

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОЛОГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНА  
ЧИЧИНАУТЗИН: ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ И  
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТРАНСМЕКСИКАНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

*А.В. Колосков, С.А. Хубуная*

*ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бул. Пийпа 9, г. Петропавловск-Камчатский,  
683006; e-mail: kolosav@kscnet.ru*

Поступила в редакцию 16 декабря 2012 г.

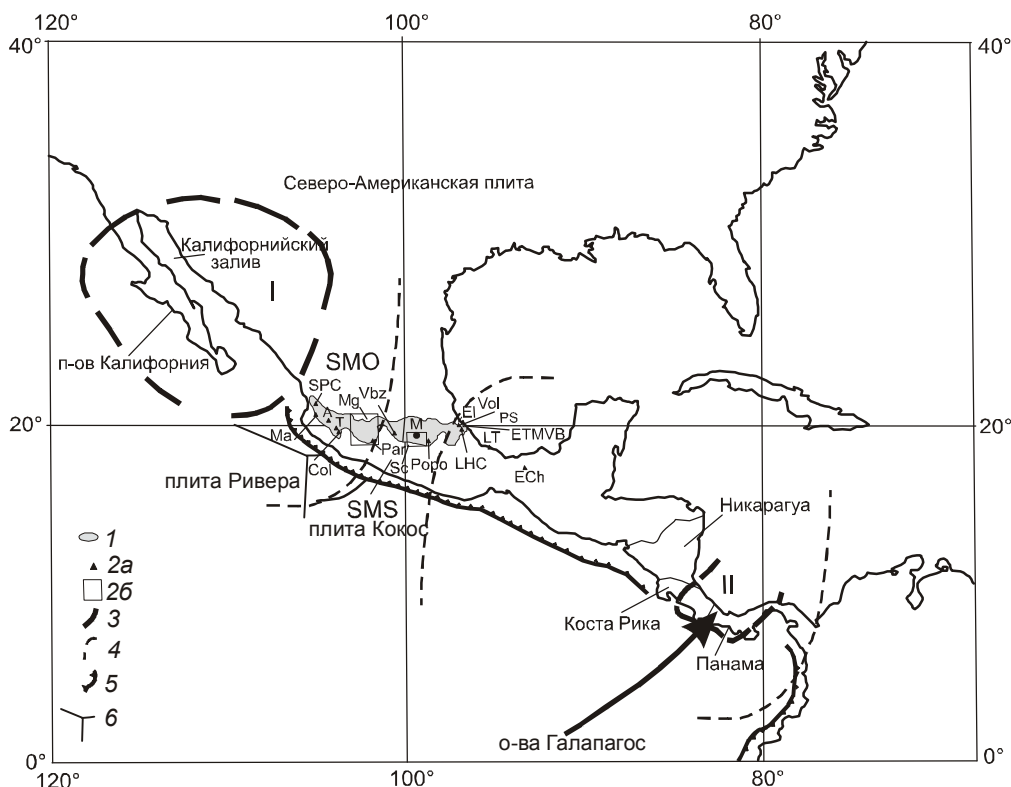
Представлены новые петрографические, изотопно-геохимические и минералогические материалы по вулканическим породам р-на Чичинаутзин Трансмексиканского вулканического пояса (ТМВП). Проведен сравнительный анализ геологического положения и особенностей вещественного состава проявлений вулканизма различных районов этого пояса, а также “плюмогенных” вулканитов р-на Калифорнийского залива, Центральной Америки и Галапагосской “горячей точки”. Сделан вывод об участии Калифорнийского плюма в составе пород внутриплитного типа западной части, а Галапагосского – восточной части ТМВП. В свою очередь, поднимающиеся мантийные плюмы провоцируют плавление субконтинентальной литосферной мантии, и с этими магмами в основном и связано образование пород островодужного типа. Предложенная рядом исследователей (Marquez et al., 1999; Verma, 2001) модель последовательного продвижения рифтинга с запада на восток, вместо субдукционной гипотезы, более согласуется с имеющимися геологическими и геофизическими материалами, а также представленными в статье изотопно-геохимическими особенностями проявления вулканизма в пределах ТМВП.

**Ключевые слова:** петрохимия, геохимия, изотопия, плюмовый резервуар, Трансмексиканский вулканический пояс.

**ВВЕДЕНИЕ**

Трансмексиканский миоцен-четвертичный вулканический пояс является крупной (протяженностью до 1000 км и шириной от 20 до 200 км) наложенной тектоно-магматической структурой широтного простирания в южной части Северо-Американского континента [35]. Он располагается между вулканическими провинциями Сьерра-Мадре–Оццидентали эоцен-раннемиоценового возраста на севере и Сьерра-Мадре–Сюр палеогенового возраста на юге (рис. 1). Пояс разделяется на блоки многочисленными продольными и поперечными нарушениями с образованием локальных грабенов (например, известный грабен Колима). Существование глубоководного желоба и зоны повышенной сейсмичности вдоль ЮЗ границы континента предполагает возможность субдукции плит Ривера и Кокос под Северо-Американскую плиту. Кроме того, наличие кольцевой структуры глубинного заложения [3] на СЗ окраине или структуры типа “slab-window” [28] в ЮВ части рассматриваемого региона создает предпосылки для суждения о воз-

можном наличии иных факторов, влияющих на состав и характер проявленного здесь вулканизма (рис. 1). Вулканический пояс представлен крупными одиночными стратовулканами, многими большими щитовыми вулканами, отдельными лавовыми полями и многочисленными лавовыми и шлако-лавовыми конусами. В составе продуктов вулканизма в общем плане выделяются две серии: известково-щелочная с “островодужными” изотопно-геохимическими характеристиками и субщелочная-щелочная “внутриплитного” (OIB) типа [18, 35, 36, 41, 56]. Первый тип преобладает, встречается повсеместно по всему вулканическому поясу и представлен рядом пород от базальтов до дацитов и риолитов, но наибольшим распространением пользуются андезибазальты и андезиты. Кислые разновидности приурочены в основном к немногочисленным кальдерным постройкам [49]. Второй тип в разных пропорциях сопутствует первому практически во всех проявлениях вулканизма. Представлен он в основном базальтами с повышенными содержаниями высокозарядных элементов



**Рис. 1.** Схема расположения Трансмексиканского вулканического пояса (ТМВП).

*I* – ТМВП; *2a* и *2б* – локальные и площадные объекты проявления вулканизма: SPC – Сан-Педро-Цеборуко, Ma – Маскота-Сан-Себастьян, A – Аутла, T – Тепалпа, Col – Колима-Центаро, Mg – Мичоакан-Гуанаджуато, Par – Парикутин, Vbz – Валле-де-Браво-Цитакуаро, Sc – Сьерра-Чичинаутзин, M – Мехико, Poro – Попокатепетль, El-Vol – Эль-Вулканцилло, ETMVB – восточный фланг ТМВП, PS – Пальма-Сола, LHC – Лос-Хьюмерос, LT – Лос-Тукстлас, ECh – Эль-Чичон; 3 – Калифорнийская кольцевая структура (I) и Галапагосский “slab widow” (II); 4 – предполагаемые границы влияния мантийных плюмов (по изотопным данным); 5 – глубоководные желоба, 6 – границы литосферных плит. Вулканические провинции: SMO – Сьерра-Мадре-Осцидентали, SMS – Сьерра-Мадре-Сюр. Стрелкой показано направление движения “плюмового источника”.

(Nb, Ta, Ti). Породы повышенной щелочности распространены в западной (базаниты, лейцититы, лампрофиры) и восточной (трахибазальты, гавайиты) частях пояса [12, 13, 21, 31, 34].

Хотя рассматриваемый вулканический пояс хорошо изучен и представлен в многочисленных публикациях, единого мнения о его происхождении не достигнуто. Причиной тому, вероятно, является ряд особенностей, по которым он отличается от типичных вулканических поясов активных континентальных окраин (например, [45] для южной части Южной Америки): 1) пояс ориентирован под углом 15–20° к простиранию Срединно-Американского глубоководного желоба; 2) нет ясных данных о положении “субдукционного слэба” на глубинах более 50 км [53], 3) отсутствует присущая многим конвергентным системам поперечная зональность в проявлениях вулканизма – щелочные серии проявлены в крайних частях пояса [21, 23, 34], 4) кальдерные и стратовулканы “разбросаны” по всему вулканическому поясу, хотя обычно они резко преобладают во фрон-

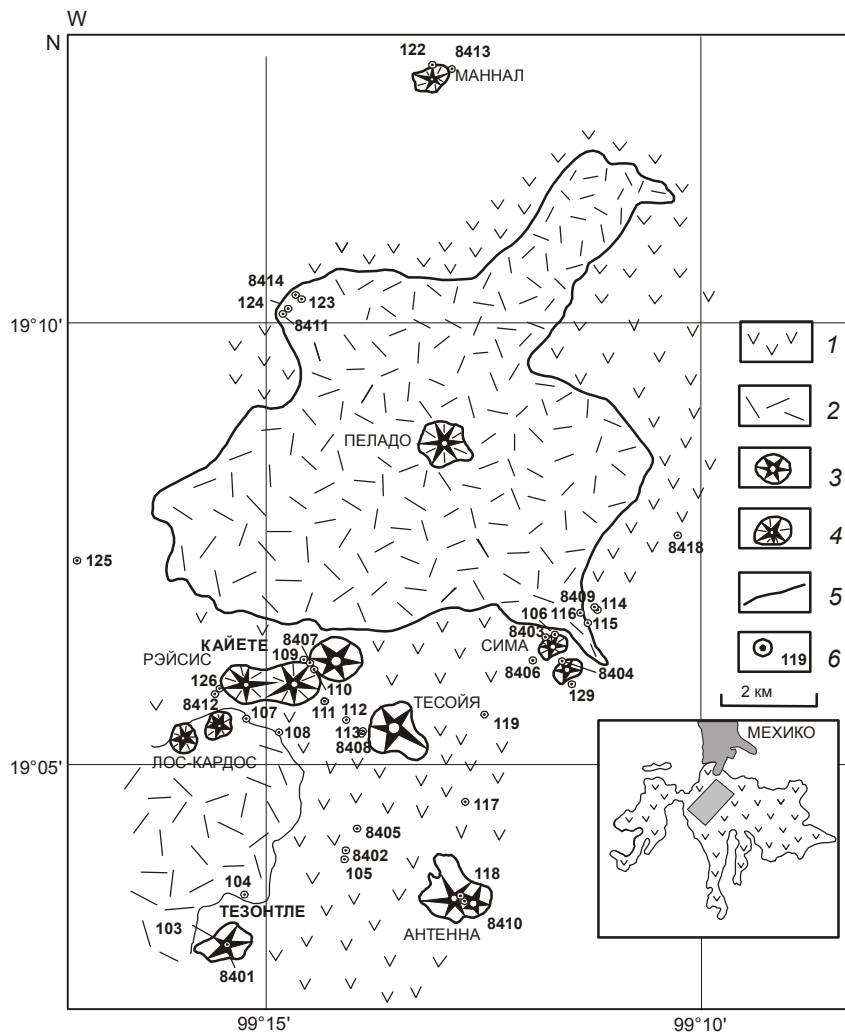
тальной части активной континентальной окраины [45], 5) существует ряд изотопно-геохимических признаков, не позволяющих напрямую связывать проявившийся вулканизм с субдукцией плиты Кокос или Ривера [35, 37, 48].

