

**РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА АКТИВНОЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ**

*С.В. Рассказов**, *Е.В. Саранина**, *Ю.А. Мартынов***, *А.А. Чащин***,
*С.О. Максимов***, *И.С. Брандт**, *С.Б. Брандт**, *М.Н. Масловская**,
*С.В. Коваленко****

**Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

****Приморская поисково-съёмочная экспедиция, г. Владивосток*

На позднекайнозойских вулканических полях активной континентальной окраины Южного Приморья изучены лавовые последовательности, выполнено К-Аг датирование вулканических пород, определены в породах концентрации микроэлементов методом ICP-MS и измерены изотопные отношения стронция. В развитии магматизма выделены три временных интервала: 1) интервал 14–13 млн лет назад извержений андезибазальтовых лав, 2) интервал 12–8 млн лет назад извержений лав низкокальциевых толеитовых базальтов, андезибазальтов, андезитов, оливинных толеитов и мегаплагиофировых базальтов и 3) интервал 8–3 млн лет назад внедрений экструзий оливинных толеитов и базанитов с глубинными включениями. По вариациям изотопных отношений стронция и концентраций микроэлементов в вулканических породах определены магматические источники из астеносферы, литосферной мантии и коры. Установлена латеральная смена обогащенных мантийных источников в пределах Арсеньевской зоны террейнов докембрийского Ханкайского массива обедненными источниками в аккрецированном к нему в средней–поздней юре Самаркинском террейне.

Ключевые слова: вулканические породы, К-Аг датирование, микроэлементы, изотопы Sr, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Геохимическая систематика магматизма по типам геодинамических обстановок, разработанная на примере магматизма позднекайнозойских подвижных зон, широко применяется для геодинамических реконструкций геологического прошлого [36]. Между тем, магматические породы, образовавшиеся на активных континентальных окраинах, могут распределяться на индикаторных вариационных диаграммах в поля магматических пород практически всех типов известных обстановок [33, 41]. По-видимому, при развитии магматизма активных континентальных окраин в плавление могут вовлекаться породы коры и литосферной части мантии с геохимическими характеристиками, отражающими разнообразные процессы более раннего становления океанической и континентальной литосферы. Неоднородность позднекайнозойских магматических источников проявляется по концентрациям микроэлементов и изотопным отношениям Pb, Nd и Sr особенно ярко в том

случае, если развитие сквозного магматизма охватывает разновозрастные аккрецированные террейны [35]. Необходимо отметить также, что при вовлечении в плавление древних комплексов пород геохимическая неопределенность проявляется не только в магматических породах активных континентальных окраин. Базальтовые лавы с субдукционными геохимическими характеристиками встречаются во внутриконтинентальных областях, удаленных от окраин континентов на тысячи километров [8, 16].

В обстановке активной континентальной окраины развивался кайнозойский магматизм Восточного Сихотэ-Алиня [10]. Геологические, геохронологические, геохимические и изотопные исследования вулканических пород этой территории были сосредоточены прежде главным образом в его средней части, на Совгаванском вулканическом поле [4, 5, 9, 10, 31, 32, 39 и др.]. Лавы южной части Восточного Сихотэ-Алиня и сопредельных районов Южного Приморья оставались малоизученными.

Их общая геологическая характеристика и петрографическое описание приведены в работах [2, 24]. По геологическим и биостратиграфическим данным принимался возраст лав от раннемиоценового до четвертичного [3, 14]. Породы вулканических останцов района Находки и юго-восточной части Шкотовского поля датированы К-Аг методом в университете Окаяма (Япония) возрастным интервалом 11,8–8,7 млн лет [10, 32]. В этом же университете измерены изотопные отношения Nd и Sr в пяти образцах вулканических пород [10, 31]. В работе [18] нами были охарактеризованы последовательности лав и выполнено их К-Аг датирование в юго-западной части Шкотовского и центральной части Шуфанского вулканических плато. С учетом вариаций содержания петрогенных оксидов, изотопных отношений стронция и концентраций микроэлементов в вулканических породах по разрезам определен временной диапазон вулканической деятельности с 13,3 до 7,1 млн лет назад. Наиболее молодой возраст измерен для пород экструзии Слабинка, содержащей глубинные включения. Эти данные согласуются с данными [24] о внедрении экструзий, содержащих глубинные включения, в заключительную фазу позднекайнозойской вулканической деятельности.

В настоящей работе приводятся результаты новых К-Аг определений возрастов вулканических пород Южного Приморья, измерений стронциевых изотопных отношений и концентраций микроэлементов вулканических пород. Полученные данные свидетельствуют о существенных вариациях компонентного состава магматических расплавов, связанных с особенностями состава террейнов, аккрецированных к континентальной окраине.

МЕТОДИКА

Петрогенные элементы вулканических пород определялись классической “мокрой” химией в лаборатории геохимии Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Владивосток и в аналитическом центре Института земной коры СО РАН, Иркутск. Аналитические исследования концентраций микроэлементов методом ICP-MS, изотопных стронциевых отношений и К-Аг возрастов вулканических пород проводились в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН.

Химическая подготовка проб для элементного и изотопного анализов в иркутской лаборатории осуществлялась на основе бидистиллята глубинной воды оз. Байкал. Она характеризуется крайне низкими природными концентрациями элементов. В процессе пробоподготовки использовались двукратно

очищенные на изотермических перегонках особо чистые кислоты. Плавиковая кислота очищалась в тefлоновых аппаратах, а вода, азотная и соляная кислоты – в кварцевых.

Для измерений концентрации малых элементов методом ICP-MS около 50 mg материала истертой пробы разлагалось в концентрированной HF в стеклографитовом тигле. Через сутки проба нагревалась до выделения паров, и в нее добавлялась HNO₃ для получения пропорции HF:HNO₃ 6:2. После испарения кислот процедура растворения повторялась с использованием смеси кислот в пропорции HF:HNO₃ 4:1. Затем вновь проводилось испарение кислот с постоянным добавлением воды и концентрированной HNO₃, полное осушение пробы и ее растворение в 10 ml 7 N азотной кислоты. Раствор помещался в полипропиленовую бутылочку и разбавлялся 50 ml воды с введением внутреннего стандарта металлического In для получения относительных концентраций элементов 10 ng ml⁻¹. Измерения проводились в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+.

Калибровка результатов измерений осуществлялась по международным стандартам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 с постоянным внутренним лабораторным контролем качества измерений пробой базанита U-94-5. Международные стандарты и базанит U-94-5 обычно подготавливались к измерениям вместе с партией проб. При повторных измерениях стандартное отклонение (1 σ) для большинства микроэлементов не превышало 5 %. Стандартное отклонение при определении Sc и Pr (Ce и Ta в AGV-1) не превышало 10 %. Серия образцов из разреза мыса Поворотного была измерена дважды с повторным истиранием материала. Низкие концентрации Nb и Ta и варьирующие Th/U подтверждены в восьми образцах специальными масс-спектрометрическими измерениями в режиме накопления.

Для определений изотопов стронция разложение проб осуществлялось на воздухе в тefлоновой посуде смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот. Стронций выделялся на хроматографических колонках с внутренним диаметром 8 мм, заполненных 5 см³ смолы Dowex 50г8 крупностью 200–400 меш. В качестве элюента использовалась 2 N соляная кислота. Изотопные отношения стронция измерялись на масс-спектрометре “Finnigan MAT 262”, принадлежащем Иркутскому Центру коллективного пользования. В период измерений значения изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили 0,71028±0,00002.

Измерения К-Аг возрастов вулканических пород проводились методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1201, усовершенствованном для одновременного измерения масс аргона 36 и аргона 40. Разбавление осуществлялось воздушным аргонном. Концентрации калия определялись по трем навескам фотометрией пламени с погрешностью измерений, обычно не превышавшей 1,5 %. Общая погрешность К-Аг возраста складывалась из инструментальных погрешностей измерений калия и радиогенного аргона. Методика К-Аг датирования и способ расчета погрешностей подробно охарактеризованы в монографии [17].

ДОПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Кора российского Дальнего Востока образовалась в результате мезозойско-кайнозойской аккреции террейнов к Северо-Азиатскому (Сибирскому) кратону [12, 21]. Позднекайнозойское развитие этой территории явилось одним из этапов длительного, меняющегося во времени сочетания обстановок субдукции, рифтогенеза и крупномасштабных сдвиговых смещений на границе Тихоокеанской и Филиппинской океанических плит с Евразийским континентом [11, 25].

