

**ГЕОДИНАМИКА И МАГМАТИЗМ ТРАНСФОРМНЫХ ОКРАИН ТИХООКЕАНСКОГО
ТИПА: ОСНОВНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И ДИСКРИМИНАНТНЫЕ
ДИАГРАММЫ**

А.В. Гребенников¹, А.И. Ханчук^{1,2}

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: greandr@hotmail.com

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН; e-mail: axanchuk@mail.ru

Поступила в редакцию 25 июня 2020 г.

Трансформные окраины представляют собой границы скольжения литосферных плит в горизонтальной плоскости, которые во временном и пространственном плане заменили собой конвергентные окраины, связанные с субдукцией. Это произошло вследствие: их взаимодействия по типу спрединговый хребет-жёлоб (Калифорния; разлом Королевы Шарлотты–Северные Кордильеры; западная часть Антарктического полуострова и, возможно, в позднемiocен-плейстоценовый период на юге Южной Америки) или отмирания хребта вдоль континентальной окраины (Нижняя Калифорния); смены направления движения океанических плит (Западные Алеуты, Командоры; южная оконечность Анд); коллизии островной дуги с континентальной окраиной (Новая Гвинея). Постсубдукционный магматизм взаимосвязан со слэб-виндоу, образовавшимся в результате коллизии спредингового хребта с континентальной окраиной или с формированием разрыва в слэбе, либо отрыва слэба после прекращения субдукции по иным причинам. Магматические серии, сформированные в результате этих событий, включают разнообразные толеитовые (субщелочные), щелочные или известково-щелочные, высокоглинозёмистые и адакитовые породы. Исчерпывающий геохимический массив данных (более 2400 анализов) по магматическим породам эталонных трансформных и конвергентных геодинамических обстановок позволил обосновать наиболее информативные тройные диаграммы для петрогенных оксидов $TiO_2 \times 10 - Fe_2O_3^{Tot} - MgO$ и рассеянных элементов Nb–La–Yb. Преимущественно подходящие для пород с содержанием $SiO_2 < 63$ мас. %, новые диаграммы способны разделять магматические породы, образовавшиеся над зонами субдукции в островной дуге и окраине континента (связанных с конвергентными окраинами), от пород, образовавшихся в тектонической обстановке трансформных окраин вдоль континентов или островных дуг.

Ключевые слова: тектонические обстановки, слэб-виндоу, разрыв и отрыв слэба, подслэбовая астеносфера, геохимия, дискриминантные диаграммы.

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция древних трансформных окраин является важной проблемой современной геологии, поскольку с этой обстановкой связаны особые тектоно-магматические комплексы и крупные месторождения полезных ископаемых [напр., 1, 2, 4, 5, 8–13, 56, 81, 94, 103, 106, 124, 127].

Представления о трансформных окраинах континентов и островных дуг тихоокеанского типа основаны на определении трансформных разломов как «разломов нового класса» и одного из трех типов границ литосферных плит, скользящих в горизонтальной пло-

скости относительно друг друга [152]. Трансформные окраины тихоокеанского типа являются продолжением активных (конвергентных) окраин в отличие от таковых атлантического типа, возникших на продолжении отмерших трансформных разломов [напр., 39].

Известны три основные обстановки перехода от конвергентной к трансформной окраине тихоокеанского типа, образованные вследствие: 1) пересечения жёлоба спрединговым хребтом или отмирания хребта вдоль континентальной окраины; 2) смены направления движения океанической плиты; 3) коллизии островной дуги с континентом.

Существует общее мнение, что магматизм трансформных окраин характеризуется как постсубдукционный и обусловлен формированием разрывов в слэбе и апвеллингом подслэбовой астеносферы с сопутствующим адиабатическим декомпрессионным плавлением [24, 30, 32, 41, 54, 58, 59, 69, 88, 105, 132, 138, 139].

Первые исследования перехода от конвергентной к трансформной границе плит было проведено в Калифорнии, где в результате предшествующего взаимодействия Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта с зоной субдукции вдоль континентальной окраины вместо зоны субдукции образовался трансформный разлом, который впоследствии постепенно разрастался путём одновременной северной и южной миграции тройных сочленений, определяющих оконечности трансформной границы плит [17, 41]. Дикинсон и Снайдер [41] предположили, что удлинение трансформного разлома повлекло за собой возникновение разрастающейся треугольной дыры или «окна» (слэб-виндоу/slab window) в субдуцированной литосфере.

В своей фундаментальной работе Торкелсон [139] построил геометрические модели формирования слэб-виндоу под континентальной окраиной как результат расхождения двух слэбов от центра спрединга после его коллизии с зоной субдукции. Эти модели получили не совсем точное название «субдукция спредингового хребта». Согласно одной из этих моделей, трансформная окраина формируется посредством косоориентированной конвергенции хребта, сильно расчленённого трансформными разломами [139]. В то же время, западнее трансформной окраины Нижней Калифорнии (Бажа California) были распознаны остатки отмершего около 12.5 млн лет назад хребта, разделявшего Тихоокеанскую плиту и плиту Фараллон [напр., 89], и отмерший жёлоб, отражающий собой бывшую Калифорнийскую зону субдукции, где плита Фараллон погружалась до 13 млн лет назад [17]. Это указывает на то, что раскрытие астеносферного окна под Нижней Калифорнией и к востоку от неё не было вызвано субдукцией активного хребта. В связи с этим было предложено несколько близких моделей образования разрыва сплошности отмершего слэба плиты Фараллон уже после прекращения субдукции [напр., 28, 30, 40, 102, 104, 105].

Наиболее популярное понимание «слэб-виндоу» подразумевает только субдукцию спредингового хребта, и ничего другого [7, 96, 153]. В случаях, когда образование окна в слэбе на трансформной окраине не связано с субдукцией спредингового хребта, используются такие термины, как slab tear, slab gap, slab broke и slab break-off [напр., 24, 30, 60, 105]. Главное

отличие слэб-виндоу от разрыва слэба (slab tear) заключается в том, что в первом случае предполагается образование пространства, свободного от слэба, как результат расхождения двух субдуцирующих плит от границы океан-континент, а во втором – разрыв в слэбе одной плиты на некотором удалении от границы океан-континент. Многие авторы, однако, продолжают использовать термин «слэб-виндоу», говоря о разрыве слэба в пределах трансформной окраины, не связанной с субдукцией спредингового хребта [напр., 93, 102, 104,]. Примечательно, что слэб-виндоу могло сформироваться и в обстановке ортогональной субдукции спредингового хребта, т.е. не связанной с трансформной окраиной [напр., 82, 153 и ссылки в них], в то время как разрыв и отрыв слэба – при столкновении островной дуги с континентальной окраиной и коллизионном орогенезе [напр., 32, 38, 79, 80, 150]. Разрыв в слэбе также может формироваться и на продолжении трансформного разлома под континентальной окраиной, как, например, разрыв Нутка, разделяющий слэбы плит Исследователя и Хуан-де-Фука под Британской Колумбией [91]. Образование слэб-виндоу или разрыв слэба описывается и как результат ортогональной коллизии-субдукции асейсмичного хребта Кокос под Центральноамериканской вулканической дугой [14].

Обстановка перехода от конвергентной к трансформной окраине может быть связана со сменой направления движения плит, и в частности Тихоокеанской океанической плиты [напр., 47]. Тектонические реконструкции по типу коллизии океанической дуги с континентом обычно не берут в расчёт характер зоны между континентом, аккрецированной дугой и океанической плитой после прекращения субдукции. Очевидно, что эта зона не была пассивной окраиной, поскольку плиты продолжали перемещаться, и, следовательно, граница между континентальной окраиной и океанической плитой представляла собой границу скольжения плит с разрывом и отрывом слэба, предшествующую образованию новой зоны субдукции [напр., 32].

Существует единое понимание того, что конвергентные окраины возникают вследствие субдукции океанических плит. Многочисленные характеристики позднекайнозойского конвергентного (надсубдукционного) магматизма с давних пор используются при геологических реконструкциях для того, чтобы выявить подобные обстановки и в более древних геологических комплексах [напр., 107, 109].

Геохимические данные по магматическим породам трансформных окраин основываются на исследованиях типичных пород, образованных в пределах слэб-виндоу или разрывов слэба, что предполагает

влияние на их генезис подслэбовой астеносферы, демонстрирующей характеристики обогащённой (OIB) или деплетированной (MORB) мантии [напр., 30, 53, 54, 57, 74, 75, 79, 80, 105, 126, 138, 139, 148].

Ранее, был предложен целый ряд ключевых геохимических признаков и генетических диаграмм [напр., 14, 79, 80, 108, 110, 140] для дискриминации этих источников, проявленных в различных геодинамических обстановках позднего кайнозоя как для конвергентных, так и трансформных окраин. Однако на основе выявленных критериев достоверные результаты могли быть получены только для разделения типичных надсубдукционных (IAB, VAB и VAG) и щелочных пород с внутриплитными характеристиками (OIB, WPB и WPG). В то же время, установлено, что на позднекайнозойских окраинах Тихоокеанского побережья известково-щелочные, высокоглиноземистые и адакитовые типы породы присутствуют как на конвергентных, так и на трансформных окраинах. 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.

Авторами предпринята попытка восполнить этот пробел на основе сравнительного геохимического анализа магматических пород, генетически приуроченных к различным геодинамическим обстановкам Тихоокеанского обрамления (рис. 1), и предложить дискриминантные диаграммы, способные уверенно отделять магматические породы надсубдукционного островодужного и континентально-окраинного типа (связанного с конвергентными окраинами) от пород, образованных в условиях трансформного скольжения литосферных плит.

ГЕОДИНАМИКА И МАГМАТИЗМ ТРАНСФОРМНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Существует несколько примеров трансформных континентальных окраин тихоокеанского побережья, сформированных в результате: 1) пересечения жёлоба спрединговым хребтом или отмирания хребта вдоль континентальной окраины (современная Калифорния, разлом Королевы Шарлотты–Северные Кордильеры, западная часть Антарктического полуострова, и, возможно, позднемиоцен-плейстоценовая окраина на юге Южной Америки); 2) смены направления движения океанической плиты (западные Алеутские и Командорские острова и южная оконечность Анд) и 3) коллизии островной дуги с континентом (остров Новая Гвинея).

Трансформные окраины, связанные с пересечением жёлоба спрединговым хребтом или отмиранием хребта вдоль континентальной окраины

Калифорния и Нижняя Калифорния

Эти геодинамические обстановки лучше всего изучены в западной части Северной Америки, где Тихоокеанская и Североамериканская плиты скользят горизонтально по отношению друг к другу, а самый поздний кайнозойский магматизм, связанный с синдвиговой тектоникой, проявляется от Тихоокеанского побережья до провинции Бассейнов и Хребтов (рис. 2). Дикинсон и Снайдер [41], опираясь на ранние работы [17, 99], заложили основы современного представления о формировании и эволюции трансформной границы плит. Согласно предложенной модели, трансформная граница плит начала формироваться после пересечения жёлоба спрединговым хребтом, что привело к смене направления движения Тихоокеанской плиты и вызвало образование области без слэба под континентом, иначе говоря – «слэб-виндоу». Это слэб-виндоу продолжило разрастаться во время миграции тройных сочленений Мендосино и Ривера на север и юг, соответственно, [41]. Северингаус и Аватер [125] привели аргументы в пользу того, что вместо «слэб-виндоу», развивающегося с запада на восток, в слэбе образовался разрыв, развивающийся с востока и далее на север и юг вместе с тройными сочленениями. Таким образом, разрыв слэба (slab gap) является лишь видоизменённой версией «слэб-виндоу», и оба термина могут быть использованы для объяснения отсутствия надсубдукционного вулканизма в подобных геодинамических условиях.

Однако расшифровка магнитных аномалий дна океана и тектонические реконструкции показали, что система трансформного разлома Сан Андреас возникла примерно 27 млн лет назад вследствие погружения Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта в жёлоб зоны субдукции между плитой Фараллон и Северо-Американской. Это погружение сопровождалось раздроблением плиты Фараллон на несколько микроплит, включая Монтерей (27–19 млн лет), Аргуэлло (20–18 млн лет), Гваделупу (20–14 млн лет), Магдалену (14–12 млн лет) и Риверу (5 млн лет–настоящее время). Аргуэлло-Тихоокеанский хребет и большая часть Монтерей-Тихоокеанского хребта субдуцировались, вызвав формирование слэб-виндоу под Калифорнией [напр., 97] (рис. 3, а). Небольшой несубдуцированный фрагмент плиты Монтерей был обнаружен у побережья Калифорнии, а слэб-виндоу – под континентальной окраиной [146].

