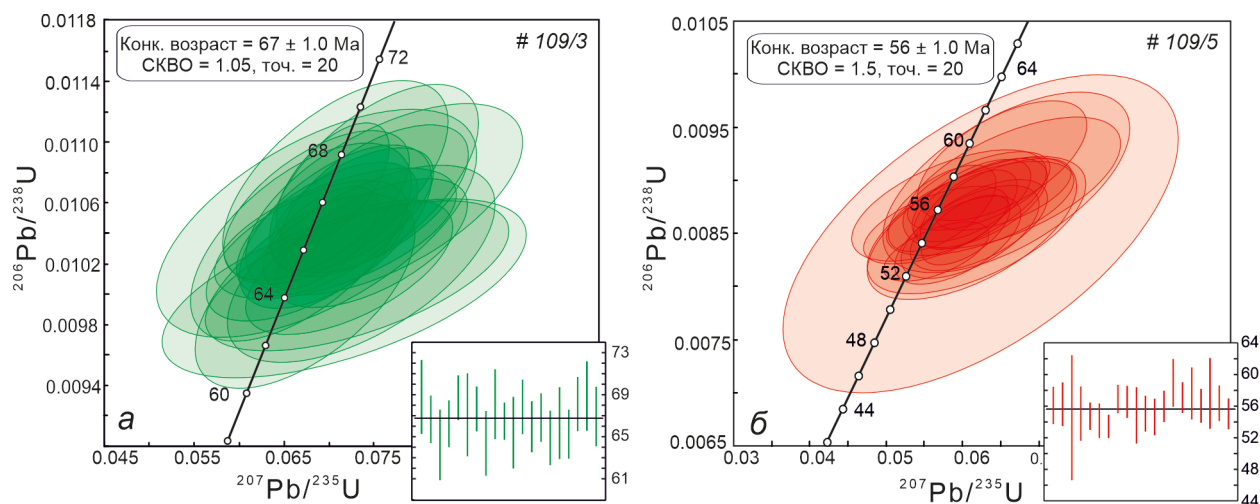


Рис. 3. Диаграммы конкордий и средневзвешенного возраста по результатам LA-ICP-MS датирования цирконов из представительных проб Сигуёвского интрузива (а) и Брусиловской ВТС (б).

ские исследования экструзивных витродацитов палеовулкана Менный (#109/5: 44°02'11" с.ш., 135°12'46" в.д.) завершающего этапа формирования кальдеры, а также Сигуёвского гранитного интрузива (#109/3: 44°06'21" с.ш., 135°15'12" в.д.).

Большинство отобранных цирконов прозрачны, имеют идиоморфные удлиненно-призматические и дипирамидальные (150–300 мкм) очертания, остальные – представлены обломками размером от 50 до 100 мкм. В катодолуминесцентном изображении наблюдается концентрическая зональность (см. Supplementary Data). Отношения Th/U для всех образцов циркона находятся в диапазоне 0.2–1.0, что также указывает на их магматическое происхождение. В каждом образце датировано 20 кристаллов циркона, по которым рассчитан средневзвешенный возраст. Для всех образцов получены конкордантные значения при отсутствии детритовых кристаллов с более древними возрастными датами (рис. 3).

Средневзвешенный возраст дацита г. Менной (#109/5) составляет 56 ± 1.0 млн лет (палеоцен, танетий), что соответствует полученным ранее U-Pb датировкам для экструзивных образований завершающего этапа (~61–56 млн лет) в центральной и восточной части Брусиловской ВТС [14]. Для гранитов (#109/3) Сигуёвского интрузива возраст составляет 67 ± 1.0 млн лет (поздний мел, маастрихт), указывая на более раннюю кристаллизацию цирконов.

Геохимические характеристики

Вулканические и экструзивные образования Брусиловской ВТС соответствуют по составу (в пересчете

на сухой остаток) риолитам и трахириолитам (табл. 1, рис. 4, а). Им свойственны нормальная и повышенная щелочность натриево-калиевого ряда (K_2O от 2.6 до 7.2 мас. % и Na_2O от 1.8 до 4.5 мас. %), что соответствует высококалиевой и, в редких случаях (#108/6), шошонитовой серии (рис. 4, в). Содержание Al_2O_3 изменяется от 10.5 до 15.6 мас. %, что в сочетании с содержаниями щелочей характеризует эти образцы как высокоглиноземистые разновидности ($A/NK = 1.12–1.58$, $A/CNK = 1.0–1.4$) (рис. 4, з). Все породы характеризуются высокой железистостью (0.76–0.99), возрастающей по мере увеличения содержаний SiO_2 (рис. 4, д) и низкими концентрациями кальция, магния, титана и фосфора. Отмечены незначительные вариации концентраций щелочных и щелочноземельных элементов (Rb, Cs, Sr и Ba) и невысокие суммы высоkozарядных элементов, в основном 230–365 г/т, при отношениях $Ga/Al = 1.8–2.5$. На многокомпонентных диаграммах нормализованные к хондриту спектры составов пород близки по характеру распределения редкоземельных элементов, фиксируя незначительное обогащение LREE/HREE (4.6–10.2) при переменных значениях $(La/Yb)_N$ отношений (2.5–10.6) и незначительную отрицательную Eu аномалию ($Eu/Eu^* = 0.4–0.8$) (рис. 4, е). Общее содержание REE варьирует от 89 до 236 г/т (табл. 1). Нормализованные к примитивной мантии составы пород имеют асимметричное строение с отрицательными аномалиями Ta, Nb, Sr и Ti и положительными K и Pb (рис. 4, ж) и близки составу осадочных пород фундамента [22] (рис. 4, з). Рассчитанная температура насыщения Zr [71] для вулканических пород Брусиловской ВТС со-

Таблица 1. Химический (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав магматических пород.

	109	109/3	109/3.1	109/1	108/1	108/5	108/5.1	109/6	108/7	108/7.1	108	108/4	108/2	108/6	108/6.1	108/3	109/4	109/5	109/5.1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	70.27	71.43	71.27	75.53	63.05	77.61	77.54	76.38	75.83	75.59	79.68	80.82	77.71	76.17	74.93	70.19	71.54	67.03	67.65
TiO ₂	0.38	0.34	0.35	0.24	0.71	0.09	0.11	0.12	0.12	0.14	0.09	0.06	0.14	0.17	0.22	0.14	0.42	0.55	0.56
Al ₂ O ₃	14.59	13.91	13.81	12.79	16.07	12.07	11.92	12.46	12.96	12.95	10.95	10.38	11.70	12.32	12.36	12.24	14.19	15.00	15.3
Fe ₂ O ₃ T	4.08	3.92	3.68	2.25	4.81	1.54	1.33	1.47	1.65	1.52	0.63	0.89	1.29	1.15	1.03	1.56	2.73	4.38	4.09
MnO	0.07	0.07	0.08	0.03	0.13	0.03	0.03	0.08	0.02	0.03	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.06	0.09	0.07	0.07
MgO	0.65	0.39	0.32	0.29	0.44	0.10	0.11	0.15	0.12	0.12	0.03	0.01	0.09	0.13	0.14	0.21	0.62	1.24	1.03
CaO	0.67	0.57	0.52	0.34	2.91	0.61	0.52	0.71	0.20	0.22	0.18	0.23	0.31	0.56	0.50	1.37	1.65	2.88	2.47
Na ₂ O	4.32	4.26	4.11	2.88	3.64	3.02	2.94	3.20	3.58	3.53	3.61	3.04	2.84	1.81	1.94	2.81	3.74	4.45	4.09
K ₂ O	3.40	3.84	4.46	3.40	2.70	3.61	4.19	3.58	3.47	4.05	3.56	3.75	5.25	5.76	7.05	3.29	3.64	2.55	2.73
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.08	0.02	0.16	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.09	0.15	0.15
H ₂ O ⁻	0.20	0.16	-	0.53	0.79	0.41	-	0.48	0.53	-	0.13	0.10	0.08	0.39	-	2.62	0.24	0.26	-
ппп	0.86	0.71	1.28	1.28	4.29	0.78	1.28	1.17	1.06	1.82	0.67	0.30	0.42	1.01	1.68	5.26	0.70	1.13	1.76
Σ	99.60	99.67	99.95	99.58	99.70	99.87	99.97	99.82	99.55	99.98	99.55	99.59	99.87	99.52	99.90	99.77	99.65	99.69	99.90
Be	1.83	1.29	2.28	0.89	0.58	0.56	1.61	1.54	0.84	1.90	0.65	1.64	0.60	0.32	1.67	0.79	2.38	0.96	1.63
Sc	8.51	7.69	7.97	7.67	10.12	6.59	6.76	6.96	7.45	7.19	6.85	4.68	5.81	5.63	6.87	5.79	9.42	11.13	11.07
V	14.79	11.36	11.63	12.73	33.14	2.71	2.62	5.63	4.38	3.97	4.94	5.26	4.25	3.98	3.95	0.93	16.83	39.54	41.74
Cr	86.43	117.52	127.55	57.61	18.80	27.48	22.72	51.52	60.18	52.72	205.7	215.1	158.4	40.57	36.02	12.39	123.10	63.56	64.25
Co	3.14	2.35	2.33	1.17	0.69	0.39	0.59	0.87	0.47	0.59	0.35	0.26	0.26	0.25	0.31	0.11	1.81	5.09	5.15
Ni	13.18	8.76	1.30	3.24	4.60	1.50	1.37	2.16	1.59	1.35	2.29	1.62	1.51	<0.1	0.60	1.51	0.43	8.55	1.56
Cu	10.10	7.01	2.05	4.26	3.85	3.88	2.02	7.72	11.63	1.34	2.44	19.53	16.63	11.63	1.10	1.25	6.50	9.47	3.27
Zn	55.30	67.50	66.82	44.80	110.5	45.3	41.06	48.40	55.6	52.61	22.2	51.1	57.5	42.5	40.37	71.8	58.30	39.30	48.15
Ga	16.64	15.31	17.68	12.61	20.91	15.53	14.39	13.99	16.33	15.60	13.68	15.18	15.17	14.44	15.05	18.85	16.34	14.91	16.90
Rb	104.6	108.7	139.41	95.88	84.55	90.08	108.86	88.01	101.3	121.24	101.1	104.4	118.2	107.4	139.63	106.0	107.8	73.68	86.77
Sr	270.2	169.2	188.23	126.3	240.7	42.4	42.44	69.76	74.3	75.70	28.1	18.7	36.5	82.2	82.52	103.8	146.3	327.7	312.46
Y	61.96	59.21	56.02	22.69	57.68	21.84	22.45	35.47	31.77	29.99	23.68	27.66	31.45	28.38	32.14	32.01	36.93	27.31	24.72
Zr	252.4	258.7	233.87	276.5	232.1	127.6	127.30	170.1	204.7	143.41	150.0	145.9	166.3	185.5	173.96	160.0	271.6	243.7	187.52
Nb	15.68	15.21	15.11	12.13	9.96	9.80	11.68	14.27	13.22	14.76	14.97	13.60	13.13	9.62	13.82	13.66	15.31	11.42	10.56
Mo	7.17	6.95	7.77	3.36	1.63	2.08	1.97	3.95	3.69	3.21	13.00	12.21	10.05	2.85	2.93	1.43	7.72	4.17	3.87
Sn	2.25	2.16	3.29	1.13	1.84	2.11	2.33	1.38	9.07	2.46	1.48	2.90	4.99	1.98	2.03	1.84	0.76	1.97	2.93
Cs	3.91	1.63	3.16	1.95	2.15	2.75	4.84	3.00	2.34	4.10	3.07	1.34	2.19	0.42	0.67	2.93	2.81	1.08	2.42
Ba	691.7	713.6	751.2	947.1	735.1	718.8	757.4	1060	1118	1207.1	764.2	646.2	746	794.3	886.1	839	702.4	702.8	774.3
La	58.85	51.90	57.57	24.01	76.09	34.54	42.69	43.91	44.27	49.80	11.92	33.34	41.05	36.75	46.74	47.60	38.91	32.65	33.47
Ce	89.81	79.26	71.77	62.16	65.07	76.41	87.11	85.99	85.91	86.44	40.86	73.62	86.00	71.87	87.86	97.70	80.81	64.31	61.59
Pr	12.76	11.36	12.40	4.45	13.34	8.36	9.32	10.12	10.92	11.53	3.85	8.98	10.30	9.05	10.55	11.47	9.59	6.95	7.34
Nd	48.47	42.67	46.70	17.40	53.72	28.67	32.61	37.81	38.68	41.52	13.04	32.73	37.83	32.48	39.75	44.09	39.95	29.25	27.74
Sm	9.70	8.46	9.47	4.04	8.69	5.42	6.04	7.62	6.78	7.94	2.84	6.75	7.51	6.21	8.09	7.81	6.92	5.11	5.57
Eu	2.10	1.49	1.88	0.77	2.59	0.73	0.91	1.04	1.18	1.59	0.45	0.85	1.27	1.09	1.79	1.37	1.56	1.13	1.40
Gd	9.16	8.68	10.06	2.72	10.05	4.18	4.99	5.34	5.57	6.35	2.30	5.76	5.87	5.06	6.77	7.56	6.25	4.12	5.02
Tb	1.63	1.45	1.53	0.54	1.60	0.81	0.79	1.14	1.08	0.99	0.59	1.13	1.20	0.99	1.11	1.25	0.98	0.74	0.78