Для докембрийского Ханкайского кристаллического массива характерен сиалический тип земной коры. На нем выделяются террейны с выходами фундамента (Вознесенский и др.) и Арсеньевская зона террейнов, где фундамент перекрыт чехлом вулканогенных, терригенных и терригенно-угленосных формаций [19]. В перми на восточном краю Ханкайского массива предполагается развитие магматизма в обстановке активной континентальной окраины андийского типа [7, 15] или трансформной окраины [22]. На востоке Ханкайский массив граничит с Самаркинским террейном, представляющим собой фрагмент средне-позднеюрской аккреционной призмы [21]. Террейн сложен корой океанического происхождения. Она формировалась при пелагической седиментации, продолжавшейся почти 100 млн лет. В позднем палеозое седиментация происходила в приэкваториальной области, где существовали вулканические возвышенности и атоллы с органогенными известняками. Масштабные перемещения террейна завершались его аккрецией к Ханкайскому массиву [20]. По распределению фракций тяжелых минералов осадочных пород предполагается, что аккреция Самаркинского и некоторых других террейнов Восточной Азии осуществлялась без участия магматизма, связанного с субдукционными процессами [13]. На рубеже раннего-позднего мела начался вулканизм

в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе. Сначала он протекал вследствие субдукции под континентальную окраину океанической плиты Кула, а после ее поглощения, начиная с рубежа мела-палеогена, отражал субдукцию Тихоокеанской плиты (см. обзор в работе [10]).

Особое положение в геологической структуре Южного Приморья занимает Сергеевский (Южно-Приморский [19]) террейн. Он характеризуется мафическим типом земной коры и сложен преимущественно породами габброидного состава, испытавшими метаморфизм от гранулит-амфиболитовой до эпидог-амфиболитовой фаций. Террейн располагается дискордантно по отношению к границе Ханкайского массива и Самаркинского террейна и разделяет последний на северный и южный фрагменты. Он либо залегает на аккреционной призме, либо находится в ней в виде включения [23]. Вопрос о возрасте пород Сергеевского террейна и времени метаморфизма решается неоднозначно. По данным Rb-Sr изотопной систематики плагиомигматитов партизанского комплекса, террейн мог образоваться в раннем рифее 1280 млн лет назад [6]. В работе [21] приводятся более молодые U-Pb датировки по цирконам разгневанного габбро – 528 ± 3 млн лет, разгневанного диорита – 504 ± 12 млн лет и гранита – 493 ± 12 млн лет. Последний возраст совпадает с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом 492 ± 12 млн лет, измеренным по мусковиту из гранита. У северной границы Сергеевского террейна установлены синколлизийные глаукофановые сланцы. Возраст коллизийных процессов определен в интервале 290–255 млн лет по результатам К-Аг датирования белой слюды из гранат-слюдистых сланцев [7].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Позднекайнозойские вулканические породы Южного Приморья образуют четыре поля: Шуфанское, Шкотовское, Сандуганское и Находкинское (рис. 1).

На Шуфанском вулканическом поле выделяется поднятое массивное центральное плато и разрозненные по его периферии лавовые останцы. Поле протягивается на сопредельную территорию Северо-Восточного Китая. Его площадь составляет около 7 тыс. км², а объем извергнутого материала – около 700 км³. На Шкотовском вулканическом поле также обособляется центральное плато, окруженное разрозненными лавовыми останцами. По территории и объему вулканических продуктов Шкотовское поле соизмеримо с Шуфанским. Сандуганское вулканическое поле выделено в работе [14]. Оно имеет площадь около

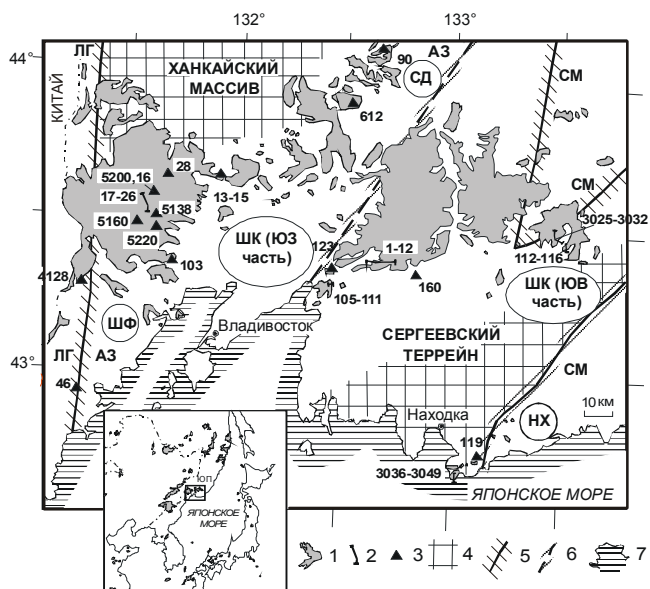


Рис. 1. Схема опробования вулканических пород Южного Приморья.

1 – позднекайнозойские вулканические поля (ШФ – Шуфанское (на территории Китая вулканические породы не показаны), СД – Сандуганское, ШК – Шкотовское, НХ – Находкинское); 2 – линии опорных разрезов; 3 – точки отбора отдельных образцов (номера соответствуют номерам образцов табл. 1, 2, и корреляционных колонок рис. 4, для разгрузки схемы написание образцов сокращено, 90 и 612 – номера скважин Сандуганского вулканического поля [14]); 4 – выходы метаморфических пород фундамента; 5 – границы (АЗ – террейны Арсеньевской зоны, СМ – Самаркинский террейн, ЛГ – Лаоелин-Гродековский террейн) [19, 21]; 6 – предполагаемая граница Сергеевского террейна и Ханкайского массива; 7 – край Японского моря. На врезке район работ Южного Приморья (ЮП) выделен прямоугольником и показано общее распределение позднекайнозойских вулканических полей в Япономорском регионе.

3 тыс. км² и соответственно объем вулканических продуктов порядка 300 км³. Лавы Находкинское поля закартированы в виде разрозненных останцов, образующих полосу шириной до 7 км, протягивающуюся в северо-восточном направлении от мыса Поворотного до среднего течения р. Вангоу (Кривой) на расстояние 50 км. Объем лав не превышает первые десятки км³.

Лавы Шуфанского вулканического поля занимают западную часть Арсеньевской зоны Ханкайского массива и сопредельную территорию Лаоелин-Гродековского террейна. Центральное лавовое плато располагается вблизи границы выходов кристаллического фундамента Ханкайского массива, а Сандуганское вулканическое поле протягивается вдоль этих выходов к востоку и далее к северо-востоку.

Шкотовское вулканическое поле располагается главным образом в Сергеевском террейне и частично в сопредельных территориях Самаркинского террейна и Арсеньевской зоны Ханкайского массива. Находкинское вулканическое поле пространственно соответствует юго-восточной границе Сергеевского террейна (рис. 1).

Для геохимических и изотопных исследований опробованы позднекайнозойские вулканические породы в западной части Арсеньевской зоны (Шуфанское вулканическое поле), в сопредельной части Сергеевского террейна (юго-западная часть Шкотовского поля), на стыке Арсеньевской зоны, Сергеевского и Самаркинского террейнов (юго-восточная часть Шкотовского поля) и на границе Сергеевского террейна с южным фрагментом Самаркинского (Находкинское вулканическое поле). Для сравнения использованы опубликованные петрохимические данные по лавам Сандуганского вулканического поля [14].

СИСТЕМАТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

И.И. Берсенев и Е.П. Денисов [2] отмечали принадлежность подавляющей части базальтов Южного Приморья к породам известково-щелочного ряда. На диаграмме SiO₂ – FeO*/MgO породы распределяются и в известково-щелочную, и в толеитовую области [10, 18]. Породы сложены плагиоклазом лабрадорбитовнитовного состава, авгитом, ортопироксеном от гиперстенового до энстатитового состава, рудными минералами, иногда оливином. Встречаются щелочные базальты с модалными лейцитом и нефелином [24].

Названия вулканических пород определяются по их петрографическому составу, по распределению точек на диаграмме щелочи – кремнезем и нормативному составу, рассчитанному в системе CIPW с корректировкой окисленности железа ($Fe^{3+} = 0,15Fe_{\text{общ}}$, а.к.) (рис. 2, 3).

Низкокалийевые толеиты (K₂O 0,2–0,3 мас. %) находятся в поле нормально щелочных пород (рис. 2), содержат нормативные оливин и гиперстен либо небольшое количество нормативного кварца. Андезибазальты – нормально щелочные породы с содержаниями SiO₂ 53–56 мас. %, а андезиты – 58–60 мас. %. Переходные андезибазальты и андезиты находятся вблизи границы нормально и умеренно щелочных пород (рис. 2). В качестве переходных между нормально и умеренно щелочными породами рассматриваются также оливиновые толеиты и мегаплагиофировые базальты. Они содержат в нормативном составе оливин и гиперстен. Мегаплагиофировые базальты отличаются крупными (до 7 см) выделениями

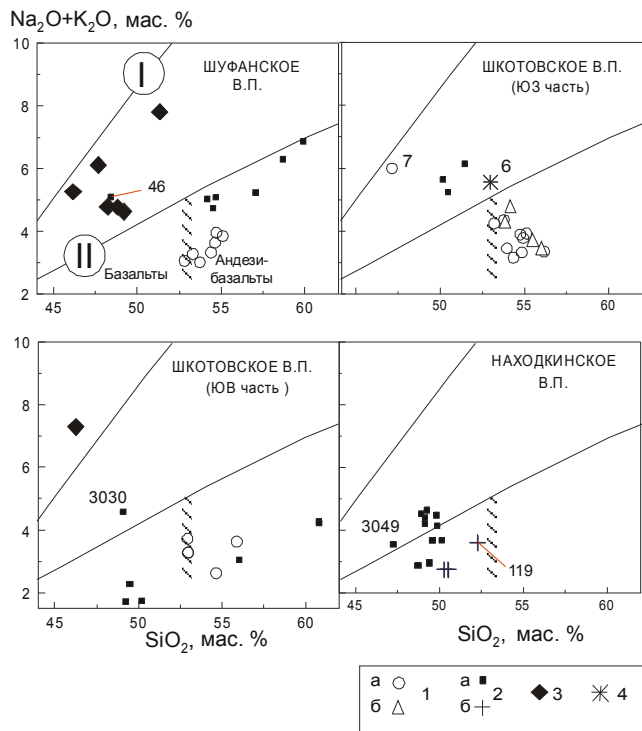


Рис. 2. Соотношения щелочей и кремнезема в позднекайнозойских вулканических породах Южного Приморья.