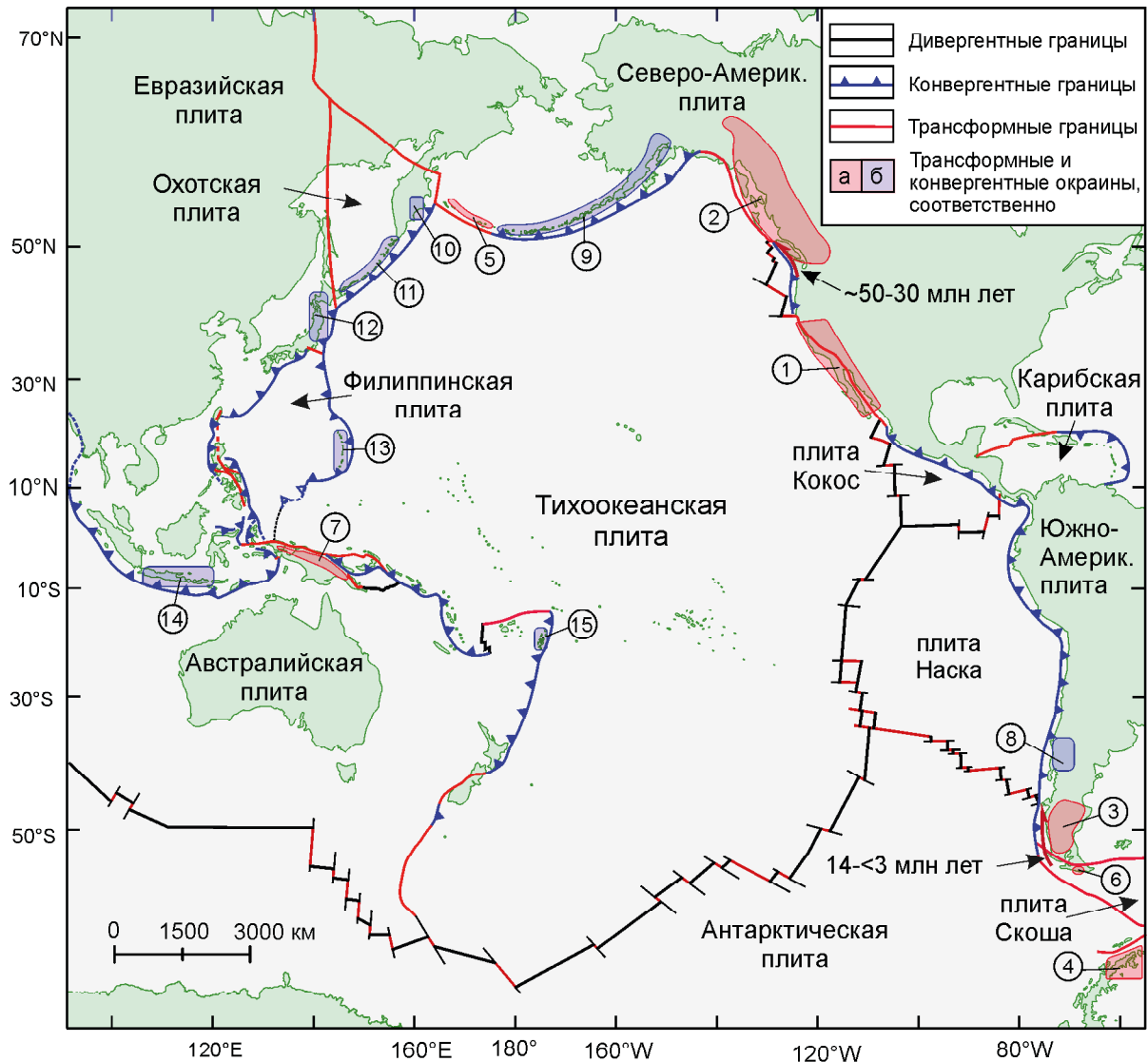


Рис. 1. Стандартные участки трансформных (1–7) и конвергентных (8–15) границ Тихоокеанского обрамления.

1 – Калифорния и Нижняя Калифорния; 2 – разлом Королевы Шарлотты–Северные Кордильеры; 3 – Юг Южной Америки; 4 – западная часть Антарктического полуострова; 5 – западные Алеуты–Командоры; 6 – южная оконечность Анд; 7 – Новая Гвинея; 8 – центральная часть южной вулканической зоны Анд, 37°S–41.5°S; 9 – Алеутская дуга, от Аляски до Ингенстрем депрессии (the Ingenstrom Depression); 10 – восточная Камчатка; 11 – Курильская дуга; 12 – северо-восточная Япония; 13 – южная часть острова Паган, Марианская дуга; 14 – Ява-Зондская островная дуга; 15 – дуга Тонга и вулканический центр Моновой северной части дуги Кермадек. Красные стрелки показывают отмершие трансформные окраины и их возраст.

К западу от Нижней Калифорнии (Baja California) микроплиты Гваделупа и Магдалена перестали субдироваться еще прежде, чем центр спрединга достиг жёлоба, и были захвачены Тихоокеанской плитой вместе с прикрепленными к ним стагнированными слэбами на глубину до 200 км [146]. Частично погружившиеся микроплиты Гваделупа и Магдалена сменили направление и начали удаляться вместе с Тихоокеанской плитой от прибрежной Мексики, что сопровождало отрыв Нижней Калифорнии от материковой части. Продвижение границы плит по направ-

лению к берегу сопровождалось дискретным «прыжком» главного разлома системы на восток. Поэтому современная граница Тихоокеанской и Североамериканской плит располагается по большей части на континенте, а не в океане [89, 93, 97, 134].

Таким образом, модель захвата микроплиты, известная также как концепция «остановившегося слэба» (stalled slab) [22], являет собой прямой и действенный механизм приращения континентальной коры Северной Америки к Тихоокеанской плите. Согласно этой модели, остановка слэба под прото-Кали-

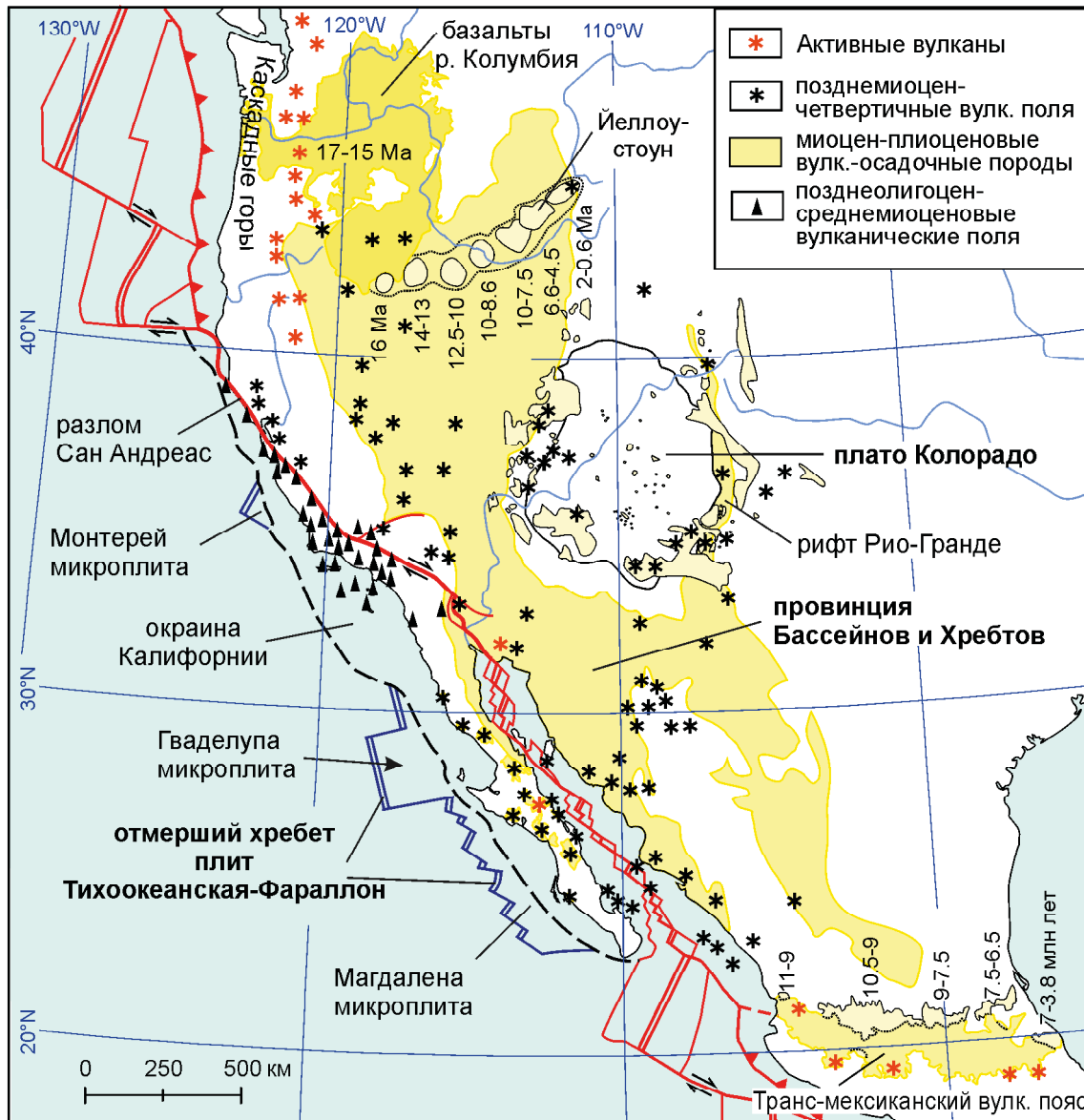


Рис. 2. Позднекайнозойская геодинамика и магматические комплексы Калифорнии как результат пересечения жёлоба спредингового хребта или отмирания хребта вдоль континентальной окраины (тектоническая основа по данным [42, 97]; магматические комплексы на основе данных [25, 30, 49, 120, 136, 142, 148]).

форнийским заливом после отмирания спредингового хребта в жёлобе и прекращения субдукции микроплит Гваделупа и Магдалена вызвала значительный объём регионального апвеллинга Тихоокеанской астеносферы, послужившей мантийным источником постсубдукционных магм, что, в конечном итоге, и обусловило формирование рифтовой зоны Калифорнийского залива [30, 102, 104, 105] (рис. 3, б).

На побережье Калифорнии и близлежащих островах постсубдукционный вулканизм в конце олигоцена–среднем миоцене был связан с переходом от конвергентной границы плит к трансформной, когда

сегменты Восточно-Тихоокеанского поднятия пересекли жёлоб. К юго-западу от разлома Сан Андреас отмечается постепенное омоложение вулканизма на юго-восток в период от ~24 млн лет (~40°N) до 12.5 млн лет (~34°N) в соответствии с последовательными пересечениями по типу хребет-жёлоб [97, 148]. Магматические породы северо-восточной части системы разломов Сан Андреас в период от позднейшего миоцена (~5.5 млн лет) до четвертичного периода (~0.9 млн лет) омолаживаются в северо-западном направлении (напр., линейный пояс вулканических полей к северу от залива Сан-Франциско), что, воз-

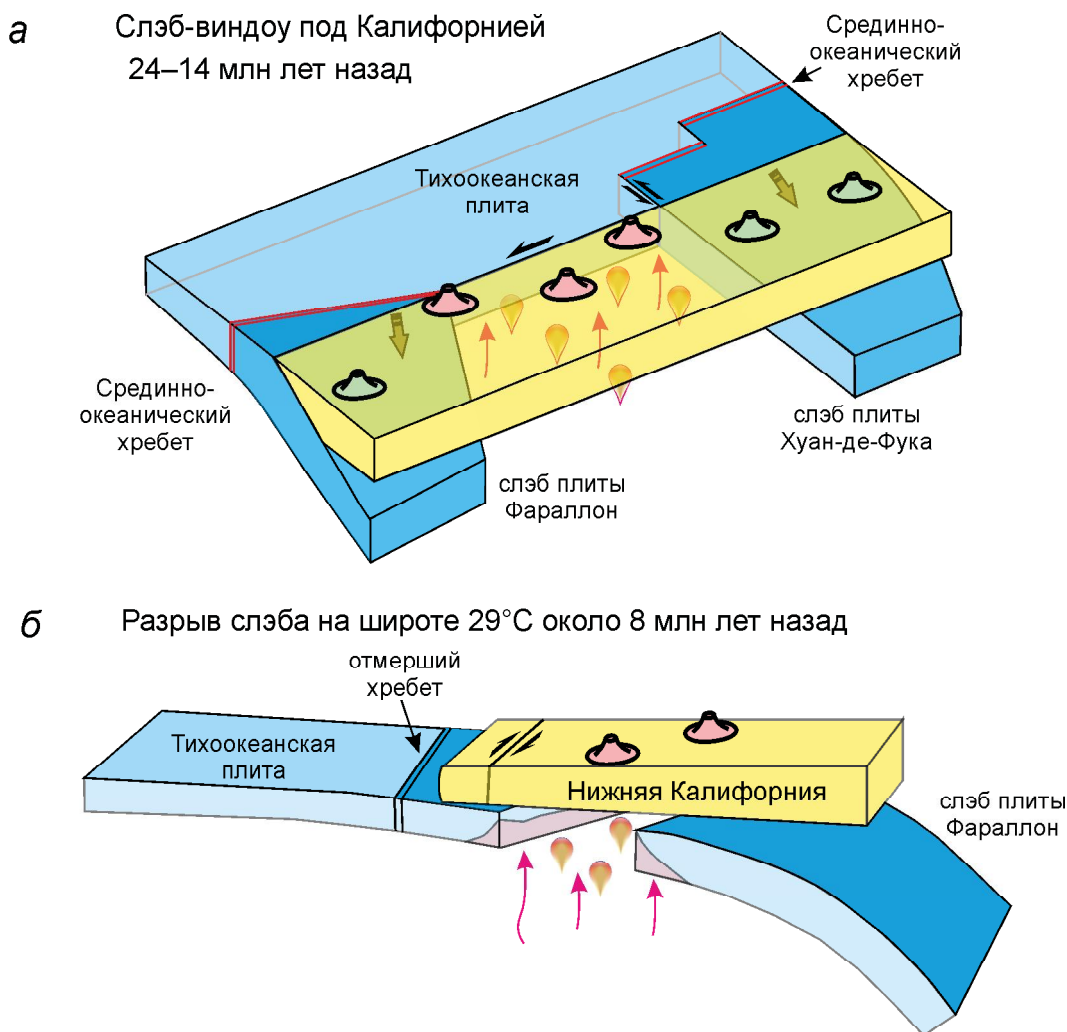


Рис. 3. Модели слэб-виндоу (а) на основе данных [97] и разрыва слэба (б), по [105].