Все это вызвало существование различных точек зрения на его происхождение: 1) традиционный субдукционный механизм [9, 22, 31], осложненный, однако, внедрением астеносферного компонента в мантийный клин [13, 18, 56], 2) связь с мантийными плюмами [35, 38] и 3) роль процессов рифтогенеза [35, 36, 48, 51, 54].

Такая неоднозначность позволяет еще раз вернуться к рассмотрению условий проявления вулканизма в пределах ТМВП на основании полученных новых материалов и анализа литературных источников.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

В 1984 г. одному из авторов настоящей статьи довелось участвовать в полевых геологических и



**Рис. 2.** Схема геологического строения участка Чичинаутзин, по [1] с дополнениями.

1–2 – вулканические потоки и 3–4 – конусы первого (1, 3) и второго (2, 4) циклов вулканической деятельности, 5 – геологические границы, 6 – точки наблюдения. На врезке показано положение изученной области в пределах вулканического поля Сьерра-Чичинаутзин.

тефрохронологических исследованиях на территории Мексики. Работы были организованы и обеспечивались Институтом геофизики УНАМ в рамках научного сотрудничества с мексиканскими учеными. Исследованиями была охвачена центральная часть вулканического поля Чичинаутзин, а также ряд проявлений в окрестностях г. Мехико. В ходе этих работ [1] была составлена геологическая карта (рис. 2), рабочая стратиграфическая схема и собран обширный каменный материал, результаты обработки которого излагаются в настоящем сообщении.

Аналитические исследования по выявлению редкоземельного состава были выполнены в Германии, в Институте Химии им. Макса Планка (г. Мейнц), в рамках гранта А.В. Соболева, по проекту Пауля Вольфганга. Породы измельчались до состояния пудры и спекались в стекло с помощью иридиевого нагревателя [46]. Состав редких и редкоземельных элементов в стеклах анализировался методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA ICPMS). Исследования проводили на масс-спектрометре

ELEMENT-2, Thermo Scientific (Англия), с твердотельным лазером UP-213 New Wave Research (Англия). В качестве стандарта использовали базальтовое стекло KL-2G и NIST 612 [27]. Типичный диаметр кратера в стекле после прожигания лазером составлял 60–80 мкм, а время абляции – 60–80 с. Погрешность определения концентрации, оцененная по воспроизведению стандарта, не превышала 5 отн. % (две стандартные ошибки) для содержаний более 1 г/т и 10 отн. % для концентраций около 0.1 г/т.

Измерения изотопного состава Sr и Nd проводились в ГЕОХИ РАН (С.Ф. Карпенко) на модифицированном масс-спектрометре TSN 206 SA с трехленточным источником ионов. Измеренные изотопные отношения Nd нормализованы по  $^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0.209627$ , используя  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} = 0.512638$ . Изотопные определения Pb выполнены на масс-спектрометре Finnigan Mat-262 (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН, Иркутск). Точность анализа контролировалась измерениями международного стандарта NBS-981 ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.937$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.491$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.628$ ). Параллельно в тех же образцах

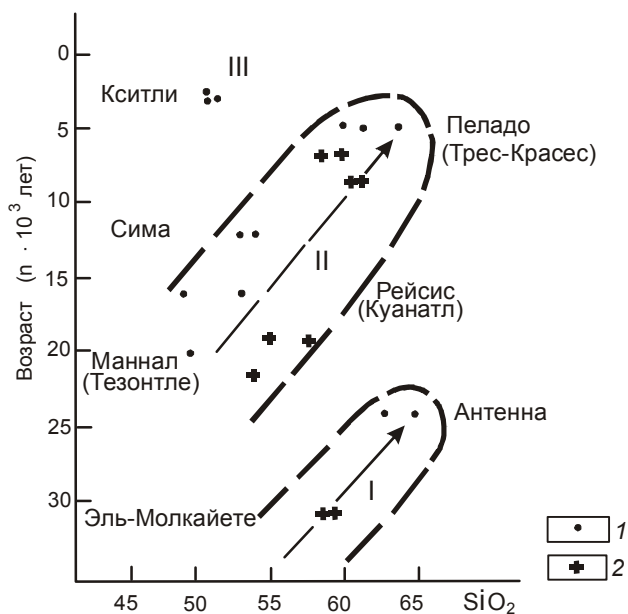


Рис. 3. Характер изменения содержания  $\text{SiO}_2$  в породах р-на Чичинаутзин в зависимости от их возрастного проявления.

1 – данные [1], 2 – по материалам [10]. I, II, III – циклы проявления вулканизма.

были сделаны аналогичные определения в ГЕОХИ РАН (С.Ф. Карпенко). Сходимость анализов составила: для  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – 0.006; для  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – 0.010; для  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  – 0.050.

Состав минералов определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора “САМЕВАХ” в ИВиС ДВО РАН (с обычной точностью анализа: для макрокомпонентов – около 0.1 % и для малых содержаний – около 10 %).

В статье некоторые термины даны в оригинальном английском написании: “slab window” – тектоническая брешь в океанической плите, через которую проникает материал плюма или астеносферы; “MORB” – базальты срединно-океанических хребтов; “OIB” – базальты океанических островов.

#### ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА ПОЛЯ ЧИЧИНАУТЗИН

Поле Чичинаутзин занимает центральную часть Трансмексиканского вулканического пояса (ТМВП) (рис. 1). Начало формирования пояса относится к раннему миоцену, и в целом выделяются циклы максимальной вулканической активности: около 20–15 млн лет, 9–6 млн лет и 3–0 млн лет назад. В ходе эволюции вулканизм постепенно смещался с севера на юг [9]. В рассматриваемой зоне вулканическая деятельность охватывает период от верхнего плиоцена-плейстоцена до современного времени [39]. Полу-

ченные возрастные датировки [1] совместно с данными по составу пород позволили выделить в пределах изученного района три этапа проявления вулканизма с четко выраженной гомодромной направленностью (рис. 3). В пределах зоны были изучены лавы и пирокластика крупного щитового вулкана Пеладо и 7-ми вулканических конусов (рис. 2). Кроме того, исследованиями были охвачено несколько конусов в р-не г. Мехико.

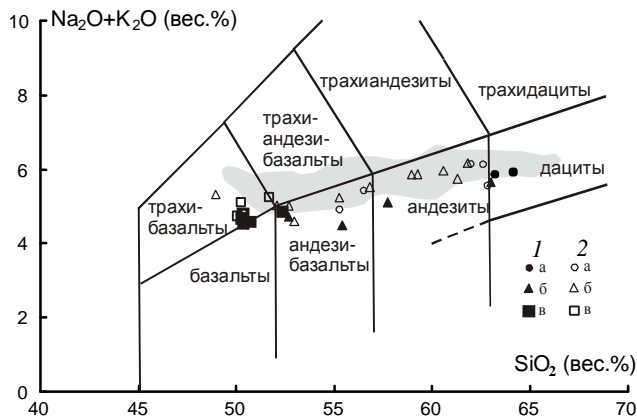
#### Петрографический и минералогический состав пород

По данным [35], в составе вулканического поля Сьерра-Чичинаутзин выделяются: оливинные базальты и андезиты, пироксеновые андезиты и дациты, а также так называемые лавы смешанного состава (андезиты и дациты), которые содержат фенокристы плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Для многих образцов характерно сосуществование оливина и ксенокристов кварца, а некоторые образцы содержат агрегаты плагиоклаза или кварца и кварц-плагиоклазовые (гранитные) ксенолиты [56].

В целом вулканические породы рассматриваемого района, как правило, афировые с редкими фенокристами или субфенокристами оливина, плагиоклаза, пироксенов.

Состав продуктов первого цикла вулканизма колеблется от андезибазальтов до дацитов (рис. 3, 4). Причем более кислые разновидности приурочены к самим конусам, а более основные, с повышенным количеством вкрапленников (иногда до 10–15 %) – обнажаются в основании конусов или отмечаются в связанных с ними потоках. В андезитах безымянного конуса к СВ от конуса Кайете зафиксировано до 5–7 % мегакристаллов плагиоклаза, единичные вкрапленники амфибола (обр. 109) и включения кварца размером до нескольких мм. Общей особенностью пород этого цикла является их слабая раскристаллизованность с преобладанием гиалопилитовой структуры основной массы.

