

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РИФТА РИО-ГРАНДЕ, ЗАПАД США

С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина, Н.Н. Фефелов, Е.В. Саранина

Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033, e-mail: rassk@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 8 сентября 2008 г.

Выполнены геохимические исследования средне-позднекайнозойской последовательности вулканических пород северной части рифта Рио-Гранде. Начальной активизации структуры рифта сопутствовали объемные извержения лав и пирокластического материала преимущественно среднего и кислого состава на вулканическом поле Сан-Хуан в интервале 35–27 млн лет назад. В составе последующих вулканических продуктов, сопровождавших рифтогенез, преобладали лавы основного и среднего состава. Показано, что базаниты и щелочные базальты территории обладали геохимическими характеристиками, свойственными подлитосферным слэбовым и надслэбовым источникам. Процессы рифтогенного утонения литосферы выражены геохимическими параметрами, отражающими реакционное взаимодействие подлитосферных мантийных выплавов с породами разноглубинных частей мантийной части литосферы, а также нижней части коры. Во временном интервале 35–18 млн лет назад в северной части рифта параллельно извергались расплавы разноглубинных подлитосферных и литосферных источников, а в интервале последних 15 млн лет – продукты реакционного взаимодействия подлитосферных расплавов с породами литосферы, хотя около 10 млн лет назад на его северном структурном продолжении, на вулканическом поле Ямпа, извергся подлитосферный магматический материал.

Ключевые слова: кайнозой, континентальная окраина, рифтогенез, субдукция, базальты, базаниты, трахиандезиты, микроэлементы, изотопы Sr, Рио-Гранде, Северная Америка.

ВВЕДЕНИЕ

Рифтогенез – это процесс растяжения литосферы, сопровождающийся ее тектонотермальным утонением. Причины и характер континентального рифтогенеза остаются предметом дискуссии на протяжении нескольких десятков лет. Для объяснения причин утонения литосферы геофизиками предлагалась модель последовательного воздействия на литосферу глубинного мантийного диапира с механическим замещением ее нижней части. Структурные построения, однако, показали, что потенциальная активность термальных аномалий верхней мантии существенным образом контролируется напряженно-деформированным состоянием литосферы и, следовательно, растяжение может реализоваться в ходе рифтогенеза на ее различных глубинных уровнях. В качестве показателя характера развития глубинных рифтогенных процессов в литосфере служит компонентный состав глубинных магм.

Рифт Рио-Гранде является классическим воплощением континентального рифтогенеза. Он отделяет

плато Колорадо и часть Провинции Бассейнов и Хребтов от внутренней части Северо-Американского кратона (Великих Равнин) (рис. 1). Рифт существенно расширен в южной части (южнее населенного пункта Сокорро). Серия субпараллельных впадин и поднятий вытянута в северном направлении, подобно структурам южной части Провинции Бассейнов и Хребтов. Здесь растяжение было наиболее сильным (до 200 %). В районе впадины Эспаньола резко меняется структура рифтовых долин в связи с вторжением рифтогенеза с юга на север между плато Колорадо и Великими Равнинами [4, 6, 20].

Магматизм северной части структуры Рио-Гранде начался около 35 млн лет назад, а с учетом датировок туфов Уолл Маунтин и гранодиоритов Маунт Принсетон – несколько раньше, около 37 млн лет назад [55]. На северном окончании рифта (севернее г. Лидвилл) кора растягивалась в интервале 26.0–7.5 млн лет назад с формированием рифтовых впадин, заполненных осадочными отложениями. Серия соединенных между собой осевых долин–

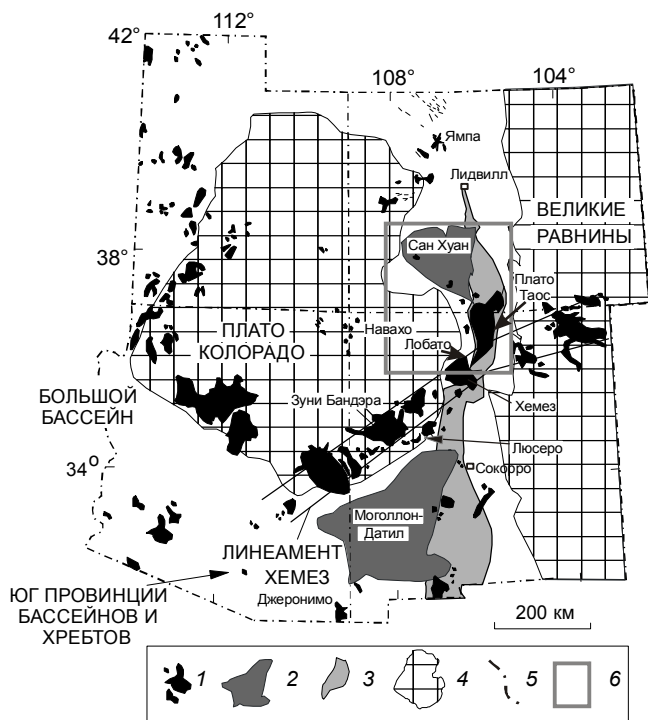


Рис. 1. Распределение вулканических полей в рифте Рио-Гранде и на сопредельных территориях [10, с изменениями].

1 – вулканические поля возрастом менее 15 млн лет; 2 – крупные поля олигоцен-раннемиоценового вулканизма; 3 – осевая рифтовая долина; 4 – блоки, не испытавшие позднекайнозойских тектонических деформаций; 5 – границы штатов; 6 – район исследований (рис. 2).

грабенов между населенными пунктами Лидвилл и Сокобро датирована интервалом 15–13 млн лет назад. Плиоценовые тектонические движения привели к поднятию территории севернее города Лидвилл, где впадины с миоценовыми осадками оказались в “вершинном” поясе гор [45].

Различный характер развития южной, центральной и северной частей рифта отражен в его глубинном строении. Области пониженных скоростей сейсмических волн, интерпретированных в качестве кровли астеносферы, установлены под южной частью рифта Рио-Гранде на глубине 35 км, под центральной частью – на глубине 70 км и под северной частью – на глубине 100 км. Мощность коры составляет на юге 33 км и увеличивается на севере до 50 км [26, 66, 81].

В южной части рифта Рио-Гранде отчетливо выражена смена состава средне-позднекайнозойского магматизма от надсубдукционного эоцен-олигоценного к магматизму астеносферного типа, получившему развитие с конца среднего миоцена. Исследовани-

ям характера смены магматических источников посвящены многочисленные работы [35, 36, 60, 71 и др.]. В северной части рифта магматизм не обнаруживает направленного временного изменения, и характер эволюции глубинных процессов остается неясным. Часть вулканических стратиграфических подразделений слабо охарактеризована в геохимическом отношении, а по некоторым из них геохимических исследований не проводилось. Опубликованные результаты определений микроэлементов в вулканических породах получены преимущественно в 1980-х годах методами нейтронноактивационного анализа (НАА) и рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). В настоящей работе используется более широкий микроэлементный спектр вулканических пород, измеренный различными методами, в том числе методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). На основе новых аналитических данных рассматриваются пространственно-временные вариации состава вулканических пород этой части рифта с целью определения компонентного состава глубинных мантийных и коровых источников и выявления общих закономерностей в эволюции глубинного магматизма.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследовалась коллекция образцов, отобранных в северной части рифта из вулканических стратиграфических подразделений от самых ранних до поздних. Территория опробования показана на рис. 2.

Редкоземельные элементы, Sc, Rb, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Sn, Mo, Pb, Th, U, Ba в вулканических породах определялись методом ИСП-МС. Химическая подготовка проб проводилась в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН, химик-аналитик М.Е. Маркова). Вода пропусклась через систему очистки Elix-3 фирмы Millipore (Франция), для разложения использовались дважды перегнанные кислоты ОСЧ (особо чистые). Навеска массой 50 мг помещалась в закрытый фторопластовый контейнер, заливалась смесью HF и HNO₃ в пропорции 3:1, затем разлагалась в микроволновой печи. Для более полного удаления кремния проба повторно выпаривалась с 1.5 мл HF, затем с добавлением HNO₃, H₂O₂ и воды снова выпаривалась до сухих солей. Измерения выполнялись на квадрупольном масс-спектрометре VG Plasma Quad PQ2+ Байкальского аналитического центра коллективного пользования при стандартных рабочих условиях. Для учета влияния матрицы и временного дрейфа прибора в пробу вводилось два внутренних стандарта – In и Bi. Значения предела обнаружения

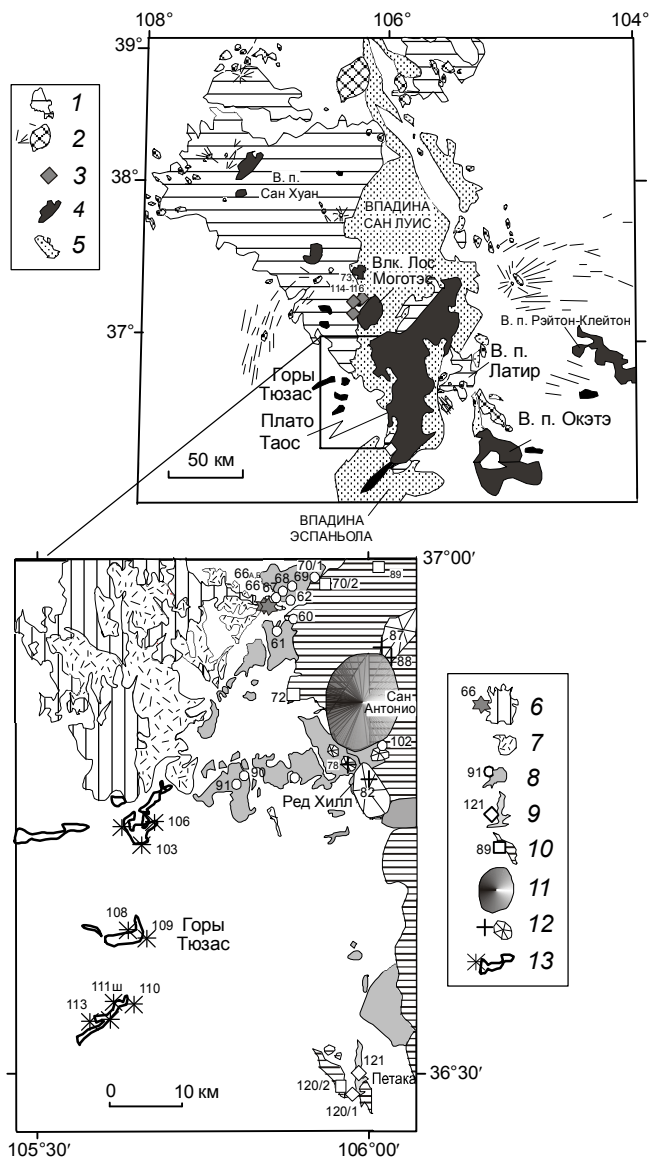


Рис. 2. Пространственные соотношения кайнозойских вулканических полей и впадин северной части структуры Рио-Гранде [54, с упрощениями].

1 – вулканические породы позднего эоцена–раннего миоцена (35–18 млн лет) нерасчлененные; 2 – синхронные им интрузивы и дайки; 3 – базальты и гавайиты нижней части формации хинсдэйл; 4 – синрифтовые вулканические породы от базальтового до риолитового состава возрастом менее 15 млн лет; 5 – осадочные отложения рифтовых впадин. На врезке показана схема опробования вулканических пород гор Тюзас и сопредельной юго-западной части плато Таос: 6 – вулканические породы формации конехоз от трахиандезитового до риолитового состава; 7 – туфы Треже Маунтин; 8 – базальты и андезибазальты формации хинсдэйл нерасчлененные; 9 – андезибазальты и андезиты вулкана Петака; 10 – базальты формации сервиллета; 11 – дацитовые и трахидацитовые куполы, синхронные формации сервиллета; 12 – трахиандезитовые куполы формации капупин; 13 – долинные лавовые потоки и вулканические конусы гор Тюзас. Используются схема [52] и геологическая карта масштаба 1:250 000 [56].

(критерий 3σ , формула для расчета см. [2]) варьировали от 0.004 мкг/л (Lu, Tb, Yb, Ho) до 2 и 4 мкг/л (Sr и Ba) в растворе. При содержании в образце Nd более 30 мкг/г и Ba более 1500 мкг/г для Eu и Tb вводились соответствующие поправки на интерференцию масс ионов оксидов и гидроксидов.

Дополнительно методом РФА определялись Nb, Zr, Rb, Sr, Y, Ni, Zn, Ba, Ga. Измерения проводились в аналитическом центре ИЗК СО РАН на сканирующем рентгенофлуоресцентном спектрометре с волновой дисперсией VRA-30, производства Carl Zeiss Jena, Германия. Величина фонового сигнала учитывалась способом стандарта-фона. Для коррекции влияния матрицы и дрейфа прибора использовался способ стандарта-фона, учитывались наложения линий Sr серии K β на аналитическую линию Zr K $\alpha_{1,2}$, Sr K α и Rb K β – на аналитическую линию Y K $\alpha_{1,2}$, Zr K β – на аналитическую линию Nb K $\alpha_{1,2}$. Ba определялся по K-серии. Предел обнаружения составил 3 мкг/г для Sr и Rb, 45 мкг/г – для Ba и от 5 до 7 мкг/г – для остальных элементов. Такие элементы, как Sc, Cr, Ni, Co и V, определялись методом атомно-эмиссионной спектрометрии (АЭС) (аналитик В.А. Русакова), а Li и Rb – фотометрией пламени (ФП) (аналитики Г.В. Бондарева, Т.А. Бобровская и М.М. Самойленко).

Сравнение результатов определения микроэлементов разными методами анализа показано на рис. 3. Выборка содержит более 100 анализов базальтов, андезитов, трахитов, дацитов и риолитов рифтовой системы Рио-Гранде. На графиках видно хорошее совпадение результатов для Ba, Sr, Ni и Zr. При содержании Rb ниже 12 мкг/г метод РФА дает заниженные, а метод пламенной фотометрии – завышенные результаты по сравнению с методом ИСП-МС. При содержании Nb выше 40 мкг/г результаты РФА также оказываются немного заниженными, что, вероятно, вызвано небольшим нарушением линейности градуировочной зависимости.

При определении Nb и Y в толеитовых базальтах методом РФА предел обнаружения нередко был слишком высоким, что приводило к резкому ухудшению правильности и воспроизводимости результатов анализа. При концентрации Nb и Y, превышавшей предел обнаружения менее чем в два раза (соответственно 10 и 14 мкг/г), данные исключены из рассмотрения. Получено плохое согласование результатов измерения Y методами РФА и ИСП-МС. Предпочтение отдано результатам, полученным методом ИСП-МС, поскольку в определении этого элемента методом РФА вносятся искажения наложениями на аналитическую линию Y линий Rb и Sr, а концентрации этих элементов в проанализированных вулкани-

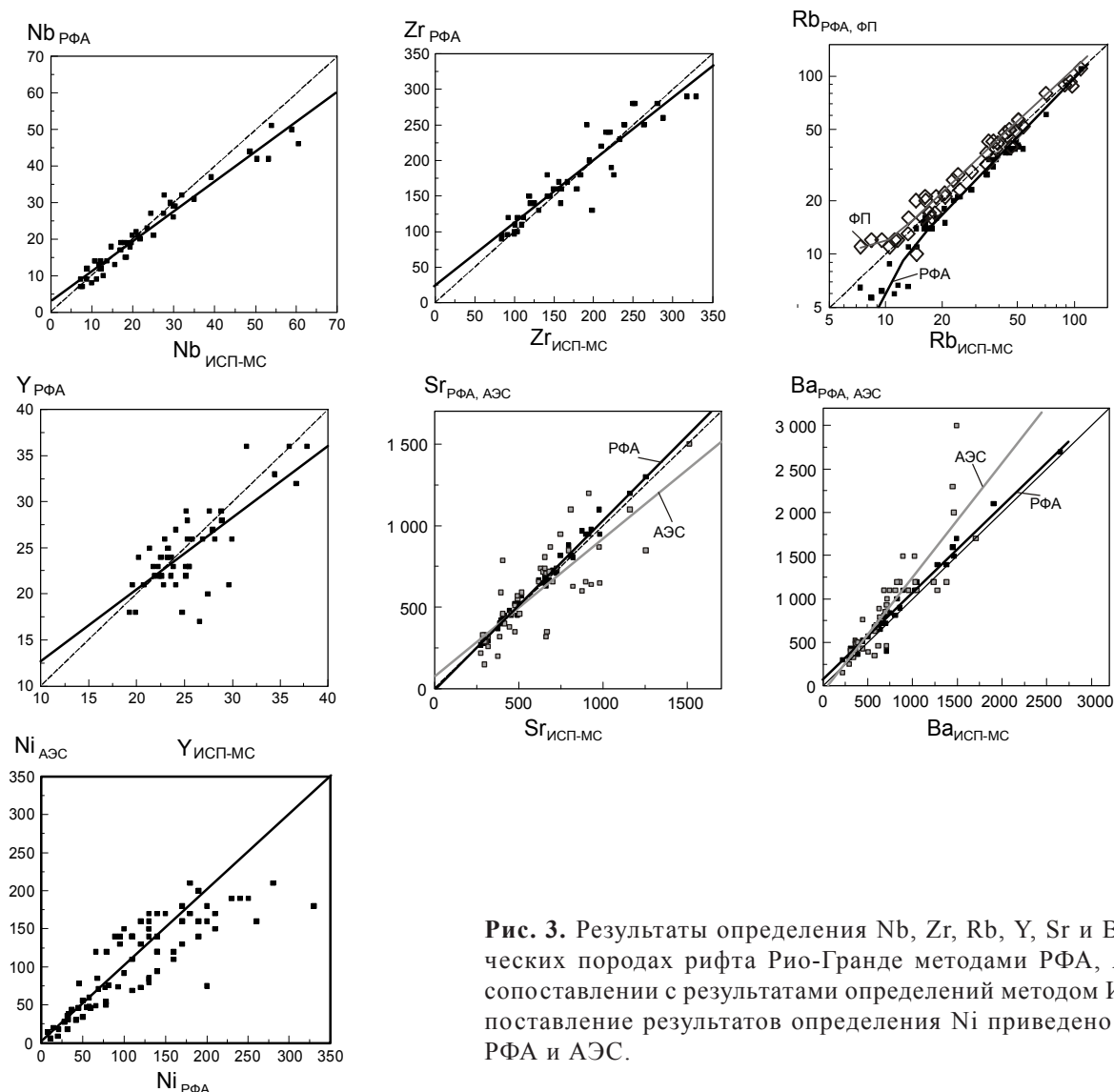


Рис. 3. Результаты определения Nb, Zr, Rb, Y, Sr и Ba в вулканических породах рифта Рио-Гранде методами РФА, АЭС и ФП в сопоставлении с результатами определений методом ИСП-МС. Сопоставление результатов определения Ni приведено для методов РФА и АЭС.

ческих породах нередко превышают концентрацию Y на один–два порядка.