можно, обусловлено миграцией тройного сочленения Мендосино [136].

Вулканические породы, образованные в результате пересечения жёлоба спрединговым хребтом, сформировались как в подводной, так и в наземной обстановке с небольшой разницей во времени, представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами и риолитами. Они принадлежат известково-щелочным магматическим сериям и характеризуются низкими содержаниями K_2O . Петрогенезис базальтов объясняется взаимодействием деплетированной верхней мантии (MORB) с континентальной корой, в то время как генерация риолитовых расплавов – результат ассимиляции континентальной коры базальтовой магмой [126, 148].

Последующая эволюция вулканизма, связанного со слэб-виндоу, например к северу от залива Сан-Франциско, в плиоцен-четвертичное время привела к излиянию базальтов, андезибазальтов, андезитов и

риолитов [136]. Породы вулканических полей Сонома и Клир-Лейк имеют в основном среднекалийный известково-щелочной состав с ростом содержания щелочей относительно кремнезема [136]. Вулканизм южной стороны разлома Гарлок, в Лавовых горах (11.7–5.8 млн лет), по составу схож с его более молодым продолжением к северу от залива Сан-Франциско [129].

На востоке вулканизм, обусловленный влиянием слэб-виндоу, протягивается до провинции Бассейнов и Хребтов. Так в пустыне Мохаве, начиная по меньшей мере с 8 млн лет, большая часть базальтов имеет астеносферное происхождение, которое по изотопии идентично тихоокеанскому MORB источнику и было определено апвеллингом астеносферной мантии через разрыв слэба, образовавшийся в этом регионе в момент возникновения системы трансформных разломов Сан Андреас. В районе Долины Смерти описаны миоцен-четвертичные породы от базальтов до даци-

тов с преобладанием андезибазальтов. Их геохимические и изотопные составы свидетельствуют о взаимодействии древней коры с обогащённой и литосферной мантией, что согласуется с геологическими данными о режиме растяжения в южной части провинции Бассейнов и Хребтов [34].

Позднемиоцен-четвертичные магматические породы Нижней Калифорнии, связанные с отмиранием хребта и разрывом слэба вдоль континентальной окраины, характеризуются исключительным геохимическим разнообразием [напр., 21, 51]. В целом, базальтовые лавы представлены различными типами: от деплетированных MORB до щелочных агпатитовых и, реже, обогащёнными Nb базальтами [15]. Более кремнезёмистые породы включают в себя такие «необычные» породы, как исландиты и высокоглинозёмистые риолиты А-типа [144], магнезиальные андезиты [26, 121] и адакиты [15, 27]. Любопытная ассоциация адакитов с щелочными породами, обогащёнными HFSE, наличие Cu-Au ряда месторождений позволили ряду авторов предположить, что эти породы образуются в уникальных тектонических обстановках, в которых субдуцированный слэб нагревается сверх нормы, разрушается и расплавляется, что приводит к раскрытию астеносферных окон или к разрыву слэба [напр., 26, 31, 155]. Вулканические породы, связанные с трансформной окраиной к востоку от Калифорнийского залива, представлены позднемиоценовыми (12 млн лет) и плиоценовыми гавайитами и четвертичными базальтами [67].

Разлом Королевы Шарлотты–Северные Кордильеры

Разлом Королевы Шарлотты образует одну из крупнейших трансформных окраин Земли. Системы правосторонних сдвигов здесь являются результатом движения Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении вдоль окраины Североамериканской плиты и простираются на 1200 км от тройного сочленения Эксплорер на север от острова Ванкувер (юг Британской Колумбии) до восточной оконечности гор Чугач и Святого Ильи на Аляске [145]. Трансформная окраина здесь появилась в раннем эоцене (~53 млн лет назад) вследствие пересечения хребтом Кула-Воскрешения или хребтами Кула-Воскрешения и Эшеми глубоководного жёлоба субпараллельно континентальной окраине [62, 91]. Примерно 40 млн лет назад плиты Кула и Эшеми присоединились к Тихоокеанской плите, которая стала перемещаться практически в параллельном направлении по отношению к системе трансформных разломов Королевы Шарлотты [91].

Субдукция спредингового центра, параллельного континентальной окраине, и формирование

слэб-виндоу вызывали эоценовый контрастный магматизм, имевший место на Аляске, островах Хайда-Гуай, острове Ванкувер и в районе штата Орегон [18, 23, 62, 91]. Объёмные толеитовые базальты, близкие MORB, и известково-щелочные андезибазальты, обогащенные LREE, но в то же время несколько обогащенные в содержаниях Nb, имеют перекрывающиеся изотопные составы, близкие составам внутриплитных базальтов [65]. Эоценовые тоналит-грандьеитовые и бимодальные свиты интерпретируются как продукты плавления пород континентальной окраины под воздействием MORB расплавов во время взаимодействия океанического хребта с жёлобом [57]. В тыловой области на удалении от границы континент-океан одновременно (53–47 млн лет) этим событиям начался адакитовый вулканизм, который был вызван апвеллингом астеносферы через разрывы в слэбе [74]. Эоценовый вулканический пояс Чаллис-Камлупс, параллельный разлому Королевы Шарлотты, растянулся от Юкона до северной части США через Британскую Колумбию и сложен высококалийевыми известково-щелочными лавами основного-среднего состава и, вероятно, также обусловлен формированием разрыва в слэбе на удалении от границы континент-океан [23, 43].

Современная Северо-Кордильерская неоген-четвертичная вулканическая провинция, связанная с трансформной окраиной Королевы Шарлотты, охватывает широкую территорию западной части Британской Колумбии, Юкона и восточную Аляску. Здесь отмечена ассоциация высокощелочных пород, обычно не встречающихся в Североамериканских Кордильерах. Эти породы представлены нефелинитами, базальтами и ультращелочными фонолитами, трахитами и комендитами. Они характеризуются повышенным содержанием рассеянных элементов и имеют изотопные составы, которые сопоставимы с таковыми астеносферного источника, близкого по составу OIB [46]. На основе исчерпывающей базы данных по миоцен-голоценовым вулканическим породам трансекта длиной в 3500 км, от северных Каскадных гор до Алеутской дуги, было установлено, что типичные составы (из источника гидратированной литосферной мантии) этой территории разделены обширным вулканическим полем с внутриплитными характеристиками (источника безводной астеносферной мантии) [140]. Подобное взаимоотношение объясняется переходом от субдукции к правосторонней трансляции на север в результате взаимодействия по типу хребет-жёлоб и образования слэб-виндоу, что спровоцировало пост-субдукционный магматизм в пределах преддуговой области и аккреционной призмы [46, 62, 91, 138, 140].

Западная часть Антарктического полуострова

На западе Антарктического полуострова (рис. 4) трансформная континентальная окраина также связана с последовательным пересечением жёлоба спрединговым хребтом, начавшимся в эоцене с ЮЗ на СВ между участками Антарктической плиты с плитой Феникс [20, 69, 70].

Вдоль Антарктического полуострова выделены ОИВ базальтоиды с возрастом от 15 до < 0.1 млн лет (рис. 4). Небольшой объём распространённых почти по всей южной части полуострова базанитов, тефритов, щелочных и оливинных базальтов, а также «внутриплитных» толцитов имеет возраст от 40 до < 10 млн лет. Базальты из южной части Антарктического полуострова имеют причинно-следственную связь с прекращением субдукции и образованием слэб-разрывов. Эти базальты сформировались в результате значительного растяжения континентальной литосферы и астеносферного апвеллинга регионального масштаба. Вместе с тем, доказательства существования мантийного плюма под этим регионом отсутствуют [69, 70].

Юг Южной Америки

Позднемиоцен-плейстоценовая окраина, находящаяся к югу от Чилийского тройного сочленения (ЧТС), по многим показателям близка трансформной континентальной окраине.

Современная геодинамическая обстановка в южных Андских Кордильерах является результатом взаимодействия между океаническими плитами Антарктической, Наска и Скоша и континентальной Южно-Американской плитой (рис. 4).

Плита Наска погружается под Южно-Американскую плиту с относительной скоростью 9 см/год, в то время как Антарктическая плита погружается медленнее, со скоростью около 2 см/год. Эти плиты разделены активным спрединговым центром Южно-Чилийского хребта (ЮЧХ), который в данный момент субдуцируется под Южно-Американскую плиту [24, 29, 83, 112]. Однако в южной части Чили не фиксируется сейсмичность, связанная с субдукцией, а слэб прослеживается только до глубины ~40 км на продолжении ЧТС [66 и ссылки в ней]. К югу от ЧТС, между 46–49°S, отмечается и отсутствие вулканической активности [131]. Далее к югу выделяется Аустрал вулканическая зона (АВЗ, 49–55°S), которая включает пять голоценовых вулканов на Южно-Американской плите [112, 132, 133] и вулкан Кука на плите Скоша возле трансформного разлома Магальянес-Фаньяно. Здесь не наблюдается сейсмическая зона Беньофа, связанная с АВЗ, а также нет данных о доголоценовой вулканической активности в пределах пояса [133]. К востоку от АВЗ, между 46.5°S и 52°S, расположены

крупные позднемиоценово-плейстоценовые базальтовые плато (рис. 4) [36, 37, 48, 53, 54, 60, 114].

Пресечение жёлоба ЮЧХ характеризуется сложными процессами коллизии и субдукции. Поскольку ось хребта расположена под косым углом в 10° по отношению к направлению жёлоба, тройное сочленение мигрирует в северном направлении [29, 50, 83].

Реконструкции океанических магнитных аномалий, субпараллельных окраине континента, указывают на то, что первичная коллизия ЮЧХ произошла около южной оконечности Южной Америки (55°S) в период 15–14 млн лет назад. ЮЧХ с тех пор мигрировал в результате последовательного причленения его фрагментов к континентальной окраине на ~1000 км в северном направлении до своего нынешнего положения у полуострова Тайтао (46°S). Были выявлены три отчётливые коллизионные события по типу хребет-жёлоб. В промежутке между 14 и 10 млн лет на протяжении 700 км практически непрерывный участок ЮЧХ испытал столкновение между 55°S и 48°S. Более короткие участки хребта коллидировали в период 6 и 3 млн лет между 48°S и 47°S [29]. Начальная стадия коллизии ЮЧХ совпадает с отмиранием вулканической дуги 16–14 млн лет назад и последующим внедрением адакитов с возрастом 14–12 млн лет [76, 115], формированием большеобъемных миоцен (от 12 млн лет)–плейстоценовых мафических вулканитов на обширных территориях южной Патагонии [36, 37, 53, 54, 60, 114]. В позднем миоцене (12.5 млн лет) пять недеформированных бимодальных плутонов внедрились вдоль линеамента северного направления на протяжении свыше 650 км по восточному краю Кордильер (рис. 4). Их простирали субпараллельно современному жёлобу и простирали погребенного около 12 млн лет назад фрагмента ЮЧХ [16, 101].

Современный орогенный пояс Патагонских Кордильер формировался с юга на север во время последовательных коллизий фрагментов ЮЧХ начиная с периода в 14 млн лет [52, 116, 117] после отмирания вулканической дуги с возрастом 16–14 млн лет, чьи фрагменты отмечены на восточном склоне Центральной Патагонии [115]. Анализ кинематики разлома, а также СЮ до С-СЗ тренд складок и взбросов указывают на доминирующее широтное сжатие с компонентой правостороннего сдвига вдоль простирали [35]. Патагонские Кордильеры демонстрируют морфотектонические и тектонические характеристики, которые сильно отличаются от характеристик более северных Анд и являются не типичными для связанного с субдукцией пояса, вдоль которого отсутствует погребённый спрединговым хребет [116, 117, 123].