1 – лавы из андезибазальтовых пакетов, возраст 14–13 млн лет (а – Шкотовское и Шуфанское вулканические поля, б – Сандуганское вулканическое поле [14]); 2 – лавы широкого спектра составов, возраст 12–8 млн лет (а – Шкотовское, Шуфанское и Находкинское вулканические поля, б – недатированные вулканические породы нижней части разреза Находкинского поля); 3 – оливиновые толеиты, гавайиты и базаниты экструзий с глубинными включениями, возраст 8–3 млн лет; 4 – дайки и силлы низкотитанистых долеритов мелового возраста. Разделительные линии [1]: I – пород умеренной и высокой щелочности, II – пород умеренной и нормальной щелочности. Косой штриховкой разделены андезибазальты и базальты. Показаны номера образцов, отличающихся по химическому составу от преобладающих типов лав стратиграфических подразделений. Составы приведены к 100% без учета потерь при прокаливании.

плагиоклаза. Среди нефелин-нормативных пород различаются гавайиты и базаниты. Гавайит – умереннощелочной базальт с нормативным нефелином до 5 % и нормативным анортитом 30–50 %. В базаните содержания нормативного нефелина варьируют в интервале 5–20 %. Отдельную группу образуют долериты с низкими концентрациями TiO_2 (0,7–0,8 мас. %). Они гиперстен-оливин-нормативные, умереннокалиевые и попадают в поле умереннощелочной серии диаграммы щелочи–кремнезем.

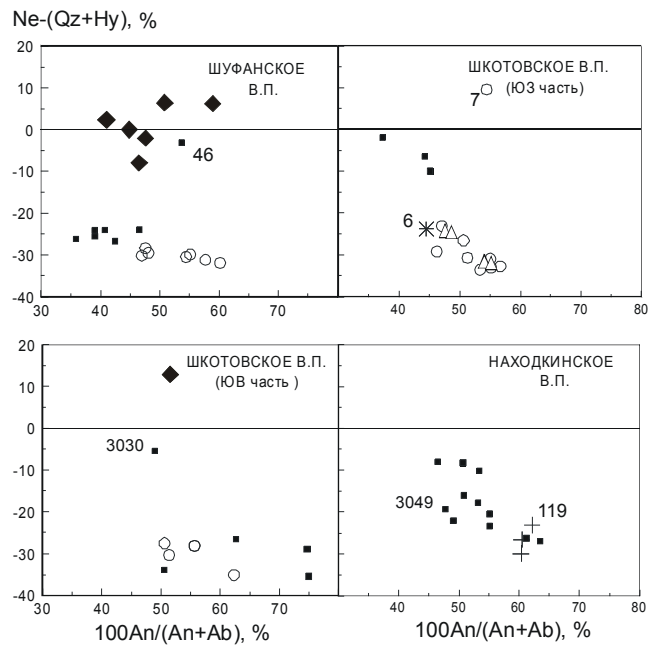


Рис. 3. Соотношения нормативных минералов. Усл. обозн. см. на рис. 2.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Низкотитанистые долериты слагают силлы и дайки в поле развития меловой коркинской серии, подстилающей юго-западную часть позднекайнозойского Шкотовского вулканического поля (обр. Ш-99-6 и Ш-01-160) (рис. 1). Далее будет показано резкое отличие меловых долеритов от позднекайнозойских вулканических пород по химическому составу и изотопным отношениям стронция.

В опорном разрезе позднекайнозойского Шуфанского вулканического плато (р. Малый Шуфан, обр. Ш-99/17-26) лавовая толща расчленяется на три пакета (снизу вверх): 1) пакет низкокалиевых известково-щелочных андезибазальтов, 2) пакет умереннокалиевых толеитовых андезибазальтов и 3) пакет высококалиевых умереннощелочных оливиновых толеитов с мантийными ксенолитами. По отношению к нижнему пакету лавы среднего пакета обогащены щелочами и кремнеземом, а в нормативном составе содержат меньше аноррита (рис. 2, 3). Верхний пакет (обр. Ш-99-26) по химическому составу лав и присутствующим глубинным включениям сопоставляется с экструзией Слабинка (обр. М-5200, Ш-99-16). В южной части Шуфанского вулканического поля опробованы потоки, сопоставимые по химическому составу с андезибазальтами нижнего пакета опорного разреза

(обр. Я-4128 и Ш-00-103), а также поток мегаплагиофировых базальтов (обр. Ш-00-46).

В основании опорного разреза юго-западной части Шкотовского вулканического поля (Лев. Горбатый ключ, обр. Ш-99/1-12) встречены базаниты (обр. Ш-99-7). Фрагментарность выхода пород не позволяет решить, представляет ли это обнажение лавовый поток либо является магмоподводящим каналом. Гипсометрически выше базанитов следуют три пакета лав: 1) пакет массивных афировых голубовато-серых толеитовых андезибазальтов с умеренными содержаниями калия, 2) пакет сиреневых пористых и черных массивных анамезитовых низкокальциевых известково-щелочных андезибазальтов и 3) пакет мегаплагиофировых базальтов. Мощность пакетов меняется по площади. Нижние пакеты составляют от десятков до первых сотен метров, мощность верхнего пакета превышает 250 м. В карьере ст. Смоляниново обнажена однородная андезибазальтовая толща (обр. Ш-00/105-111).

В опорном разрезе юго-восточной части Шкотовского вулканического поля основание составляют андезиты, а выше перемежаются низкокальциевые толеитовые базальты, андезибазальты и оливинные толеиты (обр. ЮМ/3032-3025, Р369/2-13). В 4 км к юго-западу разрез представлен известково-щелочными андезибазальтовыми лавами (обр. Ш-00/112-115), прорванными базанитовой экструзией Старикова (обр. Ш-00-116).

В опорном разрезе Находкинского вулканического поля (мыс Поворотный, обр. ЮМ/3036-3049) андезибазальты отсутствуют. Два лавовых потока из основания разреза имеют наиболее низкие содержания суммы щелочей и повышенные концентрации SiO_2 (50,3–50,5 мас. %). В дайке, опробованной юго-восточнее пос. Врангель (обр. Ш-00-119), содержание SiO_2 максимальное (52,3 мас. %). Породы вышележащей лавовой толщи на диаграмме рис. 2 располагаются у разделительной линии нормально и умеренно щелочных пород. В лавовой последовательности отчетливо меняются концентрации титана. В двух нижних потоках опорного разреза определены сравнительно низкие содержания TiO_2 (1,27–1,31 мас. %). В лавах средней и верхней частей разреза концентрации TiO_2 повышаются (1,87–2,76 мас. %) и достигают максимума (5,7 мас. %) в верхнем потоке (обр. ЮМ-3049).

По К-Аг датировкам (табл. 1) в развитии позднекайнозойского вулканизма Южного Приморья различаются три временных интервала с различными составами лав: 1) интервал начального вулканизма 14–13 млн лет назад, 2) промежуточный интервал

12–8 млн лет назад и 3) интервал заключительного вулканизма 8–3 млн лет назад (рис. 4).

Лавы первого интервала представлены датированными пакетами андезибазальтов нижних частей опорных разрезов Шкотовского и Шуфанского вулканических полей. Для пород из пакета сиреневых известково-щелочных андезибазальтов разреза Лев. Горбатого ключа (юго-западная часть Шкотовского поля) измерен возраст $13,0 \pm 0,7$ млн лет. Датировка показывает, что два нижних пакета этого разреза образовались не позже, чем 13 млн лет назад. Близкая датировка $13,3 \pm 1,0$ млн лет получена для пород из разреза р. Шуфан. С датированными лавами временного интервала начального вулканизма по содержаниям петрогенных оксидов и нормативных минералов сопоставляются андезибазальты, вскрытые скважинами на Сандуганском вулканическом поле [14], и андезибазальты, прорванные экструзией Старикова в юго-восточной части Шкотовского вулканического поля (рис. 1, 3, 4).