При содержании Ba менее 1200 мкг/г получено в целом хорошее согласование результатов анализов всеми тремя использованными методами. При более высоких содержаниях Ba метод АЭС дал завышенные значения (на графике показаны не все точки, но проведена регрессионная линия). При содержании Ni ниже 100 мкг/г этот метод дает хорошие результаты благодаря низкому пределу обнаружения. Результаты определения Sr в отдельных пробах, полученные методом АЭС, плохо согласуются с результатами ИСП-МС и РФА.

Для определения изотопных меток глубинных магматических источников в вулканических породах определены изотопные отношения стронция, являющиеся одним из важнейших показателей эволюции

магматических систем [32]. Подготовка проб для изотопного анализа проводилась в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН по методике, охарактеризованной ранее [7]. Изотопные отношения определялись на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 Байкальского аналитического центра коллективного пользования. В период измерений средние значения изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили 0.71028 ± 0.00002 .

Петрогенные оксиды определялись методом “мокрой химии” в аналитическом центре ИЗК СО РАН (аналитики Г.В. Бондарева, Т.А. Бобровская и М.М. Самойленко).

ВОЗРАСТНЫЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Во временном интервале 60–35 млн лет назад территория будущего рифта Рио-Гранде была амагма-

тичной. Затем, в интервале 35–27 млн лет назад, происходили кальдерные извержения. В южной части образовалось крупное вулканическое поле Моголлон-Датил, а в северной – такое же поле Сан-Хуан. Объем среднетретичных извержений на последнем поле составил 16 тыс. км³. Вначале образовались крупные стратовулканы, сложенные преимущественно калиевыми лавами и брекчиями среднего состава с общим диапазоном от основного до кислого. Затем изверглись иг-

нимбриты дацит-риолитового (трахидацит-трахириолитового) состава с образованием кальдер [24, 55].

Вулканическая последовательность северной части рифта представлена: 1) формацией конехоз (верхний эоцен–нижний олигоцен), 2) формацией хинсдэйл (верхний олигоцен–миоцен), 3) формацией сервиллета (нижний плиоцен) и 4) вулканическими конусами с долинными лавовыми потоками (верхний плиоцен–плейстоцен) (рис. 2, табл. 1).

Таблица 1. Стратиграфическое расчленение вулканических пород северной части рифта Рио-Гранде и сопредельных территорий.

Формация, этап	Вулканическое поле, вулкан	Состав пород	К-Аг (⁴⁰ Аг/ ³⁹ Аг) возраст, млн лет	Источник данных
Конехоз	Вулканическое поле Сан-Хуан	Трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты	35–30 35–27	[30, 49]
	Заключительный этап, туфы Треже Маунтин		29.5–28.4	[30]
Хинсдэйл	Общий временной интервал формации	Известково-щелочные базальты, андезиты, дациты, риолиты	26.8–4.4	[50]
Хинсдэйл, этап 1	Вулканическое поле Латир, спекшиеся туфы	Латиты, кварцевые трахириолиты	27.9–23.7	[54]
	Вулканическое поле Сан-Хуан	Базальты и риолиты	26.8–21.9	[49]
	Горы Тимбер и Браши	Дацинты и риолиты	25.4–22.3	[77]
Абикью	Впадина Эспаньола	Базаниты	25.1–18.0	[15, 35, 78]
Лос-Пинос	Вулкан Петака	Известково-щелочные базальты, андезиты	24.6–22.0	[15, 36]
			23.4–18.5	
Эспинасо	Впадина Эспаньола, купол Черро дель Рио	Латиты	25.8–19.5	[15]
Хинсдэйл, этап 2	Вулканическое поле Сан-Хуан	Известково-щелочные базальты	19.8–17.7	[48]
Хинсдэйл, этап 3	Район Лобато, вулканическое поле Хемез	Известково-щелочные базальты, андезиты	14.1–9.6	[11]
	Впадина Эспаньола, дайки	Известково-щелочные базальты	9.7	[15]
	Впадина Сан-Луис, купол Черро Чифло	Дацинты и кварцевые латиты	10.7–10.2	[52]
Хинсдэйл, этап 4	Вулкан Лос-Моготэс	Гавайиты	7–5	[51]
Сервиллета	Впадина Сан-Луис, вулканическое поле плато Таос	Толейтовые базальты, андезиты	4.5–2.8 5.0–3.5	[52, 65]
Экструзии среднего-кислого состава, синхронные формации сервиллета	Впадина Сан-Луис, куполы Гваделупа, Сан-Антонио и другие	Трахиандезиты, трахидациты, риодациты	4.8–3.0	[52]
Лавы основного-среднего состава, синхронные формации сервиллета	Впадина Эспаньола	Гавайиты, мудиериты, трахиандезиты	4.4–3.2	[15]
Капулин	Вулканические конусы в окрестности купола Сан-Антонио	Трахиандезиты	2.2–1.8	[30]
Долинные потоки и связанные с ними конусы	Горы Тюзас	Переходные базальты, гавайиты	1.1–0.24 0.25	[30, 50]
Базальты южной и центральной частей рифтовой системы	Вулканическое поле Джеронимо	Щелочные базальты	3.2–0.2	[42]
	Вулканическое поле Зуни-Бандэра	Щелочные и толейтовые базальты	1.38–0.010	[57]

В формацию конехоз включены породы, варьирующие по составу от трахиандезитов до трахириолитов ($\text{SiO}_2 > 57\%$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7\%$), хотя в последнее время по датировкам к этой формации относят также некоторые породы основного состава [31]. Кислые вулканические породы нами не изучались. Образцы, отобранные для аналитических исследований, имеют трахиандезитовый состав (рис. 4, табл. 2). Во впадине Сан-Луис стратиграфически ниже покрыва спекшихся туфов Треже Маунтин возрастом 29.5–28.4 млн лет (датировка методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) находятся лавы формации конехоз, а выше них – лавы формации хинсдэйл [30].

К формации хинсдэйл относятся вулканические породы широкого возрастного диапазона от 27 до 5 млн лет [50, 56]. По сравнению с формацией конехоз состав пород формации хинсдэйл был в целом более основным ($\text{SiO}_2 < 59\%$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 8\%$). По пространственно-временному распределению извержений и особенностям состава лав, слагающих формацию хинсдэйл, выделяются четыре вулканических интервала: 1) 27–22, 2) 20–18, 3) 15–9 и 4) 7–5 млн лет назад.

Первый вулканический интервал формации характеризовался контрастным спектром разновидностей пород от кислого состава до основного, распро-

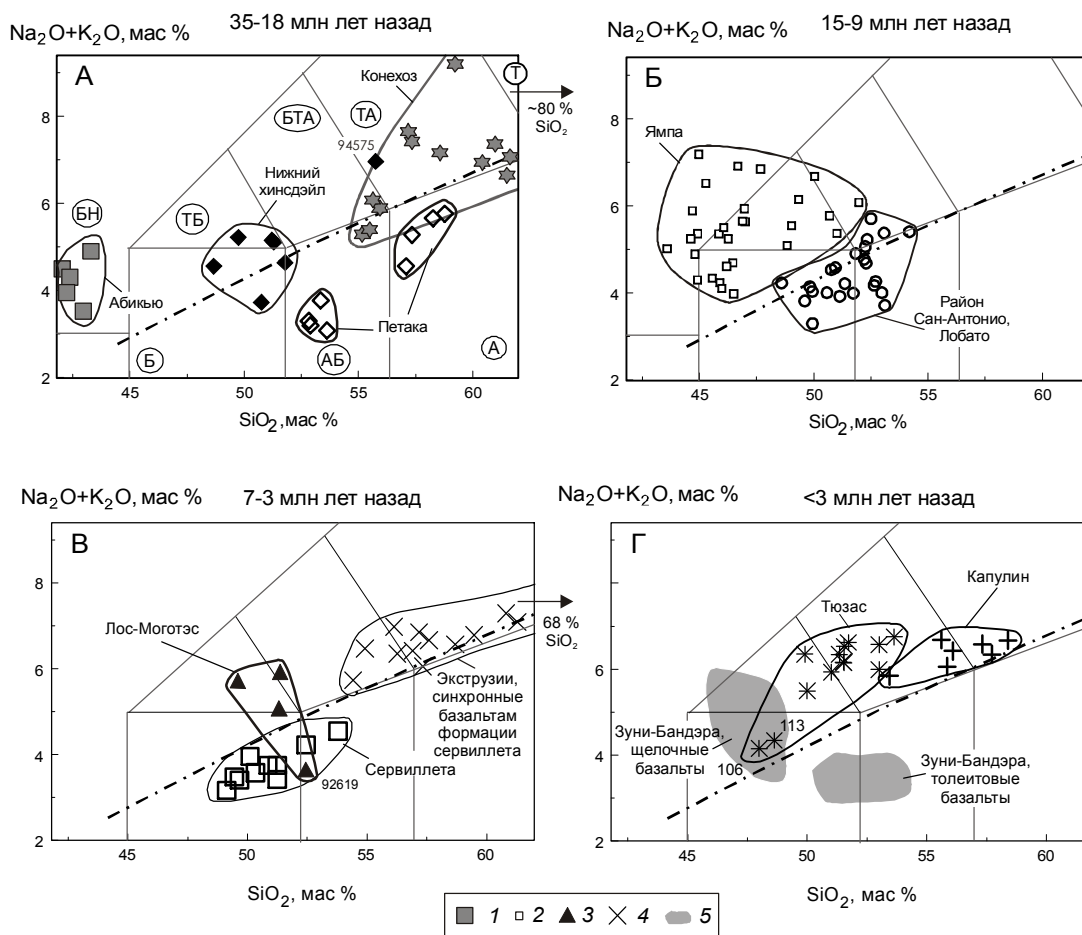


Рис. 4. Соотношения $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ в вулканических породах.

1 – базаниты формации абикью впадины Эспаньола; 2 – базаниты и щелочные базальты вулканического поля Ямпа; 3 – базальты и гавайиты вулкана Лос-Моготэс; 4 – вулканические породы куполов, синхронных базальтам формации сервиллета; 5 – базальты вулканического поля Зуни-Бандэра. Сплошными линиями разделены разновидности пород согласно рекомендациям Международного союза геологических наук (IUGS) [46]: Б – базальт, АБ – андезибазальт, А – андезит, БН – базанит, ТБ – трахибазальт, БТА – базальтовый трахиандезит, ТА – трахиандезит, Т – трахит. Штриховой линией обозначена разделительная линия серий нормальной и умеренной щелочности по рекомендациям ОГГН [1]. Использованы данные табл. 2 с дополнениями [15, 29, 30, 35, 36, 44, 45, 59, 62, 78]. Составы приведены к 100 % с вычетом потерь при прокаливании. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Таблица 2. Содержания петрогенных оксидов (%) и микроэлементов (мкг/г) в вулканических породах основного и среднего состава северной и центральной частей рифта Рио-Гранде.

Компоненты	RG118ш	RG66	RG66Б	RG39	RG40C	89SB31 [78]	89SB220 [35]	89SB22 [35]	89SB27 [35]	RG120/1	RG121	RG121Q	RG121ш
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	57.39	56.54	56.19	57.55	65.30	43.75	43.24	53.77	53.39	56.77	58.50	57.11	54.89
TiO ₂	1.22	1.12	1.09	0.99	0.68	2.3	2.45	1.41	1.53	0.98	0.97	0.98	1.06
Al ₂ O ₃	14.90	16.2	16	15.95	14.85	13.91	12.24	14.51	14.27	15.45	15.20	15.20	16.95
Fe ₂ O ₃	3.69	4.92	4.4	4.56	2.32	13.94	14.04	11.38	12.1	3.21	3.90	3.80	7.70
FeO	3.89	3.22	3.26	1.60	2.57	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	5.23	3.94	4.03	0.64
MnO	0.09	0.09	0.08	0.09	0.06	0.2	0.2	0.16	0.14	0.09	0.12	0.13	0.12
MgO	3.72	3.3	3.52	1.95	1.81	9.66	12.99	5.91	6.96	5.24	5.18	5.24	4.48
CaO	5.44	5.44	5.76	5.11	2.83	11.13	11.13	9.9	9.12	6.65	5.84	5.84	5.66
Na ₂ O	3.92	3.72	3.81	4.67	3.80	4.21	2.79	2.77	2.78	3.45	3.57	3.39	2.57
K ₂ O	3.10	3.6	3.71	4.27	3.92	0.74	0.75	0.32	0.45	1.78	2.16	2.16	1.82
P ₂ O ₅	0.64	0.45	0.45	0.43	0.28	1.2	0.82	0.15	0.18	0.15	0.16	0.16	0.28
H ₂ O ⁻	0.33	0.4	0.17	0.17	0.14	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.49	0.37	0.36	0.80
H ₂ O ⁺	1.64	1.19	1.26	2.70	1.68	2.07	0.95	1.22	0.24	0.98	0.59	1.47	3.37
Сумма	98.00	98.6	98.27	97.17	98.42	101.04	100.65	100.28	100.92	99.00	99.54	98.04	96.17
Li	1.4	H.o.	H.o.	21	19	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	17	17	17	24
Sc	11.8	16.6	19.2	11.1	14.2	18	30.2	21.5	24.4	17.3	17.0	17.9	19.5
V	130	560	400	68	H.o.	208	254	132	171	60	95	58	72
Cr	200	300	160	H.o.	H.o.	173	539	219	270	120	160	110	190
Co	27	110	59	10	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	34	42	34	43
Ni	69	H.o.	110	8	38	169	309	127	132	130	170	130	190
Zn	110	82	81	94	66	116	104	98	113	83	79	83	100
Ga	19	23	22	15	10	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	14	9	8	16
Rb	70	89	97	108	115	31	309	11	11	46.2	50.6	53.6	34.4
Sr	975	897	979	1158	677	1254	793	244	282	275	295	318	388
Y	19.9	23.0	25.3	23.3	15.4	32	30	21	22	25.3	24.1	25.5	28.9
Zr	280	239	263	288	93	211	245	98	93	92	92	101	120
Nb	21.8	13.7	15.6	19.9	14.1	72	54	5.8	9.1	14.7	17.1	18.5	18.0
Sn	4.0	1.5	2.4	1.3	2.2	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	1.0	1.0	1.0	1.2
Cs	0.85	1.74	2.03	1.54	1.88	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.56	0.83	0.58	0.90
Ba	1905	1050	1238	1707	1011	997	619	247	149	364	332	363	580
La	62	45	51	62	43	75	67	7.96	10.5	10.6	13.0	13.3	24.9
Ce	120	95	107	124	79	184	151	16.96	25.6	22.7	27.1	28.8	44.9
Pr	13.7	10.7	11.7	13.8	9.1	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	2.83	3.31	3.36	5.57
Nd	56	43	45	51	32	123	H.o.	9.64	14.89	12.4	14.7	15.0	23.9
Sm	8.69	7.32	7.74	8.17	5.21	11.88	12.2	3.04	3.83	3.20	3.50	3.59	4.92
Eu	2.04	1.90	1.99	2.18	1.34	3.5	3.02	1.20	1.28	1.00	1.06	1.04	1.39
Gd	0.77	0.86	0.87	0.88	0.52	H.o.	1.85	H.o.	H.o.	0.65	0.64	0.60	0.79
Tb	5.61	6.23	5.94	5.65	4.00	17	9.9	2.65	2.79	3.62	3.61	3.50	4.70
Dy	3.73	4.45	4.21	4.16	2.79	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	3.97	3.86	3.86	4.72
Ho	0.67	0.87	0.81	0.81	0.47	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.82	0.83	0.86	1.01
Er	1.66	2.25	2.36	2.13	1.33	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	2.35	2.28	2.33	2.74
Yb	1.39	2.13	2.08	1.80	1.04	1.63	1.73	1.60	1.50	2.06	2.35	2.23	2.41
Lu	0.21	0.31	0.32	0.25	0.18	0.28	0.24	0.24	0.18	0.33	0.36	0.34	0.39
Hf	6.25	5.95	6.39	5.74	2.82	5.53	7.60	1.83	2.26	2.87	3.20	3.06	3.61
Ta	0.92	0.71	0.78	0.87	1.01	5.5	3.45	0.43	0.62	0.99	1.28	1.20	1.29
Pb	13	19	21	20	21	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	20	9.8	10	13
Th	7.2	10	12	16	16	6.5	11.6	2.69	1.53	3.1	3.6	3.5	4.5
U	1.74	4.03	4.18	5.55	3.87	2.5	1.30	0.42	0.25	0.96	1.08	1.01	0.80

Компоненты	T84089 [30]	94575 [67]	RG114 *	RG11 5	RG116	RG42	RG60	RG61	RG67	RG68*	RG69/1 *	RG69	RG70/1
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	50.00	55.99	48.37	51.21	49.64	50.89	49.67	49.50	53.98	51.99	50.70	51.17	49.28
TiO ₂	1.59	1.59	1.79	1.75	1.66	1.57	1.58	1.39	1.28	1.32	1.35	1.36	1.41
Al ₂ O ₃	14.90	15.5	14.95	14.30	16.30	13.55	15.55	14.05	16.90	16.85	15.75	15.80	16.70
Fe ₂ O ₃	H.o.	H.o.	4.88	4.33	3.24	3.23	4.17	3.91	3.58	2.94	3.66	2.80	4.47
FeO	11.69	7.6	7.35	7.48	6.81	7.34	7.48	9.57	5.67	6.73	7.67	8.12	6.34
MnO	0.17	0.12	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.18	0.13	0.14	0.16	0.15	0.17

Таблица 2. (Продолжение).