Несмотря на общее согласие мнений о взаимосвязи образования позднемиоцен-плейстоценовых

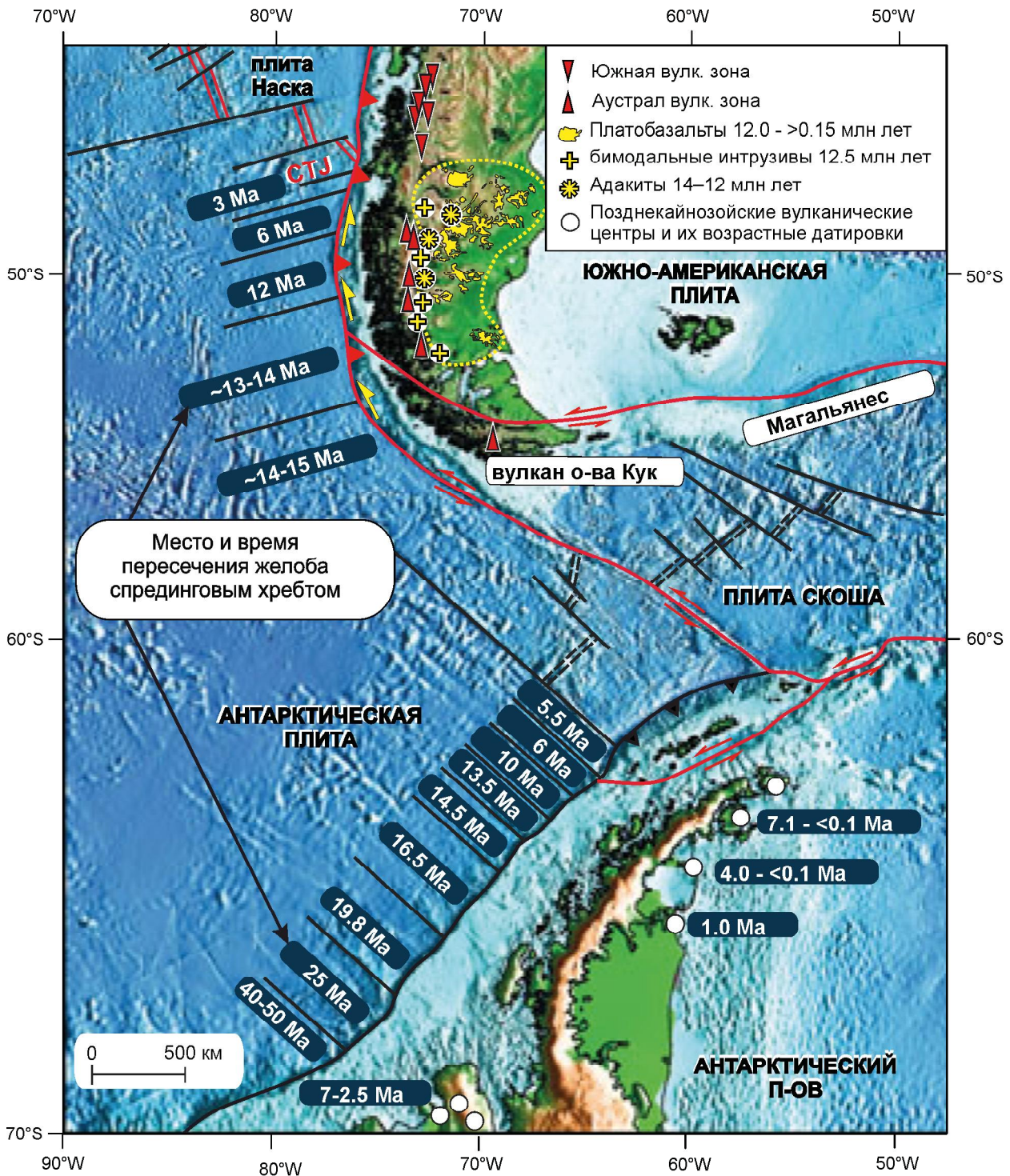


Рис. 4. Позднекайнозойская геодинамика и магматические комплексы юга Южной Америки и Антарктического п-ова как результат пересечения жёлоба спрединговым хребтом или изменения направления движения океанической плиты или субдукции.

Подборка данных из [16, 44, 54, 115]. Желтые стрелки показывают миграцию Чилийского тройного сочленения (ЧТС), связанную с трансформной окраиной; красные линии с красными треугольниками – зоны субдукции; красные линии с красными стрелками – трансформные разломы.

вулканических пород с формированием Патагонских слэб-виндью или разрывов слэба [напр., 24, 36, 37, 48, 53–55, 60, 114], существует ряд различных моделей. Первая модель была разработана Goring *et al.* [53]. Авторами предполагается, что разрыв сформировался внутри слэба плиты Наска, так как зона вулканизма находилась в ~350 км от места, где ЮЧХ столкнулся с Чилийским жёлобом. Близкое положение адакитов Серро-Пампа с возрастом 14–12 млн лет и базальтовых плато с возрастом 12 млн лет подразумевает плавление слэба перед его разрывом. Однако в работе Гуивел с соавторами [60] отмечено, что субдукция ЮЧХ в этих широтах 46–47°S началась 6 млн лет назад, в то время как излияние базальтов основного плато произошло между 12.4 млн лет и 5 млн лет, что исключает причинно-следственную связь этих событий. Была предложена модель, в которой столкновение фрагментов южной оконечности ЮЧХ 15 млн лет назад спровоцировало в слэбе плиты Наска разрыв, субпараллельный жёлобу. Согласно модели, разработанной [24], Патагонский разрыв слэба является результатом субдукции спредингового хребта Наска-Антарктический под южную часть Южной Америки и формирования слэб-виндью под нависающей плитой, образовавшегося между расходящимися слэбами одноименных плит.

Движение ЧТС с юга на север вдоль континентальной окраины, субпараллельная коллизия по типу хребет-жёлоб, одновременное формирование позднемиоценово-плейстоценового орогенного пояса вследствие сжатия в условиях правостороннего сдвига, а также отсутствие позднемиоцен-плейстоценовых магматических пород, связанных с субдукцией, позволяют сделать вывод о том, что именно в этот период в южной части Южной Америки существовала обстановка трансформной континентальной окраины.

Как было отмечено выше, в южной оконечности Южной Америки были выявлены следующие магматические комплексы, связанные с позднемиоцен-плейстоценовой континентальной трансформной окраиной: адакиты (14–12 млн лет), бимодальные плутонические породы (12.5 млн лет); базальты, связанные со слэб-виндью или разрывом слэба (от 12 млн лет до < 0.1 млн лет).

Порфиновые дациты адакитового состава образуют небольшие (~100–200 м в диаметре) тела в трёх районах восточного края основных Кордильер [76, 115]. Адакиты демонстрируют систематическое омолаживание 14.50 ± 0.29 , 13.12 ± 0.55 , 11.39 ± 0.61 млн лет в северном направлении [115]. На севере Серро-Пампа адакиты изливались к востоку от неактивной вулканической дуги и в районе последующих излияний базальтов ОИВ типа. Эти данные подразумевают

плавление слэба плиты Наска в Патагонии в условиях значительного теплового воздействия как от подслэбной астеносферной мантии, так и от молодой горячей субдуцирующей плиты [76, 115]. Миоценовые интрузивы с U-Pb возрастом цирконов 12.6–12.5 млн лет сложены габброноритами, роговообманковыми габбро, монцодиоритами и гранитами [84, 86, 101]. Породы имеют высококальциевые тренды дифференциации от известково-щелочных до шошонитовых составов и характеризуются переменными содержаниями щелочей и H₂O, указывая тем самым на мантийные источники [16, 84, 85, 100, 101].

В северной части базальтовых ареалов (46.5–49.5°S) были выделены два периода магматизма: древняя (12–5 млн лет) объёмная толеитовая серия основного плато и более молодая (7 до < 0.1 млн лет), менее объёмная и более щелочная серия. И те и другие имеют сильно выраженные ОИВ-подобные геохимические характеристики [53, 54, 114]. Плиоцен-плейстоценовые (3.4–0.1 млн лет) послеплатовые базальты (46.7°S) имеют геохимические и изотопные характеристики, отличные от таковых для большинства других лав, что может означать контаминацию ОИВ-подобных магм астеносферного происхождения палеопротерозойской литосферной мантией [55]. На южной части базальтовых ареалов (~52°S) субщелочные базальты ОИВ-типа и андезибазальты, изверженные 8.0–8.5 млн лет назад, образуют серию из пяти изолированных останцов. К востоку от пояса находится крупное поле плиоцен (4 млн лет)-плейстоценовых базальтов ОИВ-типа [36, 37].

Трансформные окраины, связанные с изменением направления движения океанической плиты

Западные Алеуты–Командоры

Трансформная окраина вдоль западных Алеутских и Командорских островов между 175°E и 167°E является ключевым объектом к пониманию происхождения трансформных окраин тихоокеанского типа. В этой области трансформная окраина сформировалась не в результате субдукции или коллизии спредингового хребта, а вследствие изменения направления движения океанической плиты вдоль Алеутской дуги от субдукции на востоке к трансформному скольжению на западе [47].

Важным результатом стало открытие зоны активного подводного вулканизма к западу от острова Булдир, где находится самый западный надводный вулкан Алеутской дуги [156]. Эта информация, а также данные, собранные у подводной горы Пийп возле Камчатского полуострова [78, 154], помогли выявить активный 700-километровый подводный вулканиче-

ский фронт, растянувшийся от района вулкана Булдилр до Командорских островов [156].

Подводный вулканизм Западно-Алеутской-Командорской трансформной окраины связан с очень крупным разрывом в слэбе, зафиксированным между 175°Е и 167°Е и получившим название «слэбовый портал» [87]. По мнению Кай с соавторами [77], этот портал относится к литосфере, погружившейся ранее 6 млн лет назад. Лавы, драгированные с подводных вулканов, расположенных к западу от Ингенстрем депрессии (the Ingenstrom Depression), имеют геохимические характеристики, отличные от типичных характеристик островодужных базальтов. Положение некоторых образцов горных пород (изверженных сквозь океаническую литосферу Берингова моря) исключает их происхождение за счет плавления нависающей плиты. Поэтому адакитовые характеристики дацитов и риодацитов интерпретируются как продукт плавления MORB в субдуцированной океанической коре [156].

Южная оконечность Анд

На самой южной оконечности Анд граница между плитами Антарктической и Скоша проходит вдоль Чилийского жёлоба и зоны разлома Шэклтона и соответствует системе разломов Магальянес-Фаньяно на суше и Северному хребту Скоша на востоке. Тройное сочленение между этими плитами интерпретируют как зону распространения деформации к западу от Магелланова пролива [112]. Направление конвергенции Антарктической плиты, являющееся практически ортогональным на широте северной оконечности вулкана Лаутаро в АВЗ (49°S), становится все более косым вдоль плиты Скоша и, наконец, представляет собой левостороннюю трансформную границу в районе разлома Шэклтона [135].

В отличие от адакитовых вулканов АВЗ и других островодужных вулканов, андезиты (адакиты) острова Кука (54°S) уникальны в своём MORB-подобном изотопном и геохимическом составе. Так, соотношение Ва/La (<5) значительно ниже, чем у типичных надсубдукционных магм [132]. Вероятнее всего, это означает, что вулкан Кука связан с трансформной окраиной.

Трансформная окраина, связанная с коллизией островной дуги с континентом

Новая Гвинея

В конце позднего миоцена Австралийская континентальная плита, движущаяся на С-СВ, столкнулась с палеоген-миоценовыми островными дугами на Тихоокеанской плите [19, 32]. В это же время плато Онтонг-Ява (33 км мощности) на Тихоокеанской плите, двигаясь на ЮЗ, столкнулось с Соломоновой

островной дугой [92, 137]. Эти столкновения привели к образованию многочисленных микроплит между Австралийской и Тихоокеанской плитами (рис. 5) с трансформными границами, которые частично превратились в конвергентные границы на рубеже плиоцена и плейстоцена [19, 32 и ссылки в них].

Трансформная окраина о-ва Новая Гвинея является результатом позднемиоценовой (~7.5 млн лет) коллизии островной дуги с континентом и последующего движения микроплиты Каролина в З-СЗ направлении, параллельном границе Австралийской плиты [напр., 32]. Сейсмоотографические исследования не выявили следов субдуцированного слэба под западной частью Новой Гвинеи [напр., 63], но в то же время свидетельствуют о наличии субдуцированного на юг слэба под центральной и восточной частями Новой Гвинеи [141]. Этот слэб, возможно, имеет отношение к современному жёлобу Новая Гвинея, но интерпретируется как активный по меньшей мере с ~9 млн лет назад (судя по величине слэба ~650 км и скорости погружения до 7 см/год) [141] и может быть взаимосвязан с близодновременным магматизмом в Новой Гвинее [147]. Крус с соавторами [32] заключили, что синсдвиговая активность жёлоба была возобновлена после коллизии дуги с континентом. Такой вывод соотносится с данными по исследованию деформаций складчатого пояса Ленггуру на п-ове Вандамен (Западное Папуа) и изотопным датированием, показывающим, что в этом регионе имели место фазы растяжения и сжатия коры в пределах последних 6 млн лет. Начиная примерно с 3 млн лет складчатый пояс Ленггуру перешёл в фазу корового растяжения [151], что совпадает с началом крупных сдвигов [напр., 113]. Таким образом, можно предположить, что разломы в северной части о-ва Новая Гвинея представляют собой трансформную границу плит [32] (рис. 5), что совпадает с интерпретацией глобальных геофизических данных [напр., 66, 111].