Во втором, более полном цикле вулканизма состав продуктов меняется от базальтов до дацитов (рис. 3, 4). Пористые, слабо раскристаллизованные базальты конуса Маннал содержат до 5–7 % вкрапленников и субфенокристаллов оливина и клинопироксена. В основной массе – до 60 % бурого стекла с мелкими, слабо индивидуализированными кристаллитами клинопироксена, плагиоклаза, оливина. Андезибазальты (конус Сима) содержат единичные вкрапленники-субфенокристаллы (или их срастания) оливина, плагиоклаза, клино- и ортопироксена. Кислые афировые андезиты вулкана Пеладо содержат единичные вкрапленники-субфенокристаллы оливи-

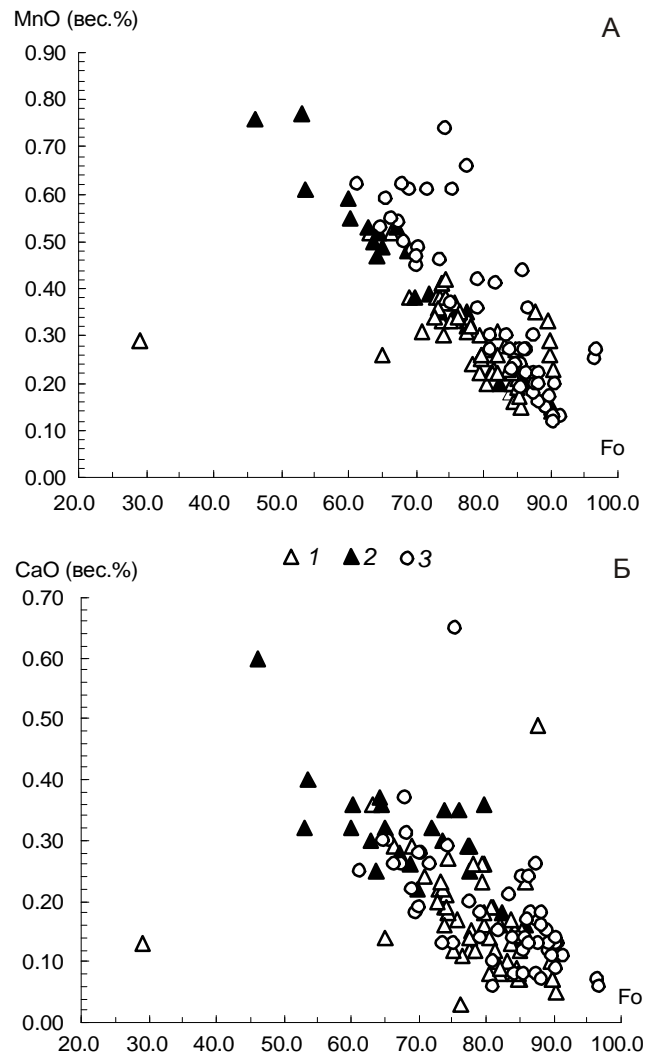


**Рис. 4.** Соотношение  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  в породах участка Чичинаутзин, по данным табл. 1 (1) и предыдущих исследований авторов статьи (2) в соответствии с разными циклами их проявления: I (а), II (б), III (в). Выделено поле составов, по [56].

на, клинопироксена, ортопироксена и плагиоклаза. Характерно наличие включений кварц-полевошпатового материала размером до 5–8 см. В основной массе – до 30 % бурого стекла, переполненного кристаллитами плагиоклаза и клинопироксена, и микролиты этих минералов и ортопироксена. В целом для второго этапа вулканизма характерно повышение степени кристалличности по мере роста кремнекислотности пород, а также возрастание роли ортопироксена как среди вкрапленников, так и среди микролитов.

Базальты третьего цикла вулканизма однообразны и по своим петрографическим и петрохимическим особенностям резко отличаются от однотипных пород первого и второго циклов. Они характеризуются высокой титанистостью, несколько повышенной глиноземистостью и железистостью и заметно более низкой кремнекислотностью и калиевой щелочностью. Породы содержат от 5 до 10 % вкрапленников-субфенокристов оливина и плагиоклаза, реже клинопироксена и отличаются почти полной раскристаллизованностью основной массы, практически это уже долериты. Ортопироксен и амфибол полностью отсутствуют. Содержание стекла в породе – не более 3–5 %. Иногда это только участки пленочного стекла вблизи пор или границ минералов. В основном же порода сложена длинными лейстами плагиоклаза (60–70 %), промежутки между которыми заполнены зернами оливина, клинопироксена и магнетита.

**Оливин** – обычный минерал вкрапленников-субфенокристаллов практически всего набора пород. Состав наиболее магнезиальных оливинов (ядра вкрапленников) обычно не превышает значений  $\text{Fo}_{82-86}$ . Однако среди генераций этого минерала в андезибазальтах конуса Лос-Кардос были обнаружены



**Рис. 5.** Соотношение  $\text{Fo}-\text{MnO}$  (А) и  $\text{Fo}-\text{CaO}$  (Б) в оливинах участка Чичинаутзин (1 – в базальтах островодужного, цикл II, и 2 – внутриплитного, цикл III, типов, а также островодужных вулкаников р-на Маскота Сан Себастьян (3), данные [31].  $\text{Fo}=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ .

магнезиальные составы, отвечающие  $\text{Fo}_{89-90}$  (рис. 5). Сходные аномальные составы были обнаружены в андезибазальтах шлаковых конусов восточной части рассматриваемого района [37], а также вулканических полей Маскота и Сан-Себастьян на западе ТМВП [31]. Появление таких составов объясняется водонасыщенностью исходных расплавов и повышенной окислительной обстановкой в момент кристаллизации [37]. При переходе к краевым зонам вкрапленников составы оливинов становятся более железистые с одновременным возрастанием содержания  $\text{MnO}$  и  $\text{CaO}$  (рис. 5), приближаясь к составу микролитов ( $\text{Fo}_{67-62}$ ). Однако в некоторых андезибазальтах (обр. 108, 109) эта зональность лимитируется появлением ортопироксена (каемки вокруг зерен

оливины) и составы оливинов отвечают  $Fo_{74-70}$ . В базальтах III-го цикла, где ортопироксен отсутствует, широко представлены и более железистые составы до  $Fo_{46}$  (рис. 5). Для андезибазальтов I-го и II-го циклов характерно наличие многочисленных включений хром-глиноземистых шпинелей в оливинах. Оливины в базальтах III-го цикла практически не содержат таких включений.

Ортопироксен в андезибазальтах присутствует в виде зональных субфенокристаллов с максимально магнезиальным составом  $En_{86-81}$ , в качестве мелких зерен в основной массе породы –  $En_{76-72}$  и в виде каемок вокруг зерен оливина с максимально железистыми составами  $En_{66-71}$ . Интересно, что наиболее магнезиальные ортопироксены встречены в том же образце, где были отмечены и наиболее магнезиальные оливины (обр. 104).

Клинопироксены вкрапленников, субфенокристаллов и ядер микролитов имеют в целом сходные составы. Зональность определяется увеличением железистости минерала в краевых зонах кристаллов (в андезибазальтах от  $fm = 15-16$  до  $fm = 26-28$ , а в базальтах – от  $fm = 20$  до  $fm = 44$ ). Обычно при этом несколько увеличивается содержание  $TiO_2$  и  $Na_2O$ . В краевых зонах некоторых микролитов (обр. 109) значительно уменьшается содержание  $CaO$ , особенно в срастании с ортопироксеном, на контакте при этом появляется пижонит. Четко выделяются составы клинопироксенов III-го цикла с повышенной железистостью, глиноземистостью, натровостью и высокой титанистостью.

Полевые шпаты представлены плагиоклазом, и только в одном образце базальта III-го цикла (обр. 120) были встречены каемки анортклаза. Интересно отметить, что наиболее кальциевые составы ( $An_{71-63}$ ) были встречены не в базальтах III-го цикла, а в более кислых андезибазальтах I-го и II-го циклов вулканизма. В ядрах вкрапленников базальтов III-го цикла состав плагиоклаза не превышает  $An_{59-55}$ . В краевых зонах состав минерала колеблется от  $An_{56-54}$  до  $An_{49-43}$  в андезибазальтах и в пределах  $An_{52-44}$  в базальтах.

Амфиболы, по данным анализов единичных вкрапленников, относятся к железисто-кальциевым керсутитам с повышенным содержанием  $TiO_2$ . В краевых зонах возрастает железистость, но уменьшается содержание  $Na_2O$  и  $TiO_2$ .

Данные по минералогии проявлений вулканизма различных циклов свидетельствуют о наиболее существенных различиях для базальтов III-го цикла по сравнению с преобладающим типом андезибазальтов I-го и II-го циклов. Для наиболее молодых вулканических пород характерен широкий диапазон вариаций

составов темноцветных минералов (оливины, пироксены) и узкий – для полевых шпатов. Для двух ранних циклов картина, как правило, обратная. Это хорошо согласуется с наблюдаемой последовательностью кристаллизации фаз: в базальтах позднего цикла основная масса плагиоклаза образуется раньше темноцветных минералов, в андезибазальтах плагиоклаз как бы “задавлен” в своей последовательности кристаллизации, он образуется после темноцветных минералов.

### Особенности редкоэлементного и изотопного состава пород

Новые данные петрохимического, редкоэлементного и изотопного состава для представительных образцов различных циклов проявления вулканизма зоны Чичинаутзин представлены в таблице. Несмотря на различие методов анализа для основных компонентов наблюдается хорошая сходимость с данными предыдущих исследователей [54, 55] по одноименным конусам и вулканам, при этом набор компонентов в таблице более полный. По данным [56], содержание  $SiO_2$  по большой выборке пород вулканического поля Чичинаутзин колеблется от 49.9 до 65.2 вес. %. Суммарная щелочность при этом возрастает между 5–7 и 6–7 вес. %. На соответствующей диаграмме наблюдается поле компактно расположенных фигуративных точек прямой коррелятивной зависимости (рис. 4). В составе этих пород предыдущими исследователями выделяются щелочной и субщелочной типы. Хотя по составу макрокомпонентов щелочные породы и наименее кремнеземистые разновидности известково-щелочных пород сходны, существенные различия для этих групп наблюдаются по содержанию  $TiO_2$ , Nb, Zr, хотя имеются и промежуточные значения [56]. В таблице данные по составу пород I-го и II-го циклов соответствуют известково-щелочному типу, а составы пород III-го цикла отвечают щелочному типу. Первый тип именуется еще как “островодужный” (надсубдукционный), а второй – как “внутриплитный геохимический”. Как видно из таблицы, различия между этими типами наблюдаются еще по Ta, Y, Yb, Lu, а при близкой щелочности и кремнекислотности еще и по La, Ce, Zr, Hf. Островодужный тип заметно обогащен радиогенным Sr при близких изотопных составах неодиима и свинца.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрение вопросов генезиса вулканических пород на Чичинаутзин необходимо проводить в рамках всего Трансмексиканского вулканического пояса (ТМВП). Поэтому вкратце рассмотрим особенности состава пород в отдельных районах их проявления.

Таблица. Петрохимический, геохимический и изотопный состав пород р-на Чичинаутзин и г. Мехико.