Компо- ненты	T84089 [30]	94575 [67]	RG114 *	RG11 5	RG116	RG42	RG60	RG61	RG67	RG68*	RG69/1 *	RG69	RG70/1
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
MgO	6.87	4.95	8.47	6.44	8.05	8.58	7.53	7.57	5.16	5.96	6.30	6.56	7.00
CaO	9.38	6.56	8.51	8.24	8.29	8.37	9.07	9.49	7.32	8.01	8.73	8.81	9.23
Na ₂ O	2.99	4.18	3.21	3.05	3.78	3.21	3.24	2.86	3.68	3.79	3.31	3.14	3.34
K ₂ O	0.69	2.88	1.32	1.54	1.43	1.86	0.77	0.40	1.70	1.40	0.85	0.81	0.75
P ₂ O ₅	0.25	0.62	0.38	0.39	0.44	0.46	0.25	0.17	0.22	0.21	0.23	0.20	0.21
H ₂ O ⁻	H.o.	H.o.	0.30	0.38	0.17	0.08	0.07	0.13	0.29	0.19	0.21	0.12	0.19
H ₂ O ⁺	0.31	H.o.	0.81	1.16	0.56	1.19	0.92	1.29	0.60	0.40	0.78	0.68	0.70
Сумма	98.53	99.99	99.39	98.88	99.79	99.21	99.46	99.09	99.62	99.34	98.71	98.92	98.90
Li	H.o.	H.o.	11	8.8	9.6	8.6	7.8	7.9	8.7	7.8	6.7	6.4	11
Sc	H.o.	H.o.	H.o.	19.7	24.6	21.3	24.9	26.3	20.9	H.o.	H.o.	25.8	29.7
V	H.o.	H.o.	220	220	210	150	380	350	150	150	140	130	160
Cr	H.o.	H.o.	410	360	230	360	240	350	130	170	140	130	180
Co	H.o.	H.o.	60	48	44	54	95	95	38	50	49	47	48
Ni	H.o.	H.o.	280	160	170	230	180	210	93	130	140	140	110
Zn	H.o.	H.o.	110	110	83	110	100	120	83	84	110	96	83
Ga	H.o.	H.o.	8	15	34	26	21	20	27	17	18	18	15
Rb	23.5	60	24	29.5	20.6	44.0	13.1	9.5	24.2	18.5	10.2	14.6	8.4
Sr	368	1000	570	644	820	618	455	297	405	440	340	316	414
Y	18.0	16	18	23.6	25.1	22.4	23.8	23.2	24.1	21	20	24.7	23.6
Zr	127	213	140	119	179	288	131	84	167	150	110	104	104
Nb	11.0	21	19	10.7	29.9	24.4	12.3	7.3	12.1	9	9	8.7	9.9
Sn	H.o.	H.o.	H.o.	2.0	2.0	1.2	0.9	0.6	1.2	H.o.	H.o.	0.9	1.1
Cs	H.o.	H.o.	H.o.	0.52	0.32	0.54	H.o.	0.16	0.23	H.o.	H.o.	0.15	0.12
Ba	H.o.	1027	700	627	580	859	460	213	895	810	450	354	354
La	13.5	46.8	H.o.	23.4	25.0	30.7	13.5	9.2	29.8	H.o.	H.o.	13.6	14.5
Ce	30.9	92	H.o.	49.9	55.2	62.6	29.5	20.1	57	H.o.	H.o.	28.6	30.9
Pr	H.o.	H.o.	H.o.	6.34	6.77	7.62	3.79	2.62	6.14	H.o.	H.o.	3.44	3.76
Nd	H.o.	46	H.o.	27.5	27.4	31.7	16.9	13.0	23.5	H.o.	H.o.	15.3	16.0
Sm	4.35	7.08	H.o.	5.52	5.65	5.98	3.99	3.45	4.61	H.o.	H.o.	3.50	3.50
Eu	1.41	2.25	H.o.	1.73	1.77	1.77	1.33	1.18	1.49	H.o.	H.o.	1.20	1.18
Gd	0.58	0.8	H.o.	0.77	0.77	0.71	0.64	0.63	0.69	H.o.	H.o.	0.65	0.62
Tb	H.o.	H.o.	H.o.	5.06	5.26	4.85	3.94	3.60	4.11	H.o.	H.o.	3.79	3.59
Dy	H.o.	H.o.	H.o.	4.40	4.52	4.03	3.88	3.71	3.72	H.o.	H.o.	3.93	3.68
Ho	H.o.	H.o.	H.o.	0.83	0.91	0.77	0.78	0.80	0.83	H.o.	H.o.	0.85	0.81
Er	H.o.	H.o.	H.o.	2.18	2.45	2.07	2.14	2.10	2.40	H.o.	H.o.	2.33	2.30
Yb	1.87	1.54	H.o.	1.63	2.00	1.73	1.89	1.68	2.07	H.o.	H.o.	1.98	2.04
Lu	0.27	0.23	H.o.	0.23	0.31	0.27	0.30	0.26	0.34	H.o.	H.o.	0.30	0.30
Hf	2.93	H.o.	H.o.	3.18	3.94	6.86	2.88	2.33	3.81	H.o.	H.o.	2.76	2.60
Ta	0.51	H.o.	H.o.	0.56	1.65	1.52	0.68	0.41	0.71	H.o.	H.o.	0.47	0.54
Pb	H.o.	H.o.	H.o.	4.7	3.4	6.3	2.6	3.4	6.4	H.o.	H.o.	3.6	2.1
Th	1.4	4.2	H.o.	2.2	2.2	3.5	1.0	1.1	3.0	H.o.	H.o.	1.5	1.0
U	H.o.	H.o.	H.o.	0.67	0.62	0.93	0.30	0.31	0.49	H.o.	H.o.	0.38	0.28

Компо- ненты	RG90*	RG91*	RG102	RG10 2/1	RG102/ 2	RG92	RG93	RG94	RG95*	RG96	RG98/1	RG98/2*	BB-1 [30]
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	52.61	52.53	52.89	51.90	51.31	49.71	50.38	50.56	50.56	52.38	52.08	52.38	51.41
TiO ₂	1.58	1.71	1.74	1.48	1.45	1.65	1.59	1.33	1.55	1.24	1.30	1.38	1.69
Al ₂ O ₃	14.35	14.30	16.50	16.05	16.25	15.80	14.85	16.20	15.60	15.55	16.00	16.25	17.16
Fe ₂ O ₃	2.23	2.01	2.96	3.97	9.71	5.65	6.19	5.87	7.22	4.30	4.81	2.85	H.o.
FeO	8.94	9.26	7.35	6.61	0.95	4.80	3.88	5.33	3.44	5.84	3.92	7.21	8.97
MnO	0.14	0.14	0.13	0.14	0.15	0.15	0.14	0.15	0.16	0.13	0.13	0.15	0.15
MgO	7.00	6.72	5.15	6.51	6.16	6.21	5.72	6.58	7.39	6.91	6.27	6.32	6.28
CaO	8.27	8.23	7.24	7.71	7.83	9.11	8.38	8.74	8.43	8.57	8.49	8.49	7.92
Na ₂ O	2.73	2.82	3.80	3.49	3.51	3.30	3.50	3.05	3.50	3.30	3.88	3.25	4.13
K ₂ O	0.94	1.15	1.55	1.25	1.34	1.14	1.38	0.83	1.04	0.93	1.77	0.90	1.75
P ₂ O ₅	0.26	0.28	0.33	0.29	0.31	0.40	0.39	0.23	0.34	0.23	0.54	0.33	0.45
H ₂ O ⁻	0.37	0.35	0.19	0.21	0.26	0.08	0.13	0.15	0.16	0.05	0.10	0.03	H.o.

Таблица 2. (Продолжение).

Компо- ненты	RG90*	RG91*	RG102	RG10 2/1	RG102/ 2	RG92	RG93	RG94	RG95*	RG96	RG98/1	RG98/2*	BB-1 [30]
	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
H ₂ O ⁺	1.03	1.03	0.74	0.95	0.97	2.74	2.77	1.49	1.05	1.03	1.32	0.91	H.o.
Сумма	99.05	99.15	99.64	99.40	98.97	97.92	96.40	98.87	99.23	99.38	99.19	99.51	99.91
Li	8.6	7.6	8.2	6.4	6.4	11	13	8.2	6.6	94	17	7.8	H.o.
Sc	H.o.	H.o.	19.1	21.6	19.3	29.7	27.9	27.4	H.o.	26.3	21.6	H.o.	H.o.
V	100	100	140	93	100	120	120	130	100	120	220	190	147
Cr	220	190	100	110	93	190	170	210	240	180	87	120	134
Co	38	47	44	38	38	35	29	35	35	34	29	32	36
Ni	140	150	100	110	95	115	93	100	125	113	125	62	94
Zn	110	110	91	110	99	86	84	73	91	78	85	77	H.o.
Ga	15	31	18	18	20	20	29	22	22	28	27	28	H.o.
Rb	20.5	22.5	16.3	17.6	15.8	18.6	20.5	11.6	H.o.	10.5	22.8	H.o.	20.5
Sr	470	480	493	492	443	663	667	476	H.o.	477	1512	H.o.	1133
Y	22	23	23.2	26.6	21.7	22.8	22.2	20.8	H.o.	20.2	21.9	H.o.	21.8
Zr	120	140	183	159	142	156	159	110	H.o.	111	225	H.o.	189
Nb	10	13	17.0	12.8	12.0	19.4	19.5	10.9	H.o.	11.2	29.1	H.o.	27.6
Sn	H.o.	H.o.	1.9	1.1	1.3	1.2	1.1	1.0	H.o.	1.2	1.4	H.o.	H.o.
Cs	H.o.	H.o.	0.19	0.15	0.20	0.25	0.34	0.32	H.o.	0.31	0.20	H.o.	H.o.
Ba	490	510	685	639	593	577	619	444	H.o.	505	1382	H.o.	666
La	H.o.	H.o.	20.4	21.1	16.9	26.5	26.4	17.9	H.o.	18.9	62.1	H.o.	24
Ce	H.o.	H.o.	44.7	40.6	37.0	55.2	53.8	36.5	H.o.	37.2	120.5	H.o.	53.5
Pr	H.o.	H.o.	5.35	5.10	4.49	6.43	6.06	4.27	H.o.	4.23	13.01	H.o.	H.o.
Nd	H.o.	H.o.	22.6	21.8	19.2	24.8	24.9	17.1	H.o.	17.3	47.7	H.o.	H.o.
Sm	H.o.	H.o.	4.72	4.53	4.22	5.02	5.01	3.78	H.o.	3.70	7.64	H.o.	5.7
Eu	H.o.	H.o.	1.62	1.55	1.33	1.70	1.56	1.29	H.o.	1.29	2.25	H.o.	1.79
Gd	H.o.	H.o.	0.73	0.77	0.67	0.76	0.73	0.61	H.o.	0.59	0.81	H.o.	0.76
Tb	H.o.	H.o.	4.65	4.55	4.27	4.67	4.47	3.60	H.o.	3.49	5.72	H.o.	H.o.
Dy	H.o.	H.o.	4.11	4.24	4.01	4.07	3.98	3.50	H.o.	3.28	3.99	H.o.	H.o.
Ho	H.o.	H.o.	0.87	0.90	0.87	0.81	0.84	0.76	H.o.	0.72	0.79	H.o.	H.o.
Er	H.o.	H.o.	2.33	2.42	2.21	2.10	2.07	2.04	H.o.	2.08	2.05	H.o.	H.o.
Yb	H.o.	H.o.	2.09	2.12	1.77	1.95	1.95	1.98	H.o.	1.82	1.71	H.o.	2.18
Lu	H.o.	H.o.	0.29	0.33	0.28	0.28	0.29	0.29	H.o.	0.26	0.27	H.o.	0.3
Hf	H.o.	H.o.	4.07	3.53	3.32	3.01	3.12	2.43	H.o.	2.46	4.66	H.o.	4.45
Ta	H.o.	H.o.	0.93	0.66	0.65	0.88	0.89	0.55	H.o.	0.54	1.21	H.o.	H.o.
Pb	H.o.	H.o.	5.1	4.4	2.8	3.6	4.2	3.8	H.o.	4.1	11	H.o.	H.o.
Th	H.o.	H.o.	1.9	1.7	1.5	2.8	3.1	2.2	H.o.	2.5	5.0	H.o.	1.9
U	H.o.	H.o.	0.51	0.45	0.42	0.92	1.24	0.87	H.o.	1.04	1.67	H.o.	H.o.

Компо- ненты	92606	92619	42 5LT90	5LT89	RG89	RG72	RG120/2	RG203	NJ111	RG78	RG82	RG87ш	RG87п
	[67]	[67]	[45]	[45]				[59]	[59]				
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	49.53	52.55	45.81	44.91	50.51	48.22	49.23	54.54	57.04	56.89	56.28	55.51	55.91
TiO ₂	1.96	1.3	2.65	2.79	1.14	1.40	1.23	1.17	1.26	1.15	1.34	1.71	1.68
Al ₂ O ₃	16.86	17.16	15.1	14.43	16.15	14.55	16.30	16.64	15.87	15.70	15.75	16.20	15.80
Fe ₂ O ₃	H.o.	H.o.	12.73	12.75	3.44	3.77	2.54	8.97	7.89	2.33	2.80	8.66	8.65
FeO	9.58	8.21	H.o.	H.o.	7.80	8.98	8.99	H.o.	H.o.	5.93	5.18	0.79	1.14
MnO	0.15	0.16	0.181	0.178	0.16	0.17	0.15	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.14
MgO	6.46	8.03	8.63	8.51	7.55	8.01	8.34	5.14	3.65	4.18	3.50	3.12	3.02
CaO	9.01	8.9	9.61	9.28	8.68	9.79	9.07	7.62	6.45	5.61	6.09	6.09	5.97
Na ₂ O	4.22	3	2.5	4.05	2.94	2.74	2.93	4.05	4.21	3.80	4.00	4.10	3.88
K ₂ O	1.54	0.54	2.21	2.53	0.79	0.37	0.53	1.69	2.62	2.45	2.46	2.57	2.52
P ₂ O ₅	0.69	0.15	0.73	0.74	0.16	0.15	0.22	0.27	0.66	0.40	0.67	0.95	0.97
H ₂ O ⁻	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.25	0.30	0.23	H.o.	H.o.	0.32	0.23	0.13	0.25
H ₂ O ⁺	H.o.	H.o.	0.3	H.o.	0.87	1.74	0.75	H.o.	H.o.	0.79	0.97	0.50	0.65
Сумма	100.0	100.0	100.15	100.17	99.32	98.15	99.53	100.22	99.77	98.57	98.19	99.83	99.68
Li	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	7	H.o.	6.1	H.o.	H.o.	15	15	12	8
Sc	H.o.	H.o.	25	21.8	19.7	24.8	24.7	H.o.	H.o.	15.4	18.4	16.4	14.8
V	H.o.	H.o.	249	220	96	120	140	140	117	110	130	81	69
Cr	H.o.	H.o.	249	171	120	110	230	105	57	59	35	H.o.	H.o.
Co	H.o.	H.o.	53	39	42	38	66	H.o.	H.o.	39	28	26	30

Таблица 2. (Продолжение).

Компо- ненты	92606	92619	42 5LT90	5LT89	RG89	RG72	RG120/2	RG203	NJ111	RG78	RG82	RG87ш	RG87п
	[67]	[67]	[45]	[45]				[59]	[59]				
	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
Ni	117	129	202	116	130	120	230	62	54	81	58	28	33
Zn	H.o.	H.o.	126	124	110	92	99	H.o.	H.o.	91	110	130	130
Ga	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	13	18	29	H.o.	H.o.	13	20	26	21
Rb	20	8	38	71	13.2	18.3	7.3	H.o.	H.o.	50.4	39.2	37.3	35.2
Sr	985	322	801	835	306	287	376	H.o.	H.o.	517	808	915	875
Y	24	20	29	29	19.5	19.2	22.6	H.o.	H.o.	31.5	36.7	37.8	35.9
Zr	203	93	262	286	85	100	100	H.o.	H.o.	156	318	330	252
Nb	7	3	72	75	7.2	7.7	8.8	H.o.	H.o.	20.8	25.1	32.0	27.6
Sn	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.9	1.1	1.5	H.o.	H.o.	1.3	1.8	2.3	1.8
Cs	H.o.	H.o.	H.o.	1.6	0.15	0.24	0.09	H.o.	H.o.	0.69	0.34	0.23	0.36
Ba	539	591	1256	996	304	368	289	H.o.	H.o.	1025	1448	1492	1463
La	25.3	8.54	44	43	11.7	13.0	12.2	24.8	55.4	37.8	56.0	57.2	55.3
Ce	52	19	101	91	25.6	28.9	27.6	52.7	118	70.2	110	130	124
Pr	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	3.15	3.53	3.47	H.o.	H.o.	8.03	13.3	16.2	15.1
Nd	24	11	49	48	13.5	14.2	15.2	H.o.	H.o.	31.6	52.7	65.0	60.0
Sm	5.38	3.15	9.2	9.5	3.04	3.24	3.46	4.96	9.44	6.08	9.39	11.6	10.7
Eu	1.67	1.05	2.83	2.85	1.07	1.10	1.24	1.46	2.26	1.53	2.46	3.04	2.83
Gd	0.7	0.5	1.17	1.26	0.62	0.64	0.66	0.68	1.02	0.87	1.22	1.33	1.29
Tb	H.o.	H.o.	H.o.	8.4	3.46	3.75	3.82	H.o.	H.o.	5.41	7.57	9.48	8.77
Dy	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	3.53	3.80	3.83	H.o.	H.o.	4.93	6.20	6.97	6.89
Ho	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.73	0.81	0.83	H.o.	H.o.	0.96	1.19	1.44	1.33
Er	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	2.02	2.06	2.20	H.o.	H.o.	2.69	3.47	3.77	3.51
Yb	2.16	1.95	1.96	2.25	2.00	2.04	1.97	2.03	2.63	2.30	2.97	3.09	3.14
Lu	0.32	0.28	0.23	0.27	0.27	0.26	0.30	0.30	0.42	0.35	0.44	0.42	0.46
Hf	H.o.	H.o.	6.5	7.4	2.05	2.59	2.60	4.01	6.92	3.60	7.07	9.13	7.07
Ta	H.o.	H.o.	4.3	5.1	0.45	0.47	0.47	H.o.	H.o.	1.19	1.14	1.44	1.29
Pb	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	4.2	3.9	1.3	H.o.	H.o.	9.8	11.9	8.0	10.6
Th	1.6	0.9	4.1	4.9	1.3	2.8	0.65	2.25	2.41	5.2	3.0	2.9	2.9
U	H.o.	H.o.	1.4	1.3	0.44	1.11	0.17	H.o.	H.o.	1.14	0.62	0.71	0.62

Компо- ненты	RG88	RG103	RG106	RG108*	RG108a	RG108/1	RG108/4	RG109	RG110	RG110/1п*	RG111ш	RG113
	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO ₂	57.15	50.79	47.97	49.34	52.04	51.48	53.23	49.70	51.09	52.61	51.22	48.57
TiO ₂	1.41	2.52	1.88	2.50	2.37	2.33	2.14	2.45	2.59	2.46	2.50	1.97
Al ₂ O ₃	15.55	17.80	15.75	18.10	16.30	17.00	17.05	16.90	17.20	17.50	17.50	16.30
Fe ₂ O ₃	3.28	5.13	6.67	10.79	10.00	4.49	3.24	3.59	2.82	3.00	7.41	3.75
FeO	4.59	6.60	5.57	0.67	1.08	6.09	6.20	7.26	8.20	7.40	3.77	8.32
MnO	0.13	0.16	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.16
MgO	3.23	3.79	8.65	3.40	3.67	4.55	3.91	5.63	4.24	3.56	3.61	7.55
CaO	5.33	6.42	8.88	7.01	6.07	7.13	6.07	7.70	6.19	5.49	5.72	8.60
Na ₂ O	4.05	4.30	3.28	4.12	3.76	4.00	4.24	3.42	4.14	4.44	4.44	3.37
K ₂ O	2.48	1.61	0.87	2.16	2.12	2.16	2.46	2.04	1.96	2.08	2.12	0.97
P ₂ O ₅	0.68	0.46	0.29	0.61	0.61	0.57	0.55	0.55	0.56	0.58	0.59	0.34
H ₂ O ⁻	0.57	0.15	0.09	0.23	0.21	0.10	0.28	0.27	0.19	0.16	0.26	0.14
H ₂ O ⁺	1.71	0.48	0.50	1.14	1.18	0.48	0.99	0.81	1.21	1.09	1.14	0.40
Сумма	97.88	99.58	99.98	98.87	98.18	99.96	99.25	99.40	99.14	99.27	99.03	99.90
Li	11	7.8	6.4	6	10	7.8	12	11	11	13	11	6.4
Sc	14.5	18.9	25.9	H.o.	14.8	17.3	14.8	20.9	14.5	H.o.	14.8	26.6
V	76	250	190	120	130	170	130	150	150	87	140	230
Cr	29	H.o.	250	45	31	42	46	67	13	H.o.	H.o.	280
Co	20	45	60	45	40	40	36	46	38	30	30	63
Ni	32	32	250	60	42	58	50	78	33	15	21	260
Zn	100	86	110	88	84	81	81	85	93	94	91	100
Ga	15	30	25	25	19	26	24	23	25	21	21	11
Rb	43.1	24.8	16.1	42.5	45.3	48.3	49.0	37.2	34.3	41	38.4	16.2
Sr	796	679	393	710	700	725	655	746	653	700	687	404
Y	34.4	25.5	21.4	31	25.2	29.9	27.9	26.9	28.8	38	28.2	22.5
Zr	250	222	125	240	192	233	218	210	216	250	239	144
Nb	29.9	34.9	21.3	49	53.9	60.4	58.7	53.1	50.2	45	48.6	23.5

Таблица 2. (Окончание).

