

ПОЗДНЕМИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВАЯ ТРАНСФОРМНАЯ ОКРАИНА КАМЧАТКИ

*А.И. Ханчук^{1,2}, А.В. Гребенников¹*¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: axanchuk@mail.ru²ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017

Поступила в редакцию 27 января 2021 г.

Тестирование геохимических составов позднекайнозойских вулканитов Камчатки на новых дискриминантных диаграммах подтвердили представления о существовании различных геодинамических режимов в это время. Показано, что позднемиоцен (~6 млн лет)-плиоценовые вулканиты Восточной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии, а также позднеплиоцен (~3.5 млн лет)-голоценовые щелочные, известково-щелочные, а также адакитовые вулканиты центральной части Срединного хребта аналогичны вулканитам трансформных окраин тихоокеанского типа. В то же время, миоцен-голоценовые вулканиты Южной Камчатки, миоцен-раннеплиоценовые вулканиты Срединного хребта и плейстоцен-голоценовые вулканиты Восточной Камчатки аналогичны вулканитам конвергентных окраин. В центральной части Камчатки (от побережья до Срединного хребта) в конце миоцена–плиоцене в процессе коллизии Кроноцкого террейна островной дуги и скольжения Тихоокеанской плиты на этом участке сформировались магматические комплексы, типичные для трансформной окраины. Геохимия вулканитов трансформной окраины обусловлена апвеллингом подслэбовой астеносферы как в зону коллизии, так и в зону вулканической дуги Срединного хребта после разрыва и последующего отрыва слэба Командорско-Кроноцкой микроплиты.

Ключевые слова: конвергентная и трансформная окраины, разрыв слэба, подслэбовая астеносфера, геохимия, дискриминантные диаграммы, п-ов Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большинство исследователей рассматривают позднекайнозойскую геодинамическую эволюцию Камчатки в рамках существования двух конвергентных окраин: ранней олигоцен-миоценовой и современной, которая возникла сразу же после коллизии 6–4 млн лет назад Кроноцкой поздне-меловой-эоценовой эпокееанической островной дуги с континентальным блоком Камчатки [1, 3, 53, 69 и др.]. В этих геодинамических моделях непрерывной субдукции слабым местом остается генезис поздне-миоцен-плиоценовых (на Восточной Камчатке и в Центрально-Камчатской депрессии) и плиоцен-голоценовых (в Срединном хребте) щелочных вулканитов с типичными внутриплитными геохимическими характеристиками [2, 5, 6, 21, 31, 39, 55]. Для объяснения появления этих пород предложен ряд геодинамических моделей, в которых в разных вариантах предполагается либо внедрение подслэбовой астеносферы

в зону субдукции с последующим разрывом слэба [2, 3, 16, 31], либо влияние мантийного плюма, сформированного в астеносфере под Тихоокеанской плитой к востоку от Курило-Камчатского глубоководного желоба (~400–500 км), а затем конвективным течением перемещенного ко вновь формирующейся зоне субдукции [2].

В работе [65] анализируется сейсмическая структура мантии под Камчаткой и предлагается модель миграции зоны субдукции с эпизодическим отрывом слэба. Идея катастрофического отрыва слэба под Камчаткой также рассматривается и в работе [71] для объяснения отсутствия погружающегося слэба в западной части Алеутской дуги на границе с Камчаткой [72]. Очевидно, что альтернативность объяснения природы однотипных и близвозрастных щелочных вулканитов Камчатки, дискуссионность причины появления астеносферного диапиризма – открывают возможность обоснования модели, объединяющей эти различные представления.

Ранее нами было высказано предположение, что во временном промежутке между миоценовой и современной конвергентной окраинами Камчатки существовала обстановка скольжения плит (трансформная окраина) с площадным астеносферным диапиризмом [43, 45]. Такая модель логично объясняет синхронность коллизии Кроноцкого террейна и проявления щелочного магматизма внутриплитного типа в зоне коллизии. Однако развитию этой модели препятствовали распространенные представления о тесной пространственно-временной ассоциации щелочных базальтоидов внутриплитного геохимического типа с типично островодужными вулканическими сериями [2, 3, 16, 20, 21, 31, 59 и др.].

В то же время, на основе целого ряда геологических данных по позднекайнозойским окраинам Тихоокеанского побережья установлено, что известково-щелочные, высокоглиноземистые и адакитового типа породы, типичные для конвергентных обстановок, могут в совокупности с породами внутриплитного геохимического типа присутствовать и на трансформных окраинах [13]. Однако вследствие комплексности их составов, а также отсутствия установленных полей трансформных окраин на существующих геохимических дискриминантных диаграммах критерии их геохимических различий до настоящего времени установлены не были. Авторские дискриминантные диаграммы для разделения магматических пород конвергентных и трансформных окраин [66] позволяют по новому подойти к решению вопроса геодинамической перестройки Камчатки в позднемиоцен-плиоценовый период, что и является целью данного исследования.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАМЧАТКИ

Полуостров Камчатка совместно с цепью Курильских островов обычно рассматривают как единую энсиалическую островодужную систему с непрерывными глубоководным желобом, активным вулканическим поясом и сейсмофокальной зоной [1, 17, 23]. Однако в отличие от Курил, где дуга существует с олигоцена, современная структура Камчатки сформировалась в течение последних нескольких млн лет. Еще в плейстоцене и даже в начале голоцена (менее

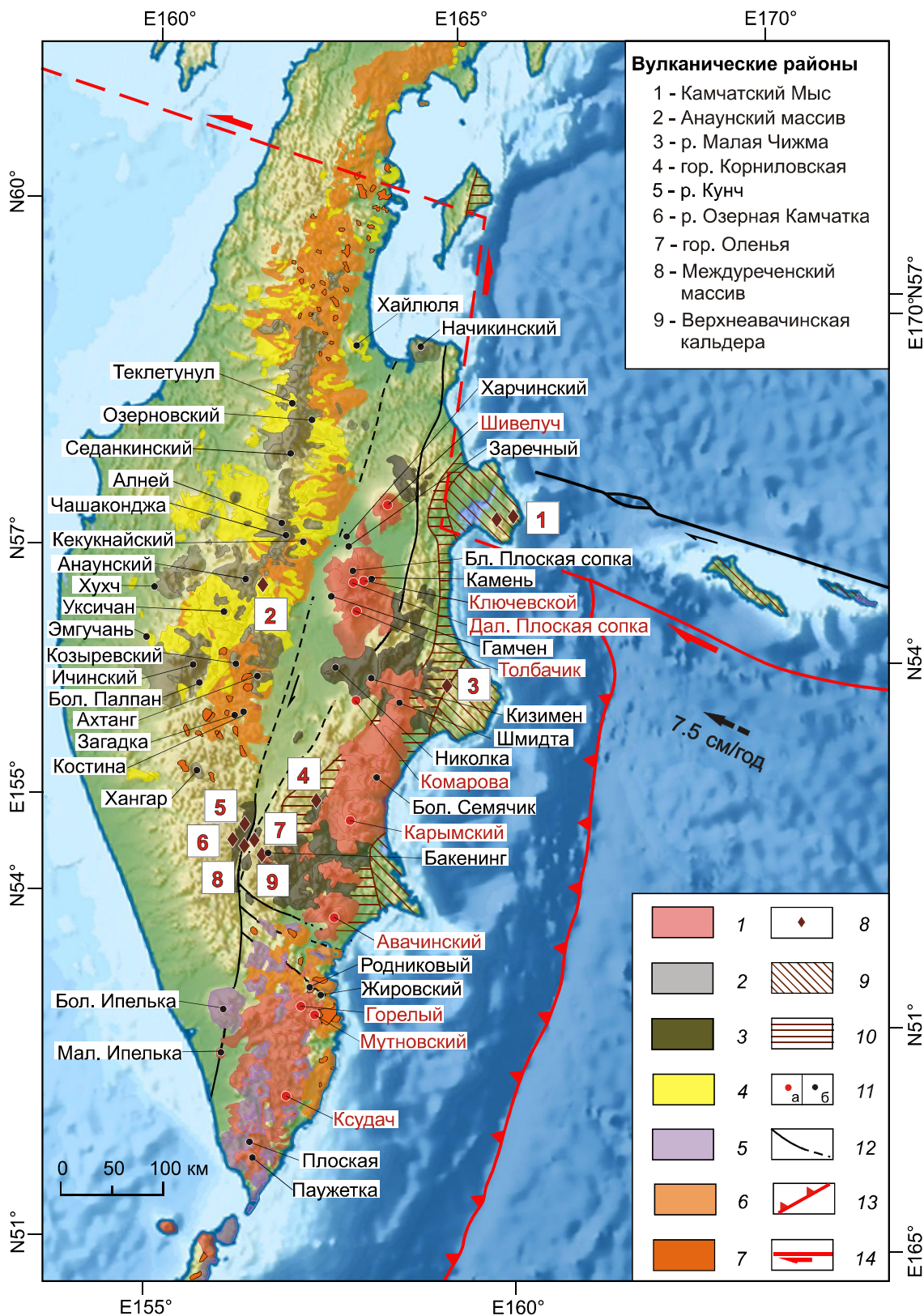
0.1 млн лет) наблюдались существенные различия в развитии северного и южного сегментов Курило-Камчатской зоны. Граница двух сегментов с разной геологической историей не совпадает с переходом от моря к суше, а проходит по Петропавловско-Малкинской зоне поперечных дислокаций (ПМЗ) южнее Авачинского вулкана [69]. Геология полуострова характеризуется комплексным строением, так как здесь выделяются три пояса четвертичного вулканизма: Восточный вулканический пояс, протянувшийся до юга полуострова и Северных Курил; Ключевской пояс, главным образом включающий группы вулканов Шивелуча и Ключевского; тыловой пояс Срединного хребта (рис. 1). С востока к Камчатке приключается Алеутская островная дуга с трансформной границей в Командорском секторе. Условное продолжение этой границы на Камчатке ограничивает распространение активных вулканов к северу от нее [23] (рис. 1).

