

УДК 552.313:554+930.26(571.6)

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПОВ СТРОНЦИЯ, НЕОДИМА И КИСЛОРОДА В ПОРОДАХ ЩЕЛОЧНОЙ БАЗАЛЬТ-ТРАХИТ-ПАНТЕЛЛЕРИТ- КОМЕНДИТОВОЙ СЕРИИ ВУЛКАНА ПЕКТУСАН

© 2008 г. В. К. Попов, Г. П. Сандиминова, Т. А. Веливецкая

Представлено академиком М.И. Кузьминым 12.02.2007 г.

Поступило 22.02.2007 г.

Вариации состава радиогенных изотопов неодима, стронция, а также стабильного изотопа кислорода в породах внутриплитных щелочных базальтовых серий определяются составом глубинных мантийных источников. Работы по изотопно-геохимической систематике базальтов длительно живущих вулканических центров выявили отчетливую эволюцию источников, отраженную в составе пород различных стадий формирования постройки, например вулкана Халеакала на Гавайях [1]. В континентальных рифтовых зонах изотопный состав вулканических пород, кроме того, зависит от процессов смешения мантийных и коровых компонентов.

В пределах Восточно-Китайской рифтовой системы в миоцене и плиоцен-четвертичное время происходили извержения щелочных и толеитовых базальтов. В четвертичный период вулканическая активность локализовалась в “горячих” точках и проявилась извержениями щелочных базальтоидов с различными эволюционными трендами с образованием лейцититов (группа вулканов Удалянчи), щелочных трахитов и кислых щелочных пород пантеллерит-комендитового ряда (вулкан Пектусан) [2–5]. Несомненный интерес представляет изотопно-геохимическое изучение вулкана Пектусан, где наблюдались неоднократные излияния щелочных и толеитовых базальтов с различными изотопными характеристиками, которые слагают щитовую постройку, а также образуют трубки взрыва и лавовые покровы на конусе вулкана, сложенном трахитами и кислыми щелочными породами [5–7].

В 2002 г. нами проведены полевые исследования на вулкане. Результаты геохимического и

геохронологического изучения вулканических пород изложены в [7–10]. В настоящем сообщении на основе новых результатов изотопно-геохимического изучения неодима, стронция и кислорода рассмотрены некоторые вопросы генезиса кислых щелочных пород.

Вулкан Пектусан (Байтоушань) расположен на границе Кореи и Китая, его координаты: 42°00′ с.ш. и 128°04′ в.д., высшая отметка 2744 м. Является единственным действующим вулканом на восточной окраине Азиатского материка. Расположен на базальтовом плато Чанбайшань, нижняя часть которого сложена щелочными базальтами, а верхняя – толеитами. Вершинная кальдера (4 × 6 км) с оз. Тяньчи сформировалась в период 969 ± 20 лет н.э. в результате катастрофического направленного взрыва [11]. Последние вулканические события произошли в 1702 г. с извержением внутри кальдеры игнимбритов и туфов трахитового состава. В 1898 г. русским путешественником Н.М. Гарином-Михайловским наблюдалось фреатомагматическое извержение в кратерном озере с выбросом пара, газа и песка, а в 1903 г. произошло эксплозивное извержение с выбросом комендитовой и трахитовой тефры, отложившейся на северном и восточном склонах вулкана [4].

Щелочные породы вулкана Пектусан слагают его конус (лавы, игнимбриты, туфы), а также поля рыхлых пемзовых отложений вокруг вулканической постройки. Вулканические породы представлены щелочными базальтами, трахитами, трахидацитами, пантеллеритами, комендитами и трахириолитами (табл. 1). Формирование конуса вулкана началось с извержения трахитов 3.11 млн. лет назад [6]. В дальнейшем происходило периодическое чередование извержений трахитовых лав с трахидацитами, пантеллеритами и комендитами. Извержение пемз и обсидианов трахириолитового состава произошло 2.2 млн. лет назад к юго-востоку от вулкана. На склонах вулкана известны трубки взрыва щелочных базальтов, сформированные 245–125 тыс. лет назад [6, 7].