№ обр.	MX 102	MX 120	MX 121	MX 127	MX 106	MX 122	MX 108	MX 124	MX 105	MX 118
№№/ПП	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	50.32	50.45	50.73	52.42	52.70	55.44	57.70	62.97	63.24	64.16
TiO <sub>2</sub>	1.75	1.72	1.72	1.71	1.37	0.88	0.93	0.92	0.78	0.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.00	15.99	16.32	15.74	16.66	15.38	16.21	15.96	15.51	15.45
FeO	8.65	8.73	8.06	8.37	8.24	6.68	6.20	5.01	4.63	4.96
MnO	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16	0.12	0.12	0.12	0.09	0.10
MgO	8.02	8.88	8.18	7.57	7.30	8.73	6.45	3.73	3.97	3.74
CaO	8.28	8.22	8.27	7.34	7.53	6.79	6.67	5.01	4.97	4.66
Na <sub>2</sub> O	3.59	3.51	3.54	3.58	3.71	3.30	3.76	3.90	3.67	3.76
K <sub>2</sub> O	1.08	1.02	1.04	1.26	0.97	1.16	1.32	1.72	2.21	2.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.48	0.39	0.43	0.50	0.24	0.17	0.24	0.21	0.23	0.22
Сумма	98.32	99.08	98.46	98.65	98.88	98.65	99.60	99.54	99.29	99.95
Rb	17	17	16	21	19	27	28	42	54	58
Ba	277	271	259	366	231	312	417	536	619	629
Th	2.17	2.14	2.24	3.14	1.89	1.99	3.23	4.50	5.54	5.65
U	0.62	0.61	0.53	0.70	0.57	0.64	0.91	1.12	1.55	1.52
Nb	19.6	19.7	18.4	25.2	11.5	4.9	6.2	11.2	8.7	8.7
Ta	1.19	1.18	1.16	1.55	0.75	0.34	0.40	0.72	0.60	0.62
La	21.53	20.58	20.55	28.88	13.61	11.75	18.40	23.06	26.21	25.36
Ce	45.44	44.27	42.11	55.80	28.73	24.19	38.68	44.48	51.98	50.74
Pb	5.8	2.4	5.0	1.9	2.7	2.9	4.7	5.7	5.4	5.1
Pr	5.99	5.69	5.76	7.58	3.88	3.36	5.17	5.61	6.46	6.07
Nd	26.66	25.72	26.92	34.55	18.40	15.52	22.99	24.20	27.24	25.54
Sr	518	525	523	496	431	382	540	434	384	350
Sm	5.91	5.65	6.03	7.48	4.42	3.66	4.99	4.92	5.32	4.94
Zr	228	222	221	327	168	148	164	226	230	230
Hf	3.90	4.18	4.29	6.36	3.37	3.17	3.38	4.82	4.73	4.61
Eu	1.82	1.81	1.92	2.18	1.40	1.17	1.39	1.36	1.34	1.18
Gd	5.38	5.18	5.69	7.35	4.42	3.47	4.16	4.44	4.37	4.15
Tb	0.79	0.80	0.85	1.06	0.69	0.52	0.59	0.62	0.60	0.58
Dy	5.03	5.01	5.51	6.93	4.43	3.41	3.64	3.94	3.65	3.52
Ho	0.97	0.99	1.06	1.34	0.85	0.67	0.69	0.74	0.69	0.67
Y	26	25	26	33	23	17	19	19	18	18
Er	2.70	2.74	3.00	3.84	2.42	1.90	1.92	2.13	1.93	1.91
Tm	0.38	0.40	0.43	0.51	0.34	0.27	0.27	0.29	0.26	0.26
Yb	2.60	2.62	2.83	3.47	2.29	1.73	1.86	2.02	1.79	1.75
Lu	0.37	0.38	0.41	0.52	0.33	0.25	0.27	0.29	0.26	0.26
Ni	159	193	172	166	138	230	133	61	86	74
Sc	25	25	27	25	23	23	20	15	15	16
Co	36	39	36	30	33	32	24	16	16	16
Li	8.23	8.63	8.65	9.88	9.24	11.10	13.00	18.80	19.23	21.60
V	144	164	165	140	134	111	111	86	82	83
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.703599	нет	нет	нет	нет	0.704008	0.704368	нет	нет	нет
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512895	нет	нет	нет	нет	0.512921	0.512868	нет	нет	нет
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.687	нет	нет	нет	нет	18.573	18.635	нет	нет	нет
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.576	нет	нет	нет	нет	15.556	15.563	нет	нет	нет
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.381	нет	нет	нет	нет	38.236	38.330	нет	нет	нет

Примечание. Место взятия: 1–4 – р-он г. Мехико; 5–10 – р-он Чичинаутзин (см. рис. 2), конусы: 5 – Сима, 6 – Маннал, 7 – Лос-Кардос, 8 – в. Пеладо, 9–10 – конус Антенна. Циклы вулканизма: I – №№ 9–10; II – 5–8; III – 1–4.

## Основные закономерности проявления вулканизма в ТМВП Петрографические типы пород

Посмотрим, как меняется состав вулканических пород по простиранию этого пояса (рис. 1). Западным флангом ТМВП, по сути дела, является район Маскота–Сан–Себастьян, который по составу и типу проявившегося здесь вулканизма отличается от СЗ блока. Последний представлен рядом преимущественно крупных андезитовых стратовулканов, расположенных вдоль Тепик–Джакоалко рифтовой зоны. В СЗ блоке на примере грабена Сан–Педро–Цеборуко выявлено сосуществование известково-щелочного и внутриплитного Na-щелочного (ОІВ-типа) вулканизма [41].

Район Маскота–Сан–Себастьян характеризуется наличием позднеплиоцен-четвертичных мелких вулканических центров базанитов и лампрофиров высокой К-щелочности (минетты, абсарокиты, лейцититы, спессартиты, керсантиты) в сочетании с андезибазальтами известково-щелочного типа [12, 31, 34].

Несколько восточнее располагаются плиоцен-четвертичные лавовые поля Аутла и Тепалпа [42], представленные тремя сериями: щелочной внутриплитного типа (щелочные базальты и гавайиты), калиевой (трахилавы и лампрофиры) и известково-щелочной.

Четвертичный вулканизм района Колима–Центаро интересен, во-первых, смещением к югу вулканического фронта за короткий промежуток времени (1.7 млн лет), а, во-вторых, – своим тектоническим положением на границе двух океанических плит Ривера–Кокос и как часть тройной рифтовой системы на западе ТМВП [54]. Крупные вулканические центры (вулканы Колима, Невадо-де-Колима, Центаро) характеризуются наличием известково-щелочных и субщелочных серий (от трахибазальтов до дацитов), тогда как окружающие их многочисленные мелкие конусы варьируются по составу от базанитов до лампрофиров.

Далее к востоку располагается большая вулканическая провинция Мичоакан–Гуанаджуато с многочисленными лавовыми и шлаковыми конусами, два из которых в южной части – Парикутин и Джорулло – формировались в историческое время, лавовыми куполами, маарами, небольшими щитовыми вулканами и отдельными лавовыми полями [25, 31, 43]. Они представлены известково-щелочными базальтами, андезибазальтами и андезитами с подчиненной ролью щелочных разновидностей. Лавы вулкана Парикутин относятся к известково-щелочной серии с гомодромным развитием от андезибазальтов до андезитов. Наличие многочисленных коровых ксено-

литов и прямая корреляция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\text{SiO}_2$  явились причиной того, что этот вулкан рассматривается как классический пример коровой контаминации [43].

Еще восточнее располагается подобная обширная провинция Валле-де-Браво–Цитакуаро с многочисленными лаво-шлаковыми конусами и отдельными вулканическими полями, образовавшимися в интервале от 6 млн до 5 тыс. лет назад [22]. Продукты вулканизма относятся к обычной островодужной известково-щелочной серии (андезибазальт-андезидацитовый ряд), хотя некоторые составы с повышенным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  определены как шошониты.

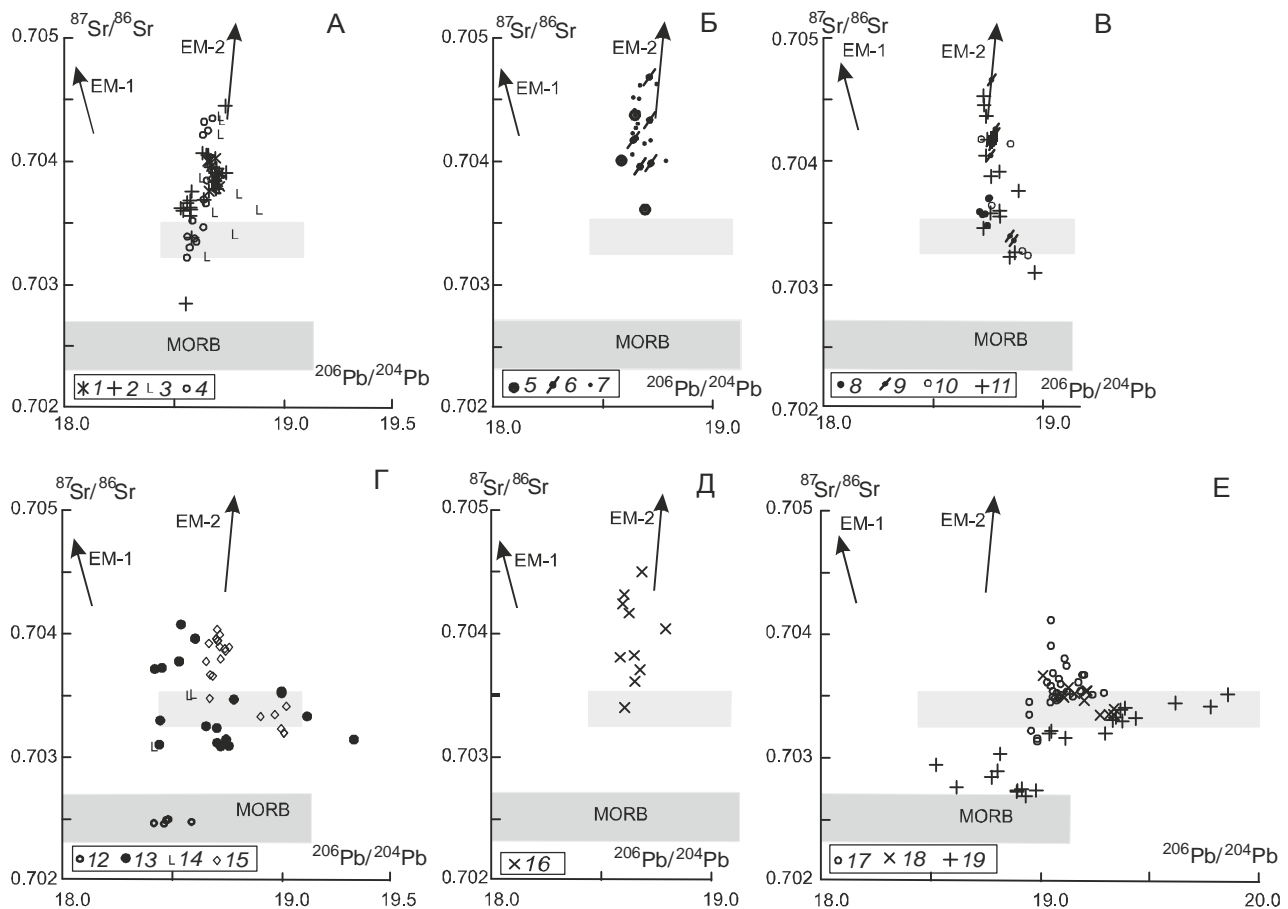
Центральный блок рассматриваемой последовательности представлен уже известным нам проявлением площадного и многовыходного вулканизма провинции Сьерра-Чичинаутзин [10, 48, 56] (и материалы авторов) с преобладанием пород известково-щелочного типа. Необходимо также отметить расположенный к ЮВ от этой провинции активный и хорошо известный стратовулкан Попокатепетль, продукты деятельности которого представлены известково-щелочной серией в диапазоне кремнекислотности от базальтов до дацитов [44].