Во втором временном интервале извергался широкий спектр лав – андезиты, низкокальциевые толеитовые базальты, андезибазальты, мегаплагиофировые базальты и оливинные толеиты. Лавовые пакеты перекрывают с несогласием андезибазальтовые пакеты начального вулканизма. Возраст $9,4 \pm 0,3$ млн лет определен для потока афировой лавы, венчающей пакет мегаплагиофировых лейкобазальтов в юго-западной части Шкотовского вулканического поля (обр. Ш-99-1, разрез Лев. Горбатого ключа, табл. 1). Для андезитового вулкана Барановского восточной окраины Шуфанского вулканического поля измерен К-Аг возраст $8,2 \pm 0,4$ млн лет, а для базальтового вулканического конуса, расположенного в 1,5 км от него, – возраст $10,5 \pm 0,6$ млн лет. К интервалу 12–8 млн лет назад относится разрез перемежающихся андезитов, низкокальциевых толеитов, андезибазальтов и оливинных толеитов юго-восточной части Шкотовского вулканического поля. Лавы нижней части разреза имеют К-Аг датировки $11,8 \pm 0,3$ и $10,8 \pm 0,3$ млн лет, а верхней – $8,8 \pm 0,5$ и $8,7 \pm 0,2$ млн лет [10, 32]. Андезибазальтовые лавы из средней части разреза сопоставляются по петрогенным элементам с лавами возрастом 14–13 млн лет, однако отличаются от них по концентрациям микроэлементов (см. далее). Возраст $10,1 \pm 0,3$ млн лет измерен по образцу из средней части разреза мыса Поворотного (обр. so-73, ЮМ-3042) [10, 32]. Два нижних потока из этого разреза (ЮМ-3036 и ЮМ-3037) отличаются по петрохимическим и микроэлементным характеристикам от вышележащих лав. На вариационных диаграммах точки лав нижних потоков и дайки Ш-00-

Таблица 1. Результаты определений К-Аг возраста позднекайнозойских вулканических пород Южного Приморья.

№ обр.	Порода	Местоположение	К, %	$^{40}\text{Ar}_p \cdot 10^{-5}$, нмм ³ /г	Воздушный Аг, %	Возраст, млн лет
Ш-99-9	Андезибазальт	Левый Горбатый ключ, средняя часть разреза	0.426	21.69	85.6	13.0±0.7
Ш-99-1	Плагииофировый базальт	Там же, верхний поток	1.805	66.52	57.2	9.4±0.3
Ш-00-116	Базанит	Экструзия Старикова	2.175	28.15	90.6	3.3±0.2
Ш-99-18	Андезибазальт	Разрез р. Шуфан, нижняя часть разреза	0.551	28.53	92.4	13.3±1.0
Ш-99-16	Оливиновый толеит	Экструзия Слабинка	1.430	39.8	80.6	7.1±0.3
Ш-99-13	Андезит	Влк. Барановский	2.587	82.79	85.7	8.2±0.4
М-5196	То же	Вулкан в 1.5 км от влк. Барановского	3.212	131.6	85.8	10.5±0.6
Р369-2	Афировый базальт	ЮВ часть Шкотовского поля, низ разреза	0.35	16.1	27.07	11.8±0.3
Р369-11	Оливиновый базальт	Там же, низ разреза	1.47	61.87	16.21	10.8±0.3
Р369-116	Оливиновый долерит	Там же, верх разреза	0.18	6.27	62.63	8.9±0.5
Р369-13	Клинопироксен- оливиновый базальт	Там же, верх разреза	1.32	44.60	14.88	8.7±0.2
SO-73	Оливиновый базальт	Мыс Поворотный, средняя часть разреза	1.35	53.28	22.30	10.1±0.3

Примечание. Определения выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН. Используются константы $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0,01167 \text{ ат.}\%$ К. Концентрации калия – среднее трех измерений методом фотометрии пламени. Результаты измерений для последних пяти образцов приведены по работе [32].

119 смещены к андезибазальтам начального вулканизма.

Третий временной интервал характеризовался внедрением экструзий с глубинными включениями. Кроме экструзии Слабинка (Шуфанское поле) с измеренным возрастом $7,1 \pm 0,3$ млн лет [18], датирована экструзия Старикова (Шкотовское поле). Ее возраст – $3,3 \pm 0,21$ млн лет. Первая экструзия имеет оливин-толеитовый состав, вторая – базанитовый.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ И ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ

В андезибазальтах возрастом 14–13 млн лет выявляется своеобразное распределение нормированных к хондриту концентраций редких земель (рис. 5). Они возрастают от Lu до Eu, а от Eu до La выдерживаются приблизительно на одном уровне.

В породах возрастного интервала 12–8 млн лет определены разнообразные спектры редких земель. На Шуфанском вулканическом поле и в юго-западной части Шкотовского лавы этого возраста резко отличаются от лав нижних андезибазальтовых пакетов повышенными нормированными содержаниями редких земель и постепенным возрастанием нормиро-

ванных концентраций от тяжелых элементов ряда к легким. В юго-восточной части Шкотовского вулканического поля обращают на себя внимание спектры низкокальциевых толеитовых базальтов, не показывающих какого-либо обогащения легкими элементами ряда. Нормированные концентрации весьма низкие (~10). Линия андезитов поднята относительно толеитовых базальтов со слабым обогащением группой легких редких земель. В них отчетливо выражен Еу-минимум. Андезибазальты из этого же разреза занимают промежуточное положение между толеитовыми базальтами и андезитами и также не обнаруживают обогащения легкими элементами ряда (на диаграмме рис. 5 не показаны). Оливиновые толеиты (обр. ЮМ-3030) имеют характерный для пород этого типа редкоземельный спектр с последовательным обогащением легкими элементами. На Находкинском вулканическом поле лавы нижней части разреза отличаются более низкими концентрациями редких земель по сравнению с вышележащими лавами. Наиболее высокое положение имеет линия концентраций редких земель верхнего потока высокотитанистых лав (обр. ЮМ-3049). Дайка Ш-00-119 имеет особый

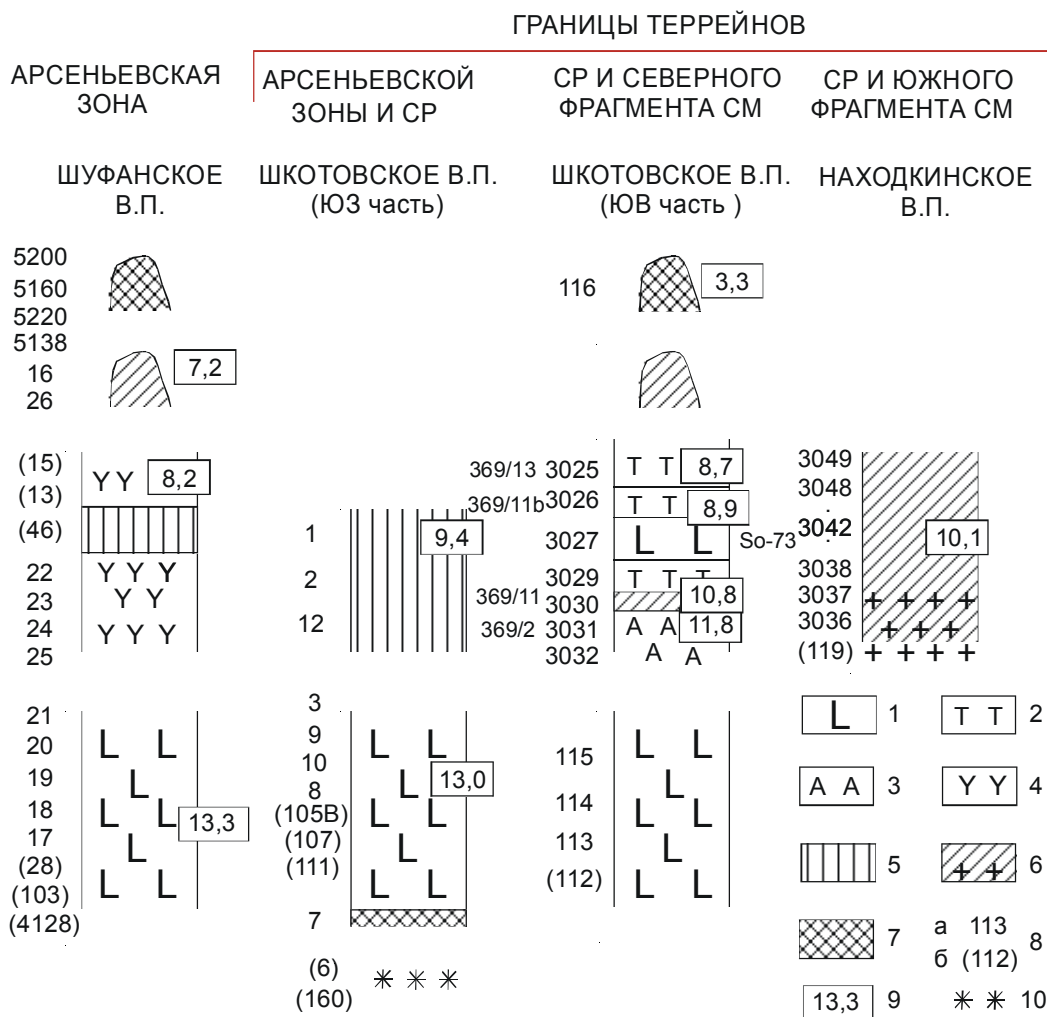


Рис. 4. Схема корреляции разрезов позднекайнозойских вулканических толщ Южного Приморья (СР – Сергеевский террейн, СМ – Самаркинский террейн).