Фундамент Камчатской островной дуги образован меловыми и кайнозойскими террейнами и постаккреционными комплексами, которые отражают становление континентальной коры с С-3 на Ю-В [18, 19, 22, 36, 44, 53 и др.]. В западной части Камчатского полуострова преобладают турбидиты верхнего мел-раннего палеогена [36, 51] с небольшим количеством рифтогенных меловых ультраосновных вулканитов [37] и палеоценовых базальтов [24], характеризующие образования трансформной континентальной окраины, возникшей в конце кампана после прекращения субдукции под Охотско-Чукотскую вулканическую дугу [42–44 и ссылки в них].

Гранитно-метаморфический комплекс южной части Срединного хребта, вероятно, представляет собой часть этой окраины, преобразованной в процессе эоценовой коллизии позднемеловой–палеоценовой островной дуги [25, 53, 67]. В результате коллизии и отрыва слэба с подъемом подслэбовой астеносферы около 52 млн лет назад образовался гранитно-метаморфический комплекс Срединного хребта и одновременно внедрились интрузивы норит-кортландитовой формации [25 и ссылки в ней]. Восточнее выделяется совокупность мел-палеоценовых террейнов внутриокеанических островных дуг, аккреционных призм и офиолитов, которые были аккрецированы и надвинуты на континентальную окраину в эоцене

Рис. 1. Позднекайнозойские геолого-геодинамические комплексы Камчатки.

1 – позднеплейстоцен-голоценовые вулканиты надсубдукционного типа; 2 – позднеплейстоцен-голоценовые вулканиты трансформного типа; 3 – позднемиоцен-раннеплейстоценовые вулканиты трансформного типа; 4 – плиоцен-раннеплейстоценовые вулканиты надсубдукционного и трансформного типов нерасчлененные; 5 – плиоцен-раннеплейстоценовые вулканиты надсубдукционного типа; 6–7 – олигоцен-миоценовые надсубдукционные вулканиты (6) и гранитоиды (7); 8 – плиоценовые дайковые поля щелочных базальтоидов; 9 – Кроноцкий террейн поздний мел-палеоценовой островной дуги; 10 – Ветловско-Говенский террейн олигоцен-миоценовой аккреционной призмы; 11 – активные (а) и потухшие (б) вулканы и вулканические массивы; 12 – разломы; 13–14 – конвергентные (13) и трансформные (14) границы плит. Схема составлена на основе данных [32] с дополнениями по [28, 31, 33, 53].



(~52–46 млн лет назад) при восточном направлении субдукции (Ачайваям-Валагинская палеодуга) или пододвинуты под окраину в позднем миоцене–плиоцене (6–4 млн лет назад) при западном направлении субдукции (Кроноцко-Командорская палеодуга) [18, 19, 22, 36, 53]. Со среднего эоцена на западе Камчатки формировались постаккреционные вулканические комплексы. Средне-раннеолигоценовые – представлены щелочными (К-Na и К), а также субщелочными базальтоидами рассеянного рифтогенеза [31, 41], вероятно образованными в обстановке трансформной окраины после синсдвиговой коллизии островной дуги [19]. В позднем олигоцене в пределах Срединного хребта и на Южной Камчатке образовалась надсубдукционная вулканическая дуга [31, 53]. На самом востоке Камчатки (рис. 1) выделяется Кроноцкий терреин позднемеловой-эоценовой островной дуги с фрагментом позднемеловой аккреционной призмы на п-ове Камчатский Мыс [46, 47, 70]. Этот эпикоеанический терреин около 7–6 млн лет назад начал аккретироваться к континентальному блоку Камчатки и блокировать олигоцен-миоценовую субдукцию океанической литосферы, которая существовала между Кроноцкой дугой и Камчаткой (Кроноцкая микроплита) [53, 69, 79 и ссылки в ней]. Комплексами-индикаторами этой субдукции являются Ветловско-Говенский терреин аккреционной призмы и континентальный вулканический пояс Срединного хребта [50, 53, 79]. Самые молодые отложения аккреционной призмы в районе Кроноцкого п-ова состоят из олигоцен-миоценового флиша, в котором присутствуют включения ранне-среднемиоценовых пелагических кремней [4]. Все это свидетельствует о вероятном начале аккреции Кроноцкой дуги здесь в позднем миоцене [53, 70]. Верхний возрастной рубеж этого события оценивается по угловому несогласию между деформированными морскими отложениями нижнего и среднего миоцена и горизонтально залегающими вулканитами верхнего миоцена–плиоцена [70]. С позднего плейстоцена на Восточной и Южной Камчатке формировалась единая вулканическая дуга.

Традиционно выделяются четыре района распространения позднекайнозойских вулканических отложений: Восточная Камчатка (ВК), Южная Камчатка (ЮК), Центрально-Камчатская депрессия (ЦКД) и Срединный Хребет (СХ). На ЮК вулканиты с внутриплитными характеристиками не обнаружены, в то время как на ВК они присутствуют среди позднемиоцен-плиоценовых, в ЦКД – миоцен-раннеплейстоценовых и в СХ – позднеплиоцен-голоценовых вулканических комплексах.

Восточная Камчатка

Восточно-Камчатская вулканическая зона – крупная постаккреционная структура, которая нача-

ла формироваться в конце миоцена к северу от ПМЗ, а в современном виде она представляет собой плато с многочисленными стратовулканами между полуостровами восточного побережья (Шипунский и Кроноцкий) и Восточным хребтом.