Таблица 1. (Окончание).

	109	109/3	109/3.1	109/1	108/1	108/5	108/5.1	109/6	108/7	108/7.1	108	108/4	108/2	108/6	108/6.1	108/3	109/4	109/5	109/5.1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Dy	10.90	8.46	9.09	3.83	8.62	5.17	4.54	6.29	6.27	5.67	4.54	6.12	7.01	6.33	6.11	7.60	6.64	4.85	4.47
Ho	2.03	1.67	1.84	0.84	1.63	0.92	0.89	1.21	1.58	1.15	1.06	1.21	1.47	1.23	1.20	1.39	1.09	0.75	0.88
Er	6.94	5.07	5.76	2.80	4.28	2.71	2.77	3.48	3.93	3.40	2.79	3.78	4.31	3.51	3.62	3.57	3.68	2.39	2.70
Tm	0.84	0.54	0.80	0.38	0.56	0.50	0.40	0.56	0.86	0.50	0.68	0.74	0.72	0.56	0.54	0.49	0.48	0.32	0.39
Yb	6.22	5.25	4.89	3.19	2.99	2.93	2.72	3.24	3.91	3.25	3.24	3.68	3.16	3.16	3.37	3.27	3.80	3.18	2.61
Lu	0.78	0.54	0.76	0.27	0.63	0.52	0.40	0.53	0.61	0.51	0.63	0.49	0.68	0.51	0.52	0.60	0.47	0.22	0.38
Hf	4.94	5.57	7.02	5.79	5.81	4.37	5.35	4.34	7.54	6.09	5.31	5.38	5.20	5.04	6.09	5.17	5.48	5.41	5.66
Ta	0.86	0.88	1.22	0.46	0.74	0.92	0.82	0.69	0.97	0.97	1.11	1.00	1.00	0.77	0.97	1.12	0.56	0.57	0.75
W	5.03	6.45	7.66	3.32	4.47	2.64	2.03	2.89	6.63	4.70	13.77	13.47	10.99	3.57	2.86	1.77	8.65	3.03	3.74
Pb	13.21	14.12	14.57	15.22	20.30	25.01	23.46	23.21	30.42	26.30	15.34	27.69	105.5	18.57	20.69	27.34	20.58	12.06	12.65
Th	11.02	11.66	14.54	8.31	5.90	10.10	11.38	9.44	11.04	11.45	10.78	9.62	10.10	8.40	10.00	10.54	6.81	7.20	8.29
U	1.69	1.87	2.42	1.79	1.46	2.11	2.06	2.09	2.93	2.54	2.36	3.02	2.76	2.20	2.24	2.69	1.65	1.86	1.78
K/Rb	269.8	293.3	265.6	294.4	265.1	332.7	319.5	337.7	284.4	277.3	292.3	298.2	368.7	445.2	419.2	257.7	280.3	287.3	261.2
Zr/Hf	51.09	46.45	33.31	47.75	39.95	29.20	23.79	39.19	27.15	23.55	28.25	27.12	31.98	36.81	28.56	30.95	49.56	45.05	33.13
Ta/Nb	0.06	0.06	0.08	0.04	0.07	0.09	0.07	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.04	0.05	0.07
ΣREE	260.19	226.80	234.52	127.40	249.88	171.87	196.18	208.28	211.54	220.64	88.80	179.17	208.36	178.80	218.02	235.76	201.13	155.97	154.34
LREE/	5.76	6.16	5.75	7.74	7.23	8.69	10.21	8.56	7.89	9.11	4.61	6.83	7.54	7.38	8.38	8.17	7.60	8.41	7.96
HREE																			
(La/Yb) ^N	6.38	6.67	7.94	5.07	17.16	7.96	10.58	9.14	7.63	10.33	2.48	6.11	8.75	7.84	9.35	9.80	6.90	6.92	8.65
Eu/Eu*	0.68	0.53	0.59	0.71	0.85	0.47	0.51	0.50	0.59	0.68	0.54	0.42	0.58	0.59	0.74	0.55	0.73	0.75	0.81
T _{Zr} (°C)	841	838	825	872	814	801	796	799	847	808	809	809	815	836	815	820	833	803	793
TE(1,3)	0.98	0.95	0.88	1.09	0.81	1.14	1.03	1.08	1.00	0.97	1.27	1.09	1.07	1.07	1.00	1.03	1.03	1.07	0.98

Примечание. 1–4 – маастрехт (Сигуёвский интрузив); граносиенит (1–3 – центральная часть; 4 – эндоконтакт); 5–19 – палеоцено (Брусиловская ВТС), 5 – туффит; 6–8 – кристалло-кlastический туфф; 9–10 – гналогниомбрит (спекшийся туфф); 11–15 – экструзивный риолит; 16–19 – экструзивный гналодацит. T_{Zr}(°C) = [12900/(2.95+0.85×M+lnD^z, zircon/melt)]-273, где D^z, zircon/melt – отношение Zr (г/г) в цирконе и породе, соответственно, M = (Na+K+2×Ca)/(Al×Si), в катионах, согласно [71]. Eu/Eu* = Eu_N/[(Sm_N)×(Gd_N)^{0.5}]; TE(1,3) – REE тетраэд-эффект.

ставляет 793–847 °С при средних значениях ~813 °С (табл. 1). Полученные данные следует рассматривать как минимальные оценки ликвидусной температуры, поскольку унаследованные ядра циркона отсутствуют. Это позволяет предположить, что изученные породы формировались в относительно высокотемпературных условиях.

Граниты Сигуёвского интрузива соответствуют по составу менее кремнеземистым, нежели вулканические породы Брусилловской ВТС разновидностям – граносиенитам или сиеногранитам (табл. 1, рис. 4, б). Рассчитанная температура насыщения Zr [71] закономерно выше таковой для вулканических образований ВТС и составляет 825–872 °С при средних значениях ~844 °С (табл. 1). Полнокристаллические породы интрузива, при близости по геохимическим характеристикам вышеописанным вулканитам, характеризуются менее дифференцированными составами.