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и летучих компонентов (мкг/г) в щелочных породах вулкана Пектусан

| Компонент | П-505/1 | П-505 | П-508/1 | П-509/1 | П-509 | П-507/4 | 23С |
|--------------------------------|---------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 50.50 | 59.36 | 63.60 | 66.24 | 69.25 | 72.90 | 73.46 |
| TiO ₂ | 2.69 | 0.80 | 0.37 | 0.34 | 0.32 | 0.23 | 0.05 |
| Al ₂ O ₃ | 17.90 | 19.30 | 17.60 | 15.59 | 13.79 | 9.98 | 9.39 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.03 | 3.25 | 2.14 | 2.10 | 1.04 | 0.03 | 0.13 |
| FeO | 3.80 | 2.04 | 1.95 | 2.44 | 3.25 | 4.13 | 1.55 |
| MnO | 0.13 | 0.18 | 0.12 | 0.13 | 0.12 | 0.08 | 0.04 |
| MgO | 4.65 | 1.08 | 0.17 | He обн. | He обн. | 0.24 | He обн. |
| CaO | 7.90 | 2.29 | 1.35 | 0.89 | 0.49 | 0.33 | 1.55 |
| Na ₂ O | 3.86 | 5.90 | 6.45 | 6.30 | 6.01 | 5.38 | 3.25 |
| K ₂ O | 2.05 | 4.39 | 5.55 | 5.02 | 4.64 | 4.52 | 4.45 |
| P ₂ O ₅ | 0.56 | 0.44 | 0.06 | 0.13 | 0.05 | 0.06 | He обн. |
| H ₂ O ⁻ | 0.05 | 0.15 | 0.02 | He обн. | 0.05 | 0.17 | 1.44 |
| П.п.п. | 0.70 | 0.32 | 0.13 | 0.37 | 0.49 | 2.13 | 5.12 |
| Сумма | 99.82 | 99.50 | 99.51 | 99.55 | 99.50 | 99.62 | 100.43 |
| F | 467 | 975 | 596 | 1805 | 1969 | 2184 | He опр. |
| Cl | 50 | 80 | 1200 | 1500 | 2650 | 2400 | 779 |
| S | 30 | 25 | 35 | 95 | 75 | 55 | He опр. |

Примечание. Здесь и в табл. 2, 3: П-505/1 – щелочной базальт, основание конуса вулкана; П-505 – щелочной трахит, там же; П-508/1 – щелочной сиенит (обломок в пемзовых отложениях на внешнем склоне вершинной кальдеры); П-509/1 – щелочной трахидатит, конус вулкана; П-509 – пантеллерит, привершинная часть конуса вулкана; П-507/4 – комендит, там же; 23С – трахириолит, южные отроги вулкана. Химический состав определен методом “мокрой химии”, микроэлементный – рентгенофлуоресцентным методом в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

Кислые эффузивы сложены стекловатыми разностями. Как правило, породы содержат вкрапленники щелочных темноцветных минералов – арфедсонита, эгирина, калиевого полевого шпата, а также фаялита, анортоклаза, кислого плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом, ильменитом. Среди пемзовых отложений встречаются обломки сиенитов. Впервые сиенитовые включения были отмечены Э.Э. Анертом [12], позднее Е.П. Денисовым [13], обнаружившими их на юго-восточной стороне вулкана. Исследователями был изучен их петрографический состав и отмечено, что особенности состава породообразующих минералов трахитовых лав и сиенитовых включений “подтверждают генетическую связь трахитов и сиенитов и указывают на наличие в глубине сиенитового массива” [13, с. 6]. Обнаруженные нами в 2002 г. обломки сиенитов (до 20 см в поперечнике) представлены средне- и крупнозернистыми разностями щелочных нефелиновых сиенитов, сложенных кристаллами кали-натрового полевого шпата, эгирина-авгита, керсутита, гастингсита, оливина гортонолит-фаялитового состава, биотита, мелкозернистыми агрегатами нефелина. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и цирконом. Породы имеют порфириовидную структуру и несут

следы динамотермального метаморфизма, выраженные в частичной дезинтеграции и разложении оливина, полевого шпата, биотита и стекла основной массы. По химическому и микроэлементному составу сиенитам близки стекловатые трахиты и трахитовые пемзы, слагающие постройку стратовулкана и имеющие аналогичный состав минералов-вкрапленников [8]. Данные по редкоземельному составу сиенитов и трахитов свидетельствуют о формировании сиенитов в апикальных частях промежуточных магматических камер при кристаллизации флюидонасыщенных трахитовых расплавов [8].