Компо- ненты	RG88	RG103	RG106	RG108*	RG108a	RG108/1	RG108/4	RG109	RG110	RG110/1п*	RG111ш	RG113
	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
Sn	2.8	1.8	1.4	Н.о.	1.9	1.6	1.8	1.8	1.6	Н.о.	2.7	2.0
Cs	0.66	0.19	0.46	Н.о.	0.50	0.36	0.69	0.33	0.14	Н.о.	0.36	0.17
Ba	2650	700	708	890	713	715	686	829	683	840	809	391
La	53.3	34.8	18.8	Н.о.	41.6	39.3	37.6	35.9	36.3	Н.о.	46.4	22.9
Ce	117	73.0	40.0	Н.о.	82.7	79.5	75.7	73.2	72.9	Н.о.	95.5	49.5
Pr	13.8	8.14	4.81	Н.о.	9.82	9.33	8.72	8.58	8.97	Н.о.	10.9	5.73
Nd	55.3	31.8	19.7	Н.о.	38.7	38.5	35.9	34.1	36.6	Н.о.	43.5	23.1
Sm	9.52	5.88	4.62	Н.о.	7.45	7.61	6.61	6.68	7.44	Н.о.	8.22	4.85
Eu	2.66	1.97	1.54	Н.о.	2.19	2.20	1.94	2.04	2.23	Н.о.	2.60	1.56
Gd	1.19	0.88	0.69	Н.о.	0.93	0.97	0.93	0.93	1.03	Н.о.	1.02	0.72
Tb	8.21	5.57	4.12	Н.о.	6.46	6.69	5.92	5.85	6.72	Н.о.	6.58	4.34
Dy	6.47	4.53	3.78	Н.о.	5.03	5.48	4.65	4.92	5.53	Н.о.	5.27	3.95
Ho	1.20	0.93	0.81	Н.о.	0.97	1.10	1.02	1.00	1.10	Н.о.	1.06	0.79
Er	3.36	2.44	2.01	Н.о.	2.63	2.95	2.60	2.73	2.89	Н.о.	2.47	2.18
Yb	2.76	2.23	1.88	Н.о.	2.01	2.47	2.37	2.33	2.59	Н.о.	2.42	1.93
Lu	0.45	0.35	0.27	Н.о.	0.30	0.36	0.35	0.35	0.37	Н.о.	0.32	0.31
Hf	7.02	5.20	2.99	Н.о.	4.96	5.90	5.55	5.57	5.81	Н.о.	4.89	3.23
Ta	1.40	1.81	1.05	Н.о.	3.36	3.37	3.45	3.35	2.86	Н.о.	2.41	1.17
Pb	11.7	4.9	1.4	Н.о.	5.2	4.9	7.1	4.4	5.1	Н.о.	4.8	1.7
Th	3.8	3.3	2.3	Н.о.	5.1	5.6	6.8	4.8	4.8	Н.о.	5.8	Н.о.
U	1.09	0.89	0.79	Н.о.	1.25	1.49	2.07	1.30	Н.о.	Н.о.	1.79	Н.о.

Примечание. 1–5 – вулканические породы формации конехоз: 1 – вулканического поля Сан-Хуан, 2–3 – северо-западной части впадины Сан-Луис, 4–5 – холмов Сан-Луис; 6–7 – базаниты формации абикью впадины Эспаньола; 8–9 и 10–13 – андезибазальты и андезиты вулкана Петака; 14–43 – базальты формации хинсдэйл: 14–15 – первого и 16–18 – второго вулканического эпизода вулканического поля Сан-Хуан, 19 – холмов Сан-Луис; 20–28 – лавовых потоков и 29–31 – шлаковых конусов во впадине Сан-Луис; 32–38 – базальты Лобато, 39–41 – гавайиты вулкана Лос-Моготэс; 42–43 – щелочной базальт и базанит вулканического поля Ямпа; 44–46 – толеитовые базальты формации сервиллета; 47–48 – трахиандезиты центральной части впадины Сан-Луис, синхронные базальтам формации сервиллета; 49–53 – трахиандезиты формации капулин; 54–64 – базальты четвертичных шлаковых конусов гор Тюзас. Содержания Zn и Ga, а также Rb, Sr, Ba, Y, Nb, Zr в образцах, помеченных астериксом (*), определялись только методом РФА. Н.о. – не определялось.

страненных во впадине Сан-Луис. На вулканическом поле Латир в интервале 28–24 млн лет назад извергались спекшиеся туфы калиевых трахириолитов (табл. 1), сопоставимые по химическому составу с породами формации конехоз [54]. Эти туфы приходятся на окончание возрастного интервала формации конехоз и начало возрастного интервала формации хинсдэйл. С включением туфов вулканического поля Латир в состав наиболее ранних пород формации хинсдэйл возрастная диапозон формации расширяется вниз до 28 млн лет. С туфами ассоциируются вулканические породы основного и среднего состава (лейкобазальты, андезибазальты, андезиты, кварцевые латиты). Ранние базальты, андезибазальты и риолиты формации хинсдэйл вулканического поля Сан-Хуан датированы интервалом 27–22 млн лет [49]. В восточной части впадины Сан-Луис находятся дацит-риолитовые куполы Тимбер и Бруши возрастом 25–22 млн лет [30]. Южнее впадины Сан-Луис интервалом 24.6–22.0

млн лет датированы низкокалиевые андезибазальты конуса Петака. Они рассматриваются также в составе особой формации лос-пинос или как “базальты Харита” [15]. Во впадине Эспаньола интервалом 25.1–18.9 млн лет датированы низкокалиевые базаниты, относящиеся к формации абикью, а интервалом 25.8–19.5 млн лет – латиты, относящиеся к формации эспинасо [15, 35, 78].

Второй вулканический интервал формации хинсдэйл представлен переходными (Ну-О1-нормативными) базальтами вулканического поля Сан-Хуан с датировками 19.8 и 17.7 млн лет [48]. На рис. 4 вулканические породы первых двух интервалов объединены в группу, составляющую нижнюю часть формации хинсдэйл вулканического поля Сан-Хуан.

К третьему вулканическому интервалу формации хинсдэйл относится базальт-андезитовая толща восточной окраины вулканического поля Хемез в местности Лобато с датировками от 14.1 до 9.6 млн лет [11]. По химическому составу с ними сопостав-

ляются базальтовые дайки во впадине Эспаньола возрастом 9.7–9.6 млн лет [15] и лавы формации хинсдэйл, расположенные западнее вулканического купола Сан-Антонио (врезка рис. 2, рис. 4, табл. 2). В восточной части впадины Сан-Луис, южнее Сан-Антонио, к этому же временному интервалу относятся дациты и кварцевые латиты купола Черро Чифло возрастом 11–10 млн лет [52], а на северном окончании рифта – щелочные базальты и базаниты вулканического поля Ямпа [45].

Четвертый вулканический интервал формации хинсдэйл представлен конусом вулкана Лос-Моготэс с гавайитовым составом пород. Подобные по составу синхронные лавы изливались на вулканическом поле Черро-дель-Рио во впадине Эспаньола. Состав образца 92619 с вулкана Лос-Моготэс, приведенный в работе [67], отличается от других образцов вулкана и близок составу лав третьего вулканического интервала формации хинсдэйл.

В формацию сервиллета выделена мощная толща базальтовых и андезибазальтовых лав нормальной щелочности, слагающих во впадине Сан-Луис вулканическое поле Плато Таос [47]. Толща накопилась 4.5–3.5 млн лет назад. Одновременно, в интервале 4.8–3.0 млн лет назад, образовались крупные вулканические куполы трахиандезит-трахидацитового состава (Сан-Антонио, Ют, Трес-Орейрас и др.), резко выступающие над вулканическим плато [30]. Во впадине Эспаньола в интервале 4.4–3.2 млн лет назад изливались лавы гавайитового, муджиеритового и трахиандезитового состава [15].

Вулканические конусы с “долинными” лавовыми потоками следовали после формации сервиллета. В районе трахидацитового купола Сан-Антонио трахиандезитовые конусы и потоки относятся к особой формации капулин с возрастом 2.2–1.8 млн лет. В горах Тюзас этот интервал перекрывается с общим интервалом распространения “долинных” лавовых потоков 2.2–0.24 млн лет назад [30]. В собранной коллекции образцов плейстоценовые вулканические конусы и “долинные” лавовые потоки гор Тюзас представлены умереннощелочными и переходными базальтами и базальтовыми трахиандезитами возрастного интервала 1.1–0.24 млн лет.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (рис. 5) нанесены породы нормальной щелочности. Низкокальциевые андезибазальты и умереннокальциевые андезиты вулкана Петака попадают в поле известково-щелочных пород. Базальты и андезибазальты формаций хинсдэйл и сервиллета образуют поля точек на разделительной линии известково-щелочной и толеитовой серий.

По соотношениям нормативных минералов $\text{Ne} - (\text{Hy} + \text{Q})$ и $100 \cdot \text{An} / (\text{An} + \text{Ab})$ (рис. 6) различаются породы от сильно недосыщенных кремнеземом с повышенным содержанием нормативного анортита (базаниты формации абикиью, щелочные базальты и базаниты вулканического поля Ямпа) до кварц-нормативных (формация конехоз, вулкан Петака, экструзивные куполы, синхронные формации сервиллета). Нормативный кварц рассчитывается в четырех образцах из числа андезибазальтов формации хинсдэйл, опробованных западнее экструзивного купола Сан-Антонио. Степень насыщенности–недосыщенности кремнеземом других пород северной части рифта Рио-Гранде промежуточная. Базальты формации сервиллета характеризуются повышенным содержанием нормативного анортита (50–56 %), а синхронные экструзии – более низким (30–40 %).

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Линии нормированных к хондриту редкоземельных спектров трахиандезитов формации конехоз имеют сравнительно крутой наклон (рис. 7 А). Значения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ меняются от 14.4 до 30.3. В такой же степени обогащены легкими редкоземельными элементами базаниты абикиью впадины Эспаньола с величинами $(\text{La}/\text{Yb})_N$ в диапазоне от 26 до 31 (рис. 7 В). Лавы формации хинсдэйл имеют более низкие содержания легких редкоземельных элементов, приближающиеся к содержаниям в толеитовых базальтах более поздней формации сервиллета. В последних $(\text{La}/\text{Yb})_N$ сравнительно низкое и меняется от 2.7 до 4.8. По сравнению с базальтами, андезиты формаций хинсдэйл и сервиллета слегка обогащены легкими редкоземельными элементами. В более поздних трахиандезитах окружения купола Сан-Антонио и в базальтах гор Тюзас концентрации легких редкоземельных элементов существенно возрастают по отношению к лавам формации сервиллета ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 8-13$) (рис. 7 Д, Е). Спектры умереннощелочных базальтов гор Тюзас субпараллельны спектрам базальтовых трахиандезитов. В спектрах позднеэоцен-олигоценых и плиоценовых трахиандезитов намечается слабый европиевый минимум, резко выделяющийся в риолитовых игнимбритах формации конехоз (рис. 7 А, Д).

На диаграмме нормированных к недифференцированной мантии концентраций микроэлементов в трахитах и трахиандезитах формации конехоз выявляются резкие максимумы Ва, Рb и минимумы Nb, Та (рис. 8 А). В разных образцах существенно меняют-

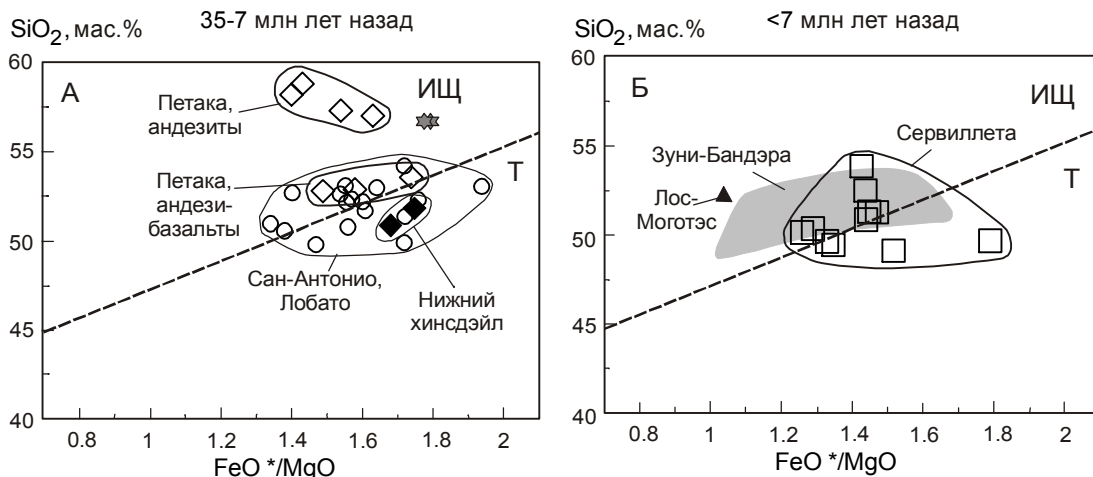


Рис. 5. Соотношения $SiO_2 - FeO^*/MgO$ в вулканических породах нормальной щелочности.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. FeO^* – общее содержание железа в закисной форме. Разделительная линия толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий по [5].

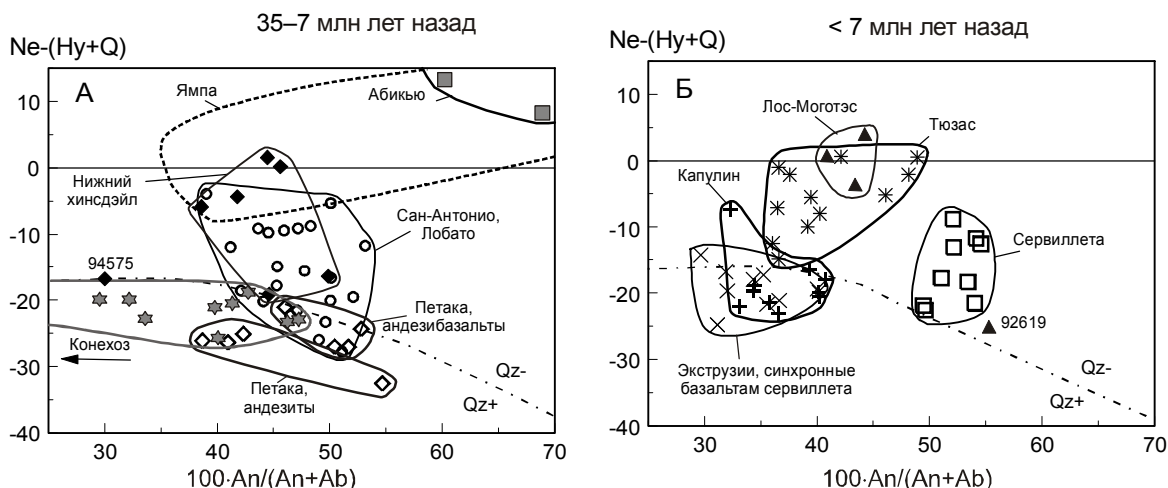


Рис. 6. Соотношения нормативных минералов в вулканических породах, рассчитанные по методу CIPW.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Штрих-пунктирная линия разделяет составы пород с нормативным кварцем (Qz+) и без него (Qz-). Введена корректировка $Fe^{3+} = 0.15Fe_{общ.}$ (ат. количества).

ся концентрации группы крупноионных литофильных элементов Rb, Th, U и K. Минимум Nb и Ta в базанитах абикью впадины Эспаньола отсутствует. По спектру несовместимых элементов они сопоставляются с базанитами и щелочными базальтами вулканического поля Ямпа, отличаясь от них более низкими концентрациями бария и калия (рис. 8 В,Г). Андезибазальты и андезиты вулкана Петака характеризуются сравнительно низкими концентрациями несовместимых элементов с резко выраженным максимумом Pb (рис. 8 Б). Один из проанализированных образцов базальтов нижней части формации хинсдэйл поля Сан-Хуан возрастом около 18 млн лет имеет ми-

нимумы Nb–Ta и Zr–Hf (рис. 8 В). Минимумы Nb–Ta выявляются также в лавах местности Лобато, в андезибазальтах формации хинсдэйл и в позднеплиоценовых трахиандезитах окружения купола Сан-Антонио. В базальтах формации сервиллета концентрации несовместимых элементов низкие, встречаются слабо выраженные максимумы Ba и Pb (рис. 8 Д). Плейстоценовые базальты гор Тюзас имеют сравнительно гладкие по форме графики нормированных концентраций несовместимых элементов, в общем подобные графикам пород вулканического поля Ямпа (рис. 8 Е). Несколько отличаются спектры более магнезиальных образцов этой группы 110 и 113.