Изотопный состав источников магм

Для оценки состава мантийных источников магм проанализированы отношения радиогенных изотопов Sr, Nd и Pb в образцах Брусилловской ВТС и Сигуёвского интрузива. Вариации первичных отношений палеоценовых (~61–56 млн лет) вулканических пород в Брусилловской ВТС характеризуют мантийные источники магм как умеренно деплетированные: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70640\text{--}0.70512$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51254\text{--}0.51244$, $\epsilon\text{Nd}(t)$ = от -0.6 до -2.4; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.627\text{--}38.526$ (табл. 2), близкие к BSE (Bulk Silicate Earth), причем, в отличие от литокластических туфов, наиболее деплетированные составы имеют экстремальные образования риолитов и дацитов (рис. 5, а–в). Рассчитанный модельный возраст T_{DM2} колеблется от 912 до 1 062 млн лет, что указывает на комбинированный материал существенно метабазитовой коры при ограниченном участии верхнекоровых метаосадочных пород. Изотопный состав гранитов Сигуёвского интрузива (~67 млн лет) не отличается от такового палеоценовых пород Брусилловской ВТС и характеризуется промежуточными значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70574$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.51249$, $\epsilon\text{Nd}(t) = -1.2$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.591$; $T_{\text{DM2}} \sim 971$ млн лет (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурно-геодинамическая позиция Брусилловской ВТС

В геолого-структурном отношении Брусилловская ВТС контролируется с запада южным флангом Восточного разлома, который, в свою очередь является граничным разломом сдвиговой зоны кинк-бенда южного Сихотэ-Алиня, а с востока – Прибрежным

разломом, который трассируется вдоль подножья континентального склона (рис. 1).

Восточный разлом характеризуется системой отдельных разрывных нарушений ССВ (25–30°) простирающихся, образующих зону шириной 5–15 км [28]. По данным глубинного сейсмического зондирования, зона разломов трассируется в северном направлении более чем на 700 км, имеет наклон 70° на ВЮВ и ограничивает с запада ВСАВП. На северном фланге ВР прослеживается на глубину около 25 км до базальтового слоя, а на южном достигает поверхности Мохо на глубине 36 км [3]. Амплитуда левосторонних смещений по отдельным разломам составляет около 5 км, а в целом по разломной зоне – 75 км [29]. Ограничение разломом раннепалеогеновых ВТС субширотного и СЗ простирающихся позволяет сделать вывод о сдвиговой тектонической активизации в поздне меловом периоде и, по-видимому, в раннем кайнозое [29].

Прибрежный разлом (он же Береговой [по 30]) скрыт под водами Японского моря и практически не изучен. Как было сказано выше, он трассируется в СВ (35–40°) направлении вдоль подножья континентального склона, восточнее которого развита кора субокеанического типа [30]. Существование крупного глубинного разлома между континентальной корой шельфа и впадиной Японского моря подтверждается сменой типов волновых полей и резким изменением мощности земной коры по обе стороны от него [3].

Отличительной особенностью раннепалеогеновой Брусилловской ВТС по сравнению с другими структурами сосдвигового растяжения Березовской ВТ-системы является непараллельность граничных разломов (рис. 6, а). Учитывая ССЗ (345–355°) ориентировку регионального сжатия, действовавшего в раннем палеогене [52], кинематические характеристики граничных разломов будут иметь некоторые отличия. Так, при средней величине вектора сжатия ($\sigma_1 \cong 350^\circ$) по отношению к ССВ (25°) простирающему Восточного разлома (ВР) угол встречи составит 35°, при котором тангенциальная (скальвающая) составляющая (t) будет больше нормальной (n), что благоприятно для реализации левосторонних смещений по разлому (рис. 6, б). В то же время, для Прибрежного разлома (ПР) с СВ (40°) простирающимся угол встречи будет составлять 50°, где уже величина нормальной составляющей (n') будет преобладать над тангенциальной (t'), что затруднит левосдвиговые смещения, но, при этом, увеличит степень сжимающих напряжений в пределах структуры сосдвигового растяжения (рис. 6, в). Преобладание нормальных сжимающих напряжений (n') в зоне ПР, вероятно, обусловило воздымание поздне меловых интрузивных пород в юго-восточной части Брусилловской ВТС (рис. 2).

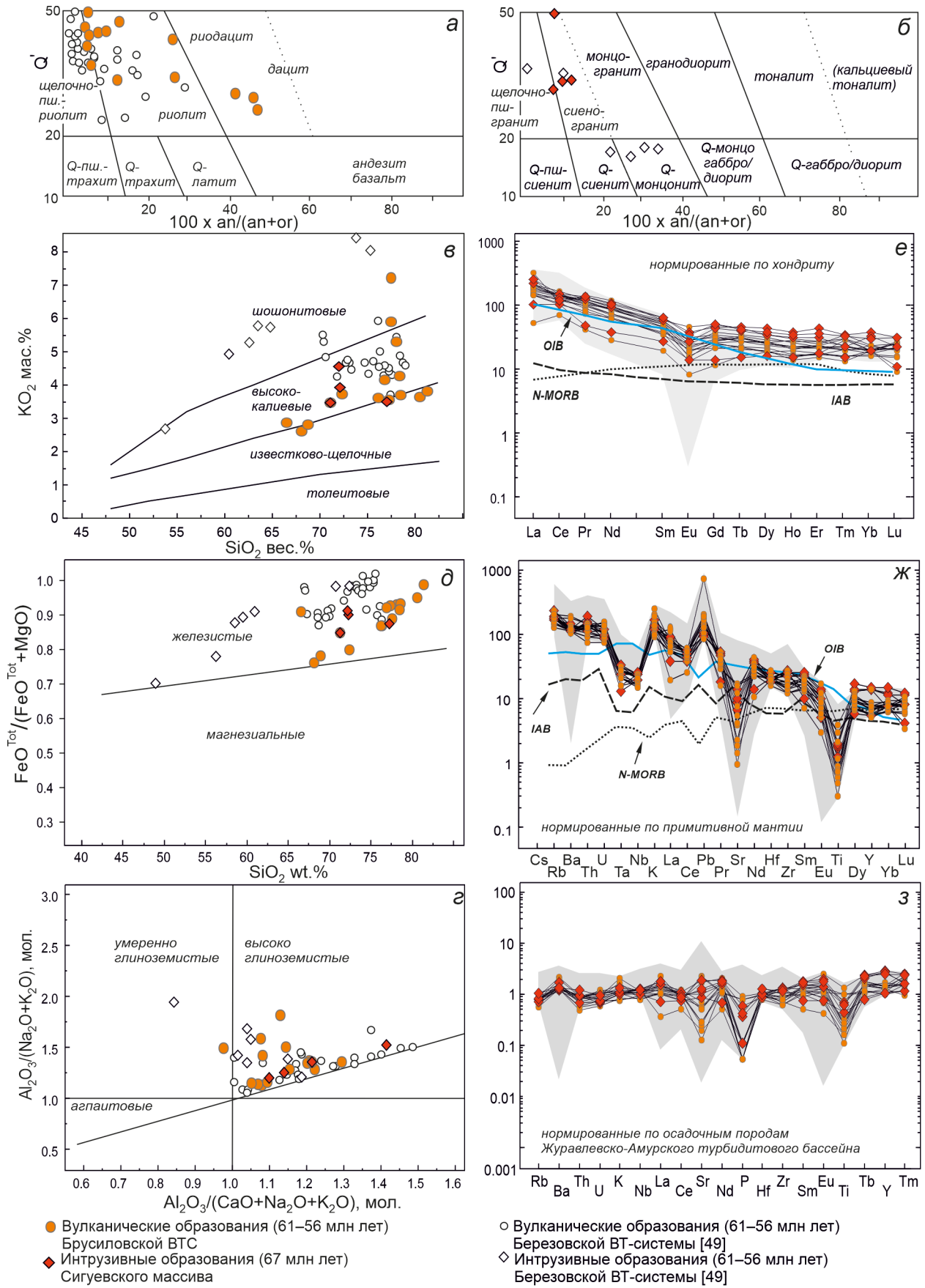


Таблица 2. Sr-Nd-Pb изотопные составы магматических пород.

#	Образец	Возраст млн лет	Порода	Rb (г/т)	Sr (г/т)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	Isr	εSr
1	AB-109/3	67	Шток (гранит)	139.4	188.2	2.0919	0.707730	3	0.70574	10.479
2	AB-108/5_1	61	Туф (риолит)	108.9	42.4	7.2446	0.712642	9	0.70636	19.348
3	AB-108/5_2	61	Туф (риолит)	108.9	42.4	7.2446	0.712673	6	0.70640	19.788
4	AB-108/7	57	Игнимбриг (риолит)	121.2	75.7	4.5238	0.709512	8	0.70585	12.042
5	AB-108/6	56	Экструзив (риолит)	139.6	82.5	4.7792	0.708923	2	0.70512	1.718
6	AB-109/5	56	Экструзив (дацит)	86.8	312.5	0.7844	0.706099	5	0.70547	6.738

#	Образец	Возраст млн лет	Sm (г/т)	Nd (г/т)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	εNd(0)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(t)	εNd(t)	f _{SmNd}	T _{DM1} (млн лет)	T _{DM2} (млн лет)
1	AB-109/3	67	9.47	46.70	0.1287	0.512545	6	-1.8	0.51249	-1.2	-0.35	1085	971
2	AB-108/5_1	61	6.04	32.61	0.1176	0.512528	5	-2.1	0.51248	-1.5	-0.40	986	991
3	AB-108/5_2	61	6.04	32.61	0.1176	0.512484	7	-3.0	0.51244	-2.4	-0.40	1056	1060
4	AB-108/7	57	7.94	41.52	0.1213	0.512514	4	-2.4	0.51247	-1.9	-0.38	1048	1015
5	AB-108/6	56	8.09	39.75	0.1291	0.512503	9	-2.6	0.51246	-2.2	-0.34	1165	1036
6	AB-109/5	56	5.57	27.74	0.1275	0.512581	4	-1.1	0.51254	-0.6	-0.35	1006	912