Позднемиоцен (плиоцен < 7 млн лет)-голоценовые постколлизийные [32, 64, 98] или синсдвиговые [напр., 71–73] вулканические и интрузивные породы, в основном среднего состава, распространены более чем на 1000 км вдоль Центрального хребта Новой Гвинеи.

Плио-плейстоценовые магматические комплексы отмечены в юго-восточной части о-ва Новой Гвинеи и на о-вах Д'Антраксто. Согласно данным SHRIMP U–Pb, возраст монцитового порфира и монцодиоритов м-ния Ок Теди составляет 1.4–1.1 млн лет [143]. Плио-плейстоценовые магматические породы излились сквозь деформированные отложения Австралийской континентальной окраины [32]. Этот магматизм был малообъёмным, но имел площадное

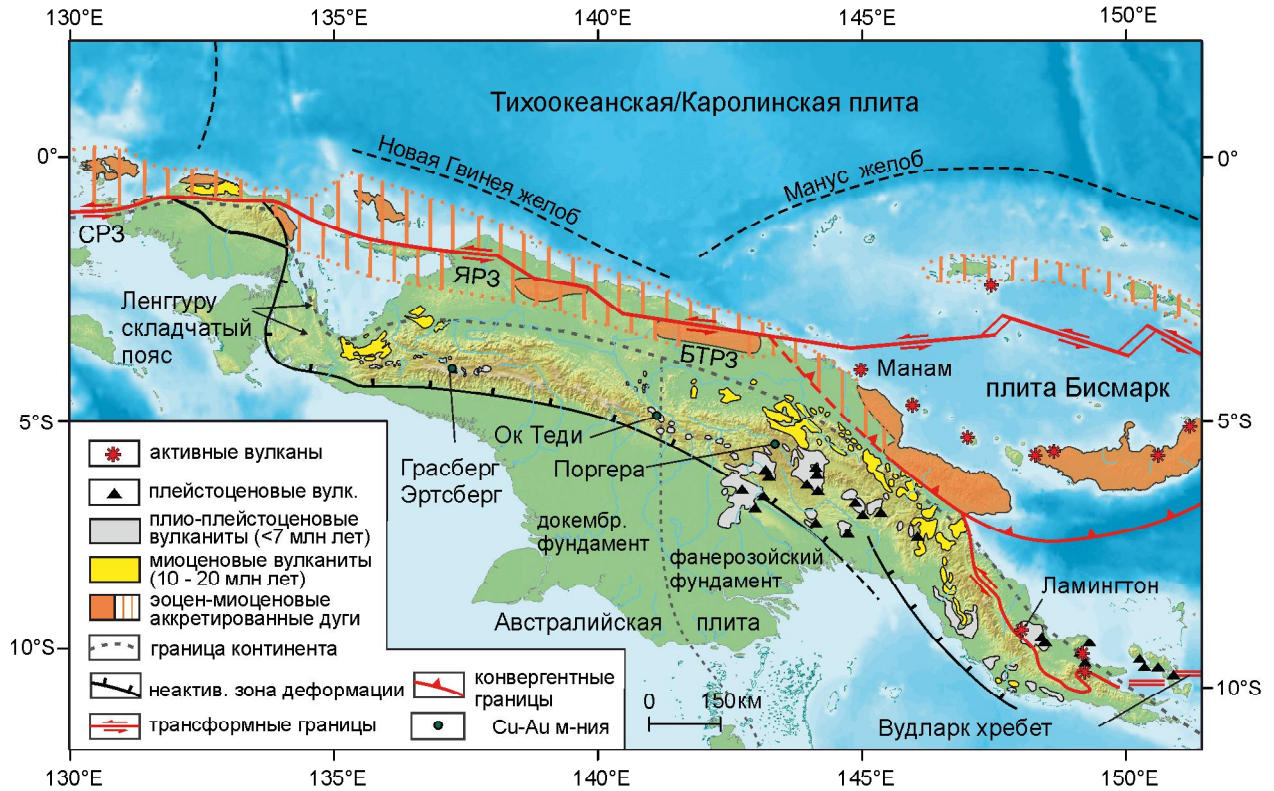


Рис. 5. Позднекайнозойская геодинамика и магматические комплексы Новой Гвинеи как результата коллизии островной дуги с континентом.

Тектоническая основа и магматизм по данным [19, 32, 72, 147]. Зоны разломов: БТРЗ – Бевани-Торицелли, СРЗ – Соронг, ЯРЗ – Япен.

распространение, и с ним связаны гигантские золотые медно-порфиновые рудные районы [напр., 32, 72]. Вулканические породы представлены калиевыми трахибазальтами, толеитовыми базальтами и трахиандезитами [90], а интрузивные – габбро, диорит-порфирами, монцодиоритами, монцонитами и лампрофирово-шошонитовыми и высококалиевыми известково-щелочными породами [32, 73]. Щелочные породы имеют геохимические характеристики, близкие таковым базальтов внутриплитовых обстановок [118]. Выдвинуто предположение о том, что позднемиоцен-голоценовый магматизм является следствием апвеллинга подслэбовой астеносферы в процессе разрыва и последующего отрыва субдуцированного слэба [32, 98].

ОБОСНОВАНИЕ ДИСКРИМИНАНТНОЙ ДИАГРАММЫ

Для построения дискриминантных диаграмм были использованы опубликованные данные геохимического состава магматических пород современных геодинамических обстановок стандартных трансформных и конвергентных окраин (рис. 1). Обосновывая использование базы данных для определения дальнейших критериев геодинамических обстановок,

мы в первую очередь основывались на геологических и геохронологических характеристиках магматических комплексов, подробно описанных в предыдущей главе. База геохимических данных общей сложностью более 2400 анализов различных типов пород приведена в электронном приложении к статье (см. Дополнительные материалы TextS1 и TableS2).

Вполне ожидаемо, что геохимические составы пород, образованных в обстановках слэб-виндоу или разрыва слэба, будут отличаться от таковых из надсубдукционных обстановок закономерностями, обусловленными влиянием подслэбового астеносферного потока, вариациями мантийного состава, величиной теплового потока мантийного происхождения, и проявлений магматизма во фронтальных и тыловых регионах [30, 32, 33, 41, 61, 69, 105, 139, 140]. В условиях конвергентных границ, а именно субдукции океанической литосферы, литосферная мантия частично охлаждается и гидратируется за счет тепловой конвекции и отделения водонасыщенных флюидов при эклогитизации пород погружающегося слэба. Формирование первичных магм обусловлено сложными процессами преобразования по мере продвижения расплава к поверхности от частичного плавления слэба с отде-

лением расплавов, последующим их перемещением и контаминацией материалом мантийного клина, до генерации промежуточных очагов с дальнейшим протеканием процессов ассимиляции и дифференциации [напр., 6, 95]. Результатом таких процессов являются известково-щелочные и толеитовые составы магматических пород. Для них характерны повышенная глиноземистость, магнезиальность, умеренная и низкая титанистость; обогащение LILE, Pb и LREE, но пониженные содержания HFSE и HREE относительно нормальных MORB; отрицательные Nb-Ta аномалии; умеренные и низкие концентрации P и Zr; и как следствие, повышенные и высокие значения Zr/Nb, Ba/La, La/Ta, Th/Nb и K/Nb отношений [напр., 157].

В условиях образования слэб-виндоу или разрыва слэба основные принципы магмогенерации кардинально меняются. Предполагается, что в результате адиабатической декомпрессии внедрившейся подслэбовой астеносферы резко уменьшается дегидратация и отделение водных флюидов, что приводит к исчезновению типичных островодужных характеристик магматизма [напр., 54]. В результате этого образованные расплавы имеют щелочной и железистый составы и высокие содержания LILE, HFSE и LREE, но пониженные HREE относительно нормальных MORB и, как следствие, повышенные и высокие значения La/Yb, Th/Yb, Nb/Zr, Ti/Yb и других, тем самым отражая коровую составляющую ОИВ источника [3, 68, 79, 80, 108, 110, 119, 140]. Эта закономерность отмечена на всех «эталонных» объектах трансформной континентальной окраины.

Прежде всего, при подходе к эмпирическому выявлению различий магматических пород надсубдукционного островодужного и окраинно-континентального типа (связанного с конвергентными окраинами) и пород, образованных в условиях трансформного скольжения литосферных плит на океанических окраинах, мы основывались на «стандартных» геохимических критериях и существующих диаграммах. С этой целью геохимические данные по эталонным объектам были отфильтрованы с целью исключить высокодифференцированные составы, которые представляют скорее коровые, нежели мантийные источники их генезиса; образцы с крайне высокими соотношениями рассеянных элементов, которые могут отражать аналитическую погрешность или недостоверные данные, а также породы, подвергшиеся значительным вторичным изменениям с потерями при прокаливании ≥ 3 мас. %. В связи с этим в массив данных (более 2400 анализов) были включены магматические породы с содержанием SiO_2 менее 63 мас. % и суммой петрогенных оксидов в пределах 98–102 мас. %. В этом случае пересчет на сухой остаток незначительно иска-

жает исходный состав пород (см. Дополнительные материалы Table 1S). Другие фильтры для упрощения интерпретации данных и работы с диаграммами не применялись.

Данные, вынесенные на существующие стандартные диаграммы (некоторое из которых представлены на рис. 6), показали значительное перекрытие полей магматических пород конвергентных и трансформных окраин, обусловленное разнообразием толеитовых (субщелочных), щелочных или даже известково-щелочных и высокоглинозёмистых пород, характерных для обоих геодинамических типов.

В то же время, нами были найдены более информативные тройные диаграммы для петрогенных оксидов $\text{TiO}_2 \times 10 - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{Tot}} - \text{MgO}$, мас. %, и рассеянных элементов Nb – La – Yb, г/т (рис. 7, а). Сочетание, по крайней мере, трех элементов, в отличие от таковых в бинарных системах, обеспечивает наименьшие отклонения и разброс точек, обусловленные наложенными вторичными изменениями породы или аналитической погрешностью анализов, так как элементы тройных диаграмм выступают как независимые компоненты, т.е. концентрации одного компонента не зависят от концентраций других компонентов в пределах этой системы, что было нами проверено на основе сопоставления.

Как видно на представленных графиках, точки состава пород с минимальным перекрытием (для пород с $\text{SiO}_2 < 63$ мас. %) образуют два основных поля. Первое поле формируют вулканические породы зон надсубдукционного островодужного и окраинно-континентального типов (конвергентных окраин); второе (трансформных окраин) – магматические породы границ скольжения литосферных плит: трансформных окраин континентов, островных дуг и зон коллизии. Предварительные данные свидетельствуют, что предложенные диаграммы позволяют также распознавать в конвергентных окраинах породы аномальных поперечных зон, связанные с разрывами слэба, на продолжении ортогонально субдуцирующихся спрединговых и асейсмических хребтов, трансформных разломов и т.п. [напр., 14, 91, 153]. Их составы также будут попадать в поле трансформных окраин.

Границы полей для максимального соответствия имеющимся данным основаны на визуальном манипулировании границами (рис. 7, б). Рекомендуется для дискриминации этих пород при идентификации их геодинамического положения использовать оба типа диаграмм, чтобы избежать двусмысленных результатов, обусловленных искажением вещественного состава вследствие наложенных процессов ассимиляции, контаминации или фракционной кристаллизации

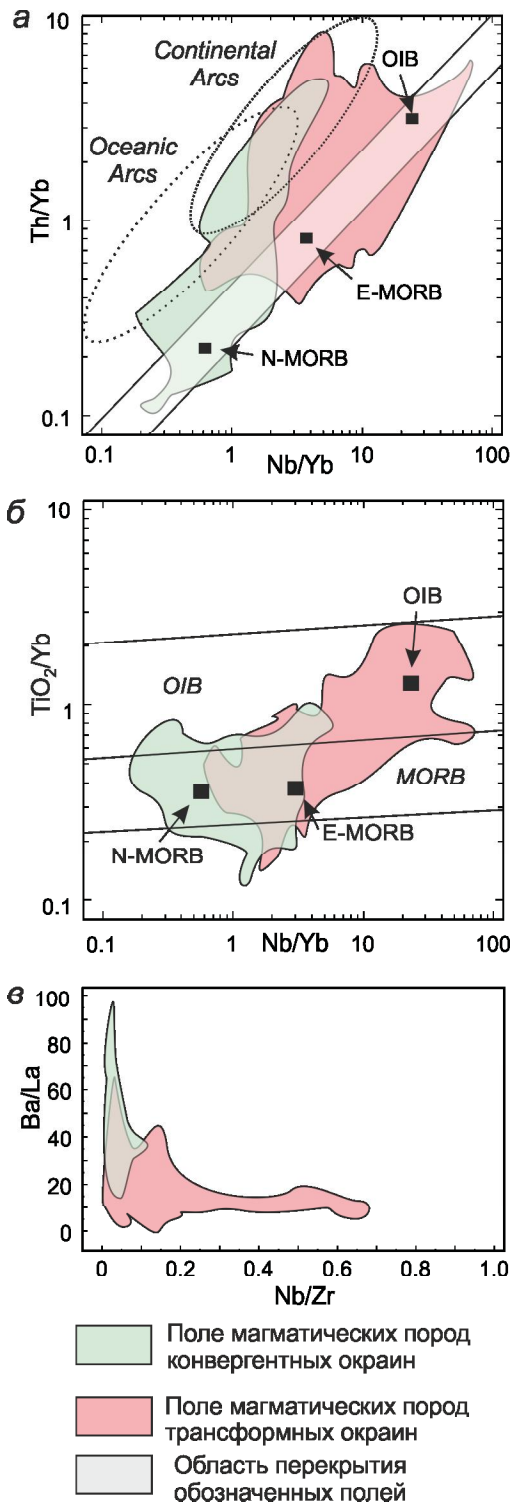


Рис. 6. Nb/Yb – Th/Yb (а), Nb/Yb – TiO_2/Yb (б) и Nb/Zr – Ba/La (в) типичные дискриминантные диаграммы для интерпретации геодинамических событий, по [14, 108, 110]. Поля магматических пород трансформных и конвергентных окраин на основе базы данных (см. TableS2).