Для вулканических пород Пектусана характерны высокие концентрации высокочargedных (HFSE), крупноионных литофильных (LILE) и редкоземельных (REE) элементов, как для кислых, так и для базальтоидных пород (табл. 2). В кислых щелочных породах наблюдается высокая степень фракционирования распределения элементов. На диаграммах нормированного распределения элементов кислые породы имеют максимумы по Cs, Rb, Th, U, Hf, Zr и глубокие минимумы по Ba и Sr. Кривые распределения REE для этой группы пород имеют отрицательный наклон с европейским минимумом [9, 10].

Таблица 2. Концентрации микроэлементов (мкг/г, метод ICP-MS) в щелочных породах вулкана Пектусан

| Компонент | П-505/1 | П-505 | П-508/1 | П-509/1 | П-509 | П-507/4 | 23С |
|-----------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|-------|
| Ni | 64 | 2 | 0.5 | 2 | – | – | 11 |
| Co | 38 | 2 | 1 | 1 | – | – | 1 |
| Cr | 105 | – | 1 | 6 | 13 | – | 20 |
| V | 201 | 3 | He опр. | 3 | 0.5 | 0.6 | 1 |
| Cu | 32 | 3 | He опр. | 7 | 9 | 14 | 18 |
| Zn | 107 | 129 | 129 | 199 | 274 | 256 | 30 |
| Sn | 1.9 | 2.9 | 5.2 | 10.3 | 15.0 | 17.7 | 3.5 |
| Mo | 2.2 | 4.6 | He опр. | 11.4 | 16.2 | 9.3 | 5.2 |
| Sb | 0.01 | 0.11 | He опр. | 0.25 | 0.32 | 0.38 | 0.35 |
| Li | 7.1 | 23.3 | He опр. | 37.7 | 49.8 | 67.2 | 32.1 |
| Be | 1.73 | 4.91 | 6.06 | 10.83 | 15.88 | 17.30 | 3.42 |
| Sc | 20 | 7 | 3 | 3 | 1 | 1 | 2 |
| Ga | 22 | 23 | 34 | 38 | 41 | 40 | 13 |
| Ge | 1.4 | 1.4 | 3.9 | 2.1 | 2.4 | 2.2 | 1.2 |
| Rb | 36 | 100 | 136 | 231 | 314 | 345 | 103 |
| Sr | 688 | 519 | 35 | 20 | 0.5 | 4 | 18 |
| Y | 22 | 38 | 47 | 78 | 119 | 112 | 12 |
| Zr | 231 | 578 | 817 | 1704 | 2404 | 2028 | 71 |
| Nb | 35.18 | 84.69 | 86.26 | 168.27 | 216.99 | 221.35 | 16.94 |
| Cs | 0.34 | 0.72 | 1.56 | 3.66 | 4.81 | 6.13 | 3.73 |
| Ba | 586 | 1889 | 74 | 26 | 2 | 14 | 79 |
| La | 34.28 | 88.80 | 70.98 | 155.78 | 217.40 | 182.16 | 29.04 |
| Ce | 70.55 | 181.50 | 147.86 | 327.78 | 471.68 | 363.72 | 54.48 |
| Pr | 8.62 | 20.78 | He опр. | 33.98 | 48.60 | 37.96 | 5.57 |
| Nd | 36.76 | 73.27 | 56.03 | 116.87 | 171.91 | 142.64 | 16.65 |
| Sm | 7.50 | 12.34 | 15.35 | 21.00 | 30.76 | 28.30 | 2.70 |
| Eu | 2.72 | 3.37 | 0.94 | 0.42 | 0.53 | 0.39 | 0.13 |
| Gd | 7.03 | 15.72 | 11.23 | 26.30 | 38.63 | 32.78 | 4.46 |
| Tb | 0.33 | 0.75 | 1.58 | 1.30 | 1.72 | 2.48 | 0.14 |
| Dy | 5.49 | 9.18 | 8.72 | 16.43 | 26.91 | 26.97 | 2.36 |
| Ho | 1.09 | 1.93 | 1.74 | 3.58 | 5.58 | 5.59 | 0.50 |
| Er | 2.30 | 4.49 | 4.24 | 8.40 | 12.97 | 12.80 | 1.31 |
| Tm | 0.31 | 0.66 | 0.58 | 1.28 | 1.91 | 1.92 | 0.21 |
| Yb | 2.69 | 5.05 | 4.38 | 9.26 | 13.96 | 13.67 | 1.52 |
| Lu | 0.37 | 0.72 | 0.57 | 1.32 | 1.96 | 1.80 | 0.22 |
| Hf | 6.52 | 15.42 | 19.27 | 45.16 | 65.06 | 59.03 | 3.42 |
| Ta | 2.59 | 6.88 | 4.01 | 10.53 | 11.98 | 12.62 | 2.33 |
| W | 0.95 | 3.82 | 1.68 | 6.09 | 7.16 | 8.33 | 2.70 |
| Pb | 3.51 | 10.44 | 6.80 | 21.42 | 35.78 | 34.11 | 17.65 |
| Th | 4.12 | 10.28 | 13.40 | 27.74 | 48.51 | 48.58 | 18.47 |
| U | 0.79 | 2.97 | 2.25 | 5.59 | 9.94 | 10.96 | 4.14 |