На ВК позднекайнозойские вулканические отложения с угловым несогласием перекрывают подстилающие образования олигоцен-миоценовой аккреционной призмы (рис. 1). Здесь выделяются два этапа позднекайнозойского вулканизма: ранний – позднемииоцен-плиоценовый и поздний – плейстоцен-голоценовый (современный), которые отличаются составом магматических пород. Поздний представлен чередованием базальтовых, андезибазальтовых и андезит-дацит-риолитовых пород изветково-щелочной серии [14, 15, 31, 59, 80]. Ранний отличается от позднего присутствием потоков, силлов и даек щелочных и субщелочных базальтов и их интрузивных аналогов, наряду со средне-основными вулканитами известково-щелочной серии, а также пород адакитового состава [3, 5, 6, 31, 38–40]. Характерно чередование базальтов повышенной щелочности с базальтами известково-щелочной серии [31]. Нижняя возрастная граница раннего этапа по палеонтологическим данным определяется поздним миоценом [5] и согласуется с новыми Ar-Ar датировками андезибазальтовых игнимбригов 5.8–5.6 млн лет [56]. Верхняя – четко не определена, но по имеющимся данным этот этап включает весь плиоцен [2], а, возможно, и ранний плейстоцен [33].

Южная Камчатка

Южно-Камчатская вулканическая зона занимает южную оконечность полуострова и от других зон отделена ПМЗ (рис. 1). В истории развития позднекайнозойского вулканизма здесь выделяют три крупных этапа вулканизма. Первый этап связан с формированием олигоцен-миоценовых вулканогенных отложений андезитовой формации. Второй, датированный поздним миоценом–плиоценом, связан с крупной вспышкой наземного базальт-андезит-риолитового вулканизма. Наиболее поздний связан с формированием многочисленных четвертичных вулканов, шлаковых и лавовых конусов [напр., 26].

Позднекайнозойские вулканические комплексы ЮК представлены геохимически однородными толщами базальтов, андезитов, дацитов и риолитов нормальной щелочности [49, 57, 62, 77, 78].

Центрально-Камчатская депрессия

Центрально-Камчатская грабенообразная депрессия (рифт) расположена между Срединным и Восточным хребтами и на юге-западе выклинивается на сочленении с ПМЗ. Начало формирования ЦКД относят к позднему плиоцену [27] или к миоцену [52].

Треугольная форма ЦКД вероятно обусловлена правым сдвигом (рис. 1).

В ЦКД выделяются два этапа магматизма: поздний среднеплейстоцен-голоценовый и ранний позднемиоцен-раннеплейстоценовый. Поздний этап представлен дифференцированным рядом от базальтов до риолитов нормальной щелочности вулканов Ключевской, Толбачик, Шивелуч, Плоские Сопки, Камень, Харчинский, Заречный и Николка [3, 11, 59, 76]. К раннему – относятся позднеплиоцен-раннеплейстоценовые лавы вулканов Начикинский, Хайлюла [75], плиоценовые (~3.2–2.7 млн лет) породы магнезиально-андезитовой и Nb-обогащенной адакитовой ассоциации Междуречного массива и г. Оленей [31], а также позднемиоценовые платоэффузивы рек Озерная Камчатка и Кунч с возрастом 6.35–6.22 млн лет [21].

Срединный хребет

Вулканический пояс Срединного хребта сформирован в конце олигоцена–начале миоцена и с угловым несогласием залегает на деформированных мелпалеогеновых структурах полуострова [1, 31, 53]. Вулканисты пояса прослеживаются в С-В направлении вдоль Срединного хребта (рис. 1). В южной части хребта, до вулкана Хангар, сейсмофокальная зона трассируется на глубине около 400 км, в то время как далее на север – не прослеживается [60, 64, 65].

В СХ выделяются два этапа позднекайнозойского магматизма, которые отличаются составом вулканических пород: поздний – позднеплиоцен-голоценовый и ранний – олигоцен-миоцен-раннеплиоценовый [31]. Поздний этап отличается от раннего присутствием щелочных базальтов наряду с субщелочными и известково-щелочными базальтами, андезитами и дацитами. Достоверное начало позднего этапа определяется Аг-Аг датировкой базанитов г. Хухч 3.78 ± 0.05 млн лет [81], андезибазальтов г. Костина 3.47 ± 0.12 и 3.40 ± 0.08 [9], гавайитов массива Эмгучань 2.97 ± 0.42 млн лет [31] и, таким образом, может быть условно принято с границей 3.5 млн лет. Важно подчеркнуть, что М.М. Певзнер [28] в своей фундаментальной работе установила значительно меньшее распространение голоценовых вулканистов как составной части четвертичного вулканизма СХ [8] по сравнению с показанным на государственных геологических картах. Например, доказано отсутствие голоценового вулканизма в пределах плиоценового вулканического центра Уксичан [28].

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЙ

Для реконструкции геодинамических событий были использованы геохимические данные по всем комплексам позднекайнозойских вулканических пород

Камчатки. Данные для выявления дальнейших критериев геодинамических обстановок подбирались, в первую очередь, с учетом геохронологических характеристик магматических комплексов, подробно описанных в предыдущих главах. База геохимических данных общей сложностью более 1200 анализов различных типов пород приведена в электронном приложении к статье (см. дополнительные материалы TableS1).

В связи с целью нашей статьи за основу были выбраны дискриминантные диаграммы для петрогенных оксидов $TiO_2 \times 10 - Fe_2O_3^{Tot} - MgO$ и рассеянных элементов $Nb \times 5 - Ba/La - Yb \times 10$, способные уверенно разделять магматические породы надсубдукционного островодужного и континентально-окраинного типа (связанного с конвергентными окраинами) от пород, образованных в условиях трансформного скольжения литосферных плит [66].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Современная структура Камчатки образовалась в результате двух этапов аккреции мел-палеогеновых островных дуг в западном направлении. На первом, раннеэоценовом этапе аккретировалась Ачайваям-Валагинская поднемеловая–палеоценовая дуга [53]. Можно предполагать, что в ходе коллизии образовалась трансформная континентальная окраина с характерным среднеэоцен-раннеолигоценным щелочным и субщелочным базальтовым магматизмом Западной Камчатки [31, 41]. Этот этап завершился формированием позднеолигоцен-миоценовой конвергентной окраины, вулканическая дуга которой расположена в СХ, на ЮК и продолжается на Курильские острова [1], а аккреционная призма (Ветловско-Говенский террейн) – на ВК и о. Карагинском (рис. 1) [53].

На втором, позднемиоцен-плиоценовом этапе аккретировалась Кроноцко-Командорская дуга. На территории ВК в конце миоцена начинают формироваться вулканические комплексы, которые перекрыли олигоцен-миоценовую аккреционную призму и Кроноцкий террейн дуги после его коллизии. Поскольку позднемиоценовые вулканисты известны только на юге вулканической зоны (Верхнеавачинская кальдера и гора Корниловская), можно предполагать, что возраст постколлизийного вулканизма омолаживается с юга на север, что согласуется с моделью начальной коллизии Кроноцкой дуги в районе Шипунского блока и распространения её на северо-восток до Камчатского Мыса. Этот этап завершился формированием в позднем плейстоцене современной конвергентной окраины Камчатки [53, 69].