основных концентраторов редких и рассеянных элементов, а также результатов анализов, полученных на основе методов с низкой точностью.

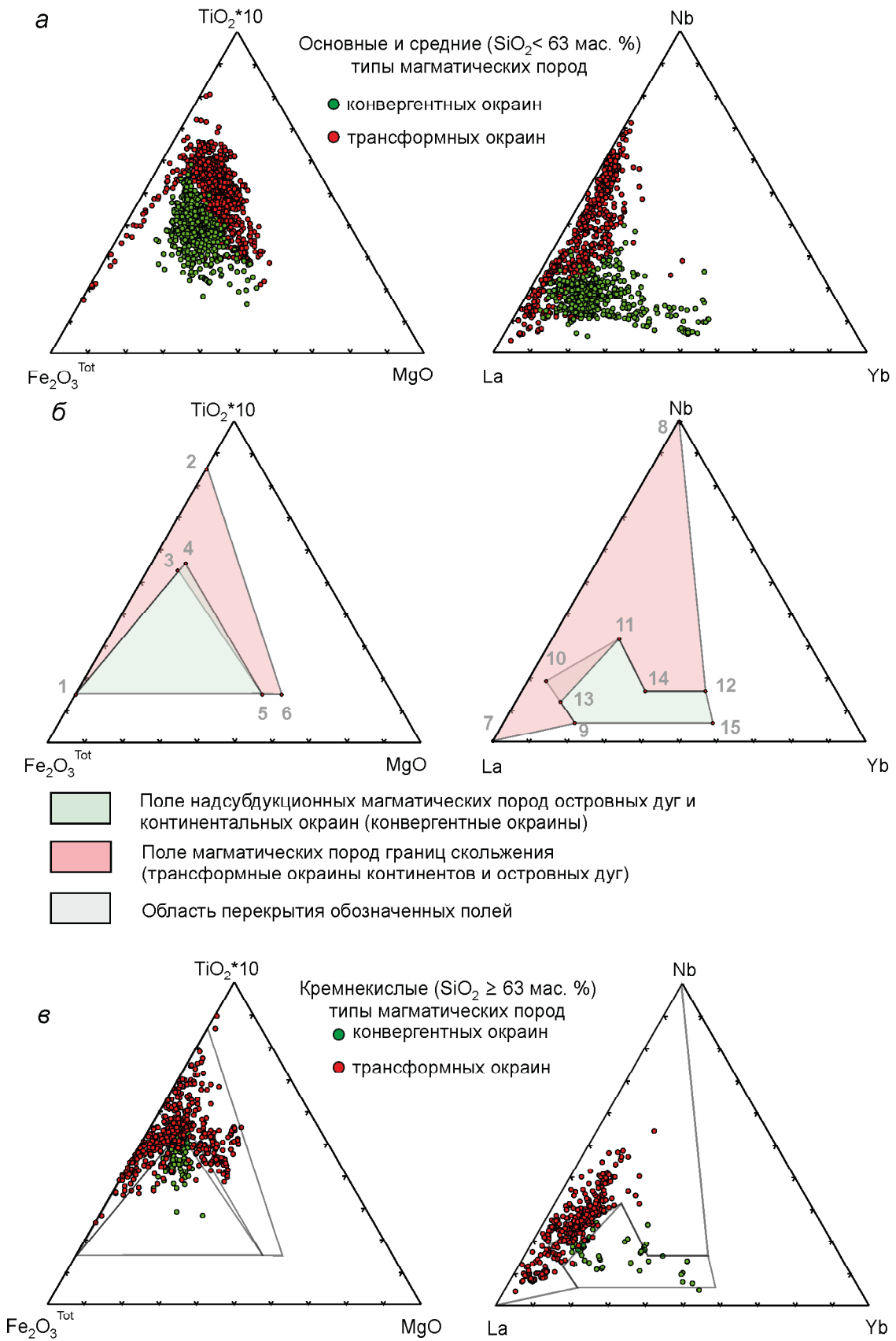
Что касается более кремнекислых пород ($\text{SiO}_2 > 63$ мас. %), то они характеризуются более значительным перекрытием составов (до 10 %, 42 из 445 образцов) на диаграмме $\text{TiO}_2 \times 10 - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{Tot}} - \text{MgO}$ (рис. 7, в), что, во многом, обусловлено идентичностью процессов генерации кремнекислой магмы, сопровождающейся коровой ассимиляцией в условиях этих геодинамических обстановок. Примечательно, что содержания рассеянных элементов демонстрируют минимальное их перекрытие на диаграмме Nb-La-Yb . Суммируя вышесказанное, мы можем предложить использовать дополнительные геохимические критерии для дискриминации этих пород. Необходимо учитывать, что кремнекислые составы магматических пород конвергентных окраин не попадают в поля геохимического А-типа гранитов и связанных вулканических пород, а соответствуют I-типу [4, 149]. В то же время, магматические породы, возникшие над горячими мантийными потоками (плюмами), характеризуются контрастными геохимическими составами внутриплитных базальтов (WPB) и гранитов А1-типа [4, 45] с отсутствием промежуточных разновидностей, которые, в свою очередь, уверенно дискриминируются на предложенных диаграммах. Необходимо учитывать все типы геохимических составов одновозрастных дифференциатов магматических расплавов для более точных выводов при геодинамических построениях.

ВЫВОДЫ

На основе проведенного анализа геологических и геофизических данных по различным типам конвергентных и трансформных окраин Тихоокеанского региона можно сделать следующие выводы. Трансформные окраины представляют собой границы скольжения литосферных плит в горизонтальной

Рис. 7. $\text{TiO}_2 \times 10 - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{Tot}} - \text{MgO}$ и Nb-La-Yb дискриминантные диаграммы для интерпретации геодинамических обстановок для магматических пород зон надсубдукционного островодужного и окраинно-континентального типов (конвергентных окраин) и магматических пород границ скольжения литосферных плит (трансформных окраин континентов, островных дуг).

Геохимические данные по стандартным участкам и ссылки на литературные источники приведены в дополнительных материалах (TextS1 и TableS2). Координаты для полей диаграммы (б): 1 (15; 85; 0), 2 (85; 15; 0), 3 (53; 38; 8), 4 (56; 35; 9), 5 (15; 35; 50), 6 (15; 30; 55), 7 (0; 100; 0), 8 (100; 0; 0), 9 (6; 75; 19), 10 (19; 76; 5), 11 (32; 50; 18), 12 (16; 51; 33), 13 (12; 76; 12), 14 (16; 35; 49), 15 (6; 38; 56).



плоскости, которые во временном и пространственном плане заменили собой конвергентные окраины, связанные с субдукцией. Переход от конвергентной к трансформной окраине вдоль континента или островной дуги обусловлен изменениями во взаимодействии океанических плит. Интенсивная сдвиговая тектоника и постсубдукционный магматизм, связанный с формированием слэб-виндону или разрывами и отрывом слэба, являются распространёнными явлениями при трансформных окраинах различного типа. Слэб-виндону (slab-window) является результатом коллизии спредингового хребта с континентальной окраиной и последующего расхождения слэбов от центра спрединга от границы океан-континент. Разрыв слэба (slab-tear) формируется на некотором удалении от границы океан-континент в результате остановки слэба после прекращения субдукции вследствие различных факторов, таких как: 1) отмирание океанического хребта вдоль континентальной окраины; 2) смены направления движения океанических плит; 3) коллизии островной дуги с континентом. Разрыв слэба может сформироваться одновременно со слэб-виндону под континентом на удалении от палеожёлоба.

Магматические породы, образовавшиеся над слэб-виндону или разрывом слэба, схожи по своему составу. Геохимическое разнообразие магматических пород как в фронтальных, так и тыловых областях, главным образом, вызвано взаимодействием подслэбовой астеносферы и слэбом, а также путями распространения магмы через субконтинентальную литосферную мантию и вышележащую кору.

Исчерпывающий геохимический массив данных по магматическим породам эталонных трансформных и конвергентных геодинамических обстановок позволил обосновать диаграммы для петрогенных оксидов $TiO_2 \times 10 - Fe_2O_3^{Tot} - MgO$ (мас. %) и рассеянных элементов Nb – La – Yb (г/т), способные дискриминировать магматические породы надсубдукционного островодужного и континентально-окаинного типа (связанного с конвергентными окраинами) и магматические породы границ скольжения литосферных плит (трансформных окраин континентов, островных дуг и зон коллизии). Новые дискриминантные диаграммы демонстрируют отличительные черты магматических пород известково-щелочного и адакитового состава, присутствующих как на конвергентных, так и на трансформных окраинах тихоокеанского типа.

Наиболее надежные результаты при интерпретации геохимических данных для палеогеодинамических построений могут быть получены по основным и средним типам магматических пород с содержанием SiO_2 менее 63 мас. % и не подвергшимся значительным вторичным наложенным изменениям. Реко-

мендуется применять 95 % доверительный интервал для каждого комплекса магматических пород, чтобы исключить возможную погрешность аналитических результатов. Более кремнекислые составы пород для геодинамической типизации следует использовать с определенной осторожностью, поскольку они характеризуются более значимым (до 10 %) перекрытием эмпирически установленных полей на диаграмме петрогенных оксидов.

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

TextS1: Магматические породы трансформных и конвергентных окраин тихоокеанского типа.

TableS2: Геохимические составы пород трансформных и конвергентных окраин.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность чл.-корр. РАН В.В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан) и чл.-корр. РАН Е.В. Складкову (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50089. Funding: The reported study was funded by RFBR, project number 19-15-50089.

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. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. 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.
4. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
5. 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.
6. 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.
7. Ломизе М.Г., Лучицкая М.В. Субдукция спрединговых хребтов как фактор развития континентальных окраин // Геотектоника. 2012. № 1. С. 53–76.
8. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, северо-западное Приморье). // Геохимия. 2006. № 12. С. 1251–1265.
9. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Соро-