#	Образец	Возраст млн лет	U (г/т)	Th (г/т)	Pb (г/т)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb(t)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb(t)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb(t)
5	AB-109/3	67	2.419	14.545	14.567	18.5401	6	15.6299	6	38.8093	16	18.429	15.625	38.591
1	AB-108/5_1	61	2.063	11.378	23.465	18.4915	8	15.6311	6	38.7237	17	18.438	15.629	38.627
2	AB-108/5_2	61	2.063	11.378	23.465	18.4814	6	15.6157	5	38.6756	16	18.428	15.613	38.579
4	AB-108/7	57	2.541	11.453	26.296	18.4779	9	15.6196	8	38.6814	23	18.423	15.617	38.600
3	AB-108/6	56	2.238	10.005	20.690	18.4697	4	15.6110	6	38.6484	15	18.410	15.608	38.560
6	AB-109/5	56	1.779	8.289	12.653	18.4717	8	15.6060	9	38.6445	18	18.394	15.602	38.526

Примечание. $\epsilon Nd(0) = 10^4 / ((^{143}Nd/^{144}Nd)_{sample(0)} / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR(0)} - 1)$; $\epsilon Nd(t) = \epsilon Nd(0) - Q_{Nd} \times fs \times t$ (t in Ga); $fs = f_{Sm/Nd, sample(0)} = (^{147}Sm/^{144}Nd)_{sample(0)} / (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR(0)} - 1$; $T_{DM-1} = (1 / \lambda_{147}) - \log_c \{ 1 + [(^{143}Nd/^{144}Nd)_{sample(0)} - (^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM(0)}] / [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{sample(0)} - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM(0)}] \}$; $T_{DM-2} = ((\epsilon Nd_{DM(0)} - \epsilon N_{dsample(0)} + Q \times t \times (f_s - f_{cc})) / (Q \times (f_{DM} - f_{cc})) \times 1000$ (Ma); $Q = 10^4 \times \lambda_{147} \times (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR(0)} / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR(0)} = 25.1$ (t in Ga); $\lambda_{147} = 6.54 \times 10^{-6}$ /Ma; $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR(0)} = 0.512638$; $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR(0)} = 0.1967$; $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM(0)} = 0.51315$; $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM(0)} = 0.2137$; $f_{cc} = (^{147}Sm/^{144}Nd)_{aver. cont. crust} / (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} - 1 = -0.4$; $^{206}Pb/^{204}Pb(t) = ^{206}Pb/^{204}Pb - \mu \times (\epsilon \lambda_8 t - 1)$; $^{207}Pb/^{204}Pb(t) = ^{207}Pb/^{204}Pb - \mu \times (\epsilon \lambda_{5t} - 1)$; $^{208}Pb/^{204}Pb(t) = ^{208}Pb/^{204}Pb - \mu \times (\epsilon \lambda_{2t} - 1)$; $\mu = (^{238}U/^{204}Pb) = (^{238}U/^{204}Pb) / 1.166667$; $w = (^{232}Th/^{204}Pb) = (^{232}Th/^{204}Pb) / 1.137255$; $^{238}U = U \times 0.9928$; $^{232}Th = Th \times 1$; $^{204}Pb = Pb \times 0.014$; $\lambda^8 = 1.55125 \times 10^{-10}$ year⁻¹; $\lambda^5 = 9.8485 \times 10^{-10}$ year⁻¹; $\lambda^2 = 4.9475 \times 10^{-10}$ year⁻¹.

Особое внимание обращает на себя Сигуёвский интрузив, приуроченный к зоне ВР (рис. 2). Распространение граносиенитов здесь контролируется серией субмеридиональных разломов, которые по отношению к ВР являются оперяющими. Принимая во внимание полученные возрастные датировки

(~67 млн лет) и региональное поле напряжений (СЗ 315°) для этого периода [42], следует предполагать активизацию левосторонних смещений по субмеридиональным разломам, что обусловило условия со-сдвигового растяжения. Важно также подчеркнуть, что серии оперяющих разломов вдоль зоны ВР име-

Рис. 4. Геохимические дискриминантные диаграммы для вулканических пород Брусиловской ВТС.

Диаграммы Q'(F')-ANOR (a, б), по [69]; диаграмма SiO₂-K₂O, мас. % (в), по [67]; A/NK (Al₂O₃/(Na₂O + K₂O))-A/CNK (Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O), мол. кол., с полями высокоглиноземистых и умеренноглиноземистых магматических пород (з), по [59]; FeO^{Tot}/(FeO^{Tot} + MgO)-SiO₂, мас. %, с границей между железистыми и магнезиальными кремнекислыми породами (д), по [43]; составы пород, нормированные по хондриту (е), по [70]; составы пород, нормированные по примитивной мантии (ж), по [61]; составы пород, нормированные по осадочным породам фундамента (з), по [22]. Серое поле – составы раннепалеогеновых магматических пород Березовской ВТ-системы (южный Сихотэ-Алинь), по данным [49].

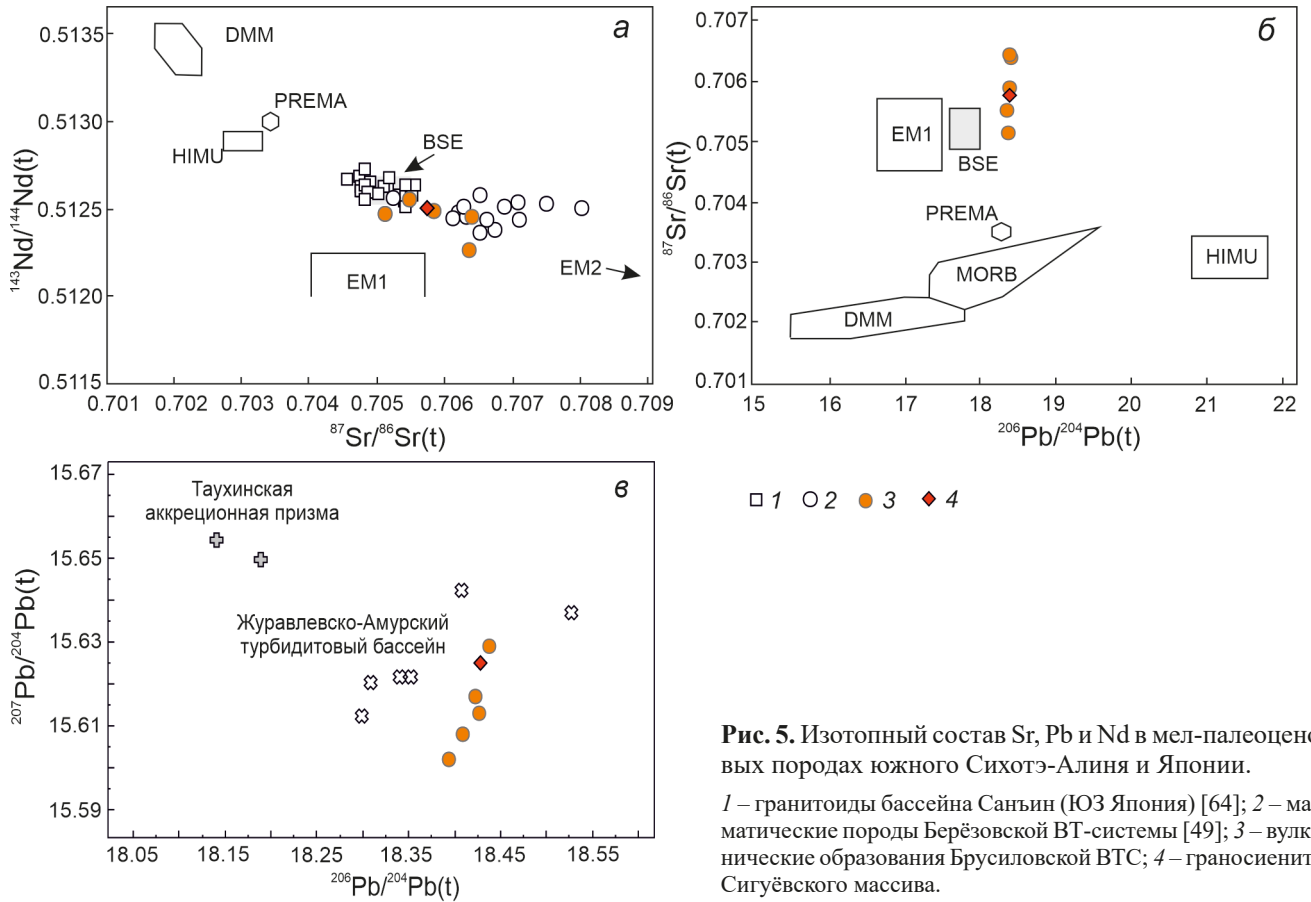


Рис. 5. Изотопный состав Sr, Pb и Nd в мел-палеоценовых породах южного Сихотэ-Алиня и Японии. 1 – гранитоиды бассейна Саньин (ЮЗ Япония) [64]; 2 – магматические породы Берёзовской ВТ-системы [49]; 3 – вулканические образования Брусиловской ВТС; 4 – граносиениты Сигуёвского массива.

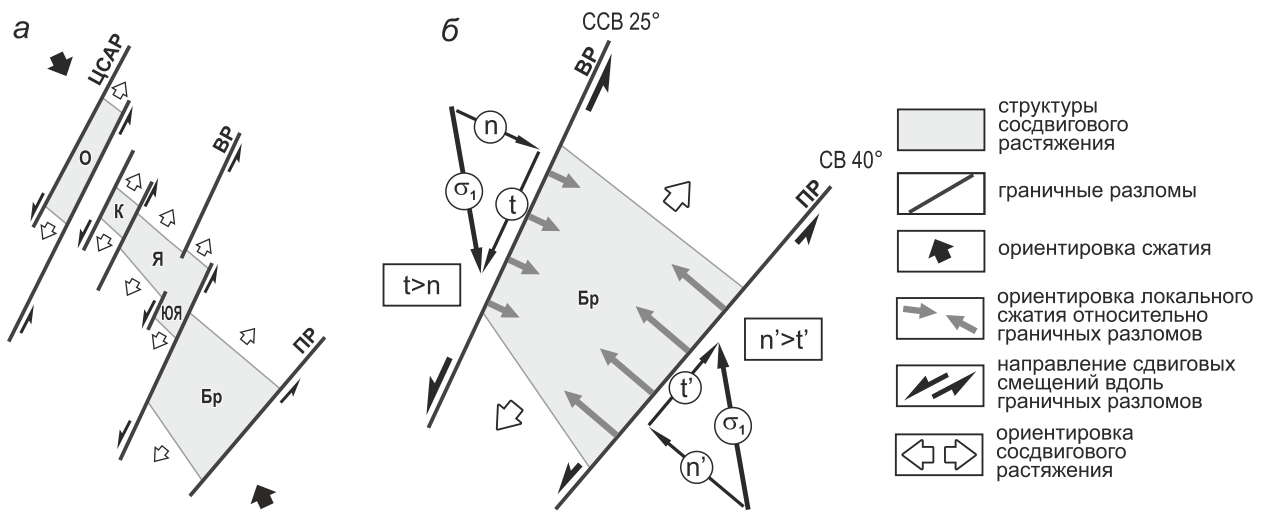


Рис. 6. Динамо-кинематическая схема формирования раннепалеогеновых структур сосдвигового растяжения Берёзовской ВТ-системы (а) и схема распределения напряжений при динамическом взаимодействии граничных непараллельных разломов Брусиловской ВТС (б) в условиях левосдвиговых дислокаций.