Восточный блок ТМВП менее изучен. Так, на восточном фланге пояса позднемиоценовый известково-щелочной вулканизм около 7.5 млн лет назад внезапно сменяется мафическим щелочным, ОІВ-подобным вулканизмом [40]. Здесь же в районе Эль-Вулканцилло отмечается сонахождение известково-щелочных и щелочных (щелочные базальты, гавайиты, муджиериты) вулканических пород в отдельных потоках и конусах [13]. Крайний СВ участок ТМВП представлен миоцен-плейстоценовыми щелочными плато-базальтами и четвертичными известково-щелочными шлаковыми конусами вулканического массива Пальма-Сола [21]. Наконец, в работе [51] имеются результаты изотопно-геохимического анализа нескольких образцов щелочных базальтов и базанитов (меланефелинитов) районов Лос-Туклас и Эль-Чичон, расположенных изолированно на ЮВ Мексики (рис. 1).

### Изотопный состав вулканических пород

Попробуем оценить роль различных источников, участвующих в составе вулканических пород ТМВП, на основе серии диаграмм, представляющих сочетание двух изотопных систем Rb-Sr и U-Th-Pb (рис. 6). Диаграммы построены таким образом, что западный фланг пояса (рис. 6 А) сопоставляется с данными по изотопному составу вулканических пород р-на Калифорнийского п-ова (рис. 6 Г), а восточный (рис. 6 В) – с изотопными характеристиками вулканических пород Центральной Америки и Галапагосского архипелага (рис. 6 Е). Центральное





**Рис. 6.** Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для вулканических пород из различных регионов ТМВП и сопредельной территории.

А – западная часть ТМВП: 1 – Маскота–Сан-Себастьян [23, 32]; 2 – Колима–Центаро [32, 54]; 3 – Мичоакан–Гуанаджуато [53]; 4 – Валле-де-Браво–Цитакуаро [22]; Б – центральная часть: 5–6 – Чичинаутзин (5 – табл., 6 – [48]); 7 – Попокатепетль [44]; В – восточная часть: 8 – Эль-Вулканцилло [13]; 9 – Лос-Хьюмерос [49]; 10 – Лос-Туктслас [51]; 11 – Пальма-Сола [21]; Г – Калифорния: 12 – Калифорнийский залив, подводный хребет Аларкон [14]; 13–14 – п-ов Калифорния: 13 – толеитовые, известково-щелочные и Nb-базальты [6, 7, 32]; 14 – байяиты (адакиты) [6]; 15 – Сан-Педро–Цеборуко [41]; Д – центральная часть, меридиональное пересечение: 16 – геотраверс 100W [9]; Е – Центральная Америка, Галапагосские о-ва: 17 – Никарагуа, Коста Рика, Панама – щелочные базальты [19]; 18 – Коста Рика, Панама – адакиты [19]; 19 – о-ва Галапагос [20, 30]. Использована база данных “GEOROC”. Нижнее поле – тихоокеанские MORB [2, 54], верхнее – предполагаемый состав плюмового источника. EM-1 и EM-2 – обогащенные мантийные резервуары [26].

место занимает остальная часть проявлений ТМВП (рис. 6 Б) и данные геотраверса по 100°W (рис. 6 Д).

Существуют модели, в которых на основе подобного типа диаграмм по изгибу, выполаживанию или сочленению трендов оценивается значение для плюм-астеносферного источника, если при этом происходит смена составов вулкаников предположительно мантийного генезиса [57, 58]. Такую оценку состава плюмового источника примерно в одном и том же диапазоне значений ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70325\text{--}0.70352$ ) можно сделать как для Галапагосского, так и для Калифорнийского плюмов (рис. 6 Г и 6 Е). Достаточно обоснованными считаются представления о наличии Галапагосского плюма (“горячей точки”) и его участия в об-

разовании вулкаников асейсмичных хребтов Кокос и Карнеги [24], а также четвертичных щелочных базальтоидов Никарагуа, Коста Рики и Панамы [5, 19]. Ориентировочно изотопные отношения для Галапагосского плюмового источника определены как:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70328$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.9$  [24], что вполне соответствует условно выделенной на диаграммах рис. 6 области. На рис. 6 Е “плюмовый резервуар” хорошо выражен как в составе пород Галапагосского архипелага, так и вулкаников Центральной Америки.

Сходные Sr-изотопные метки можно наблюдать и в составе вулкаников п-ова Калифорния (рис. 6 Г). Ситуация весьма сходная с той, что наблюдается для Центральной Америки [7]: наличие астеносферного

“slab-window”, участие асейсмического хребта и близкий набор пород (высоко-Nb базальты ассоциируют с магнезиальными андезибазальтами-адакитами-бойяитами) с близкими изотопными характеристиками. Как видно на рисунке 6 Г, плюмовый источник также хорошо выделяется для вулканитов СЗ окончания ТМВП – грабена Сан-Педро–Цеборуко: меткой со значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70344$  отделяются Na-щелочные базальты “внутриплитного” типа от известково-щелочных базальтов с высокой радиогенностью Sr. Подтверждаются, таким образом, ранее высказанные соображения [35, 38] о возможной связи Na-щелочных магм этого региона с мантийным плюмом.

Что касается основной части проявлений вулканизма ТМВП (рис. 6 А и 6 Б), преобладающая часть фигуративных точек известково-щелочных вулканитов районов Маскота (включая одну точку лампрофира), вулкана Колима, лавовых полей Мичоакан–Гуанаджуато, Валле-де-Браво–Цитакуаро и Чичинаутзин, вулкана Попокатепетль компактно располагается в вертикальной полосе выше метки плюмовых изотопных составов. Они образуют единый тренд, соответствующий изменению составов обогащенного мантийного компонента EM-2. Среди щелочных пород района Мичоакан–Гуанаджуато встречаются базаниты внутриплитного типа с повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  и высокими концентрациями Nb и Ta. По соотношению изотопов Sr и Pb они попадают в поле плюмовых составов с характерной “плюмовой меткой” (рис. 6 А). Некоторые точки изотопных составов андезитов Валле-де-Браво–Цитакуаро и р-на Центаро–Колима также располагаются в этом поле, однако здесь нет изгиба тренда и геохимические характеристики, характерные для внутриплитного типа пород, отсутствуют. Для р-на Чичинаутзин (рис. 6 Б) изотопная метка со значением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703599$  (табл.) только приближается к полю плюмовых изотопных составов, хотя и соответствует переходу к породам внутриплитного типа. Следы плюмового резервуара здесь отсутствуют. Меридиональное пересечение ТМВП (рис. 6 Д) свидетельствует о том, что высоко-К андезибазальты и андезиты фронтальной зоны характеризуются наиболее радиогенным Sr-изотопным составом по сравнению с высоко-Ti (внутриплитными) базальтами и андезибазальтами тыловой зоны, но это различие выражено нечетко, т.к. существуют постепенные переходы.

Далее двигаясь к востоку (рис. 6 В), можно констатировать наличие плюмового компонента в составе внутриплитных базанитов (меланефелинитах) Лос-Тукстлас, щелочных базальтах Эль-Чичон [51], щелочных базальтов и базанитов плато-эффузивов Пальма-Сола [21], вулканитов кальдерного комплек-

са Лос-Хьюмерос [49]. Гиперстен-нормативные базальты последнего с отсутствием Nb-минимума, скорее, относятся к внутриплитному (рифтогенному), а не островодужному (субдукционному) типу. По-видимому, следует говорить и об участии плюмового источника в составе гавайитов р-на Эль-Вулканцилло на восточном фронте ТМВП, поскольку они также относятся к внутриплитному типу, а их Sr-изотопные составы весьма приближены к границе “плюмового резервуара”. При этом известково-щелочные базальты и андезибазальты р-на Пальма-Сола и трахиандезиты кальдеры Лос-Хьюмерос образуют субвертикальный тренд с несколько повышенными отношениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  по сравнению с преобладающим массивом точек для остальной части пород ТМВП.