- кин А.П. Геохронология и геохимические особенности мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 3. С. 63–78.
10. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 4. С. 473–485.
 11. 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.
 12. Ханчук А.И. (Ред.). Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
 13. 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.
 14. Abratis M., Worner G. Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm // *Geol.* 2001. V. 29, N 2. P. 127–130.
 15. Aguillón-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon H., Maury R.C., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific rise subduction below Southern Baja California? // *Geol.* 2001. V. 29. P. 531–534.
 16. Altenberger U., Oberhaensli R., Putlitz B., Wemmer K. Tectonic controls of the Cenozoic magmatism at the Torres del Paine, southern Andes (Chile 51°10'S) // *Rev. Geol. de Chile.* 2003. V. 30. P. 6581.
 17. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1970. V. 81. P. 3513–3536.
 18. Babcock R.S., Burmester R.F., Engebretson D.C., Warnock A. A rifted margin origin for the Crescent basalts and related rocks in the Northern Coast Range Volcanic Province, Washington and British Columbia // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97, N B5. P. 6799–6821.
 19. Baldwin S.L., Fitzgerald P.G., Webb L.E. Tectonics of the New Guinea region // *Annual Rev. Earth & Planet. Sci.* 2012. V. 40, N 1. P. 495–520.
 20. Barker P.F. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest trench interactions // *J. Geol. Soc. London.* 1982. V. 139. P. 787–802.
 21. Benoit M., Aguillón-Robles A., Calmus T., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in Southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window // *J. Geol.* 2002. V. 110. P. 627–648.
 22. Bohannon R.G., Parsons T. Tectonic implications of post–30 Ma Pacific and North American relative plate motions // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1995. V. 107. P. 937–959.
 23. Breitsprecher K., Thorkelson D.J., Groome W.G., Dostal J. Geochemical confirmation of the Kula-Farallon slab window beneath the Pacific Northwest in Eocene time // *Geol.* 2003. V. 31. P. 351–354.
 24. Breitsprecher K., Thorkelson D.J. Neogene kinematic history of Nazca–Antarctic–Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula // *Tectonophysics.* 2009. V. 464. P. 10–20.
 25. Bryan S.E., Orozco-Esquivel T., Ferrari L., López-Martínez M. Pulling apart the Mid to Late Cenozoic magmatic record of the Gulf of California: is there a Comondú Arc? // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2014. V. 385, N 1. P. 389–407.
 26. Calmus T., Aguillón-Robles A., Maury R.C., Bellon H., Benoit M., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites («bajaites») from Baja California, Mexico: The role of slab melts // *Lithos.* 2003. V. 66. P. 77–105.
 27. Calmus T., Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Pérez-Segura E., Aguillón-Robles A., Carreño A.-L., Bourgois J., Cotten J., Benoit M. Petrologic diversity of plio-Quaternary post-subduction volcanism in Northwestern Mexico: An example from Isla San Esteban, Gulf of California // *Bull. Soc. Géol. France.* 2008. V. 179. P. 465–481.
 28. Calmus T., Pallares C., Maury R.C., Aguillón-Robles A., Bellon H., Benoit M., Michaud, F. Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California // *Pure and Applied Geophysics.* 2011. V. 168. P. 1303–1330.
 29. Cande S.C., Leslie R.B. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 471–496.
 30. 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.
 31. Castillo P.R. Adakite petrogenesis // *Lithos.* 2012. V. 134. P. 304–316.
 32. Cloos M., Sapiie B., van Ufford A.Q., Weiland R.J., Warren P.Q., McMahon T.P. Collisional delamination in New Guinea: The Geotectonics of subducting slab breakoff // *Geol. Soc. Am., Spec. Paper.* 2005. V. 400.
 33. Cole R.B., Stewart B.W. Continental margin volcanism at sites of spreading ridge subduction: Examples from southern Alaska and western California // *Tectonophysics.* 2009. V. 464. P. 118–136.
 34. Coleman D.S., Walker J.D. Geochemistry of Mio-Pliocene volcanic rocks from around Panamint Valley, Death Valley area, California / B. Wernicke, ed., Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada // *Geol. Soc. Am. Memoir.* 1990. V. 176. P. 391–411.
 35. Coutand I., Diraison M., Cobbold P.R., Gapais D., Rossello E.A., Miller M. Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S) // *J. South Am. Earth Sci.* 1999. V. 12. No. 1. P. 1–15.
 36. D’Orazio M., Agostini S., Mazzarini F., Innocenti F., Manetti P., Haller M.J., Lahsen A. The PaliAike volcanic field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America // *Tectonophysics.* 2000. V. 321. P. 407–427.
 37. D’Orazio M., Agostini S., Innocenti F., Haller M.J., Manetti P., Mazzarini F. Slab window-related magmatism from southernmost South America: the late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~52°S Argentina–Chile) // *Lithos.* 2001. V. 57. P. 67–89.
 38. Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and

- deformation of collisional orogens // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 129. P. 85–102.
39. de Lépinay M.M., Loncke L., Basile C., Roest W.R., Patriat M., Maillard A., de Clarens P. Transform continental margins. P. 2: A worldwide review // *Tectonophysics*. 2016. V. 693. P. 96–115.
 40. Di Luccio F., Persaud P., Clayton R.W. Seismic structure beneath the Gulf of California: a contribution from group velocity measurements // *Geophys. J. Intern.* 2014. V. 199. P. 1861–1877.
 41. Dickinson W.R., Snyder W.S. Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform // *J. Geol.* 1979. V. 87. P. 609–627.
 42. Dickinson W.R. The basin and range province as a composite extensional domain // *Intern. Geol. Rev.* 2002. V. 44. P. 1–38.
 43. Dostal J., Church B.N., Reynolds P.H., Hopkinson L. Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2001. V. 107. P. 149–170.
 44. Eagles G., Jokat W. Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage // *Tectonophysics*. 2014. V. 611. P. 28–50.
 45. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geol.* 1992. V. 20. P. 641–644.
 46. Edwards B.R., Russell J.K. Distribution, nature, and origin of Neogene-Quaternary magmatism in the Northern Cordilleran Volcanic Province, Canada // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2000. V. 112. P. 1280–1295.
 47. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*. 1985. V. 206. P. 1–59.
 48. Espinoza R., Morata D., Pelleter E., Maury R.C., Suárez M., Lagabrielle Y., Polvé M., Bellon H., Cotten J., De la Cruz R., Guivel C. Petrogenesis of the Eocene and Mio-Eocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, Southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab Windows // *Lithos*. 2005. V. 82. P. 315–343.
 49. Ferrari L. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico // *Geol.* 2004. V. 32. P. 77–80.
 50. Forsythe R.D., Nelson E. Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile // *Tectonics*. 1985. V. 4, N 5. P. 477–495.
 51. Gastil G., Krummenacher D., Minch J. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1979. V. 90. P. 839–857.
 52. Goddard A.L.S., Fosdick J.C. Multichronometer thermochronologic modeling of migrating spreading ridge subduction in Southern Patagonia // *Geol.* 2019. V. 47. P. 555–558.
 53. Gorrington M., Kay S., Zeitler P., Ramos V., Rubiolo D., Fernández M., Panza J. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction // *Tectonics*. 1997. V. 16. P. 1–17.
 54. Gorrington M.L., Kay S.M. Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 1067–1094.
 55. Gorrington M., Singer B., Gowers J., Kay S.M. Plio-Pleistocene basalts from the Mesatadel Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere–lithosphere interactions during slab window magmatism // *Chem. Geol.* 2003. V. 193. P. 215–235.
 56. 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.
 57. Groome W.G., Thorkelson D.J., Friedman R.M., Mortensen J.K., Massey N.W.D., Marshall D.D., Layer P.W. Magmatic and tectonic history of the Leech River Complex, Vancouver Island, British Columbia; evidence for ridge-trench intersection and accretion of the Crescent terrane // V.E. Sisson, S.M. Roeske, T.L. Pavlis (Eds.). *Geology of a transpressional orogen developed during ridge-trench interaction along the North Pacific margin* // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 2003. V. 371. P. 327–353.
 58. Groome W.G., Thorkelson D.J. The three-dimensional thermo-mechanical signature of ridge subduction and slab window migration // *Tectonophysics*. 2009. V. 464, N 1–4. P. 70–83.
 59. Guillaume B., Gautheron C., Simon-Labric T., Martinod J., Roddaz M., Douville E. Dynamic topography control on Patagonian relief evolution as inferred from low temperature thermochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 364. P. 157–167.
 60. Guivel C., Morata D., Pelleter E., Espinoza F., Maury R.C., Lagabrielle Y., Polvé M., Bellon H., Coiten J., Benoit M., Suárez M., De la Cruz, R. Miocene to Recent Patagonian basalts (46°–47°S): geochronometric and geochemical evidence for slab tearing during ridge collision // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2006. V. 149, N 3–4. P. 346–370.
 61. Haessler P.J., Bradley D., Goldfarb R., Snee L., Taylor C. Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska // *Geol.* 1995. V. 23. P. 995–998.
 62. Haessler P.J., Bradley D., Wells R.E., Miller M.L. Life and death of the Resurrection plate: Evidence for its existence and subduction in the northeastern Pacific in Paleocene–Eocene time // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2003. V. 115, N 7. P. 867–880.
 63. Hall R., Spakman W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia // *Tectonophysics*. 2015. V. 658. P. 14–45.
 64. Hamilton P.J., Johnson R.W., Mackenzie D.E., O’Nions R.K. Pleistocene volcanic rocks from the Fly-Highlands province of western New Guinea: A note on new Sr and Nd isotopic data and their petrogenetic implications // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1983. V. 18. P. 449–459.
 65. Hamilton T.S., Dostal J. Melting of heterogeneous mantle in a slab window environment: examples from the middle Tertiary Masset basalts, Queen Charlotte Islands, British Columbia // *Can. J. Earth Sci.* 2001. V. 38. P. 825–838.
 66. Hayes G.P., Wald D.J., Johnson R.L. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries // *J. Geophys. Res: Solid Earth*. 2012. V. 117, N B1.
 67. Henry C.D., Aranda-Gomez J.J. Plate interactions control middle–late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range // *Tectonophysics*. 2000. V. 318. P. 1–26.
 68. Hildebrand R.S., Whalen J.B. The tectonic setting and origin of Cretaceous batholiths within the North American Cordillera: The Case for slab failure magmatism and its significance for crustal growth // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 2017. N 532. 113 p.

69. Hole M., Rogers G., Saunders A., Storey M. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation // *Geology*. 1991. V. 19. P. 657–660.
70. Hole M., Saunders A., Rogers G., Sykes M. The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1994. V. 81. P. 265–285.
71. Holm R.J., Spandler C., Richards S.W. Continental collision, orogenesis and arc magmatism of the Miocene Maramuni arc, Papua New Guinea // *Gondwana Res.* 2015. V. 28. P. 1117–1136.
72. Holm R.J., Tapster S., Jelsma H.A., Rosenbaum G., Mark D.F. Tectonic evolution and copper-gold metallogenesis of the Papua New Guinea and Solomon Islands region // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 104. P. 208–226.
73. Housh T., McMahon T.P. Ancient isotopic characteristics of Neogene potassic magmatism in Western New Guinea (Irian Jaya, Indonesia) // *Lithos*. 2000. V. 50, N 1–3. P. 217–239.
74. Ickert R.B., Thorkelson D.J., Marshall D.D., Ullrich T.D. Eocene adakitic volcanism in southern British Columbia: Remelting of arc basalt above a slab window // *Tectonophysics*. 2009. V. 464. P. 164–185.
75. Kant L.B., Tepper J.H., Eddy M.P., Bruce K., Nelson B.K. Eocene basalt of Summit Creek: Slab breakoff magmatism in the central Washington Cascades, USA // *Lithosphere*. 2018. V. 10, N 6. P. 792–805.
76. Kay S.M., Ramos V., Marquez M. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in Southern South America // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 703–714.
77. Kay S.M., Tibbetts A., Jicha B.R. The magmatic and tectonic evolution of Attu Island in the Near Islands of the Aleutian arc // *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs* 46. 2014. P. 448.
78. Kelemen P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W. Along-strike variation in lavas of the Aleutian island arc: Implications for the genesis of high Mg# andesite and the continental crust / Eiler J., ed., *Inside the subduction factory* // *Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 2003. V. 138. P. 223–246.
79. Keskin M. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, N 24. P. 8046.
80. Keskin M. Eastern Anatolia: A hot spot in a collision zone without a mantle plume, in Foulger, G.R., and Jurdy, D.M., eds., *Plates, plumes, and planetary processes* // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper.* 2007. V. 430. P. 693–722.
81. Khanchuk A., Kemkin I., Kruk 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. V. 120. P. 117–138.
82. Kinoshita O. A migration model of magmatism explaining a ridge subduction, and its details on a statistical analysis of the granite ages in Cretaceous Southwest Japan // *Island Arc*. 1999. V. 8. P. 181–189.
83. Lagabrielle Y., Bourgois J., Dymont J., Pelletier B. Lower plate deformation at the Chile Triple Junction from the paleomagnetic record (45°30'S–46°S) // *Tectonics*. 2015. V. 34. P. 1646–1660.
84. Leuthold J., Müntener O., Baumgartner L.P., Putlitz B., Ovtcharova M., Schaltegger U. Time resolved construction of a bimodal laccolith (Torres del Paine, Patagonia) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 325–326. P. 85–92.
85. Leuthold J., Müntener O., Baumgartner L.P., Putlitz B., Chiaradia M. A detailed geochemical study of a shallow, arc-related laccolith: the Torres del Paine mafic complex, Patagonia // *J. Petrol.* 2013. V. 54, N 2. P. 273–303.
86. Leuthold J., Müntener O., Baumgartner L.P., Putlitz B. Petrological constraints on the recycling of mafic crystal mushes and intrusion of braided sills in the Torres del Paine complex (Patagonia) // *J. Petrol.* 2014. V. 55, N 5. P. 917–949.
87. Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M.H. Slab portal beneath the western Aleutians // *Geol.* 2005. V. 33. P. 253–256.
88. Liu M., Furlong K.P. Cenozoic volcanism in the California Coast Ranges: Numerical solutions // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 4941–4951.
89. Lonsdale P. Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California / J.P. Dauphin, B.R.T. Simoneit (Eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias* // *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir.* 1991. V. 47. P. 87–125.
90. Mackenzie D.E., Johnson R.W. Pleistocene volcanoes of the western Papua New Guinea Highlands: morphology, geology, petrography, and modal and chemical analyses // *Australian Government Publ. Service*. 1984.
91. 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.
92. Mann P., Taira A. Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone // *Tectonophysics*. 2004. V. 389. P. 137–190.
93. Mark C., Chew D., Gupta S. Does slab-window opening cause uplift of the overriding plate? A case study from the Gulf of California // *Tectonophysics*. 2017. V. 719–720. P. 162–175.
94. 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.
95. Maruyama S., Hasegawa A., Santosh M., Kogiso T., Omori S., Nakamura H., Kawai K., Zhao D. The dynamics of big mantle wedge, magma factory and metamorphic-metasomatic factory in subduction zones // *Gondwana Res.* 2009. V. 16. P. 141–430.
96. McCrory P.A., Wilson D.S. Introduction to special issue on: Interpreting the tectonic evolution of Pacific Rim margins using plate kinematics and slab-window volcanism // *Tectonophysics*. 2009. V. 464. P. 3–9.
97. McCrory P.A., Wilson D.S., Stanley R.G. Continuing evolution of the Pacific–Juan de Fuca–North America slab window system—A trench–ridge–transform example from the Pacific Rim // *Tectonophysics*. 2009. V. 464. P. 30–42.
98. McDowell F.W., McMahon T.P., Warren P.Q., Cloos M. Pliocene Cu–Au-bearing igneous intrusions of the Gunung Bijih (Ertsberg) district, Irian Jaya, Indonesia: K–Ar geochronology // *J. Geol.* 1996. V. 104. P. 327–340.
99. McKenzie D.P., Morgan W. Evolution of triple junctions // *Nature*. 1969. V. 224. P. 125–133.
100. Michael P.J. Chemical differentiation of the Cordillera del Paine granite (southern Chile) by in situ fractional crystallization // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 87. P. 179–195.