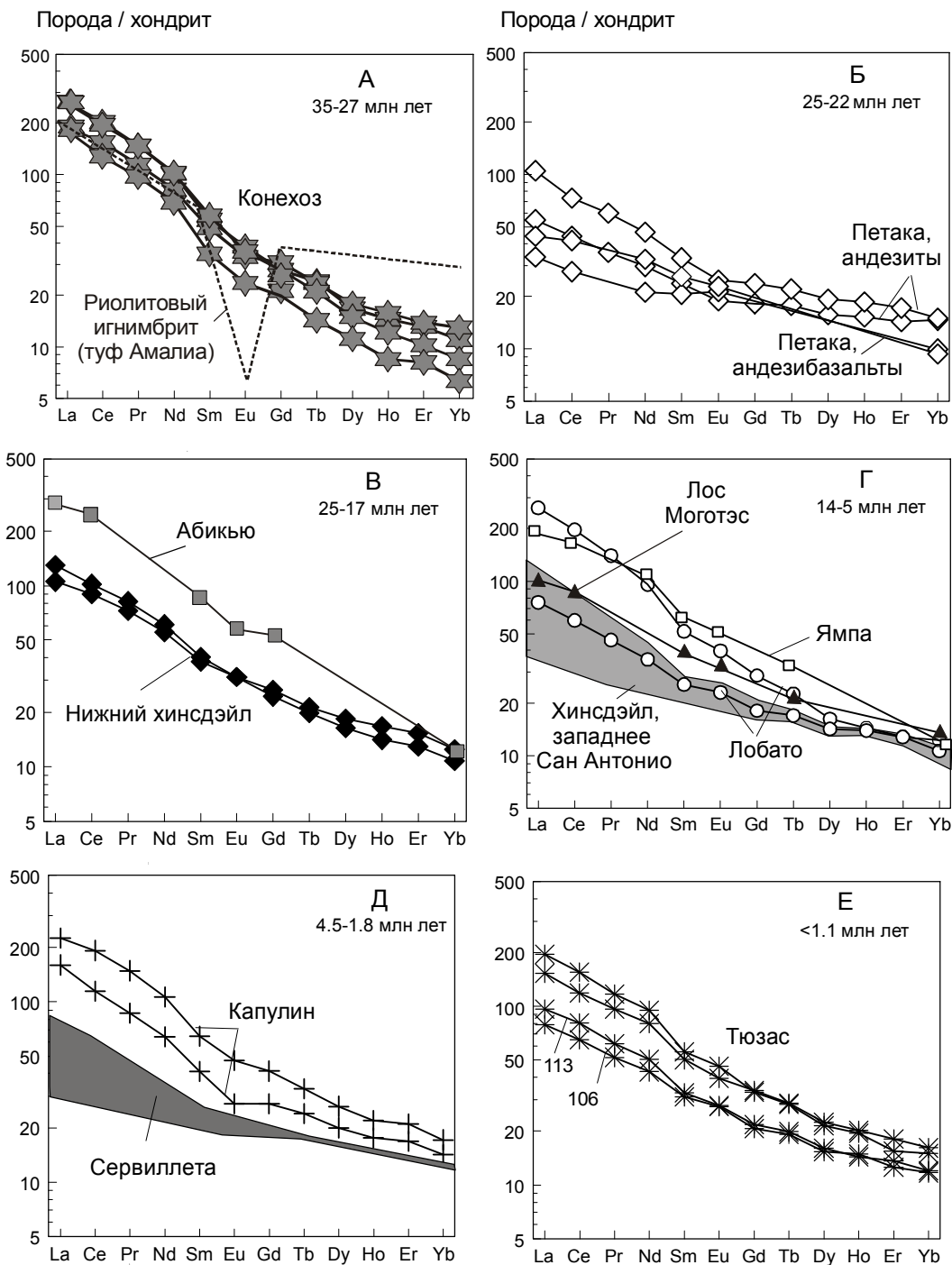


Рис. 7. Нормированные к хондриту [58] концентрации редкоземельных элементов.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Состав риолитового игнимбрита нанесен по данным [55].

Для трахиандезитов и трахитов формации конехоз характерно высокое начальное стронциевое изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.7048–0.7058) при повышенном содержании стронция. В них определены низкие изотопные отношения свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.3\text{--}18.1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4\text{--}15.5$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.8\text{--}37.6$ [51]). Низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.7037–0.7041) при высо-

ком содержанию стронция и повышенном $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51266$ измерено в базанитах формации абикью впадины Эспаньола [36, 78], щелочных базальтах и базанитах вулканического поля Ямпа [45] и в некоторых образцах лав возрастом 7–5 млн лет вулкана Лос-Моготэс [51]. Такой же интервал начальных отношений изотопов стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.7038–0.7044), но при

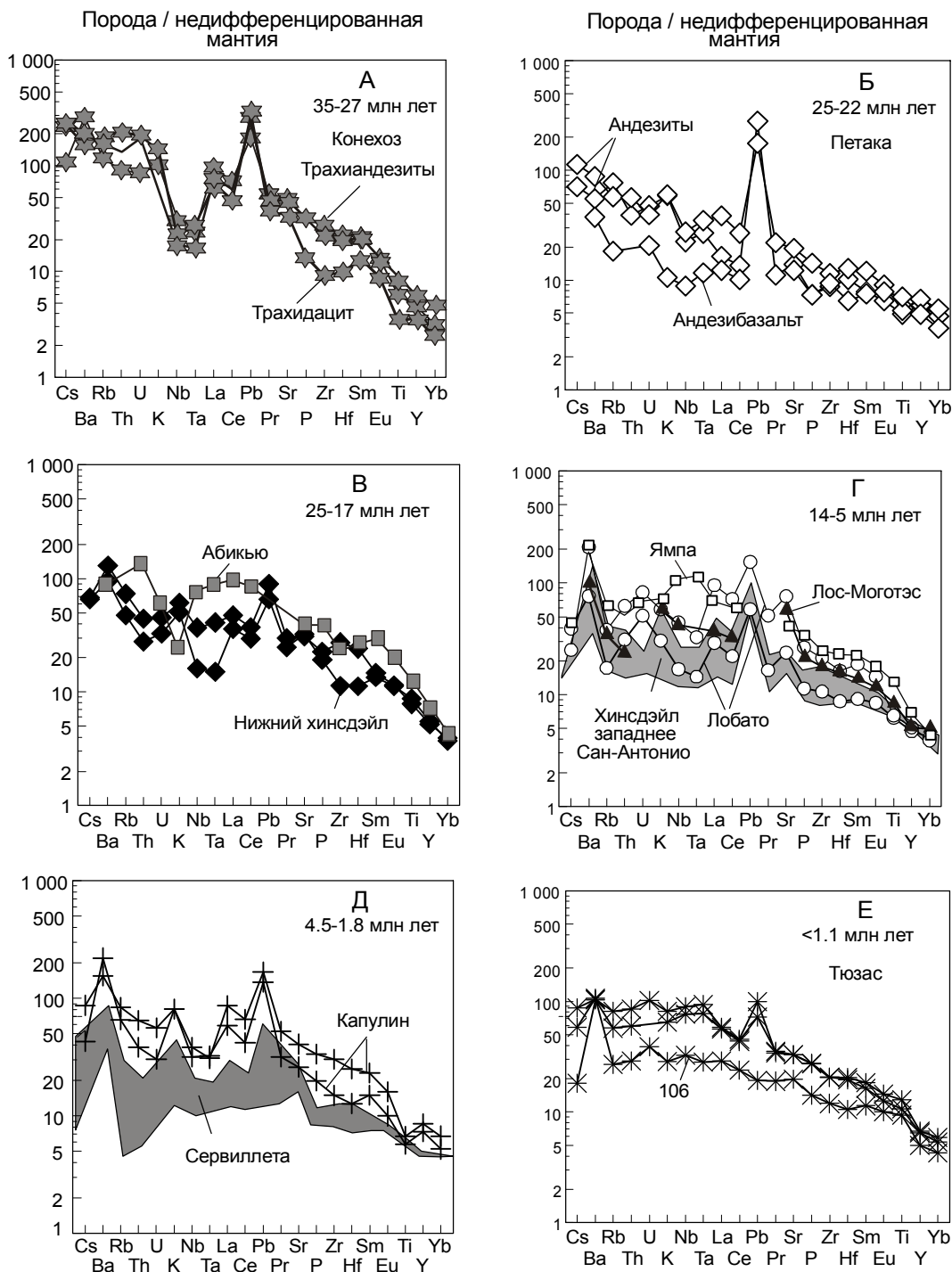


Рис. 8. Концентрации ряда несовместимых-совместимых элементов, нормированные к составу недифференцированной мантии [58].

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Для Cs и Rb при нормировании использованы концентрации 0.0079 и 0.071 мкг/г [74].

низком содержании Sr (244–388 мкг/г) и высоком $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51272), определен в андезибазальтах вулкана Петака [36].

В лавах формаций хинсдэйл и сервиллета $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ повышено (0.70409–0.70444). Наиболее

высокие значения этого параметра (0.70519–0.70572) измерены в трахиандезитах района Сан-Антонио. В плейстоценовых базальтах гор Тюзас $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ понижается до интервала значений 0.70361–0.70422 (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Магматизм рифта Рио-Гранде в контексте кайнозойской тектонической и магматической эволюции запада США

В интерпретации геохронологических данных по мезозойско-кайнозойской тектонической эволюции запада США важное значение имели плитотектонические реконструкции [3, 13, 19 и др.]. Предполагалось, что между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами, южнее системы разломов Мендосино, в мезозое и раннем-среднем кайнозое существовала океаническая литосферная плита Фараллон, полого погружавшаяся под Северо-Американский континент [23, 53]. Во временном интервале 25–10 млн лет назад она оказалась полностью под континентальной окраиной, и субдукция сменилась трансформными смещениями Тихоокеанской плиты относительно Северо-Американской.

В одних работах [13, 19] позднекайнозойское растяжение коры в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов и Большом Бассейне связывалось с воздействием Восточно-Тихоокеанского поднятия на Северо-Американскую плиту. В других [14, 27] подчеркивалось различие в геодинамике территорий, находившихся в позднем олигоцене–среднем миоцене к северу и югу от системы разломов Мендосино, соответственно в Большом Бассейне и в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов. Предполагалось, что кора Большого Бассейна растягивалась в связи с миграцией зоны разломов Мендосино к северу, а кора южной части Провинции Бассейнов и Хребтов – в связи с прекращением субдукции плиты Фараллон и быстрым перемещением тройной точки Ривера к югу. Развитие базальтового вулканизма юго-западнее плато Колорадо (в переходной зоне между этими территориями) объяснялось образованием “окна” в слэбе (slab-window).

Позднеэоценовое начало вулканической деятельности в структуре Рио-Гранде связано с активной континентальной вулканической дугой, продвигавшейся в течение позднего мела и раннего палеогена от западной окраины вглубь Северо-Американского континента [25]. Для объяснения смещения магматизма с запада на восток привлекались две гипотезы: 1) о последовательном продвижении слэба под континент с востока на запад [23] и 2) об изменении угла погружения слэба [73]. Основные азимутальные изменения тектонического стресса в Мексике 33 ± 2 млн лет назад и на западе США 30 ± 2 млн лет назад коррелировались по времени с “игнимбритовой вспышкой” в южной части Скалистых гор. И текто-

нические, и магматические события этого времени связывались с обратным движением в сторону океана горизонтально субдуктировавшего слэба Фараллон [16]. Обсуждалась также гипотеза, в которой субдукция не рассматривалась в качестве основного геодинамического фактора, а “субдукционные” характеристики химического состава олигоценовых базальтов северной части структуры Рио-Гранде рассматривались как следствие мантийного метасоматоза, проявившегося в условиях растяжения литосферы [36].

Базальтовый вулканизм интервала 21–15 млн лет назад южнее 35-го градуса с.ш. интерпретировался как результат задугового растяжения [71] (рис. 9). Смена магматизма среднего-кислого состава преимущественно базальтовым сопровождала значительное растяжение литосферы и подъем астеносферы на всей территории от Южной Калифорнии до южной части рифта Рио-Гранде [36, 78].

Поднятие астеносферного материала под южной частью структуры Рио-Гранде и сопредельной территорией Провинции Бассейнов и Хребтов отчетливо выражено в смене изотопного состава неодима вулканических пород. В лавах временного интервала 30–17 млн лет назад значения ϵNd (от –6 до +1) соответствовали составу континентальной литосферной мантии, а в последние 13–10 млн лет (от +3 до +8) характеризовали обедненный астеносферный материал [35, 60] (рис. 10). Около 10 млн лет назад подобный базальтовый магматизм распространился западнее плато Колорадо, на территории Большого Бассейна [64 и др.].

В базальтовых лавах центральной части рифта Рио-Гранде, на поднятии Люсеро, смена магматических источников отражена в увеличении значений ϵNd в лавах, излившихся 8–4 млн лет назад, от интервала +3.2 – +4.2 до интервала +5.5 – +6.6 [68]. Сопоставимый с последним интервал значений ϵNd от +4 до +7 определен в щелочных базальтах южного края плато Колорадо на вулканическом поле Зуни-Бандэра (возраст < 1.4 млн лет) [62]. В северной части рифта Рио-Гранде в течение позднего кайнозоя значения ϵNd вулканических пород варьировали в диапазоне от –8 до +3. Каких-либо направленных временных изменений этого параметра не выявлено.

Выражение компонентов мантии и коры в изотопах стронция вулканических пород

В координатах $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - 1000/Sr$ (рис. 11 А,Б) составы вулканических пород северной части рифта Рио-Гранде располагаются между компонентами М, С и К. Компонент М ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 \sim 0.704$, $1000/Sr \sim 0.9$) характеризует обедненный мантийный источник континентальной окраины. Компонент С обладает таким же обедненным изотопным отношением

Таблица 3. Изотопные отношения стронция вулканических пород основного и среднего состава северной и центральной частей рифта Рио-Гранде.

№ п/п	Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Возраст, млн лет	Формация, вулкан, вулканическое поле
1	RG-39	0.705012 ± 22	0.704895	~32	Конехоз, холмы Сан-Луис
2	RG-66A	0.705935 ± 16	0.705807	~32	Конехоз, впадина Сан-Луис
3	89SB31 [78]	0.703968	0.703951	18	Абикью, впадина Эспаньола
4	89SB22 [35]	0.704355 ± 15	0.704314	23	Петака
5	89SB27 [35]	0.703795 ± 15	0.703767	18.5	То же
6	RG-120/1	0.704644 ± 21	0.704512	~20	То же
7	RG-121Q	0.704787 ± 16	0.704655	~20	То же
8	66L-26W [51]	0.70480 ± 20	0.704768	26.8	Хинсдэйл, Сан-Хуан
9	66L-20W [51]	0.70490 ± 20	0.704900	26.8	То же
10	RG-42	0.705717 ± 42	0.705668	17.7	Хинсдэйл, холмы Сан-Луис
11	RG-115	0.704205 ± 18	0.704171	19.8	Хинсдэйл, Сан-Хуан
12	RG-60	0.704269 ± 13	0.704258	~10	Хинсдэйл, поток, впадина Сан-Луис
13	RG-67	0.704413 ± 22	0.704390	~10	То же
14	RG-70/1	0.704101 ± 22	0.704093	~10	То же
15	RG-102	0.704010 ± 9	0.703997	~10	То же, шлаковый конус
16	RG-102/1	0.704334 ± 13	0.704320	~10	То же
17	5LT-90 [45]	0.704099 ± 15	0.704080	~10	Ямпа
18	5LT-89 [45]	0.703948 ± 15	0.703915	~10	То же
19	65L-120W [51]	0.70370 ± 20	0.703696	~5	Лос-Моготэс
20	68L-134IW [51]	0.70390 ± 20	0.703856	~5	То же
21	68L-134SW [51]	0.70450 ± 20	0.704494	~5	То же
22	F-340 [30]	0.70417 ± 5	0.704169	~3.2	Сервиллета
23	F-25 [30]	0.70444 ± 5	0.704438	~3.2	То же
24	RG-199 [29]	0.70424 ± 5	0.704240	~3	То же
25	RG-203 [59]	0.70426 ± 5	0.704254	3.5	Экструзии, синхронные формации сервиллета
26	NJ-111 [59]	0.70520 ± 5	0.705195	3.5	То же
27	RG-78	0.705195 ± 21	0.705187	~2	Капулин
28	RG-82	0.705500 ± 19	0.705496	~2	То же
29	RG-88	0.705723 ± 14	0.705719	~2	То же
30	RG-108	0.703614 ± 18	0.703614	~0.25	Горы Тюзас
31	RG-108/1	0.704225 ± 14	0.704224	~0.25	То же
32	RG-113	0.704086 ± 20	0.704086	~0.25	То же

Примечание. Приведены измеренные отношения изотопов стронция относительно стандартного образца NBS-987 со значением 0.71025.

стронция (~0.704) при более высоком значении 1000/Sr (~4 г/мкг) и рассматривается как результат повторного плавления материала компонента М, застрявшего и закристаллизовавшегося на кайнозойском этапе в виде малоглубинных магматических тел [7]. Компонент К отличается высоким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (~0.706) при низком 1000/Sr (~0.6 г/мкг) и отражает вовлечение в плавление материала коры.

Компонент М характеризовал лавы формации абикью 25–18 млн лет назад. Затем, около 10 млн лет

назад, он проявился в лавах поля Ямпа и продолжал поступать в извержениях вулкана Лос-Моготэс во временном интервале 7–5 млн лет назад. В дальнейшей эволюции компонент М имел подчиненное значение по отношению к компонентам С и К (рис. 11Б). В щелочных базальтах и базанитах зоны Хемез и Провинции Бассейнов и Хребтов измерено более низкое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Так, щелочные базальты вулканических полей Зуни-Бандэра (возраст 1.4–0.01 млн лет) и Джеронимо (возраст 3.2–0.2 млн лет) характе-

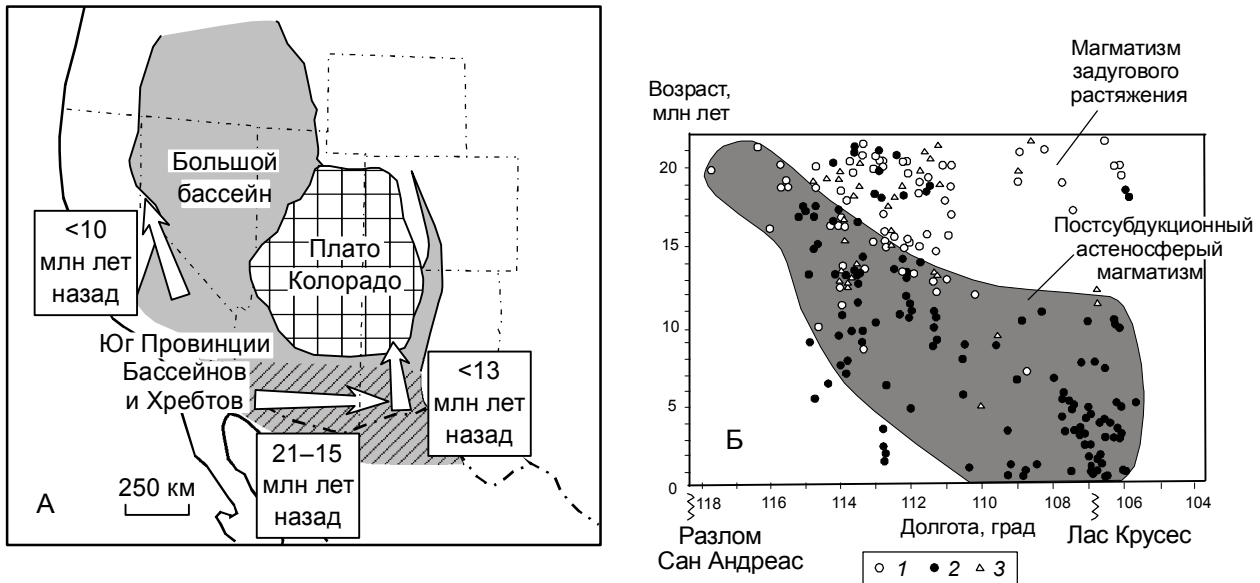


Рис. 9. Пространственно-временное распространение области поднятия астеносферного материала на Западе США по данным [35, 64, 68, 71].