Примечание. Определения выполнены в лаборатории геохимии изотопов Института геохимии СО РАН.

Таблица 3. Изотопный состав стронция, неодима и кислорода в породах вулкана Пектусан

| № обр. | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2s$ | ϵ_{Sr} | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2s$ | ϵ_{Nd} | $\delta^{18}\text{O}, \text{‰ SMOW}$ |
|---------|--|------------------------|--|------------------------|--------------------------------------|
| П-505/1 | 0.70489 ± 1 | 0.05 | 0.512578 ± 4 | -1.2 | 5.3 |
| П-505 | 0.70504 ± 1 | 0.08 | 0.512639 ± 9 | 0.02 | 6.3 |
| П-508/1 | 0.70504 ± 1 | 0.08 | 0.512597 ± 8 | -0.8 | 2.2 |
| П-509/1 | 0.70800 ± 6 | 0.49 | 0.512591 ± 3 | -0.9 | 6.2 |
| П-509 | | | 0.512599 ± 10 | -0.8 | |
| П-507/4 | 0.70536 ± 2 | 0.12 | 0.512596 ± 6 | -0.8 | 6.3 |
| 23С | 0.71331 ± 1 | 1.25 | 0.512735 ± 3 | 1.9 | 6.8 |

Примечание. Анализ изотопов проводился по валовым пробам. Вычисление ϵ_{Nd} в породах проводилось по современному значению $I_{\text{CHUR}}^0 = 0.512638$. $\epsilon_{\text{Sr}} = ((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})/0.7045 - 1) \cdot 100$.

Особенности геохимического состава свидетельствуют о генетической связи щелочных базальтов, трахитов и кислых щелочных пород вулкана Пектусан. Механизм образования кислых пород вулкана трактуется исследователями по-разному. Образование комендитовых магм Пектусана традиционно объясняется фракционированием из трахитового расплава анортоклаза, геденбергита и фаялита [11]. Другие исследователи [5], основываясь на изотопных и геохимических данных, происхождения пантеллеритов и комендитов связывают с процессами кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы без признаков смешения с коровым веществом. На основании результатов геохимического изучения пород мы пришли к выводу, что формирование кислых щелочных пород (щелочных трахидацитов, пантеллеритов и комендитов) объясняется механизмом флюидно-магматической эволюции трахитовых расплавов, насыщенных летучими компонентами – Cl, F, S, H₂O, а образование трахириолитов связано с процессами анатектического плавления материала коры [10]. Полученные новые данные изотопного состава неодима, стронция и кислорода в основных типах пород с использованием данных [10] позволили вернуться к рассмотрению вопросов генезиса щелочно-салических пород вулкана Пектусан.

Аналитические исследования выполнены в Институте геохимии СО РАН (изотопы стронция и неодима) и Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН (изотопы кислорода). Концентрации Rb, Sr, Nd и Sm определены методом ICP-MS на масс-спектрометре Element 2 фирмы "Finnigan". Измерения изотопов стронция и неодима выполнены на масс-спектрометре "Finnigan MAT 262". Масс-спектрометрический анализ изотопного состава кислорода проводился на масс-спектрометре МИ 1201-В.