101. Michael P.J. Intrusion of basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber: The Cordillera del Paine pluton in southern Chile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 108, N 4. P. 396–418.
102. Michaud F., Royer J.Y., Bourgois J., Dymont J., Calmus T., Bandy W., Sosson M., Mortera-Gutierrez C., Sichter B., Rebolledo-Viera M., Pontoise B. Oceanic-ridge subduction vs. slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma // *Geol.* 2006. V. 34, N 1. P. 13–16.
103. Natal'in B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *Island Arc.* 1993. V. 2. P. 15–34.
104. 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. doi:10.1130/GES00901.1.
105. Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Royer J.-Y., Calmus T., Aguilón-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. Geotherm. Res.* 2007. V. 161. P. 95–117.
106. Patchett P.J., Chase C.G. Role of transform continental margins in major crustal growth episodes // *Geol.* 2002. V. 30. P. 39–42.
107. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochem., Geophys., Geosystems.* 2005. V. 6. P. Q07006.
108. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. V. 100. P. 14–48.
109. Pearce J.A., Robinson P.T. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting // *Gondwana Research.* 2010. V. 18. P. 60–81.
110. Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites // *Elements.* 2014. V. 10, N 2. P. 101–108.
111. Petricca P., Carminati E. Present-day stress field in subduction zones: Insights from 3D viscoelastic models and data // *Tectonophysics.* 2016. V. 667. P. 48–62.
112. Polonia A., Torelli L., Brancolini G., Loreto M-F. Tectonic accretion versus erosion along the southern Chile trench: Oblique subduction and margin segmentation // *Tectonics.* 2007. V. 26. P. Tc3005.
113. Pubellier M., Ego F. Anatomy of an escape tectonic zone: Western Irian Jaya (Indonesia) // *Tectonics.* 2002. V. 21, N 4. P. 1–1–16.
114. Ramos V.A., Kay S.M. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collision // *Tectonophysics.* 1992. V. 205. P. 261–282.
115. Ramos V., Kay S.M., Singer B.S. Las adakitas de la cordillera Patagónica: Nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas // *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2004. V. 59, N 4. P. 693–706.
116. Ramos V.A. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes // *Tectonophysics.* 2005. V. 399. P. 73–86.
117. Ramos V.A. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle / S.M. Kay, V.A. Ramos, W.R. Dickinson (Eds.). Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision // Washington, DC, Geol. Soc. Amer. 2009. P. 31–65.
118. Richards J.P. Petrology and geochemistry of alkalic intrusives at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea / J.W. Hedenquist, N.C. White, G. Siddeley (Eds.). Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific: Geology, Geochemistry, Origin and Exploration, I. // *J. Geochem. Exploration.* 1990. V. 35. P. 141–199.
119. Robinson F.A., Bonin B., Pease V., Anderson J. 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.
120. Sahagian D., Proussevitch A., Carlson W. Timing of Colorado plateau uplift: Initial constraints from vesicular basalt-derived paleoelevations // *Geol.* 2002. V. 30. P. 807–810.
121. Saunders A., Rogers G., Marriner G., Terrell D., Verma S. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1987. V. 32. P. 223–245.
122. Savov I.P., Leeman W.P., Lee C-T.A., Shirey S.B. Boron isotopic variations in NW USA rhyolites: Yellowstone, Snake River Plain, Eastern Oregon // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2009. V. 188. P. 162–172.
123. Scalabrino B., Lagabrielle Y., Malavieille J., Dominguez S., Melnick D., Espinoza F., Rossello E. A morphotectonic analysis of central Patagonian Cordillera: negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center // *Tectonics.* 2010. V. 29, N 2. P. TC2010.
124. Sengör A.C., Natal'in B.A. Turkeic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // *An. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996. V. 24. P. 263–337.
125. Severinghaus J., Atwater T. Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America / B.P. Wernicke (ed.). Basin and range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas // Nevada, CO, Geol. Soc. Am. Memoir. 1990. P. 1–22.
126. Sharma M., Basu A.R., Cole R.B., DeCelles P.G. Basalt-rhyolite volcanism by MORB-continental crust interaction: Nd, Sr-isotopic and geochemical evidence from Southern San Joaquin Basin, California // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 109. P. 159–172.
127. Shen X.-M., Zhang H.-X., Wang Q., Ma L., Yang Y.-H. Early Silurian (~ 440 Ma) adakitic, andesitic and Nb-enriched basaltic lavas in the Southern Altay Range, Northern Xinjiang (western China): Slab melting and implications for crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt // *Lithos.* 2014. V. 206. P. 234–251.
128. Smith D.R., Leeman W.P. Petrogenesis of Mount St. Helens dacitic magmas // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92, N B10. P. 10313–10334.
129. Smith E.I., Sánchez A., Keenan D.L., Monastero F.C. Stratigraphy and geochemistry of volcanic rocks in the Lava Mountains, California: Implications for the Miocene development of the Garlock fault / A.F. Glazner, J.D. Walker, J.M. Bartley (Eds.). Geologic evolution of the Mojave Desert and Southwestern Basin and Range: Boulder, Colorado // *Geol. Soc. Am. Memoir.* 2002. V. 195. P. 151–160.
130. Solari M., Hervé F., Martinod J., Le Roux J., Ramírez L., Palacios C. Geotectonic evolution of the Bransfield Basin,

- Antarctic Peninsula: insights from analogue models // *Antarctic Sci.* 2008. V. 20. P. 185–196.
131. Stern C.R., Frey F.A., Futa K., Zartman R.E., Peng Z., Kyser T.K. Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southern most South America // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 294–308.
132. Stern C.R., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 123. P. 263–281.
133. Stern C.R. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting // *Revista Geológica de Chile.* 2004. V. 31. P. 161–206.
134. Stock J.M., Hodges K.V. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate // *Tectonics.* 1989. V. 8. P. 99–115.
135. Sue C., Ghiglione M.C. Wrenching tectonism in the southernmost Andes and the Scotia Sea constrained from fault kinematic and seismotectonic overviews / M. Ghiglione (Ed.). *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes* // Springer Earth System Sci. 2016. P. 137–172.
136. Sweetkind D.S., Rytuba J.J., Langenheim V.E., Fleck R.J. Geology and geochemistry of volcanic centers within the Eastern half of the Sonoma volcanic field, Northern San Francisco Bay region, California // *Geosphere.* 2011. V. 7. P. 629–657.
137. Taylor B. The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241. P. 372–380.
138. Thorkelson D.J., Taylor R.P. Cordilleran slab windows // *Geol.* 1989. V. 17. P. 833–836.
139. Thorkelson D.J. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation // *Tectonophysics.* 1996. V. 255. P. 47–63.
140. Thorkelson D.J., Madsen J. K., Sluggett C.L. Mantle flow through the Northern Cordilleran slab window revealed by volcanic geochemistry // *Geol.* 2011. V. 39. P. 267–270.
141. Tregoning P., Gorbатов A. Evidence for active subduction at the New Guinea Trench // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31, N 13.
142. Valentine G.A., Cortés J.A., Widom E., Smith E.I., Rasoazanamparany C., Johnsen R., Briner J.P., Harp A.G., Turrin B. Lunar crater volcanic field (Reveille and Pancake ranges, basin and Range Province, Nevada, USA) // *Geosphere.* 2017. V. 13. P. 391–438.
143. Van Dongen M., Weinberg R.F., Tomkins A.G., Armstrong R.A., Woodhead J.D. Recycling of Proterozoic crust in Pleistocene juvenile magma and rapid formation of the Ok Tedi porphyry Cu–Au deposit, Papua New Guinea // *Lithos.* 2010. V. 114. P. 282–292.
144. Vidal-Solano J.R., Demant A., Moreno F.A., Lapierre H., Ortega-Rivera M.A., Lee J.K. Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2008. V. 120. P. 691–708.
145. Walton M.A., Gulick S.P.S., Haeussler P.J., Roland E.C., Tréhu A.M. Basement and regional structure along strike of the Queen Charlotte Fault in the Context of Modern and historical earthquake ruptures // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2015. V. 105. P. 1090–1105.
146. Wang Y., Forsyth D. W., Rau C. J., Carriero N., Schmandt B., Gaherty J. B., Savage B. Fossil slabs attached to unsubsided fragments of the Farallon plate // *Pro. National Acad. Sci.* 2013. V. 110, N 14. P. 5342–5346.
147. Webb M., White L.T., Jost B.M., Tiranda H., BouDagher-Fadel M. The history of Cenozoic magmatism and collision in NW New Guinea – New insights into the tectonic evolution of the northernmost margin of the Australian Plate // *Gondwana Res.* 2020. V. 82. P. 12–38.
148. Weigand P.W., Savage K.L., Nicholson C. The Conejo volcanics and other Miocene volcanic suites in southwestern California / A. Barth (Ed.). *Contributions to crustal evolution of the Southwestern United States: Boulder, Colorado* // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper.* 2002. V. 365. P. 187–204.
149. 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.
150. Whalen J.B., Hildebrand R.S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos.* 2019. V. 348–349. 105179.
151. White L.T., Hall R., Gunawan I., Kohn B. Tectonic mode switches recorded at the northern edge of the Australian Plate during the Pliocene and Pleistocene // *Tectonics.* 2019. V. 38, N 1. P. 281–306.
152. Wilson J.T. A new class of faults and their bearing on continental drift // *Nature.* 1965. V. 207. P. 343–347.
153. Windley B.F., Xiao W. Ridge subduction and slab windows in the Central Asian Orogenic Belt: Tectonic implications for the evolution of an accretionary orogen // *Gondwana Res.* 2018. V. 61. P. 73–87.
154. Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1995. V. 107. P. 505–519.
155. Yogodzinski G., Lees J., Churikova T., Dorendorf F., Wöerner G., Volynets O. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature.* 2001. V. 409. P. 500–504.
156. 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.
157. Zheng Y.-F. Subduction zone geochemistry // *Geosci. Frontiers.* 2019. V. 10. P. 1223–1254.

Рекомендована к печати В.В. Акининым

после доработки 07.07.2020 г.

принята к печати 24.09.2020 г.

A.V. Grebennikov, A.I. Khanchuk

Geodynamics and magmatism of the Pacific-type transform margins. Aspects and discriminant diagrams

Transform margins represent lithospheric plate boundaries with horizontal sliding of oceanic plate, which in time and space replaced the subduction related convergent margins. This happened due to: spreading ridge–trench intersection (California; Queen Charlotte–Northern Cordilleran, West of the Antarctic Peninsula, and probably the Late Miocene–Pleistocene Southernmost South America) or ridge death along continental margin (Baja California); change in the direction of oceanic plate movement (Western Aleutian–Komandorsk; Southernmost tip of the Andes); and island arc–continent collision (New Guinea Island). Post-subduction magmatism is related to a slab window that resulted either from the spreading ridge collision (subduction) with a continental margin or slab tear formation, or slab break-off after subduction cessation due to other reasons. Igneous magmatic series formed in consequence of these events show diversity of tholeiitic (sub-alkaline), alkaline or calc-alkaline, high-alumina and adakitic rocks. The comprehensive geochemical dataset (more than 2400 analyses) on igneous rocks of the model transform and convergent geodynamic settings allowed to substantiate the most informative triple diagrams for the petrogenic oxides $TiO_2 \times 10 - Fe_2O_3^{Tot} - MgO$ and trace elements Nb – La– Yb. Mostly approved for the rock compositions with $SiO_2 < 63$ wt. %, the new plots are capable of distinguishing igneous rocks formed above zones of subduction at an island arc and continental margin (related to convergent margins), from those formed in the tectonic setting of transform margins along continents or island arcs.

Key words: tectonic settings, slab window, slab tear and break-off, subslab asthenosphere, geochemistry, discriminant diagrams.