1 – щелочные оливиновые базальты, 2 – андезитбазальты, 3 – дациты и риолиты. На рис. А направления распространения базальтов с астеносферными характеристиками показаны стрелочками. На рис. Б показаны вариации К-Аг датировок вулканических пород от основного до кислого состава в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов. На диаграмме выделено поле точек, соответствующее распространению астеносферных выплавов в восточном направлении южнее 35° с.ш. (на рис. А область выделена косой штриховкой). Точки, расположенные выше поля астеносферных выплавов, характеризуют задуговое растяжение [71].

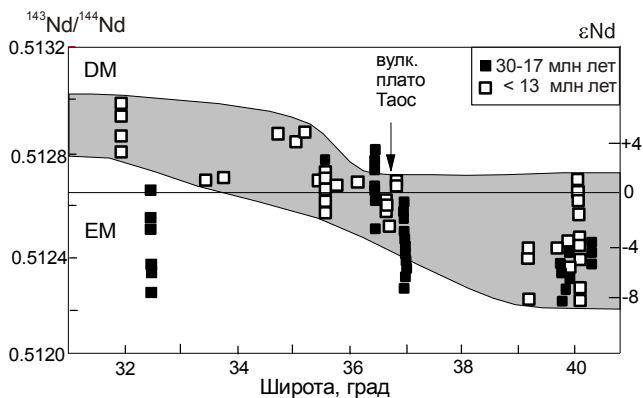


Рис. 10. Временная смена изотопных отношений Nd и значений ϵ_{Nd} вулканических пород вдоль рифта Рио-Гранде ([35] с дополнениями).

ризируются интервалом отношений 0.7030–0.7035 при высоком содержании стронция [61, 62]. Этот состав изотопов стронция характеризует компонент обедненной мантии океанического типа (астеносферный компонент DM), который сменяется менее обедненным компонентом М пород такого же состава северной части рифта Рио-Гранде (рис. 12).

Роль компонента С в качестве повторной выплавки из магматического материала, застрявшего и

закристаллизовавшегося на малых глубинах мантии, максимально выражена в андезитах и андезитбазальтах вулкана Петака, в общем синхронного поступлению магм компонента М в интервале 25–18 млн лет назад. Такой же материал входил в виде примеси к компоненту М в плиоцен-четвертичные лавы сервилета (4.5–3.5 млн лет) и гор Тюзас (1.1–0.24 млн лет), которые следовали после излияний лав вулкана Лос-Моготэс, представленных компонентом М. Вхождение компонента С в излившиеся порции магм, таким образом, отражало эволюцию собственно мантийных процессов, осложненных повторным плавлением на малых глубинах в процессе подъема более глубинных выплавов. Различная глубина выплавов отчетливо подчеркивается неравновесным и равновесным составом U–Th изотопной системы позднплейстоцен-голоценовых выплавов, соответственно, из мантии гранатовой и шпинелевой фаций [12].

Максимальная роль компонента К как производного корового магматического источника наиболее выражена в трахиандезитах формации конехоз. Изотопно-геохимическая система пород кислого состава формации отражает соотношения мантийного и корового материала [55, 59, 69] и здесь не рассматривается. Значительная примесь корового компонен-

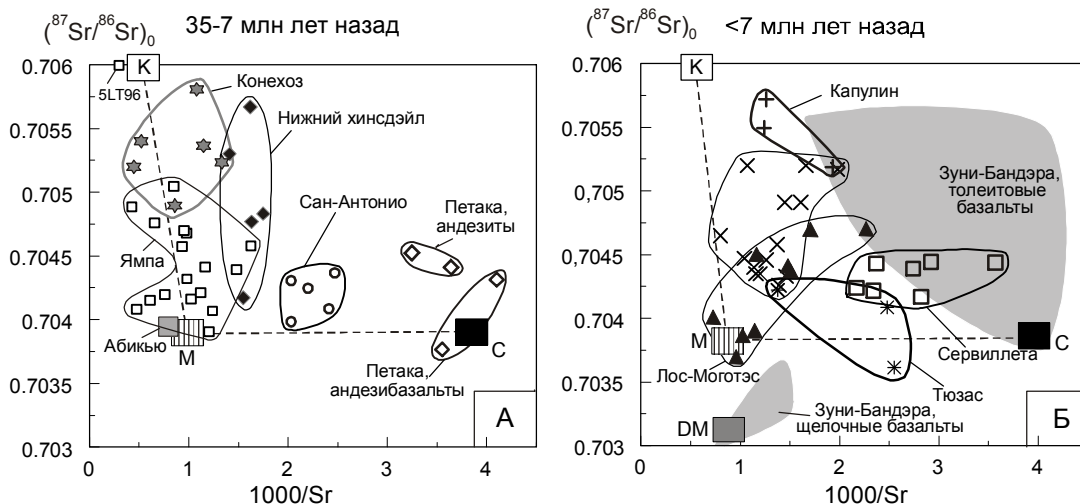


Рис. 11. Соотношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ в вулканических породах рифтовой системы Рио-Гранде. Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Конечные составы на трендах смешения (см. текст) обозначены как К, М, С и DM. Использованы данные [30, 35, 36, 45, 51, 59, 62, 78] и новые аналитические данные.

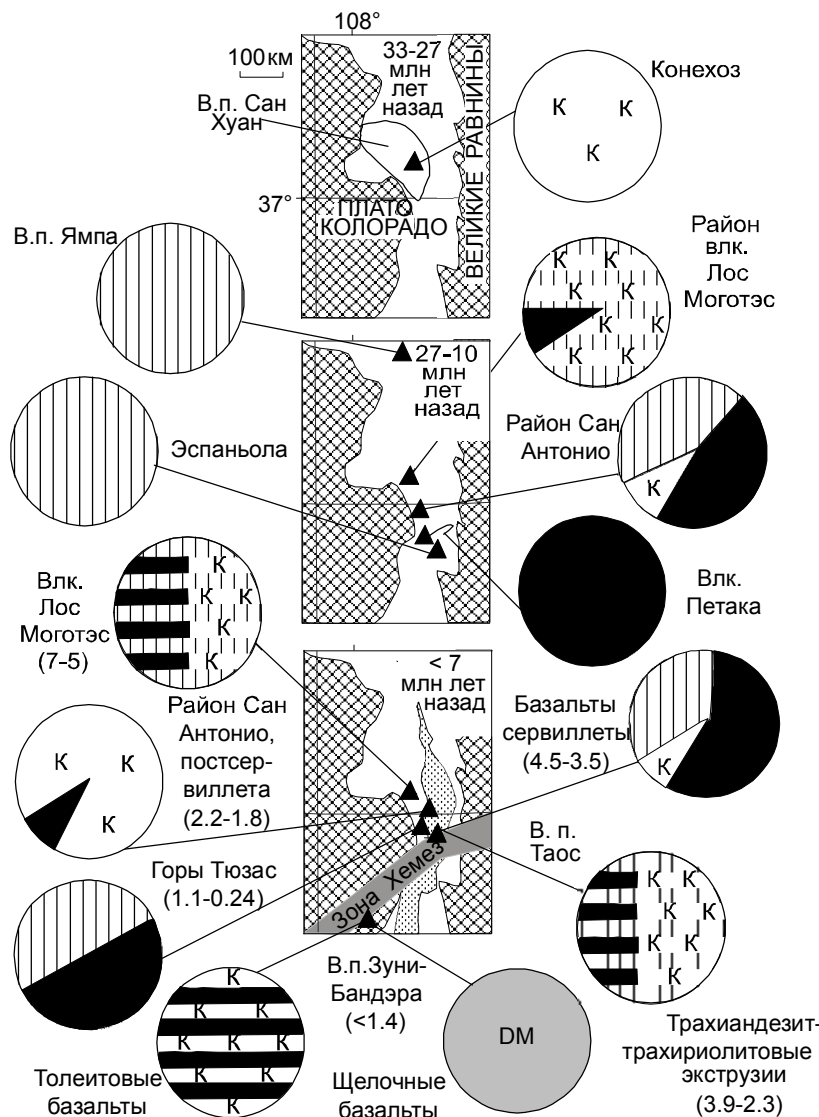


Рис. 12. Пространственно-временное изменение изотопных составов магматических выливов в северной части структуры Рио-Гранде.

Показаны границы плато Колорадо и Великих Равнин. На нижнем рисунке нанесены контуры рифтовых впадин и границы зоны Хемез. Треугольниками выделены места отбора образцов. На круговых диаграммах показаны доли составов К, М, С и DM в вулканических породах (заливка секторов соответствует обозначениям этих компонентов на рис. 11). Полосы на полях круговых диаграмм отражают наличие трендов смешения. В скобках обозначены возрастные интервалы, млн лет.

та содержалась в лавах возрастом 18 млн лет (нижний хинсдэйл, Сан-Хуан), 10 млн лет (вулканическое поле Ямпа), 4.8–3.0 млн лет (экструзии, синхронные формации сервиллета) и 2.2–1.8 млн лет назад (формация капулин).

Общая эволюция магматизма северной части рифта Рио-Гранде выражена в смене материала преимущественно корового компонента К чередующимся поступлением компонентов М и С. В последние 5 млн лет выделяются две тенденции. Одна заключается в повышении роли компонента С и характеризует смещение точек лав формации сервиллета и гор Тюзас с повышением 1000/Sr при сравнительно низких начальных стронциевых изотопных отношениях. Другая тенденция отражает повышение роли компонента К и определяется возрастанием $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ при слабом повышении 1000/Sr в экструзиях, синхронных лавам формации сервиллета, и в лавах формации капулин.

Выражение компонентов мантии и коры в микроэлементах вулканических пород

Относительная роль мантийных компонентов (М и С) и корового компонента К выявляется и по соотношениям микроэлементов. Компонент М в микроэлементном отношении приближается к составу базальтов океанических островов (OIB), а компонент С – к составу базальтов срединных океанических хребтов (MORB).

Компонент К, ярко выраженный в трахиандезитах формации конехоз, характеризуется низким $\text{K}_2\text{O}/\text{Th}$ (0.24–0.33) при высоком La/Ta (63–82) и отражает примесь материала нижней части коры. В от-

личие от нижней части коры, верхняя характеризуется высоким $\text{K}_2\text{O}/\text{Th}$ вследствие более высокого содержания калия. Вместе с тем и верхняя, и нижняя части коры обеднены Nb и Ta относительно легких редкоземельных элементов [28].

На рис. 13А, Б мантийные выплавки (лавы абикью, вулканического поля Ямпа и вулканов Петака, Лос-Моготэс и Тюзас) характеризуются низким Ba/Nb при низком $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, а выплавки с заметной примесью корового материала (формация конехоз, экструзии, синхронные базальтам сервиллета, формация капулин) – высокими Ba/Nb и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$.

В координатах $(\text{Th}/\text{Yb})_N - (\text{Ta}/\text{Yb})_N$ (рис. 14А, Б) обогащение компонентом К трахиандезитов формации конехоз отражено в значительном смещении точек выше мантийного направления. Отношение $(\text{Th}/\text{Yb})_N$ понижается с относительным продвижением точек относительно трахиандезитов формации конехоз к составу E-MORB в более поздних лавах, извергавшихся во временном интервале 28–18 млн лет назад (Петака, нижний хинсдэйл, Сан-Хуан, район Сан-Антонио). Часть составов лав вулканического интервала 15–9 млн лет назад находится в пределах направления мантийных пород. Лавы формации абикью и вулканического поля Ямпа в общем характеризуют мантийные источники с высоким $(\text{Ta}/\text{Yb})_N$. В последние 5 млн лет выявляется направленная временная эволюция от составов, близких E-MORB (формация сервиллета), через составы, несколько смещенные выше мантийного направления (капулин), к составам, близким к OIB (“долинные потоки” гор Тюзас) (рис. 14 А,Б).

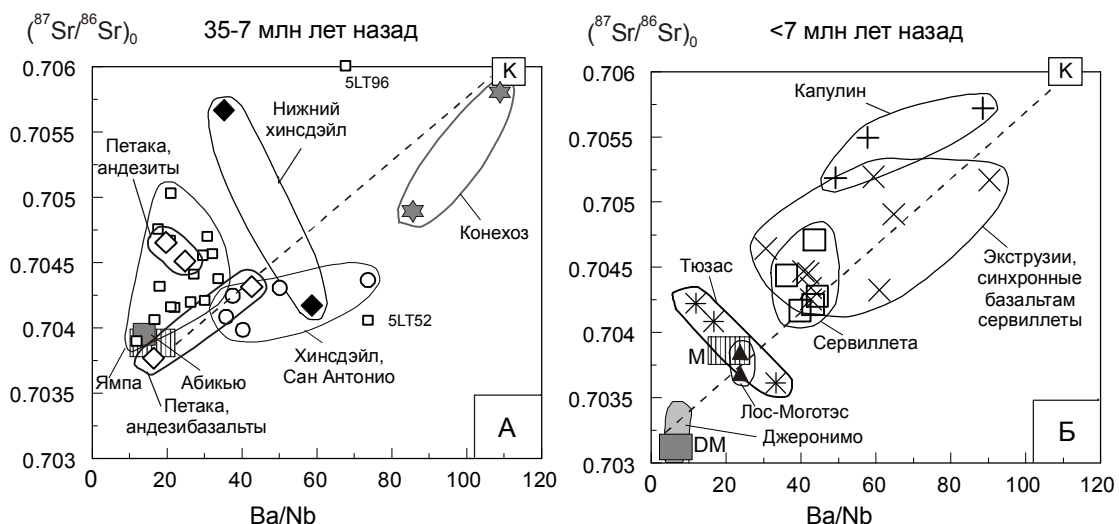


Рис. 13. Соотношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \text{Ba}/\text{Nb}$ в вулканических породах рифтовой системы Рио-Гранде.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 4 и 11. Использованы данные [30, 36, 45, 59, 78] и новые данные авторов. На рис. Б обозначен состав щелочных базальтов вулканического поля Джеронимо [61, 62].

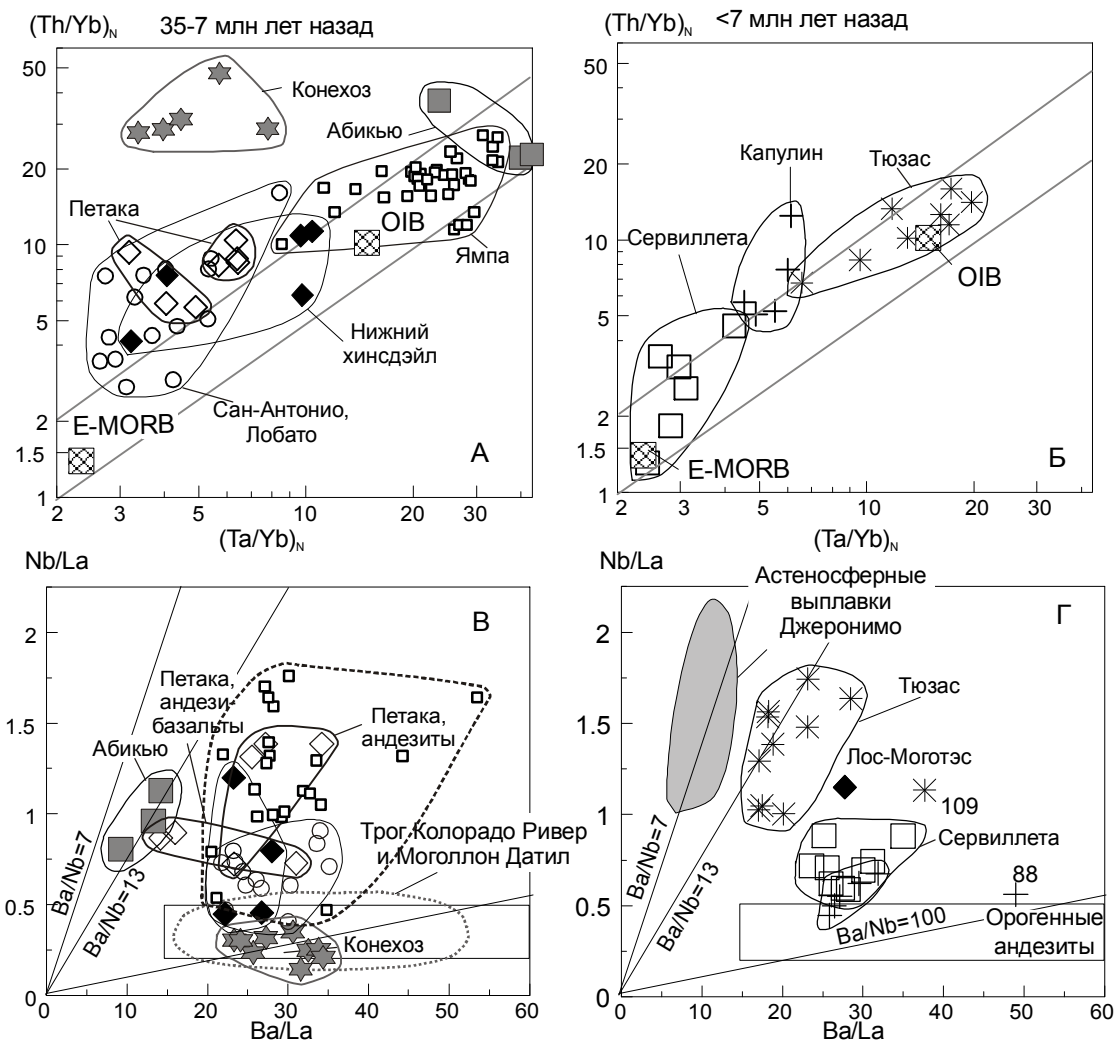


Рис. 14. Соотношения $(Th/Yb)_N - (Ta/Yb)_N$ (А, Б) и $Nb/La - Ba/La$ (В, Г) в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 4 и 11. На рис. А, Б нормирование выполнено к составу хондрита [58]. Показаны составы обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) и базальтов океанических островов (OIB) [74]. Косые параллельные линии на рис. А, Б ограничивают область составов океанических базальтов. На рис. В дополнительно показаны составы лав вулканических полей Моголлон-Датил и трюга Колорадо-Ривер [40], на рис. Г – вулканического поля Джеронимо [62, 70].

В трахиандезитах формации конехоз и андезитах вулкана Петака определены интервалы значений Ce/Pb , соответственно, 3.7–9.2 и 2.8–3.6. Такое низкое отношение свойственно материалу коры и надсубдукционного мантийного клина. Значение Ce/Pb в лавах гор Тюзас находится в интервале 15–29, перекрывающем интервал значений OIB (25 ± 5). В других вулканических породах северной части рифта Рио-Гранде получен интервал промежуточных значений Ce/Pb от 6 до 21.