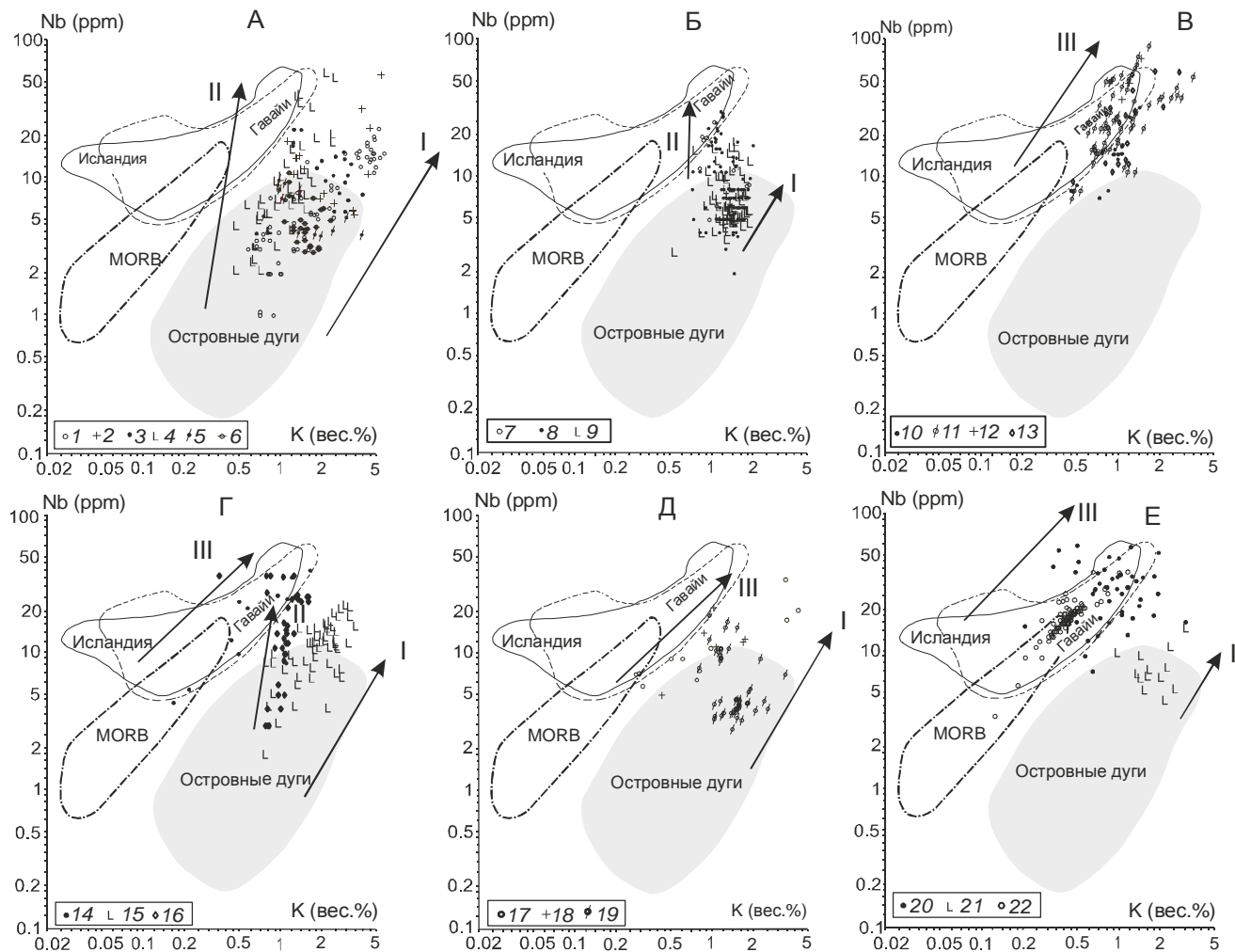
Как видно на диаграммах рис. 6, участие литосферного источника океанической коры (MORB) не наблюдается в составе пород ТМВП, хотя он хорошо проявлен для вулканитов и Калифорнийского, и Гапагосского регионов.

#### Соотношение индикаторных элементов

В целях интерпретации геохимических данных хорошей информативностью обладают диаграммы, на которых сопоставляются флюидомобильные и расплавомобильные элементы. Одним из примеров такого сопоставления является диаграмма Nb-K (рис. 7), которая будет использована для сравнительного рассмотрения данных по различным регионам ТМВП.

Как видно на рис. 7 А, точки составов пород известково-щелочных серий западного блока ТМВП: Маскота–Сан-Себастьян, Аутла, Тепалпа, вулканов Колима и Парикутин и лавового поля Валле-де-Браво–Цитакуаро – располагаются в поле островодужных вулканитов с характерной прямой корреляционной зависимостью Nb-K. При этом щелочные разновидности пород наращивают общие тренды, выходя за пределы этого поля. Вместе с тем, для некоторых образцов щелочных оливиновых базальтов и гавайитов районов Аутла, Тепалпа и вулкана Колима происходит нарушение этой корреляционной зависимости. Появляется субвертикальный тренд в сторону поля гавайских базальтов. Особенно четко этот тренд проявлен в базальтах вулканического поля Мичоакан–Гуанаджуато, обогащенные Nb составы которого имеют плюмовые изотопные характеристики (рис. 6 А). Эти особенности свидетельствуют о проявлении здесь вулканизма внутриплитного типа.

В некоторых статьях [9, 31] особый упор делается на выявлении признаков разной водонасыщенности и окислительной обстановки в ходе эволюции магматической системы. К числу их, помимо нали-



**Рис. 7.** Соотношение Nb-K для вулканических пород из различных регионов ТМВП и сопредельной территории.

А – западная часть ТМВП: 1 – Маскота–Сан-Себастьян [12, 23, 31], 2 – Аулла, Тапалпа [42], 3 – Колима–Центаро [32, 35], 4 – Мичоакан–Гуанаджуато [15, 25, 53], 5 – вулкан Парикутин [43], 6 – Вале-де-Браво–Цитакуаро [22]; Б – центральная часть: 7–8 – Чичинаутзин (7 – табл., 8 – [48, 56]), 9 – Попокатепетль [44]; В – восточная часть: 10 – Эль-Вулканцилло [13], 11 – восточный фланг ТМВП [40], 12 – Лос-Туктслас [51]; 13 – Пальма-Сола [21]; Г – Калифорния: 14–15 – п-ов Калифорния: 14 – толеитовые, известково-щелочные и Nb-базальты [6, 7, 32], 15 – байяиты (адакиты) [6, 7, 11], 16 – Сан-Педро–Цеборуко [41]; Д – центральная часть, меридиональное пересечение: 17 – рифт Месета-Рио–Сан-Хуан [50], 18 – рифт Тизайука [52], 19 – геотраверс 100W [9]; Е – Центральная Америка, Галапагосские о-ва: 20 – Никарагуа, Коста Рика, Панама – щелочные базальты [19], 21 – Коста Рика, Панама – адакиты [19], 22 – о-ва Галапагос [20, 30]. Использована база данных “GEOROC”. Поля – по [2].

чия водосодержащих фаз (амфибол, биотит), относится также подавление плагиоклаза, как ранней кристаллической фазы, и появление необычно высоких по магнезиальности оливинов. Использование этих признаков позволило сделать заключение, что образование андезибазальтов и лампрофиров района Маскота–Сан-Себастьян происходило из водных расплавов и в окислительной обстановке, в отличие от менее водных и мало окисленных расплавов для вулканитов р-на Мичоакан–Гуанаджуато [31]. Поскольку вулканиты этих районов характеризуются разными типами трендов: прямой корреляции

онной зависимостью Nb-K в случае водной и окисленной системы и отсутствием такой зависимости для относительно сухих составов – можно высказать предположение, что степень мобильности Nb (и, вероятно, других высоkozарядных элементов) повышается в условиях водонасыщенности системы.

Породы центрального блока (вулканическое поле Чичинаутзин, окрестности г. Мехико и в. Попокатепетль) образуют два тренда – относительно короткий с прямой корреляцией Nb-K (I) и более вариабельный по содержанию Nb (II), который не коррелируется с K (рис. 7 Б). Первый тренд представлен

известково-щелочной серией пород [56] или сходными по составу проявлениями 1-го и 2-го циклов вулканизма [1]. Второй тренд образован базальтами щелочной серии [56] и вулканитами внутриплитного типа 3-го цикла. Такое же различие в составах и характере трендов наблюдается при сравнении высококалийных, обогащенных флюидомобильными элементами андезибазальтов и андезитов фронтальной зоны региона Цитакуаро–Валле-де-Браво с высоко-титанистыми базальтами и андезибазальтами тыловой зоны того же региона [9]. Первые группируются в поле островодужных вулканитов, положение вторых совпадает с полем внутриплитных базальтов р-на Чичинаутзин. По данным [9], ассоциация фенокристов в породах 1-го типа свидетельствует о высокой водонасыщенности (3.5–6.5 вес. % воды) расплавов, в то время как 2-ой тип характеризуется относительно сухой обстановкой равновесия минералов-вкрапленников (< 1.5 вес. % воды).

Используя те же диагностические признаки [9], можно сказать, что известково-щелочной тип вулканизма в районе Чичинаутзин является “водным” в противоположность относительно “сухому” внутриплитному типу. Разное направление трендов здесь также может быть связано с разной обводненностью и окисленностью соответствующих расплавов.

Образования восточного блока (рис. 7 В) весьма индивидуализированы. Они, как и породы известково-щелочной (щелочной) серии западного блока, характеризуются высокой К-щелочностью, но располагаются либо в поле сходных составов гавайских и исландских вулканитов, либо занимают промежуточное положение по отношению к островодужным вулканитам, с прямой корреляционной зависимостью Nb–К. Так называемые “рифтогенные вулканиты” полей Мезета-Рио–Сан-Хуани и Тизайука из северной и средней частей центрального блока также характеризуются наличием коррелятивных трендов в области высоких содержаний Nb (рис. 7 Д), но не попадают в гавайско-исландскую область. Такая особенность составов требует более внимательного рассмотрения. Обратимся к рис. 7 Е, где можно видеть сходную картину для щелочных базальтов Центральной Америки (Никарагуа, Коста-Рика, Панама) и Галапагосских островов. По данным [19], такая картина может наблюдаться, когда островная дуга пересекается с мантийным плюмом или находится достаточно близко к сфере его влияния. Выше уже говорилось, что по изотопным данным наличие плюмового компонента можно предполагать для вулканитов кальдерного комплекса Лос-Хьюмерос и районов Эль-Вулканцилло, Лос-Тукстлас, Эль-Чичон и Пальма-Сола. Такой же вывод на основании геохимичес-

ких данных можно сделать для всего восточного фланга ТМВП.

Сходное положение в пределах гавайско-исландских полей занимают толеитовые андезибазальты и обогащенные Nb базальты п-ва Калифорния (рис. 7 Г) с прямой корреляцией Nb–К. Точки составов пород грабена Сан-Педро–Цеборуко (С-3 блок ТМВП) образуют субвертикальный тренд (II). При этом Na-щелочные базальты с меткой плюмового резервуара располагаются в поле гавайско-исландских вулканитов (влияние гавайского плюма?), а известково-щелочные породы на том же тренде образуют переход в область островодужных составов, как и в случае лавового поля Мичоакан–Гуанаджуато (рис. 7 А). Существует представление [47], что известково-щелочные породы С-3 блока ТМВП (по крайней мере, их наименее дифференцированные разновидности), в отличие от большинства пород того же состава западного блока, характеризуются наличием плагиоклаза как доминирующей кристаллической фазы и отсутствием амфибола. Это свидетельство их относительной сухости можно использовать для объяснения субвертикальной ориентировки соответствующего тренда.