Показательно поведение составов позднеплейстоцен-голоценовых вулканических пород ВК, которые на представленных дискриминантных диаграммах

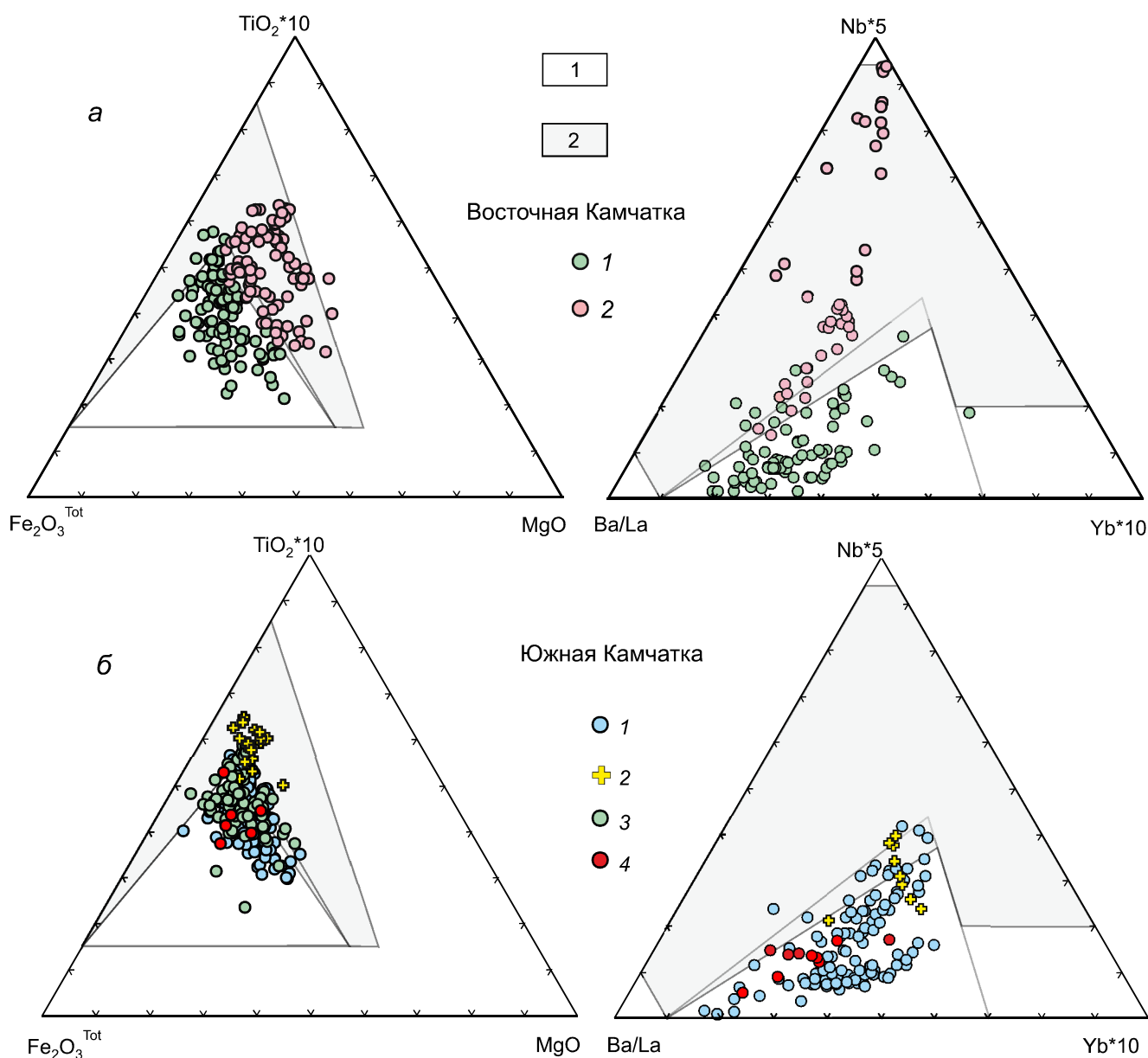
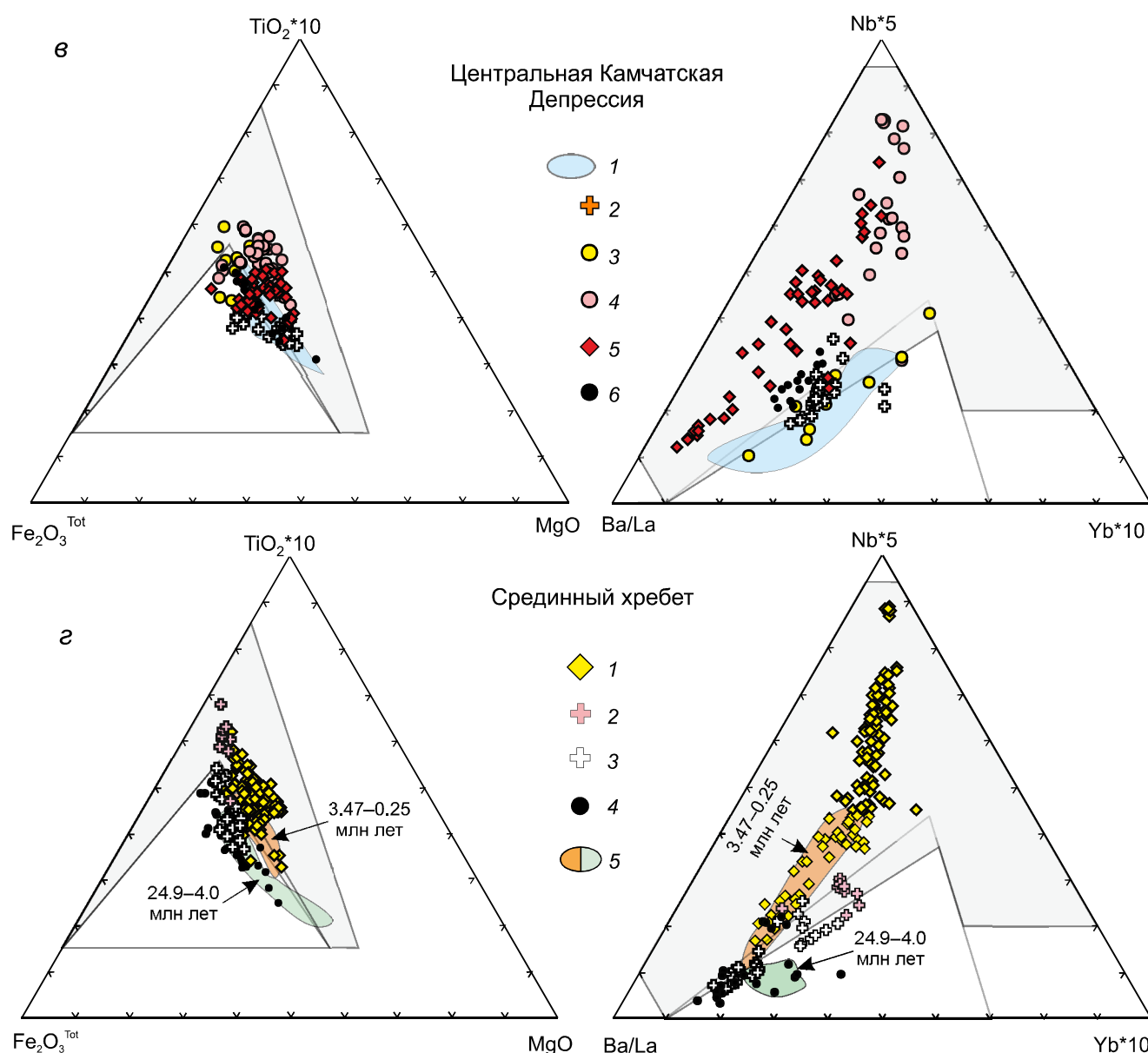


Рис. 2. Дискриминантные геодинамические диаграммы [66] для позднекайнозойских вулканических пород Камчатки с полями магматических пород (1) зон надсубдукционного островодужного и окраинно-континентального типов (конвергентных окраин) и (2) магматических пород границ скольжения литосферных плит (трансформных окраин континентов, островных дуг).