Подобное разделение на выплавки с примесью материала коры и преимущественно мантийные выявляется на диаграмме $Nb/La - Ba/La$ (рис. 14 В,Г). Обогащение компонентом К трахиандезитов формации ко-

нехоз влечет за собой снижение Nb/La при повышенном Ba/La . В более поздних лавах определено повышенное Ba/La при относительном повышении Nb/La , что отражает относительное увеличение роли компонента С. В мантийных составах компонента М установлено повышенное Nb/La при низком Ba/La . Подобно другим составам, обогащенным компонентом С, лавы формации сервиллета имеют повышенные отношения Nb/La и Ba/La . Смещение точек лав формации капюлин относительно лав формации сервиллета с понижением Nb/La соответствует примеси компонента К, а повышение Nb/La с понижением Ba/La в “долинных потоках” гор Тюзас – увеличению доли компонента М. Последние составы смещены к астеносфер-

ным выплавкам, охарактеризованным на этой диаграмме четвертичными щелочными базальтами поля Джеронино.

Микроэлементное моделирование частичных выплавов

Моделирование частичного плавления в мантийных и коровых источниках формации конехоз выполнено на основе составов пиролита [58] и среднего состава гранулитовых ксенолитов из лав вулканического поля Сан-Франциско, расположенного на южном краю плато Колорадо [21]. В расчетах использованы коэффициенты распределения минерал/расплав: оливина (ol), ортопироксена (орх), граната (gt) – [37], клинопироксена (срх) – [33, 38, 39], флогопита (phlog) – [33, 41, 43] и плагиоклаза (plag) – [17]. Рассчитаны модалльные составы источников: флогопит-гранатового лерцолита – ol 55 %, орх 25 %, срх 14 %, gt 5 %, phlog 5 % и гранулита габбро-норитового состава – plag 40%, срх 40%, орх 20 %.

Концентрации Th, U, K, La, Sr и Yb в трахиандезитах формации конехоз соответствуют содержаниям этих микроэлементов при смешении частичных выплавов из обоих модельных источников со степенью частичного плавления 3 %. Доля материала нижней части коры составляет до 20 % (рис. 15). По оценкам, следующим из вариаций изотопных отношений Nd, в салических игнимбритах содержится до 50 % корового материала с преобладанием компонента первичных мантийных базальтовых магм [69].

На диаграмме $(Ce/Yb)_N - (Yb)_N$ (рис. 16) нанесены составы с низким $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, в которых преобладают мантийные компоненты М и С. Базаниты абикью впадины Эспаньола соответствуют 0.7–1.5 % частичного расплава мантийного источника, содержащего около 4 % граната, а щелочные базальты и базаниты вулканического поля Ямпа – 0.7–3.0 % частичного расплава источника, содержащего от 2.5 до 4.0 % граната. Источник базальтов гор Тюзас содержит 1.0–1.5 % граната. Андезибазальты и андезиты вулкана Петака отличаются сравнительно низким $(Ce/Yb)_N$ и интерпретируются как выплавки из мантии шпинелевой фации глубинности. Степень частичного плавления в источнике андезитов составляет 5–8 % и увеличивается в источнике андезибазальтов до интервала 10–15 %.

Гранат является наиболее плотной фазой среди породообразующих минералов верхней мантии. С повышением литостатического давления его количество будет увеличиваться. Судя по повышенному содержанию граната в источнике базанитов впадины Эспаньола, они выплавлялись на большей глубине, чем щелочные базальты и базаниты поля

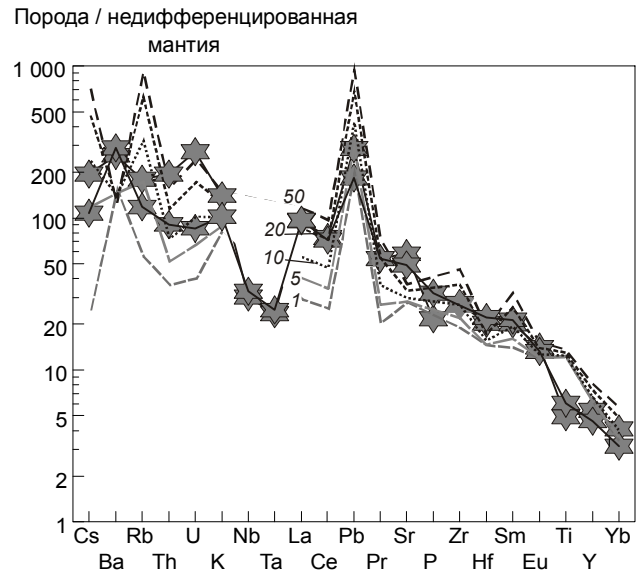


Рис. 15. Нормированные к недифференцированной мантии [58] концентрации микроэлементов в трахиандезитах формации конехоз (линии с маркерами-звездочками) и в модельных расплавах (штриховые линии без маркеров), см. текст.

Цифрами показана доля выплавов нижней коры, %.

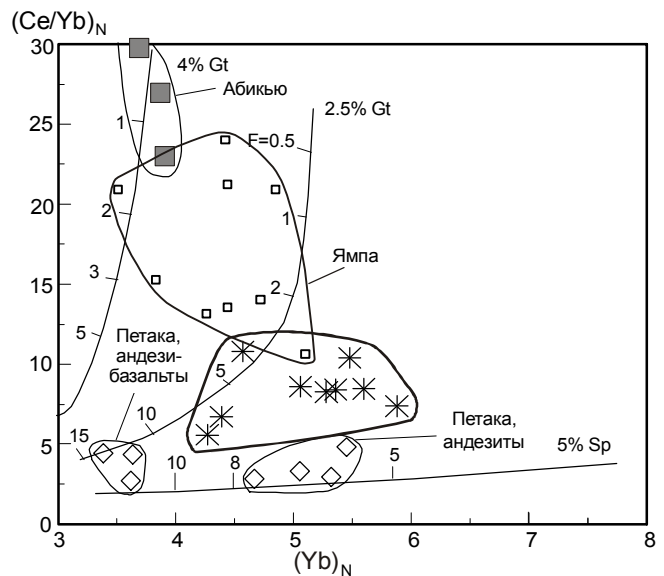


Рис. 16. Соотношения $(Ce/Yb)_N - (Yb)_N$, нормированные к недифференцированной мантии [58], в вулканических породах возрастом 25–10 млн лет с близкими начальными изотопными отношениями стронция (низкокальциевые базаниты впадины Эспаньола и щелочные базальты вулканического поля Ямпа – состав М; андезибазальты вулкана Петака – состав С).

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Показаны линии частичного плавления мантийных источников [18]. Цифрами обозначена степень плавления (F, %). Рядом с каждым трендом указана доля граната или шпинели в источнике.

Ямпа. Из диаграммы рис. 16 следует вывод о широких вариациях глубинности ранних выплавов из мантийных источников от самых глубоких (формация абикью) до наименее глубоких (вулкан Петака). Состав более поздних выплавов определялся плавлением мантийных источников умеренных и малых глубин.

Роль субдукционных процессов

В зоне субдукции происходит разложение водосодержащих минералов погружающегося океанического слэба. Образующиеся водные флюиды выносятся из слэба в надслэбовую область литофильные компоненты (Cs, K, Rb, Ba, Sr, La и др.), но не способствуют выносу высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf). Таким образом, выплавки из надслэбовой области обогащаются литофильными элементами и обедняются высокозарядными. Предполагалось [75, 76], что практически все водосодержащие минералы теряются слэбом до его погружения на глубину 120 км. Метасоматически преобразованный материал выходящего мантийного клина вовлекается в нисходящее движение в зону частичного плавления под островной вулканической дугой. Эта модель хорошо согласуется с изотопно-обедненными характеристиками выплавов внутриокеанических островных дуг. Между тем, в обстановке быстрой субдукции дегидратация слэба может задерживаться и возникает потенциальная возможность проявления эффекта дегидратации в слэбе, продвинутом в глубокую часть мантии [79].

При субдукции океанической плиты под континентальную окраину в мантийном клине преобладает плавление изотопно-обогащенного материала перекрывающей континентальной плиты. Однако в условиях структурной перестройки субдукционной системы в плавление вовлекается и изотопно-обедненный материал, извлеченный из слэба. Примером служит изменение состава выплавов тыловой зоны дуги Северо-Восточной Японии, в которых обогащенные изотопные характеристики Sr и Nd временного интервала 30–15 млн лет назад сменялись обедненными характеристиками временного интервала последних 15 млн лет [63, 72].

Привлечение субдукционного механизма для объяснения миграции вулканической дуги вглубь Северо-Американского континента предполагает продвижение океанического слэба под континентальную окраину более чем на 1000 км. Если в южной части рифта Рио-Гранде и в сопредельной южной части Провинции Бассейнов и Хребтов изотопно-обогащенные составы сменялись изотопно-обедненными около 13 млн лет назад, в северной

части рифта изотопно-обедненные составы так и не появились. Следовательно, структурная перестройка субдукцирующей системы отражена в ходе эволюции магматизма южной части рифта, а в его северной части не выражена. Этот вывод находит поддержку в палеомагнитных данных, свидетельствующих о структурном развитии северной части рифта Рио-Гранде, начиная с 35–32 млн лет назад, в обстановке правосторонних сдвиговых смещений с поворотом плато Колорадо против часовой стрелки относительно Северо-Американского кратона [80].

Внезапное интенсивное плавление коры не может быть вызвано кондуктивным теплопереносом из мантии, а происходит вследствие внедрения в нее глубоких мантийных магматических расплавов или поступления флюидов. Такой механизм объясняет масштабное плавление коры под вулканическим полем Сан-Хуан в интервале 35–27 млн лет назад и более позднюю частичную контаминацию мантийных выплавов коровым материалом в процессе развития магматизма северной части рифта Рио-Гранде. Вулканизм формации конехоз служил поверхностным выражением крупного батолита, сложенного породами гранодиоритового состава [31, 55]. Плавление этого материала происходило сходным образом и синхронно с плавлением материала, извергнутого на поле Моголлон-Датил южной части рифта Рио-Гранде и в кальдерных комплексах Централ Невада и Индиен Пик Большого Бассейна.

Происхождение больших объемов среднетрепичных игнимбритов на западе Северной Америки, включая игнимбриты формации конехоз поля Сан-Хуан, остается одним из наиболее дискуссионных вопросов в категории главных континентальных магматических событий [31, 55]. Выплавки среднего и кислого состава связываются с мафическими родоначальными магмами, образовавшимися вследствие дегидратации океанической литосферы и плавления мантийного клина над субдукционной зоной [22 и др.]. Северная часть рифта Рио-Гранде разделена с континентальной окраиной Большого Бассейна блоком плато Колорадо, поднятым на отметки порядка 2000 м и характеризующимся литосферным килем (до 150 км) [34, 81]. Чтобы спровоцировать в олигоцене масштабный салический магматизм между кратонными блоками эффектом дегидратации, субдукцированный слэб должен был быстро продвнуться под литосферным килем плато Колорадо до будущей северной части рифта Рио-Гранде. Фрагмент высоко-

скоростного слэба Фараллон установлен по локальным высоким скоростям в мантии под плато Колорадо на глубинах переходной зоны мантии [34].

Соотношения магматических компонентов, связанных с субдукционными и рифтогенными процессами

Заложение рифта между плато Колорадо и Великими Равнинами, обладающими повышенной толщиной литосферы, предполагает эффективное действие механизма ее тектонотермального утонения. По данным сейсмической томографии, область растяжения восточнее плато Колорадо в мантии соответствует низкоскоростной аномалии, отчетливо выраженной на глубине около 180 км. Аномалия протягивается от восточного края плато Колорадо на юго-запад в зону Хемез. При слабом разрешении аномалия прослеживается на глубину до 335 км [9]. По распределению сейсмических скоростей в мантии предполагается современный восходящий конвективный поток, направленный от слэбового фрагмента плиты Фараллон, находящегося под плато Колорадо, под рифт Рио-Гранде с дальнейшим нисходящим движением более высокоскоростного материала под Великие Равнины [34].

В раннем магматизме рифтовых систем юга Сибири и северо-востока Китая установлено проявление комплементарных слэбовых и надслэбовых источников, а в процессе их развития – признаки взаимодействия магм с породами нижней части литосферы при ее рифтогенном термальном утонении. Геохимическая смена источников проиллюстрирована на диаграмме $K/1000Ta - La/Ta$ [8]. Подобная смена компонентов, обусловленных субдукционными и рифтогенными процессами, выявляется и в вулканических породах северной части рифта Рио-Гранде (рис. 17).

Во временном интервале 35–18 млн лет назад в магматических расплавах проявились и субдукционные, и рифтогенные компоненты. Базаниты формации абикью характеризуются низкими значениями $K/1000Ta$, La/Ta и K/La в интервалах 1.1–1.8, 13–19 и 82–96, а в трахиандезитах формации конехоз эти отношения повышаются, соответственно, до интервалов 29–43, 43–82 и 420–800. Обедненный источник базанитов формации абикью может рассматриваться в качестве комплементарного по отношению к источнику, из которого выплавлялись трахиандезиты формации конехоз. Базаниты сопоставимы с лавами вулкана Нушан юго-восточного Китая, производными слэбового источника. В данном случае водный флюид выносил калий и лантан из слэба с исходным со-

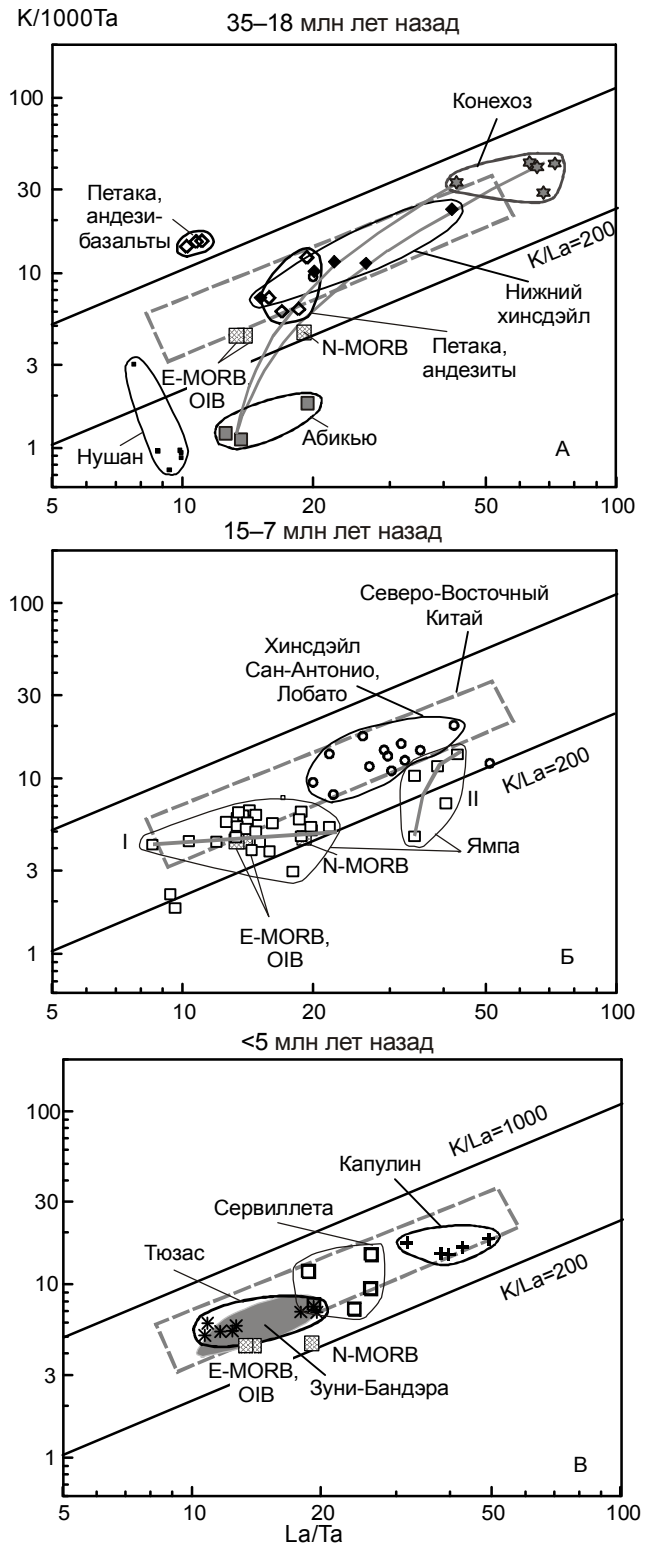


Рис. 17. Соотношение $K/(10000 \cdot Ta) - La/Ta$ в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 4. Для сопоставления показаны фигуративные поля базальтовых лав из слэбового источника вулканического поля Нушан Юго-Восточного Китая и рифтогенных лав Северо-Восточного Китая [8].

ставом MORB. Повышение $K/1000Ta$, La/Ta и K/La в вулканических породах относительно состава MORB свидетельствует об относительном надслэбовом обогащении K и La водным флюидом при обеднении высокозарядным элементом Ta . Лавы нижней части формации хинсдэйл и андезиты вулкана Петака располагаются вдоль тренда рифтогенных составов и интерпретируются как результат реакционного взаимодействия расплавов надслэбовых источников с породами литосферы в процессе ее утонения. Обособленное положение на диаграмме рис. 17 занимает группа андезибазальтов вулкана Петака ($K/1000Ta$ – 6–7, La/Ta – 16–19, K/La – 330–450). Эта группа отражает особый состав малоуглубинного источника. К примеру, подобные соотношения $K-La-Ta$ имеют место в случае примеси изотопно-обедненного литосферного материала в лавах щитовой и постщитовой стадий активности вулканов Императорско-Гавайской цепи [8].

В магматических расплавах временного интервала 15–7 млн лет назад вновь были выражены компоненты, связанные и с субдукционными, и с рифтогенными процессами. Рифтогенные процессы проявились в повторении базальтами Сан-Антонио и Лобато тренда лав нижней части формации хинсдэйл. Это свидетельствует о продолжавшемся термальном утонении литосферы северной части рифта. Подлитосферные компоненты выявляются в лавах вулканического поля Ямпа, расположенного на северном структурном продолжении рифта Рио-Гранде (рис. 1). По вариациям La/Ta породы вулканического поля Ямпа подразделяются на две группы: одна характеризуется сравнительно низкими значениями отношения (8–20), а другая – повышенными (35–40). К первой группе относится большинство проанализированных образцов, образующих тренд I – снижения La/Ta относительно состава N-MORB без существенных вариаций $K/1000Ta$ (рис. 17). Тренд обозначает слэбовый источник, из которого избирательно удалялись легкие редкоземельные элементы (La). Вторая группа образует тренд II смещения состава с высокими La/Ta и $K/1000Ta$ с составом, комплементарно обогащенным легкими редкоземельными элементами (La), извлеченными из слэба. Такая тенденция перераспределения элементов из слэба в надслэбовую область свойственна магматическим источникам тыловой части зоны Индо-Азиатской коллизии в Северном Тибете [8]. Вероятно, состав вулканических пород поля Ямпа обусловлен локальными особенностями области выплавления базанитов и щелочных базальтов, отражающими предшествующие кайнозою

подлитосферные мантийные процессы в области неудавшегося рифтогенеза.