Прямая корреляция между флюидомобильным (К) и расплавомобильным (Nb) компонентами может проявляться, вероятно, тогда, когда в системе флюид–расплав теряется фазовая граница. Раньше это мы видели в отношении компонентов поля “островодужных вулканитов” как следствие существования флюидо- и водонасыщенной системы (тренд I). Сейчас мы наблюдаем такую зависимость на уровне ОИВ-подобных составов. В работе [19] условия плавления исходных расплавов для рассматриваемых щелочных пород Центральной Америки оцениваются как  $T = 1380\text{--}1450^\circ\text{C}$  и  $P = 2.7\text{--}3.0\text{ ГПа}$  (при условии гранатового равновесия). Согласно экспериментальным данным, при высоких давлениях и повышенных значениях  $fO_2$  значительно возрастает мобильность Nb во флюидно-магматической системе [16]. Переход в состояние “субкритической жидкости” при условии равновесия с гранатом значительно повышает мобильность таких элементов, как Nb, в магматической системе [29]. Такое явление, видимо, мы и наблюдаем на диаграммах, где присутствует тренд III.

Характерной особенностью проявления вулканизма на Калифорнийском п-ове, в пределах Галапагосского архипелага и Центральной Америки является присутствие так называемых байайитов-адакитов, которые занимают обособленное положение в поле щелочных островодужных вулканитов. Рассмотрение проблемы адакитов, как общепринятого показателя субдукционных процессов (результат плавления океанической литосферы), не входит в задачи нашего

исследования, поскольку этот тип вулканизма локально распространен только на западном и восточном флангах ТМВП. Однако вызывает удивление положение точек составов этих пород не в поле MORB, а в поле островодужных вулканитов (рис. 7 Г и 7 Е), и тесная связь их с плюмовым резервуаром (по изотопным данным).

Для Калифорнийского и Галапагосского плюмов характерно наличие геохимических признаков существования MORB-источника, следы которого отсутствуют в составе мексиканских базальтоидов.

### ОБОБЩЕНИЯ И ВЫВОДЫ

1. Субдукционное происхождение ТМВП, предусматривающее поддвижение океанических плит Кокос и Ривера под Северо-Американскую плиту [22, 31], определяется классическим “плейт-тектоническим” положением этого пояса, а также преимущественно известково-щелочным характером вулканизма с обычными “островодужными” признаками. Однако многие особенности тектоники и магматизма этого пояса не укладываются в такую простую модель [18, 35, 36, 38, 48]. Например, по данным [48], точки изотопных составов пород Сьерра-Чичинаутзин на диаграмме  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  так далеко отстоят от расчетной кривой смещения измененных MORB+осадки (данные скважины 487 на плите Кокос), что это исключает возможность их образования за счет парциального плавления субдуцирующей плиты. Следы “субдукционного компонента” отсутствуют как в изотопном (рис. 6), так и в геохимическом (рис. 7) составах пород ТМВП. Даже в тех работах, где проводится тщательный анализ влияния субдукционного фактора, подчеркивается незначительный (не более 1 %) вклад субдукционного компонента [13].

2. Присутствие пород внутриплитного (ОИВ) типа в тесном пространственном и временном сочетании с более типичными проявлениями известково-щелочного вулканизма является характерной особенностью ТМВП [33, 35, 36, 56]. Однако у этих авторов имеются различные представления о происхождении ОИВ-подобного компонента: 1) гетерогенная мантия с индуцированной слабым конвекцией в мантийном клине, которая вызывает адвекцию астеносферной мантии [33, 56]; 2) аномально нагретая мантия, связанная с притоком материала бескорневого мантийного плюма [36]; 3) “астеносферный” ОИВ-подобный компонент [37]; 4) происхождение ОИВ-источника за счет поднимающегося мантийного плюма [38].

Проявления известково-щелочного вулканизма, иногда в ассоциации с лампрофирами или щелочными вулканитами, трактуются в рамках различных моделей. Наиболее распространена модель плавления

субдукционно модифицированного мантийного клина [12, 33, 56]. Происхождение щелочных пород западного фланга ТМВП связывается с плавлением мантийного источника, метасоматически обогащенного флюидомобильными компонентами, традиционно связываемыми [12, 33] с процессом дегидратации поддвигаемой океанической плиты Ривера. При этом считается, что лампрофиры представляют из себя расплавы частичного плавления жил флогопитовых пироксенитов в мантийном субстрате, которые не испытывают дифференциацию благодаря быстрому проникновению к поверхности в условия рифтогенеза [34]. Модели для региона Сьерра-Чичинаутзин сходны с теми, что предлагаются для западной части рассматриваемой территории. Одна из моделей [56] умеренно-К составы связывает с участием субдукционно модифицированного мантийного клина, а высоко-Тi проявления считает образовавшимися из астеносферной мантии, привнесенной из задуговой части. Согласно другой модели [35], предполагается, что отделившаяся головная часть мантийного плюма под центральной Мексикой генерирует высоко-Тi базальтовые расплавы и что смешение этих расплавов с дацитовым коровым компонентом необходимо для образования умеренно калиевых составов в этом регионе. По данным [48], мафические магмы р-на Чичинаутзин образовались в результате парциального плавления гетерогенной верхней мантии, в то время как магмы андезитового и дацитового состава связаны с плавлением гранулитового источника в нижней коре.

Представленные на рис. 6 диаграммы свидетельствуют о существовании двух разных, но однотипных плюмовых источников, которые проявлены в составе внутриплитного вулканизма. Для западной части ТМВП – это влияние Калифорнийского плюма (рис. 1), “следы” которого видны в Na-щелочных базальтах грабена Сан-Педро–Цеборуко, внутриплитных базальтах лавового поля Мичоакан–Гуанаджуато и предположительно наблюдаются в базальтах р-на Центаро–Колима. При этом обогащенные радиогенным Pb составы (метка плюма) первых двух ассоциаций по своим высоким содержаниям Nb попадают в поле производных Калифорнийского плюма, совмещенное с областью наиболее щелочных пород гавайских и исландских вулканитов (рис. 7 А и 7 Г). Остальная же совокупность точек пород этих ассоциаций на диаграмме рис. 6 образует субвертикальный тренд в сторону обогащенного компонента EM-2 (предполагаемый состав сублитосферной мантии), а на диаграмме рис. 7 такой же тренд (II) – в сторону островодужных вулканитов. В случае высоко-Nb пород р-на вулканов Центаро–Колима такой тренд только намечается (мало данных). В составе внутри-

плитных базальтов Сьерра–Чичинаутзин и вулкана Попокатепетль изотопный плюмовый источник не выражен, зато фиксируются такие же субвертикальные тренды (II) по соотношению Nb–K.

Для восточной части ТМВП можно предполагать влияние Галапагосского плюма. Следы этого источника по изотопно-геохимическим данным отмечаются в составе щелочных пород практически всех проявлений вулканизма на восточном фланге ТМВП (рис. 6 В, 7 В).

Островодужная ассоциация известково-щелочных и щелочных пород – пестрая по составу, и конечно каждый ее представитель может характеризоваться различными условиями образования. Тем не менее, можно отметить общие особенности для представительного ряда пород этой ассоциации. Заключение о том, что магмы андезитового и дацитового состава (исходные для пород островодужной ассоциации) в центральном блоке ТМВП (на примере р-на Чичинаутзин) имеют коровую природу [48], встретило ряд критических замечаний [37]. Андезибазальты здесь характеризуются высокой магнезиальностью и повышенными концентрациями Ni (табл. 1), содержат вкрапленники оливина с включениями “мантийной” хром-глиноземистой шпинели. Минералогические и геохимические особенности таких андезибазальтов могут быть связаны с парциальным плавлением деплетированной литосферной мантии, которая метасоматизирована флюидами [37]. К этому следует добавить находки амфиболсодержащих лерцолитов в амфиболовых андезитах Эль-Пенон (центральный блок ТМВП) [8] и сходство составов андезитов лавового поля Валле-де-Браво–Цитакуаро с полученными экспериментально водонасыщенными расплавами из лерцолитов [22]. На диаграммах рис. 6 и 7 изотопные и геохимические метки плюмовых составов являются частью трендов, которые переходят в область островодужных составов. Следовательно, можно говорить о тесной пространственно-возрастной связи двух основных типов магм – внутриплитного и островодужного. Видимо, поднимающиеся плюмы провоцируют плавление субконтинентальной литосферной мантии, и с этими магмами в основном и связано образование пород островодужного типа. В дальнейшем эти первичные магмы могут эволюционировать в коре для каждой области по своему сценарию. Например, для магм внутриплитного типа характерен медленный подъем – отделение летучих (субвертикальные тренды), большая кристалличность образующихся пород. Магмы островодужного типа в связи с быстрым подъемом сохраняют первичную обводненность (флюидонасыщенность) и высокий окислительный потенциал (корреляция Nb–K).

3. Породы восточного, а в особенности западного флангов ТМВП значительно обогащены флюидомобильными компонентами и более водонасыщены, чем проявления центрального блока (рис. 7) – существенная особенность, которая не укладывается в классическую модель субдукционного магматизма и требует своего объяснения.

В статье [37] авторы обращают внимание на то обстоятельство, что метасоматоз литосферной мантии мантийными плюмами может быть таким же распространенным явлением и по результатам сходным с метасоматозом, который связывается с субдукционным механизмом. Возможно, влияние обоих плюмов – Калифорнийского и Галапагосского – сказывается и в степени проявившегося мантийного метасоматоза на флангах ТМВП. Необходимо подчеркнуть, однако, что степень и характер флюидо(водо)насыщенности находится также в зависимости от фактора глубинности предполагаемых мантийных источников западного и восточного флангов ТМВП. На западе – это уровень шпинель-лерцолитового равновесия [8], а на востоке – условия равновесия с гранатом [13, 19].

4. Предложенная рядом исследователей [36, 50] модель последовательного продвижения рифтинга с запада на восток, вместо субдукционной гипотезы, более согласуется с имеющимися геологическими и геофизическими материалами, а также представленными в статье изотопно-геохимическими особенностями проявления вулканизма в пределах ТМВП. Сведения о наличии “рифтогенного” вулканизма приводятся и для других регионов Северной Америки [4].