1 – андезибазальты; 2 – низкокальциевые толеитовые базальты; 3 – андезиты; 4 – переходные андезибазальты и андезиты; 5 – мегаплагиофировые базальты; 6 – оливиновые толеиты (крестиками выделены нижние потоки находкинского разреза); 7 – базаниты; 8 – номера образцов показаны левее колонок (а – из опорных разрезов, б – из дополнительных точек опробования); 9 – калий-аргоновые датировки, млн лет; 10 – низкотитанистые долериты силлов и даек мелового возраста.

спектр. От Lu до Eu происходит повышение концентраций элементов подобно спектру нижних лавовых потоков разреза, а в легкой части спектра концентрации редких земель резко возрастают.

Линии нормированных редкоземельных спектров пород экстрезий возрастного интервала 8–3 млн лет имеют более крутой наклон и пересекают линии спектров более ранних лав (рис. 5).

Установленное разделение вулканических пород на пакеты разного химического состава подтверждается и диаграммами концентраций элементов, выстроенных в порядке степени их несовместимости к мантийным породам и нормированных к составу

недифференцированной мантии. Большинство вулканических пород располагается между составами обогащенного базальта срединных океанических хребтов (E-MORB) и базальта океанических островов (OIB) (рис. 6).

Андезибазальты возрастом 14–13 млн лет находятся несколько выше состава E-MORB. На разных участках эти породы имеют максимумы Ba, K, Pb, Sr и Sm. Максимумы разделяют группы элементов, образующих минимумы: Rb, Th-U, Nb-Ta-La-Ce и P-Zr-Hf.

Элементные спектры вулканических пород возрастного интервала 12–8 млн лет Шуфанского вулканического поля и юго-западной части Шкотовского

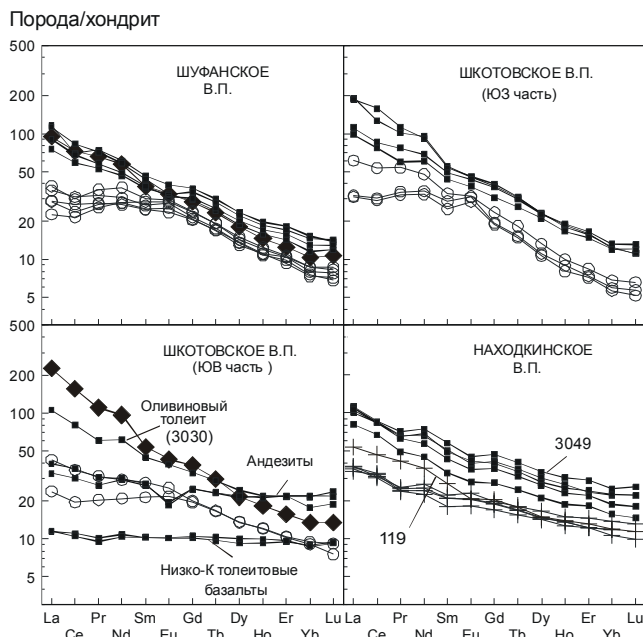


Рис. 5. Концентрации редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [38].

Усл. обозн. см. на рис. 2.

приближаются к составу ОИВ. Мегаплагифирические базальты Шкотовского поля отличаются от одновозрастных лав Шуфанского поля отчетливо выраженным минимумом Th-U и Cs-Rb, разделенными максимумом Ba. В свою очередь, в лавах Шуфанского поля резко выражен максимум Pb, не характерный для мегаплагифирических лав Шкотовского вулканического поля (рис. 6). В переходных андезитах Барановского вулкана максимумы Ba, K и Pb сохраняются. Хорошо выражены минимумы Th-U и Nb-Ta [18]. На Находкинском поле отчетливо различаются элементные спектры лав нижней части разреза и вышележащей лавовой толщи. Первые подобны спектрам андезибазальтовых лав возрастом 14–13 млн лет. Вторые приближаются к спектру состава ОИВ. Выделяются минимумы U и Pr-Sr, а также максимумы Ba, K и Pb. Дайка Ш-00-119 отличается глубокими минимумами Nb-Ta, Zr-Hf и высокими концентрациями Cs-Rb. Верхний поток ЮМ-3049 имеет максимальные концентрации совместимых элементов ряда (Ti, Y, Yb) и низкие концентрации Rb-Cs. В юго-восточной части Шкотовского вулканического поля выявляется резкое отличие элементного спектра оливинных толеитов (обр. ЮМ-3030) от спектров ряда низкокалийный толеитовый базальт – андезит. Первые подобны ОИВ и отличаются от него обеднением Cs, U и обогащением Pb. Вторые имеют весьма глубокий минимум Nb-Ta-La-Ce и повышенные концентрации

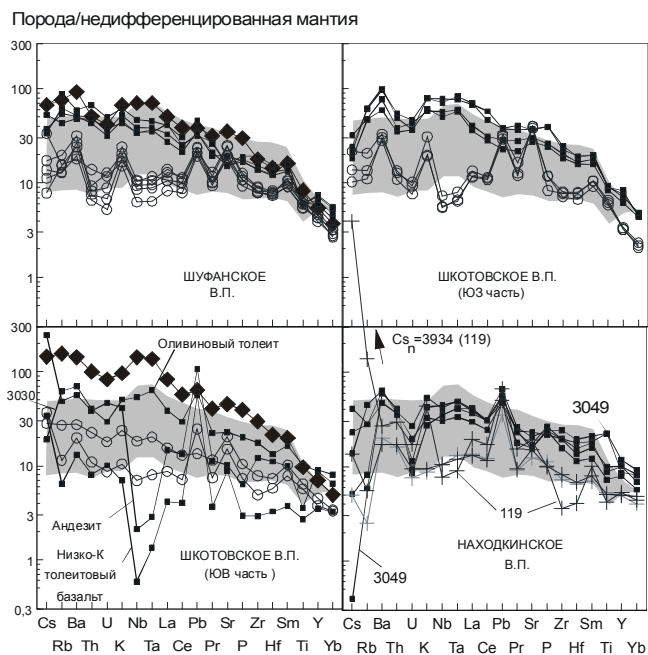


Рис. 6. Концентрации ряда несовместимых и совместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии [29].

Усл. обозн. см. на рис. 2. Коэффициенты нормирования для Pb и Cs, соответственно, 0,071 и 0,0079 [38]. Серой заливкой выделена область между средними составами базальтов океанических островов (ОИВ) и обогащенных базальтов срединных океанических хребтов (E-MORB) [38].

Cs, Pb. В средней части и в конце ряда низкокалийные толеитовые базальты опускаются ниже линии E-MORB.

Породы экструзий Шуфанского вулканического поля возрастного интервала 8–3 млн лет приближаются по составу к базальту океанических островов. Базанит экструзии Старикова юго-восточной части Шкотовского поля показывает более обогащенный элементный спектр.

На диаграммах нормирования составов к хондриту и недифференцированной мантии (рис. 7) меловые долериты из дайки и силла различаются между собой по концентрациям наиболее несовместимых элементов. Спектры редкоземельных элементов пересекаются. По сравнению с позднекайнозойскими лавами дайка Ш-99-6 обогащена Ba, Rb и Cs, а силла Ш-01-160 обеднен этими элементами. Ряд менее несовместимых элементов меловых долеритов в общем подобен ряду андезибазальтов возрастом 14–13 млн лет и отличается от них повышенными концентрациями Th, U и низкой концентрацией Ti. Обращает на себя внимание сходство меловых долеритов и анде-

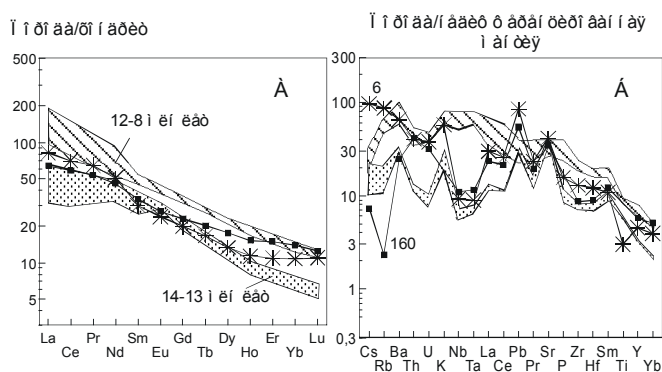


Рис. 7. Сопоставление позднекайнозойских лав юго-западной части Шкотовского вулканического поля с меловыми долеритами из дайки (обр. Ш-99-6) и силла (обр. Ш-01-160) в подстилающем фундаменте на диаграммах нормирования составов к хондриту (А) и к недифференцированной мантии (Б). Составы позднекайнозойских лав возрастом 14–13 и 12–8 млн лет показаны на рис. 5 и 6.

зибазальтов по концентрациям средних редких земель и обогащение первых относительно последних по легким и тяжелым элементам ряда (рис. 7, А).