Магматические расплавы последних 5 млн лет соответствуют тренду четвертичных лав полей Жингпоху и Удалианчи Северо-Восточного Китая с широкими вариациями $K/1000Ta$ и La/Ta при слабом изменении K/La . Этот тренд имеет исключительно рифтогенную природу, т.е. он явился результатом взаимодействия магм подлитосферных слэбовых и надслэбовых источников с породами литосферы в процессе ее тектонотермального утонения. Часть составов (лавы гор Тюзас) отражает преобладание в первичных (до реакционного взаимодействия с литосферой) расплавах слэбового материала, а другая часть (формация капулин) – преобладание материала обогащенной надслэбовой области.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные геохимические исследования вулканических пород северной части рифта Рио-Гранде показали последовательную смену магматических источников. Начальной среднекайнозойской активизации северной части рифта Рио-Гранде сопутствовали объемные трахиандезит-трахириолитовые извержения формации конехоз на поле Сан-Хуан в интервале 35–27 млн лет назад. Формировался гранитоидный батолит. Преобладали трахиандезиты, обогащенные несовместимыми элементами (в том числе легкими редкоземельными элементами и Sr) с ярко выраженными надсубдукционными характеристиками (обеднены Nb , Ta , Zr , Hf и Ti) и высокими начальными изотопными отношениями стронция при низких изотопных отношениях неодима и свинца. С учетом изотопного состава неодима [69] и результатов выполненного микроэлементного моделирования трахиандезиты интерпретируются как преимущественно мантийные выплавки с подчиненной примесью выплавок нижней части коры. Этот начальный магматизм развивался синхронно и был подобен по огромной массе игнимбритового извергнутого материала и его геохимическим характеристикам магматизму южной части рифта Рио-Гранде и Большого Бассейна. Основной причиной игнимбритовой магматической вспышки на этих территориях послужила дегидратация субдукцированной океанической литосферы, вызывавшая плавление изотопно-обогащенного материала мантийного клина над субдукционной зоной с последующим переходом в южной части рифта Рио-Гранде, в южной части Провинции Бассейнов и Хребтов и в Большом Бассейне к астеносферным изотопно-обедненным выплавкам, представленным базанитами и щелочными базальтами. Такой переход характерен для эволюции магматизма задуговой области активной континентальной

окраины в обстановке структурной перестройки субдукционной системы.

В отличие от южной части рифта Рио-Гранде, в его северной части изотопно-обедненные выплавки астеносферного типа так и не появились. Базаниты и щелочные базальты этой территории обладали соотношениями К–La–Та, свойственными субдукционным процессам. По-видимому, северная часть рифта испытала влияние главной среднекайнозойской перестройки субдукционной системы, но в дальнейшем развивалась в отличном от южной части рифта тектоническом режиме, выраженном в продольных правосторонних сдвиговых смещениях, сопровождавших вращение против часовой стрелки блока плато Колорадо. Эволюция магматизма определялась процессами рифтогенного утонения литосферы вследствие воздействия подлитосферных мантийных выплавов со слэбовыми и надслэбовыми геохимическими характеристиками на породы глубинной (гранатовой), менее глубинной (шпинелевой) фаций мантийной части литосферы, а также нижней части коры. Такое воздействие выразилось в параллельном развитии магматизма разноглубинных подлитосферных и литосферных источников во временном интервале 35–18 млн лет назад. В интервале последних 15 млн лет магматизм северной части рифта был представлен продуктами реакционного взаимодействия подлитосферных расплавов с породами литосферы, хотя на его северном структурном продолжении, на вулканическом поле Ямпа, около 10 млн лет назад извергался подлитосферный магматический материал.

БЛАГОДАРНОСТИ

Опробование вулканических пород рифта Рио-Гранде выполнено С.В. Рассказовым совместно с М.А. Дангэном, П.У. Липманом, Р. Томпсоном при содействии У.С. Болдриджа и других американских геологов. Авторы благодарны американским коллегам за подробное введение в проблемы кайнозойской магматической геологии запада США. Важную роль в полевых исследованиях отдельных объектов сыграли также совместные наблюдения С.В. Рассказова с английскими геологами Р.Н. Томпсоном и С. Гибсон. Авторы признательны А.В. Колоскову и В.К. Попову за конструктивное обсуждение рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. 367 с.
2. Афонин В.П., Комяк Н.И., Николаев В.П., Плотников Р.И. Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск: Наука, 1991. 176 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника // Магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
4. Милановский Е.Е. Рифтовая зона Рио-Гранде в Северной Америке и ее тектоническая позиция // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 4. С. 3–17.
5. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 288 с.
6. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО Наука, 1993. 288 с.
7. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С. и др. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2005. 268 с.
8. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае, Центральная Монголия // Изв. Иркут. гос. ун-т. Сер. Науки о Земле. 2008. № 1. С. 43–67.
9. Achauer U., Masson F. Seismic tomography of continental rifts revised: from relative to absolute heterogeneities // Tectonophysics. 2002. V. 358. P. 17–37.
10. Aldrich M. J., Laughlin A.W. A model for the tectonic development of the southeastern Colorado Plateau boundary // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 10207–10218.
11. Aldrich M.J., Deither D.P. Stratigraphic and tectonic evolution of the northern Espanola basin, Rio Grande rift, New Mexico // Geol. Soc. Amer. Bull. 1990. V. 102. P. 1695–1705.
12. Asmerom Y. Th–U fractionation and mantle structure // Earth Planet. Sci. Letters. 1999. V. 166. P. 163–175.
13. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81, P. 3513–3536.
14. Axen G.J., Taylor W.J., Bartley J.M. Space–time patterns and tectonic controls of Tertiary extension and magmatism in the Great Basin of the western United States // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. V. 105. P. 56–76.
15. Baldrige W.S., Damon P.E., Shafiqullah M., Bridwell R.J. Evolution of the central Rio Grande rift, New Mexico: New K–Ar ages // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 51. P. 309–321.
16. Bird P. Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma // Tectonics. 2002. V. 21, N 3. 10.129/2001TC001319.
17. Blundy J.D., Robinson J.A.C., Wood B.J. Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 160. P. 493–504.
18. Bradshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 116. P. 45–62.
19. Bohannon R.G., Parsons T. Tectonic implications of post-30-Ma Pacific and North American relative plate motions // Geol. Soc. Amer. Bull. 1995. V. 107, N 8. P. 937–959.
20. Chapin C.E. Evolution of the Rio Grande rift – a summary // Rio Grande rift: tectonics and magmatism. Washington: American Geophysical Union. 1979. P. 1–5.
21. Chen W., Arculus R.J. Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, USA // Lithos. 1995. V. 36. P. 203–225.
22. Christiansen E.H., McCurry M. Contrasting origins of

- Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States // *Bull. Volcanol.* 2008. V. 70. P. 251–267.
23. Christiansen R.L., Lipman P.W. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the western United States. II. Late Cenozoic // *Philosophical transactions of the Royal society of London.* 1972. A271. P. 249–284.
 24. Colucchi M.T., Dungan M.A., Ferguson K.M. et al. Precaldera lavas of the southeast San Juan volcanic field – parent magmas and crustal interactions // *Journal of Geophysical Research – Solid Earth and Planets.* 1991. V. 96 (B8). P. 13413–13434.
 25. Coney P.J., Reynolds S.J. Cordilleras Benioff zones // *Nature.* 1977. V. 270. P. 404–406.
 26. Davis P.M., Slack P., Dahlheim H.A. et al. Teleseismic tomography of continental rift zones // *Seismic Tomography: theory and practice.* London: Charman and Hall, 1993. P. 397–439.
 27. Dickinson W.R. The Basin and Range Province as a composite extensional domain // *Int. Geol. Rev.* 2002. V. 44. P. 1–38.
 28. Duncker K.E., Wolff J.A., Harmon R.S. et al. Diverse mantle and crustal components in lavas of the NW Cerros del Rio volcanic field, Rio Grande Rift, New Mexico // *Contr. Miner. Petrol.* 1991. V. 108. P. 331–345.
 29. Dungan M.A., Lindstrom M.M., McMillan N.J. et al. Open system magmatic evolution of the Taos Plateau volcanic field, Northern New Mexico. 1. The Petrology and Geochemistry of the Servilleta basalt // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91 B. P. 5999–6028.
 30. Dungan M.A., Thompson R.A., Stormer J.S., O’Neill J.M. Rio Grande rift volcanism: Northeastern Jemez zone, New Mexico // *Field excursions to volcanic terranes in the western United States.* V 1. Southern Rocky Mountain region. Socorro: New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources, 1989. P. 435–486.
 31. Farmer G.L., Bailey T., Elkins-Tanton L.E. Mantle source volumes and the origin of the mid-Tertiary ignimbrite flare-up in the Rocky Mountains, western U.S. // *Lithos.* 2008. V. 102. P. 279–294.
 32. Faure G. *Origin of igneous rocks: the isotopic evidence.* Springer, 2001. 496 p.
 33. Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J. et al. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 629–638.
 34. Gao W., Grand S.P., Baldrige W.S., et al. Upper mantle convection beneath the central Rio Grande rift imaged by P and S wave tomography // *Journ. Geophys. Res.* 2004. V. 109, B03305, doi:10.1029/2003JB002743.
 35. Gibson S.A., Thompson R.N., Leat P.T. et al. Asthenosphere-derived magmatism in the Rio Grande rift, western USA: implications for continental break-up // *Magmatism and the causes of continental break-up.* *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1992. N 68. P. 61–89.
 36. Gibson S.A., Thompson R.N., Leat P.T. et al. Ultrapotassic magmas along the flanks of the Oligo-Miocene Rio Grande rift, USA: monitors of the zone of lithospheric mantle extension and thinning beneath a continental rift // *J. Petrol.* 1993. V. 34. P. 187–228.
 37. Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S. et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 379–395.
 38. Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contrib. Miner. Petrol.* 1993. V. 113. P. 1–8.
 39. Hauri E.H., Wagner T.P., Grove T.L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // *Chem. Geol.* 1994. V. 117. P. 149–166.
 40. Hawkesworth C.J., Turner S., Gallagher K. et al. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100 B. P. 10271–10286.
 41. Ionov D.A., Griffin W.L., O’Reilly S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // *Chem. Geol.* 1997. V. 141. P. 153–184.
 42. Kempton P.D., Dungan M.A., Blanchard D.P. Petrology and geochemistry of xenolith-bearing alkalic basalts from the Geronimo Volcanic Field southeast Arizona. Evidence for polybaric fractionation and implications for mantle heterogeneity // *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 1987. V. 215. P. 347–370.
 43. LaTourrette T., Hervig R.L., Holloway J.R. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 135. P. 13–30.
 44. Leat P.T., Thompson R.N., Morrison M.A. et al. Compositionally diverse Miocene-Recent rift-related magmatism in Northwestern Colorado: partial melting and mixing of mafic magmas from 3 different asthenospheric and lithospheric mantle sources // *J. Petrol.* 1988. Special lithospheric issue. P. 351–377.
 45. Leat P.T., Thompson R. N., Morrison M. A. et al. Alkaline hybrid mafic magmas of the Yampa area, NW Colorado, and their relationship to the Yellowstone mantle plume and lithospheric mantle domains // *Contrib. Miner. Petr.* 1991. V. 107. P. 310–327.
 46. Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London.* 1991. V. 148. P. 825–833.
 47. Lipman P.W. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, southern Colorado and northern New Mexico // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1969. V 80. P. 1343–1354.
 48. Lipman P.W. Geologic map of the lower Conejos river canyon area, southeastern San Juan Mountains, Colorado. // U. S. Geological Survey. 1975.
 49. Lipman P.W., Stewen T.A., Mehnert H.H. Volcanic history of the San Juan Mountains, Colorado, as indicated by K-Ar dating // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. V. 81. P. 2329–2352.
 50. Lipman P. W., Mehnert H.H. Late Cenozoic basaltic volcanism and development of the Rio Grande depression in the southern Rocky Mountains // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1975. V. 144. P. 119–154.
 51. Lipman P. W., Doe B. R., Hedge C. E., Steven T. A. Petrologic evolution of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado: Pb and Sr isotope evidence // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. V. 89. P. 59–82.
 52. Lipman P. W., Mehnert H.H. The Taos Plateau volcanic field, northern Rio Grande rift, New Mexico // *Rio Grande rift – Tectonics and magmatism.* Washington: D.C. Amer. Geophys.

- Union. 1979. P. 218–312.
53. Lipman P.W. Cenozoic volcanism in the Western United States: implications for continental tectonics // *Continental tectonics*. Washington: National Academy of Sciences, 1980. P. 161–174.
 54. Lipman P.W., Mehnert H.H., Naeser C.W. Evolution of the Latir volcanic field, northern New Mexico, and its relation to the Rio Grande rift, as indicated by potassium-argon and fission track dating // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91 B. P. 6329–6345.
 55. Lipman P. W. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field // *Geosphere*. 2007. V. 3. P. 42–70.
 56. Manley K., Scott G.R., Wobus R.A. Geological map of the aztec 1o 5 2o quadrangle, northwestern New Mexico and southern Colorado // *US Geological Survey*. 1987.
 57. Maxwell C.N. Geological map of the El Malpais lava field and surrounding areas, Cibola Country, New Mexico // *US Dep. Inter*. Washington. 1986.
 58. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
 59. McMillan N. J., Dungan M. A. Open system magmatic evolution of the Taos Plateau volcanic field, northern New Mexico: andesites and dacites // *J. Petr.* 1988. V. 29. P. 527–557.
 60. McMillan N.J., Dickin A.P., Haag D. Evolution of magma source regions in the Rio Grande Rift, southern New Mexico // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2000. V. 112. P. 1582–1593.
 61. Menzies M.A., Leeman W.P., Hawkesworth C.J. Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below western USA // *Nature*. 1983. V. 303. P. 205–209.
 62. Menzies M.A., Kyle P.R., Jones M., Ingram G. Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: inferences about interplate processes and stratified lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96 B. P. 13645–13671.
 63. Ohki J., Watanabe N., Shuto K., Itaya T. Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc // *The Island Arc*. 1993. V. 2. P. 87–93.
 64. Ormerod D.S., Hawkesworth C.J., Rogers N.W. et al. Tectonic and magmatic transitions in the Western Great Basin, USA // *Nature*. 1988. V. 333. P. 349–353.
 65. Ozima M., Kono M., Kaneoka I. et al. Paleomagnetism and K-Ar ages of some volcanic rocks from the Rio Grande gorge, New Mexico // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72. P. 2615–2621.
 66. Parker E.C., Davis P.M., Evans J.R. et al. Upwarp of anomalous lithosphere beneath the Rio Grande rift // *Nature*. 1984. V. 312. P. 354–356.
 67. Parker D.F., Ghosh A., Price C.W. et al. Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene Conejos formation, San Juan Mountains, Colorado, USA // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 2005. V. 139. P. 185–210.
 68. Perry F.V., Baldrige W.S., DePaolo D.J. Chemical and isotopic evidence for lithospheric thinning beneath the Rio Grande rift // *Nature*. 1988. V. 332. P. 432–434.
 69. Perry F.V., DePaolo D.J., Baldrige W.S. Neodymium isotopic evidence for decreasing crustal contribution to Cenozoic ignimbrites of the western United States; implications for the thermal evolution of the Cordilleran crust // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. V. 105. P. 872–882.
 70. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100 B, N 7. P. 10287–10301.
 71. Seager W.R., Shafiqullah M., Hawley J.W., Marvin R.F. New K-Ar dates from basalts of the southern Rio Grande rift // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. V. 95. P. 87–99.
 72. Shuto K., Ohki J., Kagami H. et al. The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin // *Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 49. P. 71–90.
 73. Spencer J.E., Reynolds S.J. Middle Tertiary tectonics of Arizona and adjacent areas / Jenney J.P., Reynolds S.J. (eds.). *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geol. Soc. Digest* 17. 1989. P. 539–574.
 74. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 313–345.
 75. Tatsumi Y., Hamilton D.I., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 1986. V. 29. P. 293–309.
 76. Tatsumi Y. Migration of fluid phases and generation of basalt magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94 (B4). P. 4697–4704.
 77. Thompson R., Dungan M.A., Lipman P.W. Multiple differentiation processes in early-rift calc-alkaline volcanics, northern Rio Grande rift, New Mexico // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91B. P. 6046–6058.
 78. Thompson R.N., Gibson S.A. Magmatic expression of lithospheric thinning across continental rifts // *Tectonophysics*. 1993. V. 233. P. 41–68.
 79. Van Keken P.E., Kiefer B., Peacock S.M. High-resolution models of subduction zones: implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into deep mantle // *Geochemistry, geophysics, Geosystems*. 2002. V. 3, N 10. P. 1056, doi: 10.1029/2001GC000256.
 80. Wawrzyniec T.F., Geissman J.W., Melker M.D., Hubbard M. Dextral shear along the eastern margin of the Colorado Plateau: a kinematic link between laramide contraction and Rio Grande rifting (Ca. 75–13 Ma) // *J. Geol.* 2002. V. 110. P. 305–324.
 81. West M., Ni J., Baldrige W.S., Wilson D. et al. Crust and upper mantle shear wave structure of the southwestern United States: implications for rifting and support for high elevation // *Journ. Geophys. Res.* 2004. V. 109, B03309, doi: 10.1029/2003JB002575.

S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, N.N. Fefelov, E.V. Saranina

Geochemical evolution of Middle-Late Cenozoic magmatism in the northern part of the Rio-Grande rift, western USA

Geochemical studies of the Middle-Late Cenozoic succession of volcanic rocks from the northern part of the Rio-Grande rift were conducted. The initial activation of the rift structure was coeval to voluminous eruptions of lava and pyroclastic material of mainly intermediate and acid composition on the San Juan volcanic field 35-27 million years ago. The composition of the subsequent volcanic products that accompanied rifting was dominated by basic and intermediate lavas. It is shown that basanites and alkali basalts of the territory had geochemical characteristics of sub-lithospheric and above-slab sources. The processes of rifting-caused thinning of the lithosphere are expressed by geochemical parameters reflecting interaction between liquids from the sub-lithospheric mantle and rocks from different levels of both the lithospheric mantle and the lower crust. In the 35-18 Ma interval, melts of different-depth sub-lithospheric and lithospheric sources erupted simultaneously in the northern part of the rift but afterwards, in the past 15 Ma, products of interaction between sub-lithospheric and lithospheric material dominated, although sub-lithospheric magmatic liquids erupted in the northern structural termination of the rift, within the Yampa volcanic field, at about 10 Ma.

Key words: Cenozoic, continental margin, rifting, subduction, basalts, basanites, trachyandesites, trace elements, Sr isotopes, Rio-Grande, North America.