а – Восточная Камчатка (199 анализов): 1 – позднеплейстоцен-голоценовые базальты, андезитобазальты, дациты, риодациты и риолиты вулканических массивов Карымского и Большого Семьячика [14, 15]; позднеплейстоцен-голоценовые вулканические породы вулк. Гамчен, Шмидт, Комаров и Кизимен [59]; современные андезитобазальты вулкана Авача [80]. 2 – позднемиоцен-плиоценовые вулканиты: позднемиоценовые базальты щапинской свиты [5]; среднемиоценовые габброиды и позднемиоценовые базальтоиды района г. Корниловской восточных отрогов Валангинского хребта [6]; позднемиоценовые щелочные габброиды и трахидолериты Кроноцкого перешейка, р. Мал. Чажма и п-ова Камчатский Мыс [38–40]; позднемиоцен-плиоценовые адакиты и Nb-обогащенные базальты Восточной Камчатки [3]; андезитобазальтовые и андезитовые игнимбриты (5.78–5.58 млн лет) Верхнеавачинской кальдеры [56]. **б – Южная Камчатка (309 анализов):** 1 – позднеплейстоцен-голоценовые (Q_{3-4}) толеитовые базальты и трахиандезиты вулк. Мутновский, Горелый, Паужетка, Плоская, Ксудач [49, 57, 62, 77]. 2 – среднеплейстоценовые (0.36–0.23 млн лет по [77]) дациты и риолиты вулк. Горелый [49, 57, 62, 77, 78]. 3 – плиоцен-позднеплейстоценовые (4–0.5 млн лет) риолитовые игнимбриты и экструзивы Карымшина вулканического центра, вулк. Большая и Малая Ипелька [26, 57, 58]. 4 – миоцен-плиоценовые



лаво-пирокластические толщи Жировского и Родникового палеовулканов [44, 48]. **в** – *Центрально-Камчатская депрессия (391 анализ)*: 1 – поле позднеплейстоцен-голоценовых вулканических пород вулк. Ключевской, Толбачик, Шивелуч, Плоские Сопки, Камень, Харчинский, Заречный [3, 10, 11, 59, 63] и голоценовых вулканических пород вулк. Толбачик [76]. 2 – позднеплейстоцен-голоценовые базальты и андезитобазальты моногенных центров вулкана Бакенинг [61]. 3 – позднеплейстоценовый вулкан Николка [21, 59]. 4 – раннеплейстоценовые лавы вулканов Начикинский и Хайлюла [75]. 5 – плиоценовые (~3.2–2.7 млн лет) породы Mg# андезитовой и НЕВ-адакитовой ассоциации Междуречного массива и г. Оленьей [31]. 6 – платоэффузивы (6.35–6.22 млн лет) рек Озерная Камчатка и Кунч [21]. **z** – *Срединный хребет (318 анализ)*: 1 – позднеплиоценовые–раннеголоценовые вулканы моногенных конусов Теклетунуп, Озерновский, Седанка, Алней-Чашаконджа, Кекукнайский [81]; трахибазальты (1.7–1.86 млн лет) ареальной зоны Кекукнайского вулканического массива [31]; базальты и трахибазальты Большого Паяллана [31]; андезитобазальты-риодациты Ахтанга и Ичинского вулканов [8, 59]; средне-позднеплиоценовые субвулканические базальты гор Хухч (3.78 млн лет) и массива Эмгучань (2.77 млн лет) [31]. Изотопные К-Аг датировки вулканических пород вулк. Ичинский (0.35 млн лет), Хангар (0.35 млн лет), Ахтанг (1.2–0.8 млн лет), г. Юртиная, Костина, Загадка, Козыревка и Анаунского вулканического района (3.2–1.9 млн лет) [29, 30]. 2 – плиоценовые трахиты и трахидациты (3.56–3.34 млн лет [57]) вулк. Уксичан [16]. 3 – плиоценовые трахибазальты и трахиандезиты ранних этапов щитовой постройки вулк. Уксичан [8, 16]. 4 – миоцен-среднеплиоценовые (до 3.64 млн лет) вулканические образования из р-на плато Озерновское, Двухручное и Крюки, Ноксичан [8, 57, 59, 81]; шошониты и латиты (5.70 млн лет [57]) вулк. Теклетунуп [31]. 5 – поля составов позднеолигоцен-раннеплиоценовых эффузивов вулканических массивов гор Ахтанг и Костина [9].

попадают в поле вулканитов конвергентных окраин, в то время как щелочные и известково-щелочные позднемiocен-плиоценовые породы обособлены исключительно в поле вулканитов трансформных окраин (рис. 2, а). Обращает внимание, что в пределах ЮОК составы миоцен-голоценовых вулканитов расположены главным образом в поле пород конвергентных окраин (рис. 2, б), за исключением положения среднеплейстоценовых дацитов и риолитов вулк. Горелого на диаграмме петрогенных оксидов, что, возможно, связано с их более кремнекислым ($\text{SiO}_2 > 63$ мас.%) составом.

В ЦКД постаккреционные позднемiocен-плиоценовые вулканиты перекрывают преддуговые комплексы олигоцен-миоценовой вулканической дуги [53], и их возраст также омолаживается в северном направлении [21]. Составы пород этих комплексов формируют отдельные поля на представленных дискриминантных диаграммах. Так, составы позднеплейстоцен-голоценовых вулканитов находятся в поле конвергентных окраин, а познемiocен-раннеплейстоценовых – в поле вулканитов трансформных окраин. Показательно распределение вулканитов позднеплейстоценового вулкана Николка, характеризующихся «переходными» составами на рис. 2, в. Возможно такое поведение составов вулканических пород можно объяснить по аналогии с активными вулканами Шивелуч и Ключевской группы, которые в целом обособлены в поле конвергентных окраин, но на диаграмме для петрогенных элементов частично попадают в поле трансформных окраин (переходную зону), что согласуется с данными о поступлении горячей астеносферы вдоль границы окончания субдуцирующей Тихоокеанской плиты [12].

В СХ магматические породы, сопоставимые с вулканитами трансформных окраин, фиксируются начиная примерно с 3.5 млн лет назад, в то время как дораннеплиоценовые – попадают исключительно в поле пород конвергентных окраин (рис. 2, г). Это согласуется с оценкой времени смены вулканитов надсубдукционного геохимического типа на внутриплитный [31, 55] или гибридный [9]. Следует иметь в виду, что в СХ наиболее древние вулканиты трансформной окраины известны только в его центральной части, т.е. на широте разновозрастных вулканитов ЦКД и ВК.

Обобщение геологических и геофизических данных предшествующих исследований и тестирование геохимических составов позднекайнозойских вулканических пород на авторских диаграммах позволяют уточнить геодинамическую эволюцию Камчатки на протяжении последних 10 млн лет. (рис. 3). Реконструкция на 10 млн лет особых разногласий не вызывает. В миоцене продолжалась субдукция Тихоокеанской плиты под ЮОК. Предполагается, что под

центральную часть СХ субдуцировалась Кроноцкая микроплита, выделенная [53], а под северную – Командорская [50, 79] (рис. 3, а), или существовала единая Командорско-Кроноцкая микроплита, как это следует из реконструкций [35]. Около 6 млн лет назад южная часть Кроноцкой дуги столкнулась с Камчаткой, а полное причленение дуги завершилось около 4–3.5 млн лет назад [34, 53] (рис. 3, б). Коллизия Кроноцкого террейна сопровождалась трансформным скольжением Тихоокеанской плиты вдоль его восточной границы и погружением плиты в северном направлении. Плиоценовые базальты, андезиты и дациты водопадской свиты Командорских островов [54] – вероятный индикатор этой субдукции.