Полученные результаты свидетельствуют о значительных вариациях в породах вулканиче-

ской постройке изотопов стронция, кислорода и неодима (табл. 3).

Щелочные базальты, залегающие в основании конуса стратовулкана, характеризуются минимальным значением отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В щелочных трахитах, а также сиенитах величина отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастает. Кислые щелочные породы характеризуются контрастным распределением концентраций стронция. Щелочные трахидациты имеют самые высокие концентрации стронция, а в пантеллеритах, комендитах и трахириолитах содержание этого элемента резко снижается. Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных трахидацитах составляет 0.708. В пантеллеритах минимальные концентрации стронция не позволили определить его изотопный состав. В комендитах величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения составляет 0.70536. В трахириолитах значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает 0.71331. Изотопный состав кислорода в щелочных базальтах составляет 5.3‰, в щелочных трахитах, трахидацитах и комендитах варьирует от 6.2 до 6.3‰, а трахириолитах возрастает до 6.8‰. Исключение составляют сиениты, обедненные тяжелым изотопом кислорода. Значения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в щелочных базальтах ниже относительно щелочных трахитов и кислых пород. В ряду щелочной трахит-комендит отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ близки ($\epsilon_{\text{Nd}} = -0.8 \dots -0.9$). В трахириолитах значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ возрастает ($\epsilon_{\text{Nd}} = 1.9$). Мы предполагаем, что такое нарушение мантийной последовательности обусловлено значительными вариациями изотопного состава магматических резервуаров – источников щелочных и толеитовых базальтов, слагающих плато Чанбайшань, основание стратовулкана и трубки взрыва на его конусе.

Миоценовые базальты основания плато Чанбайшань сопоставимы с составом внутриплитных толеитов и E-MORB [14]. Плиоценовые щелочные оливиновые базальты и толеиты Чанбайшаня по Nd-Sr-Pb-изотопным отношениям отвечают глубинному резервуару типа EM1 и базальтам океанических островов [3, 5]. Данные изотопного

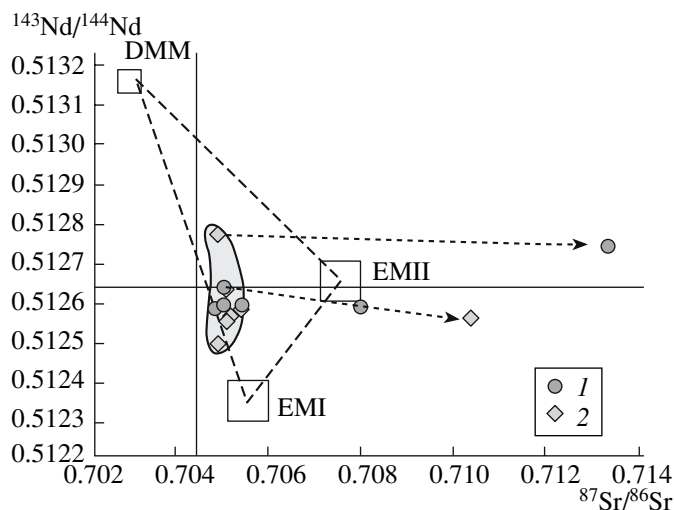


Рис. 1. Соотношение изотопного состава неодаима и стронция в изверженных породах вулкана Пектусан. Стрелками показаны предполагаемые эволюционные тренды мантийных источников с различными изотопными характеристиками. Эллипсом ограничено поле состава базальтов плато Чанбайшань и вулкана Пектусан по данным [5]. 1 – данные авторов; 2 – данные по [5].