σ_1 – вектор регионального сжатия и его составляющие по отношению к разломам: n, n' – нормальная и t, t' – тангенциальная (скальвающая). Вулкано-тектонические структуры сосдвигового растяжения: Орочёнская (О), Караванная (К), Якутинская (Я), Южно-Якутинская (ЮЯ), Брусиловская (Бр).

ют подчинённое значение, поэтому образование подобных Сигуёвскому поздне меловых интрузивов в условиях сосдвигового растяжения носит локальный характер.

Изменение ориентировки регионального сжатия к раннему палеогену на ССЗ (345–355°) [52] обусловило широкое распространение эффузивных и экструзивных образований, а фестонированная структура кальдеры указывает на поэтапное развитие Брусилловской ВТС в условиях сосдвигового растяжения с доминантой левосдвиговых смещений вдоль ВР. В отличие от других раннепалеогеновых структур сосдвигового растяжения, ограниченных субпараллельными сдвигами, динамическое взаимодействие расходящихся граничных разломов Брусилловской ВТС ослабевает в СВ направлении. При этом влияние нормальной составляющей относительно ПР реализовывалось в северо-восточной части структуры в виде широкого распространения экструзивных образований, вытянутых в северо-западном направлении. В то же время, в зоне ВР, где преобладала тангенциальная (скалывающая) составляющая (t), наблюдаются протяжённые вдоль разлома экструзивные образования, а S-образные формы интрузивных пород и даек подтверждают природу левосдвиговых смещений континентальной окраины.

Таким образом, несмотря на сложное строение Брусилловской ВТС за счёт непараллельности граничных разломов, временной интервал внедрения магматических образований и структурные параметры её формирования соответствуют условиям сосдвигового растяжения, происходившего в единой геодинамической обстановке, обусловленной косым взаимодействием континентальной и океанической плит под действием ССЗ (345–355°) сжатия.

Изотопно-геохимические особенности пород, слагающих Брусилловскую ВТС

Изотопный состав магматических пород Брусилловской ВТС ($\epsilon\text{Nd}(t) = -0.6$ до -2.4 ; $T_{\text{DM2}} = 912$ – $1\ 062$ млн лет, табл. 2) существенно отличается от более «зрелого» состава вмещающих их осадков Таухинской аккреционной призмы ($\epsilon\text{Nd}(t) = -13.7$ до -16.2 ; $T_{\text{DM2}} = 1\ 800$ – $2\ 284$ млн лет, по данным [35, 40]) и Журавлевско-Амурского турбидитового бассейна ($\epsilon\text{Nd}(t) = -6.0$ до -18.4 ; $T_{\text{DM2}} = 1\ 300$ – $2\ 460$ млн лет, по данным [20, 35, 40]). В этой связи, изотопные значения магматических пород Брусилловской ВТС не могут быть объяснены только лишь парциальным плавлением осадочных пород. Можно предположить определенное участие ювенильного материала или магмы с обогащенным изотопным составом Nd в генезисе образующихся расплавов, что, в свою оче-

редь, предполагает внедрение мантийных расплавов, и, как было установлено на смежной территории Березовской ВТ-системы [49], образование пород А-типа.

В то же время, приведенные изотопно-геохимические данные вулканических образований Брусилловской ВТС свидетельствуют хотя и о близком, но не идентичном составе палеоценовым породам А-типа тыловых зон окраинно-континентальной части южного Сихотэ-Алиня (Березовская ВТ-система [12, 45, 49]). Породы Брусилловской ВТС отличаются от них несколько более низкими содержаниями $\text{FeO}^{\text{Tot}}/\text{MgO}$, $T_{\text{ZR}}(^{\circ}\text{C})$, высокозарядных элементов (HFSE: Nb, Zr, Ta, Hf, U, Th), Ga/Al, LREE, LREE/HREE и ΣREE , при широких вариациях LILE (Sr, Ba, Rb) и Pb (рис. 7); ещё более выраженным Nb-Ta минимумом при отсутствии столь значимых отрицательных величин Ba, Sr и Eu (рис. 4, e–ж); более деплетированным изотопным составом, сопоставимым с таковым примитивной мантии (BSE) (рис. 5).

В отличие от магматических пород А-типа Березовской ВТ-системы [49], вулканы Брусилловской ВТС соответствуют высокодифференцированными (FG) составам I-типов [72], о чем свидетельствует их геохимический состав и положение на дискриминантных диаграммах (рис. 7). Концепция высокофракционированного или высокодифференцированного гранита была предложена давно, однако единого мнения относительно их генезиса достигнуто не было. Большинство исследователей полагают, что этот тип пород представляет остаточный расплав после значительного фракционирования кремнекислых расплавов главной фазы [73]. Фракционная кристаллизация – это своего рода процесс разделения твердого тела и жидкости, где вязкость является основным фактором, определяющим такое разделение, и тесно связана с ее составом, температурой, давлением и содержанием летучих компонентов. Однако до сих пор остается неизвестным, благоприятствуют ли изменения вязкости в ходе магматической эволюции фракционной кристаллизации. Это утверждение касается, прежде всего, высококремнеземистых расплавов, имеющих высокую вязкость, поскольку образованные в процессе кристаллизации минералы имеют аналогичную плотность [41] и таким образом не способны погружаться (фракционировать).

Тем не менее, отрицательные аномалии Nb, Sr, и Ti при положительных Pb на спайдер-диаграммах (рис. 4, ж) позволяют, теоретически, предположить процессы кристаллизационного фракционирования с отделением минеральной фазы, что и характерно для пород FG-типа (напр. [73]). Однако отсутствие

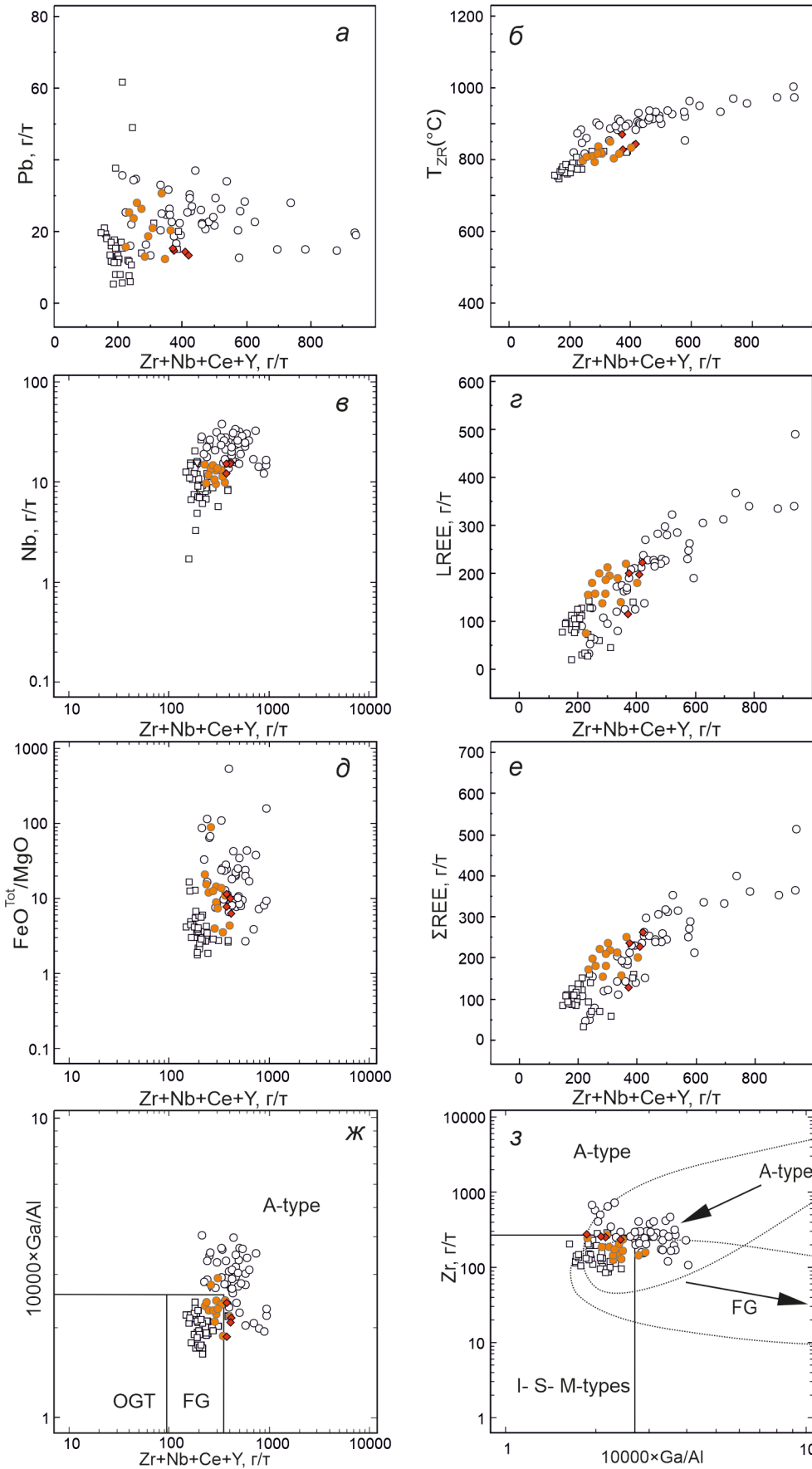


Рис. 7. Геохимические диаграммы для палеоценовых магматических пород южного Сихотэ-Алиня и Японии. Обозначения символов см. на рис. 5.