Изменения микроэлементов в стратиграфических последовательностях лав отчетливо выражены в координатах Nb-Zr (рис. 8). В меловых долеритах и андезибазальтах возрастом 14–13 млн лет Nb/Zr варьирует от 0,05 до 0,09. В лавах возрастного интервала 12–8 млн лет это отношение меняется в более широких пределах. В переходных андезитах вулкана Барановского Nb/Zr составляет около 0,05, в породах ряда толеитовый базальт – андезит юго-восточной части Шкотовского вулканического поля снижается до 0,01, а в породах оливин-толеитового состава этой территории и в других разновидностях пород, близких к ОИВ, из юго-западной частей Шкотовского и Шуфанского вулканических полей Nb/Zr приближается к 0,02. В разновозрастных лавах Находкинского вулканического поля определен интервал Nb/Zr 0,09–0,16 при существенных вариациях концентраций ниобия и циркония. В породах более молодых экструзий Nb/Zr превышает 0,2.

Начальные стронциевые изотопные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i в разновозрастных лавах вулканических полей Южного Приморья существенно меняются (табл. 2). В меловых долеритах измерены $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,705680 и 0,705760 (начальные отношения на время 100 млн лет назад – 0,705672 и 0,705512). В перекрывающих андезибазальтах из юго-восточной части Шкотовского вулканического поля возрастом 14–13 млн лет определен широкий диапазон стронциевых

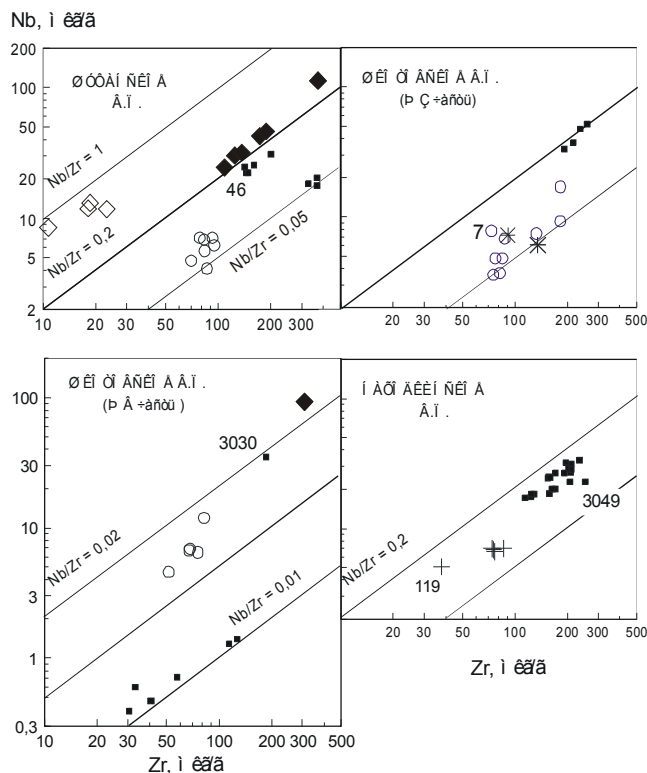


Рис. 8. Соотношения Nb–Zr.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Незалитым ромбом здесь и далее показаны составы включений из риолитов п-ова Краббе.

изотопных отношений. Лавы нижнего пакета обогащены радиогенным изотопом ^{87}Sr и показывают общий интервал ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 0,70450–0,706373. В лавах второго пакета начальные отношения изотопов стронция снижаются до 0,703976–0,704000. В разновозрастных андезибазальтовых лавах Шуфанского вулканического поля ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i меняются в интервале 0,7045–0,705, а в андезибазальтах из юго-восточной части Шкотовского вулканического поля снижаются до интервала 0,70415–0,70430. В лавах возрастом 12–8 млн лет и более молодых экструзиях Шуфанского вулканического поля и юго-восточной части Шкотовского в общем проявляется такая же тенденция: в лавах первого поля начальные отношения повышенные (0,7045–0,7053), а второго – более низкие (0,7035–0,7042). В мегаплагиофировых базальтах юго-западной части Шкотовского вулканического поля измерен промежуточный узкий интервал начальных стронциевых отношений (0,70445–0,70461).

ИДЕНТИФИКАЦИЯ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ КОМПОНЕНТОВ

Вариации химического состава и изотопных отношений стронция в стратиграфических последовательностях вулканических пород интерпретиру-

Таблица 2. Химический состав и изотопные отношения стронция представительных образцов позднекайнозойских вулканических пород Южного Приморья.

Компоненты	Ш-99-1*	Ш-99-9	Ш-99-7	Ш-00-116	Ш-00-115	ЮМ-3027	ЮМ-3029	ЮМ-3031
SiO ₂ , мас%	49.7	55.5	43.66	45.3	54.27	55.92	48.97	60.33
TiO ₂	2.31	1.70	1.39	2.45	1.47	0.85	0.67	0.93
Al ₂ O ₃	16.13	14.92	19.2	15.75	15.9	18.97	16.48	15.75
Fe ₂ O ₃	4.27	1.72	5.13	4.03	3.03	2.99	2.47	3.45
FeO	7.05	6.97	5.99	8.47	6.9	5.62	7.97	5.72
MnO	0.14	0.11	0.46	0.19	0.12	0.15	0.17	0.13
MgO	5.10	7.14	2.71	6.34	6.82	2.84	10.81	2.44
CaO	7.94	7.28	8.1	7.49	8.07	9.32	10.20	6.09
Na ₂ O	3.33	2.76	4.75	4.43	2.30	2.72	1.51	3.01
K ₂ O	2.26	0.55	0.81	2.71	0.30	0.33	0.19	1.18
P ₂ O ₅	0.81	0.17	0.44	0.79	0.15	0.10	0.05	0.13
H ₂ O ⁻	0.09	0.32	0.07	0.33	0.13	0.10	0.00	0.18
H ₂ O ⁺	0.56	0.39	7.14	1.86	0.74	0.56	0.67	0.62
Сумма	99.69	99.53	99.85	100.14	100.2	100.47	100.16	99.96
Sc, мкг/г	19.55	18.4	32.9	17.4	11.5	35.9	46.9	31.0
Rb	36.8	6.6	15.3	92.8	6.9	6.3	3.5	28.9
Sr	741	795	444	896	298	230	193	203
Y	34	14	45	30	16	29	17	39
Zr	248	82	181	309	51	57	33	127
Nb	49.4	3.7	9.2	92.9	4.6	0.7	0.6	1.4
Cs	0.18	0.08	0.60	1.13	0.29	0.21	0.16	1.92
Ba	649	199	226	934	130	128	86	372
La	44.8	7.6	20.4	53.3	5.6	4.6	2.7	9.4
Ce	87.3	18.7	50.2	95.1	12.0	10.8	6.5	22.2
Pr	9.5	3.2	7.7	10.2	1.9	1.6	0.9	2.9
Nd	42.7	16.0	34.3	44.0	9.6	8.1	4.8	13.8
Sm	8.0	4.3	7.5	8.0	3.2	2.7	1.5	4.1
Eu	2.5	1.8	1.7	2.4	1.2	0.9	0.6	1.1
Gd	7.7	3.9	7.6	7.6	3.9	3.6	2.1	4.9
Tb	1.09	0.52	1.18	1.03	0.62	0.64	0.34	0.81
Dy	5.69	2.74	6.73	5.29	3.36	4.20	2.47	5.38
Ho	1.00	0.49	1.36	1.00	0.66	0.93	0.54	1.16
Er	2.54	1.18	3.70	2.51	1.65	2.80	1.54	3.51
Yb	1.99	0.96	3.48	2.18	1.46	2.76	1.40	3.54
Lu	0.27	0.14	0.52	0.33	0.18	0.44	0.23	0.53
Hf	5.39	2.20	3.98	6.03	1.63	1.64	0.89	3.15
Ta	2.94	0.24	0.44	5.04	0.30	0.08	0.07	0.11
Pb	3.00	2.46	18.10	5.00	1.93	4.43	2.59	8.44
Th	4.10	1.08	0.76	7.89	0.87	0.88	0.70	3.04
U	0.84	0.19	0.28	1.67	0.17	0.29	0.21	0.94
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704650±13	0.704020±11	0.706413±11	0.703948±9	0.704308±14	0.703520±10	0.704087±17	0.703945±13
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.704610	0.703980	0.706373	0.703908	0.704268	0.703510	0.704081	0.703885

Примечание. Местоположение образцов и типизация пород показаны на рис. 1 и 4. * - средние измерений концентраций микроэлементов по двум навескам с контролем измерений U, Th, Nb и Ta в режиме накопления. Отсутствие данных – определений не производилось. Для ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr показана погрешность по последним цифрам (2σ). Аналитики: Л.В. Шкадюк, М.А Смагунова (петрогенные элементы); М.Е. Маркова (подготовка проб, метод ICP-MS); В.И. Ложкин, Е.П. Чебыкин (съемка на приборе, метод ICP-MS). Полную таблицу данных можно получить по электронной почте (e-mail: rasssk@crust.irk.ru).

Таблица 2. (Окончание).