состава базальтов Чанбайшаня и Пектусана, приведенные в [5], свидетельствуют о том, что по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ здесь можно выделить три магматических резервуара, в которых ϵ_{Nd} составляет +2.6 (щелочные оливиновые базальты), $-1.3 \dots -1.5$ (толеиты и щелочные оливиновые базальты) и -2.7 (оливиновые толеиты). Изученные нами щелочные оливиновые базальты, залегающие в основании постройки Пектусана ($\epsilon_{\text{Nd}} = -1.2$), соответствуют магматическому резервуару с промежуточными значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Последующие плиоцен-четвертичные извержения щелочных трахидацитов, пантеллеритов и комендитов, очевидно, были связаны с эволюцией щелочных базальтов данного магматического источника, что подтверждается хронологическими данными извержений вулкана [6, 7]. Щелочные трахидациты отличаются высокими содержаниями Sr и Rb (табл. 2). Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах возрастают до 0.708, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ уменьшаются до 0.512591 и отвечают источнику EMI (рис. 1). Значение $\delta^{18}\text{O}$ в трахидацитах ниже, чем в трахитах из основания вулканической постройки (табл. 3). Пантеллериты и комендиты обогащены Rb и Nd и резко обеднены Sr. Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах остаются на уровне 0.512599–0.512596, а $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (в комендитах) составляет 0.70536. Величина $\delta^{18}\text{O}$ в комендитах не меняется. Sr–Nd-изотопная система для комендитов незначительно обогащена радиогенным стронцием, оставаясь в пределах поля составов базальтов Чанбайшаня (рис. 1).

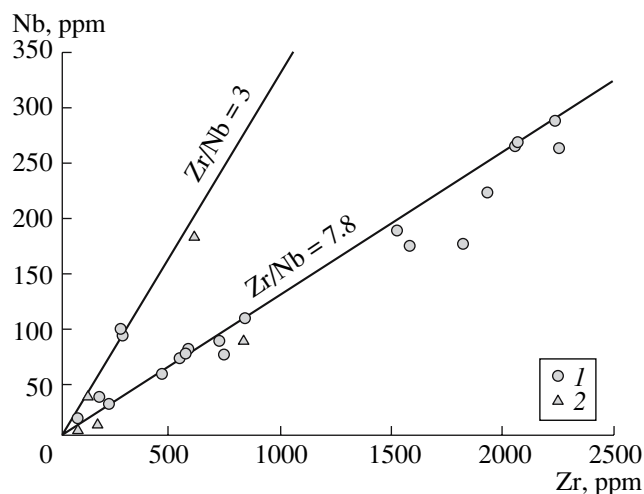


Рис. 2. Распределение Nb и Zr в изверженных породах вулкана Пектусан. 1 – данные авторов; 2 – данные по [14].

Трахиты, имеющие возраст 3.1 млн. лет, а также трахириолиты, появившиеся 2.2 млн. лет назад на южной стороне вулкана в виде пемз и вулканических стекол (обсидианов) [6], имеют более высокие, чем в изученных щелочных базальтах, значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = 0.02$ и 1.9 соответственно) и, очевидно, связаны с развитием других магматических резервуаров. Об этом свидетельствует характер распределения в породах Nb и Zr (рис. 2). Трахириолиты по характеру распределения в них редких и редкоземельных элементов идентичны щелочным трахитам и трахидацитам [10]. Изучение состава трахириолитов в Sr–Nd и Sr– ^{18}O изотопных системах свидетельствует о контаминации мантийного источника коровым материалом, приведшей к возрастанию в трахириолитах радиогенного стронция и $\delta^{18}\text{O}$. По соотношению изотопного состава кислорода и стронция точки состава пород Пектусана повторяют тренд “мантийной” контаминации щелочнобазальт-трахит-комендитовой серии вулкана Белоголовского на Камчатке по данным [15] (рис. 3).

В сиенитах изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ незначительно отклоняются от мантийной последовательности. При этом наблюдается их резкое обеднение тяжелым изотопом кислорода, что можно объяснить взаимодействием с гидротермально-измененными породами или наложенным термальным метаморфизмом под воздействием флюидов, основным компонентом которых является вода [15]. Этот вывод подтверждается данными о проявлении динамотермального метаморфизма в сиенитах.