Как показано в [13 и ссылки в ней], магматические комплексы трансформной окраины формируются не в трансформном разломе, а в стороне от него, что имеет кардинальное отличие от магматически активного сегмента трансформного разлома, который пересекает срединный хребет. Магматизм трансформной окраины никак не связан с трансформным разломом, а обусловлен внедрением подслэбовой астеносферы после остановки субдукции. Поскольку Земля шар (геоид), то после остановки субдукции, в ходе коллизии островной дуги, начинается неизбежное скольжение океанической плиты по трансформному амагматичному разлому. Подслэбовая астеносфера – менее плотная, чем слэб, и в случае остановки субдукции обладает возможностью продвижения вверх сквозь ослабленные деструктурированные зоны слэба. Она является источником щелочных пород с внутриплитными (OIB) характеристиками, но, в отличие от плюмов, в трансформной окраине формируются как адакиты, образованные за счет плавления океанической коры вокруг разрывов в слэбе и надслэбовой мантии, так и породы известково-щелочной серии – в результате плавления вещества мантийного клина предшествующей субдукции и континентальной коры [74 и ссылки в ней]. Обычно магматиты известково-щелочной серии априори рассматривают как надсубдукционные. В то же время, на предложенных авторских диаграммах эти «островодужные» породы уверенно разделяются на связанные с конвергентной и трансформной окраинами [66].

Можно допустить, что на Камчатке формирование трансформной окраины сопровождалось вначале разрывом, а затем отрывом слэба, фрагмент которого по данным сейсмотомографии предполагается на продолжении современного слэба [65]. Отрыв слэба привел к апвеллингу менее плотной подслэбовой астеносферы, которая плавила слэб и определила гибридные геохимические особенности вулканитов. Апвеллинг астеносферы захватил олигоцен-миоценовую аккре-

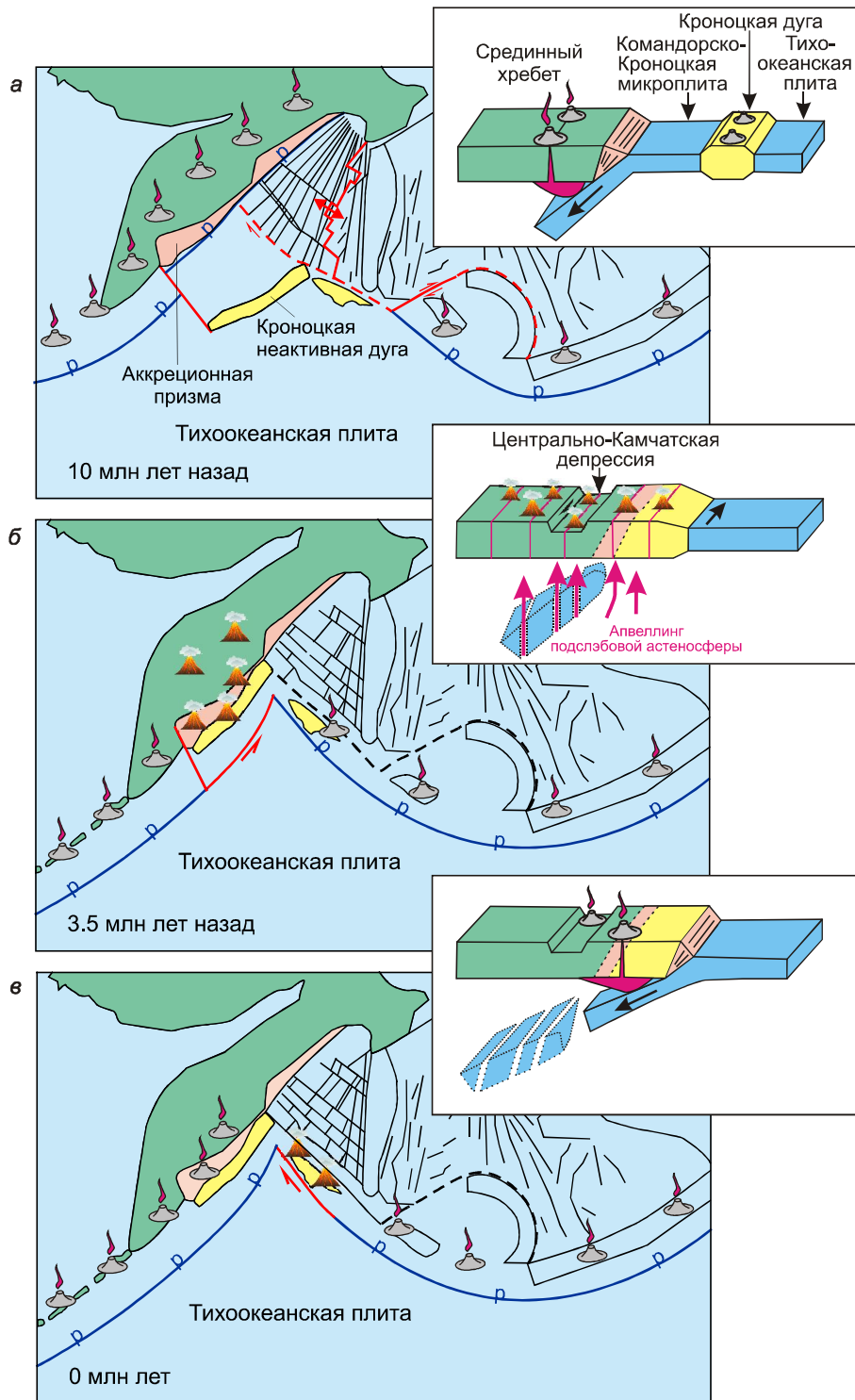


Рис. 3. Палеогеодинамические реконструкции Камчатки.

ционную призму и Кроноцкий террейн (рис. 3, б). В этом случае нет необходимости привязывать образование адакитов ВК к процессу субдукции, как предполагается [3]. Известно, что адакиты присутствуют и в трансформной окраине Нижней Калифорнии, где субдукция океанической плиты не отмечена, а формирование пород этого типа объясняется плавлением палеослаба в результате воздействия подслэбовой астеносферы вследствие прекращения субдукции [74]. Предложенная модель разрыва и отрыва слэба объясняет синхронность аккреции Кроноцкого террейна и проявления щелочного магматизма непосредственно в зоне коллизии после заклинивания зоны субдукции. Более щелочной тип базальтоидов ВК по сравнению с СХ [55] и появление таких необычных пород, как андезибазальтовых игнимбритов [56], вероятно, является следствием отсутствия астеносферного клина между слэбом и нависающей плитой в области Ветловской аккреционной призмы и Кроноцкого террейна. В этом случае постсубдукционные базальтоиды Срединного хребта формировались над мантийным клином.

В плейстоцене сформировалась современная конвергентная окраина Камчатки, а вдоль Командорских островов – трансформная окраина, индикатором которых являются плейстоцен-голоценовые подводные вулканы к северу от Командорских островов [82] (рис. 3, в). В СХ щелочной вулканизм, характерный для трансформной окраины, продолжался в тылу новой конвергентной окраины, но без связи с современной субдукцией, так как сейсмически видимый слэб отсутствует под голоценовыми вулканами СХ [60, 64, 65, 68]. Подобное явление не является уникальным и, например, описано в Британской Колумбии. Здесь конвергентная граница с вулканической дугой Гарибальди в плиоцене заместила трансформную границу плит. В тылу на удалении примерно 250 км от побережья расположено вулканическое поле щелочных базальтов Уэллс Грей-Клируотер, которое формировалось начиная с 3.5 млн лет и было активно в голоцене синхронно с магматизмом дуги Гарибальди [напр. 73]. Слэб дуги Гарибальди не достигает поля щелочных вулканитов, также как современный слэб Камчатской дуги не достигает пояса щелочных вулканитов СХ [60].

ВЫВОДЫ

Новые дискриминантные диаграммы показывают, что позднемиоцен (~6 млн лет)-плиоценовые вулканиты Восточной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии, а также позднеплиоцен (~3.5 млн лет)-голоценовые вулканиты центральной части Срединного хребта аналогичны вулканитам трансформных окраин Тихоокеанского типа, тогда

как миоцен-голоценовые вулканиты Южной Камчатки, миоцен-раннеплиоценовые вулканиты Срединного хребта и плейстоцен-голоценовые вулканиты Восточной Камчатки аналогичны вулканитам конвергентных окраин.