Ba, P, и Eu минимумов, значимого REE тетрад-эффекта ($TE_{(1,3)} > 1.1$) при близких K/Rb, Zr/Hf и Nb/Ta (табл. 1) свидетельствуют об отсутствии интенсивной дифференциации.

Попытка отличить граниты FG-типа от гранитов А-типа, особенно их высокоглиноземистые разновидности ввиду конвергентности признаков – весьма непростая задача. Как известно [72], магматические образования А-типа характеризуются низким содержанием Al_2O_3 при относительно высоких концентрациях Ga и Zr (т.е. соответствуют критериям: $10000 \times Ga/Al > 2.6$ и $Zr > 250$ г/т). Вместе с тем, немало гранитов FG-типа также имеют аналогичные параметры [57]. Установлено [73], что в случае кристаллизационного фракционирования составы пород А-типа будут смещаться в область FG-гранитов. И напротив, протекание этого процесса в гранитах I- или S-типа приведет к увеличению соотношений $10000 \times Ga/Al$ и обратному тренду магматической эволюции расплавов (рис. 7, з). Приведенные данные, таким образом, свидетельствуют о близости магматических образований Брусилловской ВТС А-типу, однако в них наблюдается смещение геохимических характеристик в сторону высокодифференцированных (FG) пород I-типа.

Чем же обусловлены изотопно-геохимические различия палеоценовых пород окраинно-континентальной (Брусилловская ВТС) и тыловых зон (Березовская ВТ-система) южного Сихотэ-Алиня?

Существует два основных условия образования кислых магм: 1) при фракционировании базальтовой магмы; 2) при переплавлении коровых пород. Кремнекислые магматические образования Березовской ВТ-системы и, в меньшей мере, Брусилловской ВТС имеют высокие первичные отношения изотопов стронция и пониженные – неодима (рис. 5, а). Причем, в разновозрастных фациальных разновидностях наблюдаются весьма существенные вариации радиогенных изотопов (табл. 2), что свидетельствует в пользу коровой природы гранитоидов.

Геохимические отличия А-, FG- и I-типов магматических пород прежде всего связаны с повышенным содержанием HFSE в первых и их дефиците в породах зон конвергенции (субдукции) [72]. Ограниченное количество высокочarged элементов в условиях низких температур и давлений объясняется, прежде всего, их слабой растворимостью в водных флюидах (напр. [74, 75]). С увеличением P-T условий по мере перехода флюида в сверхкритическое состояние их растворимость в легкоподвижный компонент магмы увеличивается [55].

В условиях «невысоких» температурных режимов зон субдукции преобладает метаморфическая

дегидратация слэба за счет распада водных минералов, таких как слюда и амфибол, что приводит к выделению водных флюидов, обогащенных LILE, Pb и LREE, но обедненных HFSE и HREE по сравнению с обычным MORB. Расплав, образованный при плавлении обогащенных таким флюидом мантийных пород, приобретает геохимические признаки IAB или САВ [75]. Косое взаимодействие континентальной и океанической плит и, как результат, деструктурирование слэба (и/или разрыва его сплошности) [49, 52] способствуют декомпрессионному плавлению астеносферной мантии и внедрению высокотемпературных восстановленных кислотных флюидов (преимущественно H_2 , CH_4 и F состава) [12]. Под воздействием столь агрессивных флюидов происходит дегидратационное плавление слэба и распад не только таких минералов, как амфибол, фенгит и алланит, но также рутила и циркона – основных концентраторов HFSE. Как результат, флюиды могут приобретать состав, значительно обогащенный LILE, HFSE и LREE, но обедненный Pb и HREE по сравнению с обычным MORB, что впоследствии приводит к формированию базитовых расплавов (близких к OIB) – источников магматических пород А-типа (Березовская ВТ-система). Причем, чем слабее будет воздействие такого флюида – тем более ярко будут выражены «субдукционные» метки (FG-типы магматических пород Брусилловской ВТС). Аналогичная картина будет наблюдаться и при смешении А-гранитов (мантийных дифференциатов) с коровыми анатектическими выплавками. Следовательно, обогащенность расплава группой высокочarged элементов (HFSE) может быть обусловлена степенью влияния астеносферного флюида при формировании пород А- или FG-геохимических типов.

На территории Японии, которая в палеоцене представляла собой фрагмент единой восточной окраины палеоазиатского континента наряду с Сихотэ-Алинем, также известны мел-палеогеновые (68–56 млн лет) гранитоиды, образующие сложные батолиты в центральном районе Саньин (Sanin district) юго-западной части архипелага. Эти гранитоиды имеют существенные изотопно-геохимические отличия (в т.ч. Sr(I) и $\epsilon Nd(t)$) от пород предшествующего мелового этапа (78–68 млн лет) и согласуются с сопоставимыми изменениями изотопных отношений Sr-Nd (~68 млн лет назад) в гранитоидных сериях бассейна Кёнсан (Gyeongsang), Корея [64 и ссылки в ней]. Такие изменения авторы объясняют инъекцией деплетированных астеносферных магм в нижнюю часть континентальной коры под поясом Саньин и бассейном Кёнсан. Изотопно-геохимические данные

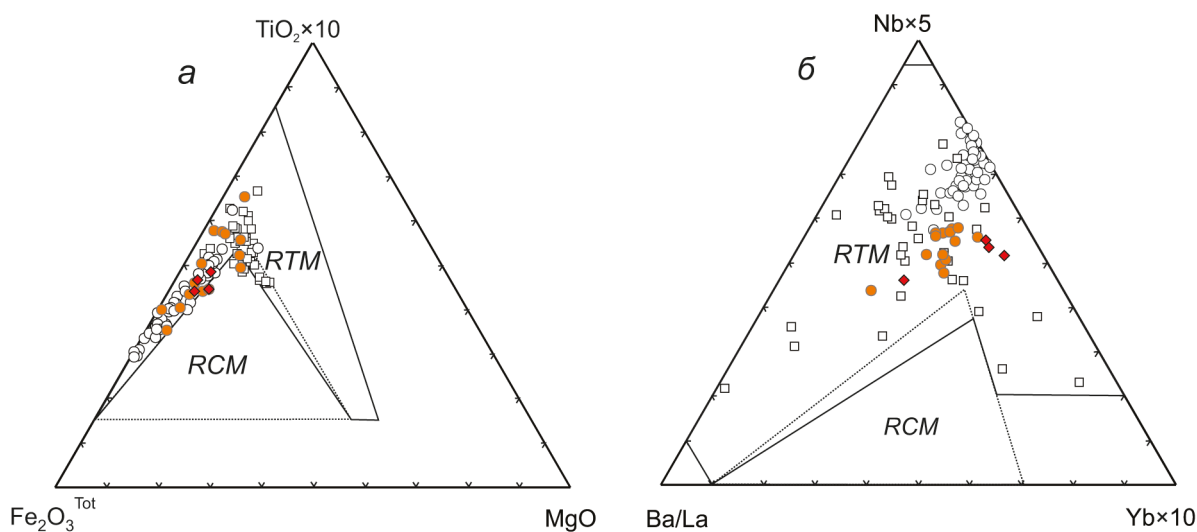


Рис. 8. Дискриминантные диаграммы $TiO_2 \times 10 - Fe_2O_3^{Tot} - MgO$ (а) и $Nb \times 5 - Ba/La - Yb \times 10$ (б) для интерпретации геодинамических обстановок формирования магматических пород зон надсубдукционного островодужного и окраинно-континентального типов (конвергентных окраин – RCM) и магматических пород границ скольжения литосферных плит (трансформных окраин континентов, островных дуг – RTM), по [13, 47], с точками составов вулканических пород Брусиловской ВТС, а также одновозрастных им магматических пород Берёзовской ВТ-системы (южный Сихотэ-Алинь) [49] и гранитоидов центральной части области Саньин/Sanin Belt (юго-запад Японии) [64].

Обозначения символов см. на рис. 5.

пород этих бассейнов, расположенных вблизи зоны взаимодействия плит, свидетельствуют о ещё более деплетированном (по сравнению с Брусиловской ВТС) составе источников первичных магм (рис. 5, а). Кроме того, они характеризуются более низкими содержаниями FeO^{Tot}/MgO , T_{ZR} (°C), Ga/Al и HFSE: Nb, Zr, Ta, Hf, U, и Th (всцело располагаясь в области OGT-FG, по [72]); LREE, LREE/HREE и ΣREE , при широких вариациях LILE (Sr, Ba, Rb) и Pb по сравнению с одновозрастными магматическими породами Сихотэ-Алиня (рис. 7).

Примечательно, что на дискриминантных диаграммах точки составов всех магматических пород раннего палеогена Берёзовской ВТ-системы, Брусиловской ВТС и ЮЗ Японии (~68–56 млн лет) попадают в поле трансформных окраин (рис. 8). Эти данные согласуются с установленной нами геодинамической обстановкой, вызванной косым взаимодействием континентальной и океанической плит [52]. Возникающие при таком взаимодействии плит напряжения, возможно, реализовывались, прежде всего, вдоль наиболее ослабленных структур (палеотрансформных разломов/fracture zones) слэба, что способствовало их приоткрыванию и повышенной проницаемости для астеносферного вещества [48, 49, 64].