Таким образом, проведенные исследования изотопного состава неодаима, стронция и кислорода в основных типах пород вулкана Пектусан в

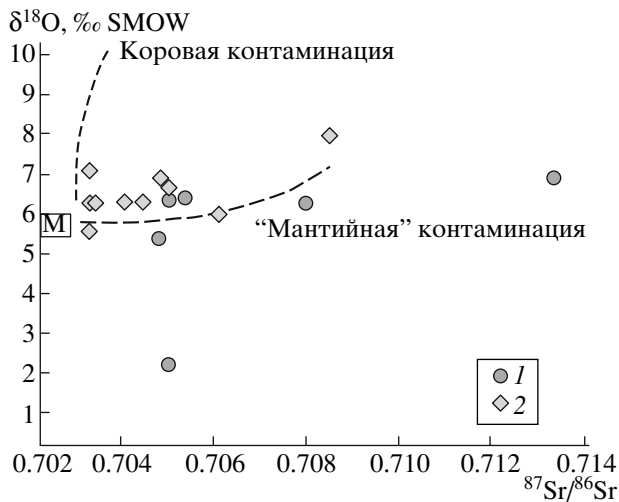


Рис. 3. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в породах вулкана Пектусан (1) и щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии вулкана Белоголовского на Камчатке (2) по данным авторов и работы [15]. М – поле БСОХ.

совокупности с данными [5] позволяют предположить наличие трех мантийных резервуаров, обусловивших вариации изотопного состава щелочных и толеитовых базальтов. Источником щелочных базальтов, залегающих в основании постройки, являлись глубинные резервуары типа EM1. Кислые щелочные породы (пантеллериты и комендиты) сформировались в результате флюидно-магматической дифференциации щелочно-базальтовой магмы при незначительной контаминации расплавов коровым веществом. Щелочные трахидациты по своим параметрам $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отвечают источнику EM2, а по изотопному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ соответствуют тренду “мантейной” контаминации щелочных базальтов по [15]. Изотопный состав более древних щелочных трахитов и трахириолитов обнаруживает их связь с другим мантийным резервуаром, имеющим более высокое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ранее установленное в плиоценовых щелочных оливиновых базальтах Пектусана [5]. Высокое содержание в трахириолитах радиогенного стронция обусловлено процессами контаминации мантийных расплавов нижнекоровым материалом, обусловивших небольшое возрастание в кислых дериватах значений $\delta^{18}\text{O}$.

Для построения согласованной изотопно-геохимической модели эволюции мантийных источ-

ников Пектусана необходимы более детальные геохронологические и изотопные исследования изверженных пород щитовой постройки и конуса вулкана.

Работа выполнена при финансовой поддержке региональной программы “Дальний Восток” РФФИ–ДВО РАН (гранты 06–08–96012, 06–05–96159) и проекта ДВО РАН (№ 06–III–А–08–319).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Chen C.-Y., Frey F.A. // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 8743–8768.
2. Peng Z.G., Zartman R.E., Futa K., Chen D. // Chem. Geol. 1986. V. 59. P. 3–33.
3. Tatsumoto M., Basu A.R., Huang W. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 107–128.
4. Wei H., Sparks R.S.J., Liu R. et al. // J. Asian Earth Sci. 2003. V. 21. P. 515–526.
5. Basu A.R., Junwen W., Wankang H. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. P. 149–169.
6. Геология Кореи. Пхеньян: Изд-во книг на иностр. языках, 1993. 663 с.
7. Сахно В.Г., Попов В.К. В сб.: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. 6–8 июня 2006 г. М.: Геос, 2006. С. 244–249.
8. Попов В.К., Ноздрачев Е.А., Кузьмин Я.В. В сб.: Труды XXI Всероссийского семинара по геохимии магматических пород. 3–5 сентября 2003 г. Апатиты, ГИ КНЦ РАН. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. С. 127–128.
9. Попов В.К., Сахно В.Г., Кузьмин Я.В., Гласкок М.Д. В сб.: Труды научной школы “Щелочной магматизм Земли”. Ежегодный семинар “Геохимия магматических пород”. 26–27 апреля 2005 г. М., 2005. С. 135–138.
10. Попов В.К., Сахно В.Г., Кузьмин Я.В. и др. // ДАН. 2005. Т. 403. № 2. С. 248–252.
11. Horn S., Schmincke H.-U. // Bull. Volcanol. 2000. V. 61. P. 537–555.
12. Анерт Э.Э. Путешествие по Маньчжурии. СПб: Типография императорской Академии Наук, 1904. 432 с.
13. Денисов Е.П., Тен Ха Чер. В кн.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1966. С. 3–7.
14. Федоров П.И., Филатова Н.И. // Геохимия. 2002. № 1. С. 3–29.
15. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.