Эти данные согласуются с результатами геологических и геофизических исследований и позволяют реконструировать на Камчатке позднемиоцен-плиоценовую трансформную окраину, которая возникла в ходе аккреции Кроноцко-Командорской островной дуги и скольжения Тихоокеанской плиты.

Дополнительный массив данных к этой статье доступен в электронном виде на сайте <http://itig.as.khb.ru/POG>

TableS1. Геохимические составы пород позднекайнозойских вулканитов Камчатки.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность д.г.-м.н. Д.В. Коваленко (ЦКП «ИГЕМ-Аналитика», г. Москва) и д.г.-м.н. А.В. Колоскову (ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский) за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-00100.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 248–266.
2. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Внутриплитные базальты и адакиты Восточной Камчатки: условия образования // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. Вып. 16. № 2. С. 55–65.
3. Авдейко Г.П., Бергаль-Кувикас О.В. Геодинамические условия образования адакитов и Nb-обогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 9–22.
4. Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р. Строение безофиолитового коллизионного шва Восточной Камчатки - зоны надвига Гречишкина // Геотектоника. 1997. № 3. С. 74–85.
5. Волынец О.Н., Успенский В.С., Антошин Г.Н., Валов М.Г., Патока М.Г., Пузанков Ю.М., Ананьев В.В., Шипулин Ю.Г. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14–27.
6. Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М. Изотопный состав позднеэоценовых К-Na-щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
7. Волынец А.О., Певзнер М.М., Коваленко Д.В., Лебедев В.А., Грибоедова И.Г. Первые данные о возрасте, геохимических и минералогических характеристиках плато-

- эффузивов г. Юртиной (Срединный хребет Камчатки) // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 21–23.
8. Вольнец О.Н., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 12. С. 1979–1996.
 9. Вольнец О.Н., Певзнер М.М., Лебедев В.А., Кущева Ю.В., Гольцман Ю.В., Костицын Ю.А., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Этапы активизации вулканизма на юго-восточном фланге Срединного Хребта Камчатки: Возраст, геохимия, и изотопные характеристики пород массивов Ахтанг и Костина // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 7. С. 68–73.
 10. Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 140–172.
 11. Горбач Н.В. Происхождение и эволюция магм вулканического массива Шивелуч (Камчатка) по геологическим и петролого-геохимическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2013. 29 с.
 12. Гордеев Е.И., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М. Система магматического питания Ключевой группы вулканов (Камчатка) // Докл. АН. Науки о Земле. 2020. Т. 493, № 2. С. 616–620.
 13. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа. Основные георетические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 3–24.
 14. Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 1–23.
 15. Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Вулканический массив Большой Семьячик (Камчатка): состав пород, минералов, вопросы петрогенезиса // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 20–43.
 16. Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б. Эволюция изотопно-геохимического состава пород вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) и ее связь с неогеновой тектонической перестройкой Камчатки // Петрология. 2019. Т. 27, № 3. С. 283–308.
 17. Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 12. С. 1633–1661.
 18. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
 19. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция Камчатки и юга Корякии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 48–73.
 20. Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 1. Адакиты верховьев р. Валоваям – новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 4. С. 3–27.
 21. Колосков А.В., Давыдова М.Ю., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Новые данные о возрасте, вещественном составе и геологическом строении Центральной Камчатской Депрессии (ЦКД). Часть 1. Типизация пород. Возрастные, петрологические, изотопно-геохимические характеристики // Вулканология и сейсмология. 2019. № 3. С. 3–24.
 22. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Науч. мир, 2003. (Тр. ГИН РАН. Вып. 549. 224 с.)
 23. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 830–851.
 24. Леднева Г.В., Носова А.А., Соловьев А.В. “Известково-щелочной” магматизм хребта Омгон: свидетельство о раннепалеогеновом растяжении // Петрология. 2006. Т. 14, № 2. С. 168–202.
 25. Лучицкая М.В., Соловьев А.В. Раннеэоценовый магматизм Срединного хребта Камчатки: состав и геодинамические аспекты // Петрология. 2012. Т. 20, № 2. С. 166–207.
 26. Масуренков Ю.П. (Ред.) Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
 27. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н., Шандер А.Е., Челебаева А.И., Лупикина Е.Г., Егорова И.А., Кожемяка Н.Н., Лучицкий И.В. Камчатка. Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1974. 437 с.
 28. Певзнер М.М. Голоценовый вулканизм Срединного Хребта Камчатки // Труды геол. ин-та. 2015. № 608. С. 1–252.
 29. Певзнер М.М., Лебедев В.А., Вольнец А.О., Толстых М.Л., Костицын Ю.А., Бабанский А.Д. Возраст стратовулканов Ичинский и Хангар (Срединный Хребет, Камчатка) // Докл. АН. Науки о Земле. 2019. Т. 489, № 6. С. 616–620.
 30. Певзнер М.М., Лебедев В.А., Кущева Ю.В., Вольнец А.О., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Раннечетвертичный возраст заключительного этапа вулканической активности в центральной части Срединного Хребта Камчатки (данные К-Аг-метода) // Докл. АН. 2020. Т. 490, № 1. С. 3–6.
 31. Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск: Ин-т геохимии имени А.П. Виноградова СО РАН, 2014. 41 с.
 32. Петров О.В. (Ред.) Геологическая карта России и прилегающих акваторий. 1:2 500 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2018.
 33. Пономарева В.В., Чурикова Т.Г., Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Певзнер М.М., Сулержицкий Л.Д. Позднеплейстоцен-голоценовый вулканизм Камчатки // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 2. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 19–40.
 34. Савельев Д.П. Петропавловско-Малкинская зона поперечных дислокаций как результат приращения Кронцкой палеодуги // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ДВО РАН, 2005. С. 19–22.
 35. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 191 с.
 36. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в облас-