Компоненты	ЮМ-3049	ЮМ-3045*	ЮМ-3036*	Ш-00-119	Ш-99-16	Ш-99-22	Ш-99-18	Ш-99-13	Ш-99-6
SiO ₂ , мас%	46.25	47.78	48.37	51.47	47.48	53.80	53.10	58.18	51.08
TiO ₂	5.72	1.85	1.27	1.07	2.18	1.57	1.67	1.94	0.76
Al ₂ O ₃	13.39	16.46	15.60	17.00	13.74	14.98	15.25	14.53	19.55
Fe ₂ O ₃	6.64	4.95	7.08	1.67	4.07	3.99	2.63	3.74	5.67
FeO	7.11	6.57	3.61	6.9	7.67	6.48	8.53	3.99	3.51
MnO	0.18	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.15	0.10	0.12
MgO	6.76	7.02	8.18	6.74	10.52	6.14	6.04	4.34	4.52
CaO	7.94	8.8	9.11	9.74	7.48	6.94	8.26	5.50	5.55
Na ₂ O	2.71	2.45	2.4	2.32	2.80	3.76	2.29	3.05	3.76
K ₂ O	0.77	0.41	0.26	1.24	1.91	1.24	0.69	3.19	1.60
P ₂ O ₅	0.48	0.34	0.2	0.2	0.47	0.35	0.24	0.58	0.31
H ₂ O ⁻	0.86	1.33	2.36	0.00	0.0	0.02	0.19	0.07	0.02
H ₂ O ⁺	1.51	1.53	1.10	1.70	1.38	0.36	0.47	0.53	3.36
Сумма	100.32	99.63	99.67	100.19	99.83	99.76	99.51	99.74	99.81
Sc, мкг/г	29.9	28.3	29.6	21.3	24.3	19.9	22.3	17.1	14.5
Rb	4.2	2.9	3.4	82.1	46.9	25.8	11.9	60.4	52.4
Sr	357	401	290	383	556	384	498	720	826
Y	44	29	23	23	24	25	20	27	19.5
Zr	230	119	81	38	137	145	93	329	135
Nb	22.9	17.4	6.8	5.1	31.9	22.4	7.1	18.4	6.1
Cs	0.02	0.05	0.11	31.08	0.26	0.42	0.14	0.71	0.76
Ba	394	297	113	176	813	316	209	756	132
La	25.2	15.0	8.5	12.7	22.3	17.7	9.0	33.9	19.4
Ce	52.0	31.5	19.4	28.8	44.4	36.1	18.5	92.6	43
Pr	6.4	3.8	2.3	3.9	6.1	4.9	3.3	10.8	6.0
Nd	32.0	18.8	11.8	16.8	26.1	21.1	17.0	46.9	23.0
Sm	8.0	4.7	3.2	4.1	5.6	5.4	4.4	9.6	4.4
Eu	2.4	1.8	1.2	1.2	1.9	1.9	1.7	2.8	1.4
Gd	8.8	5.4	3.8	4.1	5.7	5.9	4.8	8.2	4.0
Tb	1.37	0.85	0.63	0.69	0.80	0.84	0.67	1.04	0.59
Dy	7.93	4.85	3.82	3.66	4.46	4.62	3.55	5.30	3.29
Ho	1.57	1.01	0.78	0.76	0.80	0.86	0.66	0.92	0.62
Er	4.22	2.59	2.16	2.11	2.00	2.29	1.67	2.16	1.74
Yb	3.79	2.35	2.06	1.93	1.67	1.86	1.29	1.65	1.73
Lu	0.32	0.38	0.32	0.28	0.26	0.29	0.19	0.24	0.27
Hf	5.28	2.74	1.94	1.16	3.21	3.40	2.20	7.20	3.42
Ta	1.52	1.11	0.45	0.33	1.79	1.36	0.40	1.06	0.33
Pb	4.46	2.33	6.13	5.23	2.02	2.72	1.67	6.97	6.72
Th	3.19	1.78	1.37	2.33	2.76	3.74	0.65	3.68	3.19
U	0.18	0.15	0.20	0.35	0.61	0.78	0.18	0.80	0.77
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.704187±13			0.704500±12	0.704280±10	0.704460±21	0.704756±10	0.705760±17
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i		0.704184			0.704460	0.704240	0.704420	0.704716	0.705512

ются с позиций смещения мантийных и коровых выплавок.

В работе [18] показано индикаторное значение для определения мантийных и коровых компонентов в базальтовых расплавах Шкотовского и Шуфанского вулканических полей отношений Ce/Pb и K-Nb. Они

не меняются при кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов и отражают состав плавления субстрата [38]. В базальтах океанов Ce/Pb составляет 25±5, а в породах континентальной коры – 3–5. В различных типах базальтов океанов K/Nb имеет значение около 250. В нижней части континен-

тальной коры $K/Nb = 1020$, в средней части коры возрастает до 2150, а в ее верхней части имеет промежуточное значение 1320 [37]. Это отношение является важным показателем субдукционных магматических серий, для которых в целом характерна отрицательная аномалия ниобия и положительная аномалия калия.

На рис. 9 и 10 развитие позднекайнозойского магматизма Южного Приморья представлено в координатах трех компонентов: 1) мантийного материала, близкого к OIB, 2) компонента коры с субдукционными характеристиками (K1) и 3) компонента с характеристиками океанической коры (K2).

Компонент K1, обозначенный в качестве субдукционного, соответствует составу ксенолитов, отобранных из палеогеновых риолитовых туфов южного берега п-ва Краббе. По результатам исследований М.А. Мишкина, эти породы представлены биотит-мусковитовыми, реже биотитовыми, гранат-биотит-мусковитовыми и биотит-мусковит-андалузитовыми микросланцами. Ксеногенный материал характеризуется высокими Ce/Pb и K/Nb при повышенном Th/U . Вблизи линии смешения мантийных расплавов типа OIB с субдукционным компонентом K1 располагаются точки находкинской дайки Ш-00-119, меловых долеритов и перекрывающих их андезитобазальтов возрастом 14–13 млн лет юго-западной части Шкотовского вулканического поля, а также переходные андезиты вулкана Барановского.

Компонент K2 выделяется по тренду лав основания находкинского разреза, обозначающему смешение мантийного материала, аномально обогащенного Th по отношению к U , с компонентом, аномально обогащенным Pb по отношению к Ce . Такое обогащение свинцом может быть связано с вовлечением в плавление пород, содержащих сульфиды. Компонент K2 не является субдукционным, поскольку K/Nb в нем остается низким. Он характеризует процессы, присущие океаническому фрагменту Самаркинского террейна, расположенному южнее Сергеевского. К линии смешения OIB и компонента океанической коры K2 смещены точки лав Шуфанского вулканического поля и частично юго-восточной окраины Шкотовского.

Отношения Th/U существенно варьируют в лавах средней и верхней частей разреза мыса Поворотного Находкинского вулканического поля. При Ce/Pb , близком к таковому в OIB (25), отношение Th/U также близко к характерному для OIB (4), а при снижении Ce/Pb до 10 отношения Th/U повышаются до 19. Максимальное значение Th/U измерено в верхнем потоке высокотитанистого базальта. Отноше-

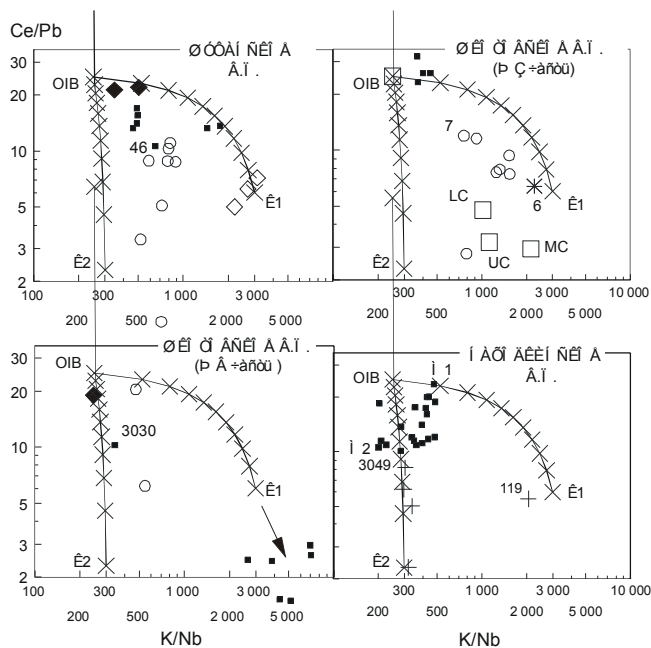


Рис. 9. Соотношения $Ce/Pb - K/Nb$.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 8. Большими квадратами выделены составы нижней коры (LC), средней коры (MC), верхней коры (UC) [37] и OIB [38]. Обозначены мантийные компоненты M1 и M2 и коровые компоненты K1 и K2. Стрелка показывает направление смешения составов от субдукционного компонента K1 к более обедненному субдуцированному материалу Самаркинского террейна.