Условием раскрытия ослабленных зон являются независимые кинематические характеристики:

гравитационное погружение слэба и косое ССЗ направление движения океанической плиты по отношению к желобу (рис. 9). В этой геодинамической обстановке на границе плита-слэб (в районе желоба) помимо антиклинального изгиба происходит продольный разворот слэба против часовой стрелки. Возникающие при таких деформациях напряжения в толще океанической плиты реализуются, прежде всего, вдоль палеотрансформных разломов в слэбе, как наиболее ослабленных структур, образуя структуры растяжения со сдвиговой компонентой, разделяя слэб на отдельные блоки (рис. 9, врезка). Современным свидетельством тому является повышенная сейсмическая активность вдоль разломов вблизи желоба [16]. В данном случае, при косом угле встречи плит, по палеотрансформным разломам на океанической плите происходили левосторонние смещения, что обусловлено последовательным «торможением» блоков по мере их приближения к зоне палеожелоба. А именно, как показано на схеме (рис. 9, врезка), во фронтальной части ЮЗ блока деформации антиклинального изгиба и продольного разворота начинаются раньше, чем в СВ блоке. Следовательно, несколько раньше начнётся и гравитационное погружение ЮЗ блока, а, за счёт запаздывающего СВ блока, вдоль их границы (погружающегося палеотрансформного разлома) будут происходить уже

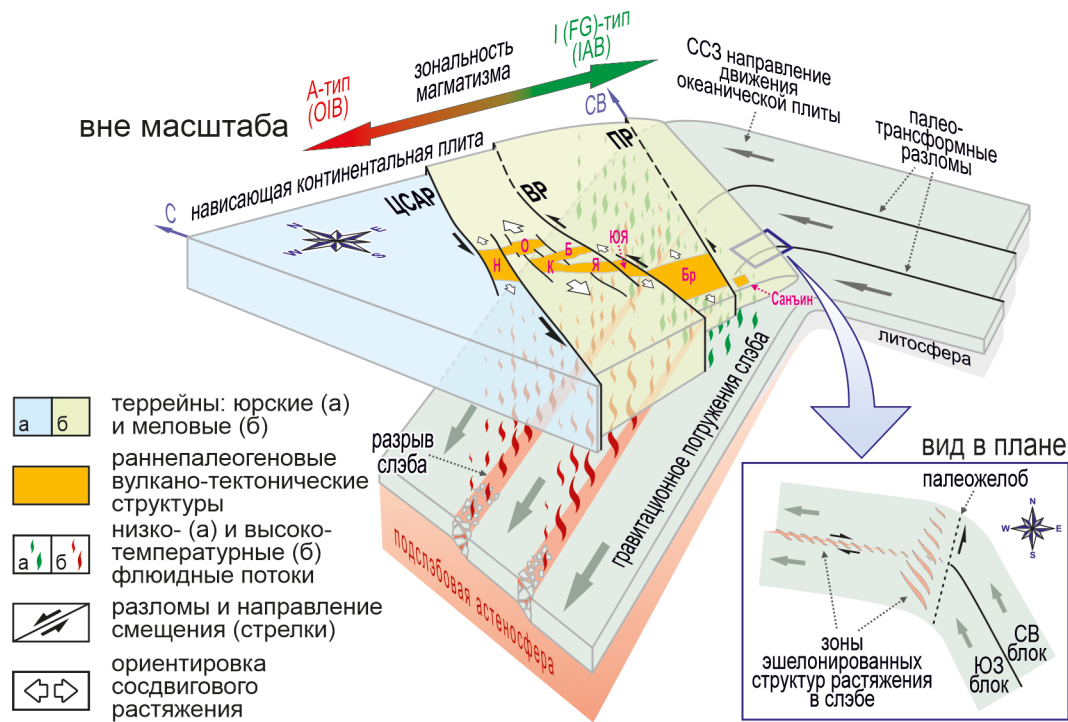


Рис. 9. Принципиальная схема зональности проявления магматизма в Сихотэ-Алине при косом взаимодействии плит в палеоцене: кинематика разломов и структуры проницаемости в слэбе и нависающей континентальной плите (по [52], с изменениями и дополнениями).

Вулкано-тектонические структуры: Ноттинская (Н); Орочёнская (О); Берёзовская (Б); Караванная (К); Якутинская (Я); Южно-Якутинская (ЮЯ); Брусиловская (Бр). На врезке показано формирование деструктивных форм на границе плита-слэб и их кинематические характеристики при косом взаимодействии плит. Пояснения в тексте.

правосторонние смещения с развитием эшелонированных структур растяжения. Важно отметить, что в зоне деформаций на границе плита-слэб возникающие напряжения могут реализовываться в виде левосторонних смещений, сопровождаясь последовательным развитием зоны эшелонированных структур растяжения в ССВ направлении параллельно желобу (рис. 9, врезка). Однако с погружением слэба динамическое влияние левосдвиговой компоненты, как и общей деструкции, на границе плита-слэб ослабевает и происходит разрушение этих структур. Вместе с тем, вдоль линии погружающегося палео-трансформного разлома эшелонированные разрывные нарушения могут эволюционировать с глубиной за счёт продольных смещений блоков. Условием прекращения развития этих разрывов могут быть как достижение предела хрупких деформаций, так и уравновешенное погружение блоков слэба, что, вероятно, и происходит на глубинах, предположительно, более 200 км. Формирование эшелонированных структур растяжения в слэбе, являющихся, по сути, каналами проницаемости для мантийных расплавов,

объясняется отсутствием магматических образований с типичными «надсубдукционными» геохимическими характеристиками.

Таким образом, разновозрастные палеоценовые породы в пределах трансекта от тыловой (Березовская ВТ-система) к окраинно-континентальной (Брусиловская ВТС) зоне южного Сихотэ-Алиня и далее на юго-запад Японского архипелага – к бассейну Саньин характеризуются закономерными изотопно-геохимическими изменениями. Переход от типичных пород А-типа (с OIB-обогащенными характеристиками мантийного источника) во внутриконтинентальной части Сихотэ-Алиня к высокодифференцированным породам (FG-типа) и далее к более деплетированным составам магматического источника IAB-типа, расположенных в непосредственной близости к зоне взаимодействия плит (района Саньин), объясняется уменьшением степени влияния горячей астеносферной мантии (и, прежде всего, флюидной составляющей), внедрившейся сквозь деструктурированный слэб и оказавшей воздействие на континентальную литосферу (рис. 9).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые изотопно-геохимические данные по одной из наиболее крупных раннепалеогеновых эпиконтинентальных структур южного Сихотэ-Алиня существенно дополняют фактический материал по магматизму в период глобальной геодинамической перестройки Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода на границе мела и палеогена от субдукции к скольжению литосферных плит.

Временной интервал внедрения (~61–56 млн лет назад) магматических образований и структурные параметры формирования Брусиловской ВТС, в совокупности с полученными данными по одновозрастным внутриконтинентальным проявлениям региона, соответствуют условиям осдвигового растяжения, происходившего в единой геодинамической обстановке, обусловленной косым взаимодействием континентальной и океанической плит под действием ССЗ (345–355°) сжатия. Возникающие при таких деформациях напряжения в слэбе реализовались, прежде всего, вдоль наиболее ослабленных структур (палеотрансформных разломов), что способствовало их приоткрыванию и повышенной проницаемости для подслэбовых расплавов.

Изотопно-геохимическая зональность в распределении продуктов магматизма, по мере удаления от границы косоугольного взаимодействия плит в глубь континента, обусловлена влиянием флюидной составляющей астеносферных потоков с компонентами литосферы. Во внутриконтинентальной части региона, расположенной непосредственно над каналами максимальной проницаемости слэба, формируются мантийные магмы (типа OIB), продуцирующие магматические образования А-типа. С уменьшением проницаемости слэба и интенсивности потока астеносферного вещества (напр. в окраинно-континентальной части), и возрастанием степени смешения с анатектическими выплавками (IAB-типа), образуются гибридные магмы, продуктом дифференциации которых являются высококремнистые железистые граниты, близкие по составу породам FG-типа.

В ходе дальнейших исследований необходимо обратить внимание на возможность инициирования мезозой-кайнозойской геодинамической перестройки Сихотэ-Алинского орогенного пояса от субдукции к скольжению литосферных плит в более ранний, чем предполагалось (~61 млн лет назад), позднемеловой (маастрихт: ~71–67 млн лет назад) период. Проявления магматических образований на ранних этапах изменения геодинамического режима (таких как Сигуёвский массив) могли иметь исключительно локальный характер, формируясь в отдельных структурах

осдвигового растяжения, приуроченных к оперяющим субмеридиональным разломам, развитым вдоль крупнейших ССВ сдвигов Сихотэ-Алиня.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны к.г.-м.н. С.О. Максимова (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток) за полезные комментарии к более ранним версиям рукописи и выражают благодарность д.г.-м.н. Н.Н. Круку (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи. Исследование выполнено по госзаданию ДВГИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
2. Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb-датирование экструзивно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // Докл. АН. 2008. Т. 419, № 1. С. 81–85.
3. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попова А.А., Потапов С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
4. Быковская Е.В. Стратиграфия и петрология верхнемезозойских и кайнозойских вулканогенных образований Ольгатетюхинского района: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук, 1960. 33 с.
5. Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
6. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
7. Гребенников А.В. Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулканоструктуры (Приморье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 33 с.
8. Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И. Опыт петрохимической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 68–73.
9. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
10. Гребенников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты позднемелового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 41–65.
11. Гребенников А.В., Касаткин С.А., Федосеев Д.Г., Ханчук А.И. Среднепалеоцен–раннеэоценовый (60.5–53 млн лет) этап магматизма на юге Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 5. С. 34–40.
12. Гребенников А.В., Максимов С.О. Причины появления вулканических пород А-типа на активных окраинах континентов на примере Южного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 2. С. 254–272.
13. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм

- трансформных окраин тихоокеанского типа. Основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 3–24.
14. Гребенников А.В., Касаткин С.А., Чекрыжов И.Ю., Федосеев Д.Г. Возраст и геодинамические особенности формирования Брусиловской вулкано-тектонической структуры Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 6. С. 104–110.
 15. Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан - Евразия в конце раннего мела // Докл. АН. 2019. Т. 487, № 4. С. 56–59.
 16. Касаткин С.А., Обжиров А.И. Флюидоконтролирующее значение разломной зоны Носаппу и условия формирования потоков метана и залежей газогидратов (Охотоморский регион) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 1. С. 61–66.
 17. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
 18. Коваленко С.В. (Ред.). Геологическая Карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53) – оз. Ханка: Объясн. запа. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 684 с.
 19. Костин А.Я., Пеженина Л.А. (Ред.). Лист госгеолкарты L-53-XXXIV, XXXV. 1:200 000. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2006.
 20. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и Геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 276–302.
 21. Лосив В.М. (Ред.). Геологическое Строение и Полезные Ископаемые Листов L-53-XXVIII, XXXIII-XXXIV-XXXV (участок Кавалеровский). Отчет Кавалеровской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 за 1995–2002 г. в 4-х книгах. Министерство природных ресурсов Российской Федерации Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды по Приморскому краю. Федеральное Государственное унитарное предприятие «Приморская поисково-съёмочная экспедиция». Владивосток. 2002.
 22. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Медведева С.А. Вещественный состав, источники питания и обстановки формирования нижнемеловых отложений Северного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 6. С. 24–44.
 23. Матюнин А.П. Магматизм Кавалеровского и Верхнеарминского оловорудных районов: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1988. 267 с.
 24. Михайлов В.А. Магматизм Вулкано-Тектонических Структур Южной Части Восточно-Сихотэ-Алинского Вулканического Пояса. Владивосток. 1989. 164 с.
 25. Пеженина Л.А., Лызганов А.В. (Ред.). Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000, второе издание, серия Южно-Сихотэ-Алинская. Листы K-53-III, IV. Геологическая карта. Управление по недропользованию по Приморскому краю («Приморнедра»). 2008.
 26. Попов В.К., Гребенников А.В. Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 47–54.
 27. Сахно В.Г., Коваленко С.В. Магматические комплексы Ороченской кальдеры Восточно-Сихотэ-Алинского пояса: изотопное датирование (U-Pb-SHRIMP), микро- и редкоземельный состав и золото-серебряная минерализация // Докл. АН. 2018. Т. 479, № 4. С. 417–421.
 28. Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 3. С. 101–112.
 29. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
 30. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
 31. Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулканотектонические Структуры Восточно-Сихотэ-Алинского Вулканического Пояса // Тр. лаб. палеовулканологии. Вып. 6. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1972. 150 с.
 32. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Материалы XXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
 33. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
 34. Ханчук А.И. (Ред.). Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
 35. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 4. С. 441–445.
 36. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб–сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29.
 37. Ханчук А.И., Гребенников А.В. Позднемиоцен-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 5. С. 3–15.
 38. Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings // Lithos. 1998. V. 45. P. 45–70.
 39. Castillo P.R. Origin of the adakite–high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico // Geol. Soc. Am. Bull. 2008. V. 120. P. 451–462.
 40. Chugaev A.V., Chernyshev I.V., Ratkin V.V., Gonevchuk V.G., Eliseeva O.A. Contribution of crustal and mantle sources to genesis of Sn, B and Pb-Zn deposits in South Sikhote-Alin subprovince (Russian Far East): Evidence from high-precision MC-ICP-MS lead isotope study // Ore Geol. Rev. 2020. V. 125: 103683.
 41. Clemens J.D., Petford N. Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings // J. Geol. Soc. 1999. V. 156. P. 1057–1060.
 42. Engebretson D.C. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. 1985. Spec. Pap. 206. P. 1–59.
 43. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

44. Golozubov V.V., Simanenko L.F. Tectonostratigraphy of the Jurassic accretionary prisms in the Sikhote-Alin region of Russian Far East // *Scientific Reports*. 2021. V. 11: 19337.
45. Grebennikov A.V., Maksimov S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // *J. Mineral. & Petrol. Sci.* 2006. V. 101, N 2. P. 69–88.
46. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications // *Lithos*. 2016. V. 261. P. 250–261.
47. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // *Int. Geol. Rev.* 2021. V. 63, N 5. P. 601–629.
48. Grebennikov A.V., Kemkin I.V., Khanchuk A.I. Paleocene–early Eocene post-subduction magmatism in Sikhote-Alin (Far East Russia): New constraints for the tectonic history of the Izanagi-Pacific ridge and the East Asian continental margin // *Geoscience Frontiers*. 2021. V. 12, N 4: 101142.
49. Grebennikov A.V., Kasatkin S.A. Paleocene A-type igneous suites in the Sikhote-Alin (the East Asian continental margin): Petrological, geochronological, isotopic, and geodynamic constraints // *Geoscience Frontiers*. 2023. V. 14, N 6: 101673.
50. Hole M., Rogers G., Saunders A., Storey M. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation // *Geology*. 1991. V. 19. P. 657–660.
51. Jahn B.M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 111. P. 872–918.
52. Kasatkin S.A., Grebennikov A.V. The early Paleogene strike-slip tectonic setting at the northeastern Asian margin: Magmatism and structural evidences // *Intern. Geol. Rev.* 2023. V. 65, N 14. P. 2288–2314.
53. Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // *J. Geodynamics*. 2016. V. 102. P. 202–230.
54. Kemkin I.V., Grebennikov A.V., Ma X.-H., Sun K.-K. Late Cretaceous granitoids of the Sikhote-Alin orogenic belt, southeastern Russia: implications for the Mesozoic geodynamic history of the eastern Asian continental margin // *J. Geological Society*. 2022. V. 179, N 4: jgs2021-109.
55. Kessel R., Schmidt M.W., Ulmer P., Pettke T. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth // *Nature*. 2005. V. 437. P. 724–727.
56. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. N 120. P. 117–138.
57. King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // *Australian J. Earth Sci.* 2001. V. 48. P. 501–514.
58. Liu K., Zhang J., Xiao W., Wilde S.A., Alexandrov I.A. A review of magmatism and deformation history along the NE Asian margin from ca. 95 to 30 Ma: Transition from the Izanagi to Pacific plate subduction in the early Cenozoic // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 209. 103317.
59. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
60. Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): a new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 358–371.
61. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
62. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *Island Arc*. 1993. V. 2, N 1. P. 15–34.
63. Negrete-Aranda R., Contreras J., Spelz R.M. Viscous dissipation, slab melting, and post-subduction volcanism in the south-central Baja California // *Geosphere*. 2013. V. 9, N 6. P. 1714–1728.
64. Nishida K., Imaoka T., Kiminami K., Nagamatsu Y., Iizumi S. Marked change of Sr–Nd isotopic compositions of granitoids in Sanin Belt of SW Japan and Gyeongsang Basin of Korea during the latest Cretaceous, and geologic significance // *J. Geol. Soc. Jpn.* 2013. V. 119. P. 229–248.
65. Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Royer J.-Y., Calmus T., Aguillón-Robles A., Cotten J., Benoit M., Michaud F., Bourgeois J. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2007. V. 161. P. 95–117.
66. Patchett P.J., Chase C.G. Role of transform continental margins in major crustal growth episodes // *Geology*. 2002. V. 30. P. 39–42.
67. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Miner. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
68. Robinson F.A., Bonin B., Pease V., Anderson J.L. A discussion on the tectonic implications of Ediacaran late- to post-orogenic A-type granite in the northeastern Arabian Shield, Saudi Arabia // *Tectonics*. 2017. V. 36. P. 582–600.
69. Streckeisen A.L., Le Maitre R.W. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks // *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 1979. V. 136. P. 169–206.
70. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, London, 1989. P. 313–345.
71. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth and Planetary Science Letters*. 1983. V. 64. P. 295–304.
72. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
73. Wu F.Y., Liu X.C., Ji W.Q., Wang J.M., Yang L. Highly fractionated granites: Recognition and research // *Science China Earth Sciences*. 2017. V. 60. P. 1201–1219.

74. Zack T., Kronz A., Foley S.F., Rivers T. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists // *Chemical Geology*. 2002. V. 184, N 1–2. P. 97–122.
75. Zheng Y.-F. Subduction zone geochemistry // *Geoscience Frontiers*. 2019. V. 10. P. 1223–1254.

Рекомендована к печати В.В. Акининым
после доработки 28.03.2024 г.
принята к печати 15.04.2024 г.

A.V. Grebennikov, S.A. Kasatkin, A.I. Khanchuk

Isotopic and geochemical zonality of the Paleocene magmatism in the Asia-Pacific transition zone

The diversity of the tholeiitic, alkali or calc-alkali, high-silica, and adakitic rocks (I-, FG- and A-types) in the northeastern margin of Asia often leads to controversial conclusions about the character of magmatism and the active margin evolution in the West Pacific during the Late Mesozoic–Cenozoic. In addition, paleogeodynamic reconstructions of the Asia-Pacific region can only be made based on the synthesis of patterns identified in compositions of magma sources, evolution and character of magmatism, and strain and kinematic analysis of fault tectonics of all parts of the eastern margin of the paleo-Asian continent.

The paper presents new isotopic, geochemical, and structural data on one of the largest early Paleogene structures located at the continental margin of the southern Sikhote-Alin. Based on the new and previously published [49, 52] data we have concluded that the tectonic and magmatic settings of the region were shaped by oblique interaction of continental and oceanic plates during the Late Cretaceous-early Paleogene. The igneous products of the frontal (FG-type), in respect to the trench, and intracontinental (A-type) parts of the area are characterized by isotopic-geochemical variations caused by thermal changes in upwelling asthenosphere and by interaction with lithospheric components. These processes accounted for the formation of initial magmas similar to the IAB- or OIB-type mantle source, respectively.

Key words: A- and FG-type rocks, Brusilovka volcano-tectonic structure, Sikhote-Alin, Sanin, Japan.