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А.В. Соболеву за содействие в получении аналитических данных.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кирьянов В.Ю., Колосков А.В., С. Де Ла Круз-Рейна и др. Основные этапы проявления новейшего вулканизма в зоне Чичинаутзин (Мексиканский вулканический пояс) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 2. С. 432–434.
2. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М: Науч. мир, 1999. 223 с.
3. Колосков А.В., Аносов Г.И. Особенности геологического строения и позднекайнозойский вулканизм восточно-азиатской окраины в рамках концепции вихревой геодинамики // Фундаментальные исследования океанов и морей / Ред. Н.П. Лаверов. Кн. 1. М: Наука, 2006. С. 278–291.
4. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Феллов Н.Н. и др. Геохимическая эволюция средне-позднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, запад США // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 1. С. 15–43.
5. Abratis M., Worner G. Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm // Geol. Soc. Amer. 2001. V. 29, N 2. P. 127–130.

6. Aguillon-Robles A., Calmus T., Benoit M. et al. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California? // *Geology*. 2001. V. 29, N 6. P. 531–534.
7. Benoit M., Aguillon-Robles A., Calmus T. et al. Geochemical diversity of late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico. Implication of mantle and crystal source during the opening of an asthenospheric window // *J. Geology*. 2002. V. 110. P. 627–648.
8. Blatter D.L., Carmichael I.S.E. Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle // *Geology*. 1998. V. 26, N 11. P. 1035–1038.
9. Blatter D.L., Farmer G.L., Carmichael I.S.E. A north-south transect across the Central Mexican volcanic belt at ~ 1000W: spatial distribution, petrological, geochemical, and isotopic characteristics of Quaternary volcanism // *J. Petrol.* 2007. V. 48. P. 901–950.
10. Bloomfield K. A late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico // *Geol. Rundsch.* 1975. V. 64. P. 476–497.
11. Calmus T., Aguillon-Robles A., Maury R.C. et al. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts // *Lithos*. 2003. V. 66. P. 77–105.
12. Carmichael I.S.E., Lange R.A., Luhr J.F. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. V. 124. P. 302–333.
13. Carrasco-Nunez G., Richter K., Chesley J. et al. Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source // *Contrib. Miner. Petrol.* 2005 V. 150. P. 423–440.
14. Castillo P.R., Hawkins J.W., Lonsdale P.F. et al. Petrology of Alarcon Rise lavas, Gulf of California: Nascent intra-continental ocean crust // *J. Geoph. Res.* 2002. V. 107, N B10. ECV 5-1–5-7.
15. Chesley J., Ruiz J., Richter K. et al. Source contamination versus assimilation: an example from the Trans-Mexican Volcanic Arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 195. P. 211–221.
16. Dalpe C., Baker D.R. Experimental investigation of large-ion-lithophile-element, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity // *Contrib. Miner. Petrol.* 2000. V. 140. P. 233–250.
17. Ferrari L., Lopez-Martinez M., Aguirre-Diaz G., Carrasco-Nunez G. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt // *Geology*. 1999. V. 27(4). P. 304–306.
18. Ferrari L., Petrone C.M., Francalanci L. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt by slab rollback, asthenosphere infiltration and variable flux-melting // *Geology*. 2001. V. 6. P. 507–510.
19. Gazel E., Hoernle K., Carr M.J. et al. Plume-subduction interaction in southern Central America: Mantle upwelling and slab melting // *Lithos*. 2011. V. 121. P. 117–134
20. Geist D.J., Naumann T.R., Standish J.J. et al. Wolf Volcano, Galapagos Archipelago: Melting and magmatic evolution at the margins of a mantle plume // *J. Petrol.* 2005. V. 46 (11). P. 2197–2224.
21. Gomez-Tuena A., LaGatta A., Langmuir C.H. et al. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination // *Geochem., Geophys., Geosystems*. 2003. V. 4, N 203GC000524.
22. Gomez-Tuena A., Langmuir C.H., Goldstein S.L. et al. Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt // *J. Petrol.* 2007. V. 48 (3). P. 537–562.
23. Gomez-Tuena A., Mori L., Goldstein S.L. et al. Magmatic diversity of western Mexico as function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. P. 213–241.
24. Harpp K.S., Wanless V.D., Otto R.H. et al. The Cocos and Carnegie aseismic ridges: a trace element record of long-term plume-spreading center interaction // *J. Petrol.* 2005. V. 46(1). P. 109–133.
25. Hasenaka T., Carmichael I.S.E. The Cinder Cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and chemistry // *J. Petrol.* 1987. V. 28 (2). P. 241–269.
26. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
27. Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A. et al. The preparation and preliminary characterization of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis // *Geostandards Newslet.* 2000. V. 24. P. 87–133.
28. Johnston S.T., Thorkelson D.J. Cocos-Nazca slab window beneath Central America // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 146. P. 465–474.
29. Kessel R., Schmidt M.W., Ulmer P. et al. Trace element signature of subduction-zone fluids, melt and supercritical liquids at 120–180 km depth // *Nature*. 2005. V. 437. P. 724–727.
30. Kurz M.D., Geist D. Dynamics of the Galapagos hotspot from helium isotope geochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63, N 23/24. P. 4139–4156.
31. Lange R.A., Carmichael I.S.E. Hydrous basaltic andesites associated with minette and related lavas in Western Mexico // *J. Petrol.* 1990. V. 31(6). P. 1225–1259.
32. Lassiter J.C., Luhr J.F. Osmium abundance and isotope variations in mafic Mexican volcanic rocks: Evidence for crustal contamination and constraints on the geochemical behavior of osmium during partial melting and fractional crystallization // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2001. V. 2, N 2000GC000116.
33. Luhr J.F. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt // *Can. Mineral.* 1997. V. 35. P. 473–500.
34. Maria A.H., Luhr J.F. Lamprophyres, basanites, and basalts of the Western Mexican Volcanic Belt: Volatile contents and a vein-wallrock melting relationship // *J. Petrol.* 2008. V. 49(12). P. 2123–2156.
35. Marquez A., Verma S.P., Anguita F. et al. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1999. V. 93. P. 125–150.
36. Marquez A., Oyarzum R., Doblaz M. et al. Alkalic (oceanic-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? // *Geology*. 1999. V. 27. P. 1–54.
37. Marquez A., De Ignacio C. Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt // *Lithos*. 2002. V. 62. P. 35–62.

38. Moore G.M., Carmichael I.S.E., Marone C. et al. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1994. V. 106. P. 383–394.
39. Mooser F., Nairn A.F.M., Negendank J.F.W. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of Vally of Mexico // *Geol. Rundsch.* 1974. V. 63. P. 451–483.
40. Orozco-Esquivel T., Petrone C.M., Ferrari L. et al. Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Slab detachment in a subduction zone with varying dip // *Lithos.* 2007. V. 93. P. 149–174.
41. Petrone C.M., Francalanci L., Carlson R.W. et al. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) // *Chem. Geol.* 2002. V. 193. P. 1–24.
42. Righter K., Rosas-Elguera J. Alkaline lavas in the volcanic front of the Western Mexican Volcanic Belt: Geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa Volcanic fields // *J. Petrol.* 2001. V. 42(12). P. 2333–2361.
43. Rowe M.C., Peate D.W., Peate I.U. An investigation into the nature of the magmatic plumbing system at Paricutin Volcano, Mexico // *J. Petrol.* 2011. V. 52(11). P. 2187–2220.
44. Schaaf P., Stimac J., Siebe C. et al. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico // *J. Petrol.* 2005. V. 46(6). P. 1243–1282.
45. Stern C.R., Frey F.A., Futa K. et al. Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. P. 294–308.
46. Stoll B., Jochum K.P., Herwig K. et al., An automated iridium-strip heater for LA-ICP-MS bulk analysis of geological samples // *Geostand. Geoanal. Res.* 2008. V. 32(1). P. 5–26.
47. Verma S.P., Nelson S.A. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican volcanic belt // *J. Geoph. Res.* 1989. V. 94, N B4. P. 4531–4544.
48. Verma S.P. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1999. V. 93. P. 151–171.
49. Verma S.P. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico // *Chem. Geol.* 2000. V. 164. P. 35–60.
50. Verma S.P. Geochemical evidence for a rift-related origin of bimodal volcanism at Meseta Rio San Juan, north-central Mexican volcanic belt // *Geol. Rev.* 2001. V. 43. P. 475–493.
51. Verma S.P. Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth? // *Geol. Soc. Amer.* 2002. V. 30, N 12. P. 1095–1098.
52. Verma S.P. Geochemical and isotopic evidence for a rift-related origin of magmas in Tizayuca volcanic field, Central Mexican volcanic belt // *J. Geol. Soc. India.* 2003. V. 61. P. 257–276.
53. Verma S.P., Hasenaka T. Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, west-central Mexican Volcanic Belt // *Geochem. J.* 2004. V. 38. P. 43–65.
54. Verma S.P., Luhr J.F. Sr, Nd, and Pb isotopic evidence for the origin and evolution of the Cantaro-Colima volcanic chain, Western Mexican Volcanic Belt // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 2010. V. 197. P. 33–51.
55. Vigouroux N., Wallace P.J., Kent A.J.R. Volatiles in high-K magmas from the Western Trans-Mexican Volcanic Belt: Evidence for fluid fluxing and extreme enrich melt of the mantle wedge by subduction processes // *J. Petrol.* 2008. V. 49(9). P. 1589–1618.
56. Wallace P.J., Carmichael I.S.E. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions // *Contrib. Miner. Petrol.* 1999. V. 135. P. 291–314.
57. West H.B., Leeman W.P. Isotopic evolution of lavas from Haleakala Crater, Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 211–225.
58. Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Qu. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // *Chem. Geol.* 2000. V. 171. P. 33–47.

Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым

*A.V. Koloskov, S.A. Khubunaya*

### **New data on the petrology of volcanic rocks from the Chichinautzin area: sources of magmatic melts and the origin of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB)**

New petrographic, isotope-geochemical and mineralogical data on the volcanic rocks of the Chichinautzin area (the Trans-Mexican Volcanic Belt) are presented. A comparative analysis was carried out aimed at identification of the geological position and composition of volcanics from different regions of the belt and plume-related volcanic rocks from California and Galapagos hotspot. It has been concluded that the Californian plume participates in the origin of the intraplate-type rocks from the Western Mexican Volcanic Belt, whereas the Galapagosky plume takes part in the same type of rocks from the Eastern Belt. Raising mantle plumes, in turn, provoke the melting of the lithospheric subcontinental mantle. As a result, the origin of the island arc rock type is mainly associated with the magmas. The model of the gradual propagation rift opening from west to east supported by Marquez et al., 1999; Verma, 2001, alternatively to a subduction model, to a larger extent corresponds to geological and geophysical data and to isotope-geochemical features of TMVB reported in this article.

**Key words:** petrochemistry, geochemistry, isotopy, Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), plumes reservoir.