- тях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. (Тр. ГИН. Вып. 577. 319 с.)
37. Тарарин И.А. Меловой ультраосновной вулканизм Среднего хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 21–34.
 38. Тихомирова С.Р., Бахтеев М.К., Морозов О.А. Натровая щелочно-габброидная формация Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 4. С. 99–106.
 39. Тихомирова С.Р. Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. АН. 1994. Т. 335, № 5. С. 626–629.
 40. Тихомирова С.Р. Новые данные о позднекайнозойских гипабиссальных щелочных и субщелочных породах полуострова Камчатский Мыс (Камчатка) // Докл. АН. 1997. Т. 354, № 3. С. 367–372.
 41. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Перепелов А.Б., Дриль С.И. Состав источников кинкильского комплекса Западной Камчатки по изотопно-геохимическим данным // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 1. Вып. 41. С. 54–72.
 42. Филатова Н.И. Окраинноконтинентальный синсдвиговый маастрихт-палеогеновый магматизм Востока (к проблеме «поясов» Корякско-Западно-Камчатского региона) // Петрология. 2015. Т. 23, № 4. С. 363–385.
 43. 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.
 44. Ханчук А.И. (Ред.). Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
 45. Ханчук А.И., Перепелов А.Б., Мартынов Ю.А. Роль магматизма зон скольжения литосферных плит в формировании Камчатки // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 300–301.
 46. Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плагиотолетовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
 47. Цуканов Н.В. Позднемеловой–эоценовый вулканизм Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 2. Вып. 38. С. 5–21.
 48. Чащин А.А., Полин В.Ф., Иванов В.В., Коновалова Н.П., Екимова Н.А. Флюидный режим палеогеновой и неоген-четвертичной олово-серебряных и золото-серебряных рудно-магматических систем Корякии и Камчатки / А.И. Ханчук (ред.) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. 276 с.
 49. Чащин А.А., Мартынов Ю.А. Петрология пород вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток: Дальнаука, 2011. 270 с.
 50. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман О.М. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука. 1990. 159 с.
 51. Чехович В.Д., Сухов А.Н. О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной Камчатки в поздне-мезозойское-раннепалеогеновое время // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков, С.А. Паланджян. М.: Науч. мир, 2005. С. 195–220.
 52. Шанцер А.Е. Кайнозойское развитие Камчатки - формирование и деструкция нестабильных орогенических поднятий // Очерки тектонического развития Камчатки / Отв. ред. В.В. Белоусов. М.: Наука, 1987. С. 109–164.
 53. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 863–880.
 54. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды // Труды ГИН АН СССР. Вып. 320. М.: Наука, 1978. 100 с.
 55. Щербаков Ю.Д. Геохимия и петрология щелочно-базальт-трахикомендитовой серии Среднего Хребта Камчатки: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: Ин-т геохимии имени А.П. Виноградова СО РАН, 2015. 231 с.
 56. Bergal-Kuvikas O., Leonov V., Rogozin A., Bindeman I., Kliapitskiy E., Churikova T. Stratigraphy, structure and geology of Late Miocene Verkhnevachinskaya caldera with basaltic-andesitic ignimbrites at Eastern Kamchatka // J. Geosci. 2019. V. 64. P. 229–250.
 57. Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K., Portnyagin M.V., Chen C.H. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. and Geothermal Res. 2010. V. 189. P. 57–80.
 58. Bindeman I.N., Leonov V.L., Colón D.P., Rogozin A.N., Shipley N., Jicha B., Loewen M.W., Gerya T.V. Isotopic and petrologic investigation, and a thermomechanical model of genesis of large-volume rhyolites in arc environments: Karymshina volcanic complex, Kamchatka, Russia // Frontiers in Earth Sci. 2019. V. 6. N. 238, doi: 10.3389/feart.2018.00238.
 59. Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, Evidence from across arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. V. 42. N 8. P. 1567–1593.
 60. Davaille A., Lees J.M. Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corener // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 226. P. 293–304.
 61. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Worner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcanol. and Geothermal Res. 2000. V. 104. N 1–4. P. 131–151.
 62. Duggen S., Portnyagin M., Baker J., Ulfbeck D., Hoernle K., Garbe-Schonberg D., Grassineau N. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 71, N 2. P. 452–480.
 63. Gorbach N., Portnyagin M., Tembrel I. Volcanic structure and composition of Old Shiveluch volcano, Kamchatka // J. Volcanol. and Geothermal Res. 2013. V. 263. P. 193–208.
 64. Gorbатов A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. 1997. V. 102, N B8, P. 17883–17898.
 65. Gorbатов A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Geophys. J. Intern. 2000. V. 142, P. 27–36.
 66. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Intern. Geol. Rev. 2021. V. 63, N 5. P. 601–62967.
 67. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B.,

- Garver, J.I., Stevenson, J., Reiners, P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // *Am. J. Sci.* 2009. V. 309. N 5. P. 333–396.
68. Jiang G., Zhao D., Zhang G. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // *Tectonophysics*. 2009. V. 465. P. 190–203.
69. Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone / J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara, P. Izbekov, J. Lees (eds) // *Volcanism and tectonics of the Kamchatka Peninsula and adjacent arcs: Geophysical monograph series* 2007. V. 172. P. 57–64.
70. Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L. Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia: Kinematic implications // *Tectonics*. 2000. V. 19, N 5. P. 834–851.
71. Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature*. 2002. V. 418. P. 763–767.
72. Levin V., Shapiro N.M., Park J., Ritzwoller M.H. The slab portal beneath the Western Aleutians // *Geol.* 2005. V. 33. N 4. P. 253–256.
73. Madsen J.K., Thorkelson D.J., Friedman R.M., Marshall D.D. Cenozoic to Recent plate configurations in the Pacific Basin: Ridge subduction and slab window magmatism in western North America // *Geosphere*. 2006. V. 2. N 1. P. 11–34.
74. Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Royer J.-Y., Calmus T., Aguillón-Robles A., Cotten J., Benoit M., Michaud F., Bourgois J. Slab-tearing following ridge-trench collision: evidence from Miocene volcanism in Baja California, México // *J. Volcanol. and Geothermal Res.* 2007. V. 161. P. 95–117.
75. Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schonberg D. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geol.* 2005. V. 33, N 1. P. 25–28.
76. Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirlwall M., Hoernle K. Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: towards quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *J. Volcanol. and Geothermal Res.* 2015. V. 307. P. 133–155.
77. Seligman A., Bindenan I., Jicha B., Ellis B., Ponomareva V., Leonov V. Multi-cyclic and isotopically diverse silicic magma generation in an arc volcano: Gorely eruptive center, Kamchatka, Russia // *J. Petrol.* 2014. V. 55, N 8. P. 1561–1594.
78. Simon A., Yogodzinski G.M., Robertson K., Smith E., Selyangin O., Kiryukhin A., Mulcahy S.R., Walker J.D. Evolution and genesis of volcanic rocks from Mutnovsky Volcano, Kamchatka // *J. Volcanol. and Geothermal Res.* 2014. V. 286. P. 116–137.
79. Vaes B., van Hinsbergen D.J., Boschman L.M. Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian Basin: clues to causes of Cretaceous and Eocene plate reorganizations // *Tectonics*. 2019. <https://doi.org/10.1029/2018TC005164>.
80. Viccaro M., Giuffrida M., Nicotra E., Ozerov A.Y. Magma storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: Inferences on the plumbing system geometry // *Lithos*. 2012. V. 140–141. P. 11–24.
81. Volynets A., Churikova T., Worner G., Gordeychik B., Layer P. Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: Implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contrib. Miner. Petrol.* 2010. V. 159. P. 659–687.
82. Yogodzinski G.M., Brown S.T., Kelemen P.B., Vervoort J.D., Portnyagin M., Sims K.W.W., Hoernle K., Jicha B.R., Werner R. The role of subducted basalt in the source of island arc magmas: Evidence from seafloor lavas of the Western Aleutians // *J. Petrol.* 2015. V. 56. P. 441–492.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

после доработки 27.01.2020 г.

принята к печати 27.05.2021 г.

A.I. Khanchuk, A.V. Grebennikov

Late Miocene-Pliocene transform margin of Kamchatka

Testing of the geochemical compositions of the Late Cenozoic extrusive rocks of Kamchatka on new discriminant diagrams confirmed the idea of different geodynamic regimes at that time. Late Miocene (~6 Ma) – Pliocene extrusive rocks of Eastern Kamchatka and the Central Kamchatka Depression, as well as the Late Pliocene (~3.5 Ma) – Holocene alkaline, calcareous-alkaline, and adakite extrusive rocks of the central part of the Middle Ridge are shown to be similar to the extrusive rocks of the Pacific type transform margins. At the same time, the Miocene–Holocene extrusive rocks of Southern Kamchatka, the Miocene–Early Pliocene extrusive rocks of the Middle Ridge, and the Pleistocene–Holocene extrusive rocks of Eastern Kamchatka are similar to the extrusive rocks of the convergent margins. In central Kamchatka (from the coast to the Middle Ridge), igneous complexes typical of the transform margin were formed in the area at the end of the Miocene–Pliocene, during the collision of the Kronotsky terrane of the island arc and the movement of the Pacific plate. The geochemistry of the transform margin extrusive rocks is conditioned by the upwelling of the slab asthenosphere both into the collision zone and the zone of the Middle Ridge volcanic arc, following the Komandor-Kronotsky microplate slab segmentation.

Key words: convergent and transform margins, slab segmentation, slab asthenosphere, geochemistry, discriminant diagrams, Kamchatka.