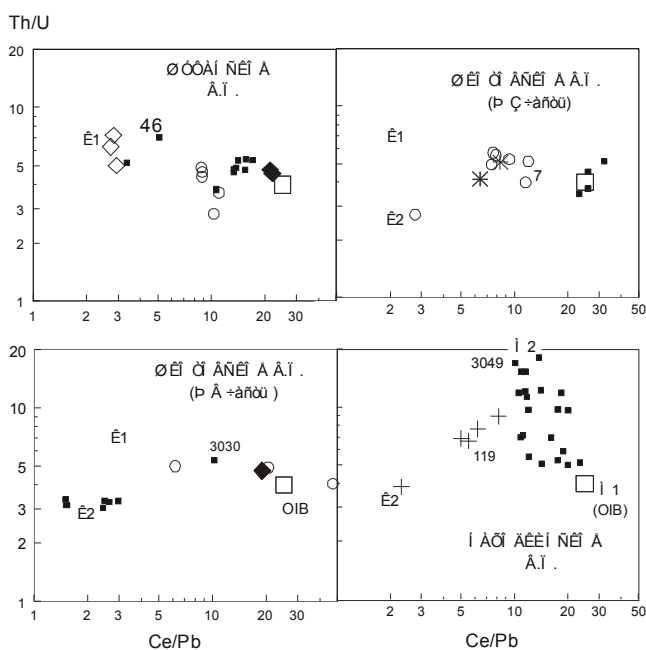


Рис. 10. Соотношения $Th/U - Ce/Pb$.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 8 и 9.

ние K/Nb в этом потоке ниже отношения в OIB, а в лавах средней и верхней частей разреза повышается до 500. На диаграммах Ce/Pb–K/Nb и Th/U–Ce/Pb (рис. 9, 10) лавы средней и верхней частей находкинского разреза обозначены в виде ряда смещения компонентов мантийной части литосферы M1 и M2.

Коэффициенты распределения U между различными минеральными фазами мантийных пород и расплавом практически не отличаются от коэффициентов распределения Th, поэтому Th/U изливающих базальтовых расплавов, не контаминированных корой, соответствуют отношениям в плавящемся мантийном материале. В обычном минеральном парагенезисе мантийного перидотита обогащение Th относительно U не происходит, но может достигаться при плавлении ее участков уникального состава, к примеру, содержащих циркон. Для этого минерала определено $1 < D^{Th} < D^U$ [26]. Другой механизм повышения Th/U допускается в зонах субдукции в связи с более высоким D^{Th} (~0,5) и более низким D^U (~0,1) амфиболов известково-щелочных магм. С удалением частичных выплавов из амфибол- и флогопитсодержащих реститов Th/U отношения в них должны возрастать. Однако эффективность этого механизма слабая, и обычно Th/U в субдукционных лавах не превышает 6 [28].

Особый компонентный состав имеет ряд низкокальциевых толеитовых базальтов – андезитов юго-восточной части Шкоговского вулканического поля. В координатах Ce/Pb – K/Nb они находятся на продолжении тренда смещения OIB с компонентом K1 и отличаются от последнего пониженным Th/U. Судя по низкому положению низкокальциевых толеитовых базальтов на диаграммах нормирования (рис. 5, 6), эти составы могут обозначать сильно обедненный материал океанической коры, модифицированный субдукционными процессами во фрагменте Самаркинского террейна у северной границы Сергеевского. Можно предположить также, что низкокальциевые толеитовые базальты представляют собой результат смешения астеносферного обедненного материала с субдуцированным материалом Самаркинского террейна.

Пространственно-временные различия состава лав, излившихся в пределах террейнов Арсеньевской зоны и Самаркинского террейна, хорошо подчеркиваются на диаграмме Nb/La – Ba/La (рис. 11). Лавы Южного Приморья, близкие по составу к OIB, имеют повышенные отношения Nb/La и попадают в фигуративное поле базальтов вулканического поля Джеронимо с типичными характеристиками астеносферного материала активной континентальной окраины Запада США. В лавах, содержащих примесь субдукци-

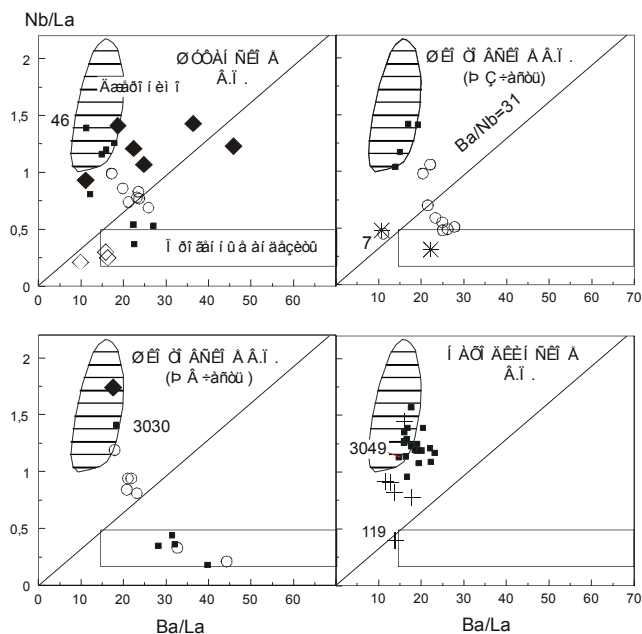


Рис. 11. Соотношения Nb/La – Ba/La.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 8 и 9. Фигуративные поля пород Джеронимо и орогенных андезитов показаны по работе [35].

онного компонента, Nb/La снижаются. Увеличение Ba/La связано с преобразованием более обедненного субдуцированного материала океанической коры Самаркинского террейна. Лавы нижней части разреза Нходкинского поля имеют пониженное Nb/La, но превышающее его значения в орогенных андезитах.

ОБЕДНЕННЫЕ И ОБОГАЩЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ

Для коровых и мантийных ксенолитов из кайнозойских вулканических пород Японских островов характерны повышенные изотопные отношения стронция. В нижнекоровых мафических гранулитах, габброидных и амфиболитовых включениях из щелочных базальтов о. Оки-Дого, кратера Ичиномегата и других местонахождений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) на время 15 млн лет назад меняется в интервале от 0,7046 до 0,7071, а в лерцолитах – от 0,7044 до 0,7055. Породы обогащены по отношению к хондритовому значению 0,7045. Таким образом, глубинные ксенолиты, по-видимому, характеризуют в целом обогащенный коровый и мантийный материал пород аккрецированных континентальных блоков, хотя встречаются отдельные образцы лерцолитов с более низкими стронциевыми изотопными отношениями [30].

Субдуцированные породы Тихоокеанской плиты и поднимающиеся из астеносферной мантии позднекайнозойские базальтовые расплавы обладают

низкими изотопными отношениями стронция и высокими отношениями изотопов неодима. Фундамент впадин Японского моря составляет новообразованная кора океанического типа с фрагментами континентальной. По-видимому, под активной окраиной Южного Приморья новая кора также могла формироваться при застревании тяжелых астеносферных мантийных расплавов под легкой корой (механизм “underplating”), а, подвергаясь переработке субдукционными процессами, этот новообразованный материал должен был приобретать “субдукционные” микроэлементные характеристики. В то же время, первичная гетерогенность по степени обеднения и обогащения материала могла создаваться в допозднекайнозойское время при аккреции террейнов обедненной океанической коры к террейнам обогащенной континентальной коры.

В координатах $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (рис. 12) выявляются процессы контаминации мантийных расплавов коровыми выплавками. В мантийных магматических расплавах с высокими концентрациями стронция (низкими $1/^{86}\text{Sr}$) изотопные отношения могут смещаться только при существенной примеси корового материала. Если концентрации стронция снижаются ($1/^{86}\text{Sr}$ возрастают), вариации стронциевых изотопных отношений становятся чувствительными к примеси коровых компонентов.

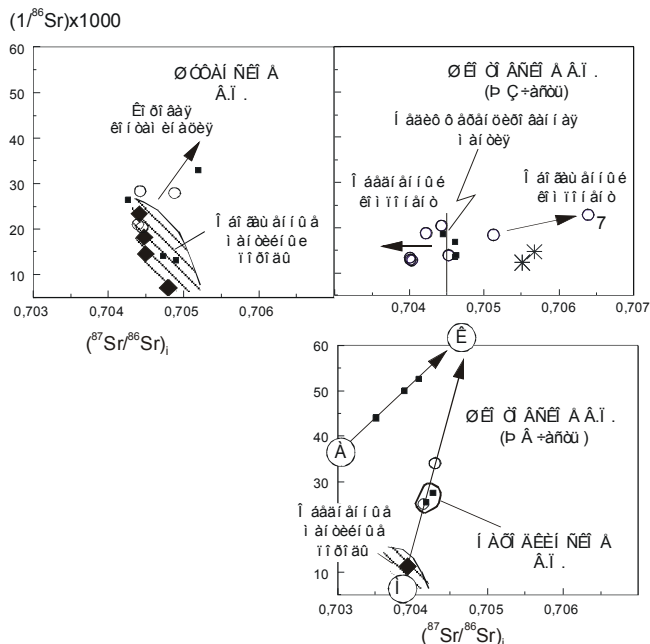


Рис. 12. Соотношения $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$.

Усл. обозн. см. на рис. 2. На правом нижнем рисунке в кружочках показаны смешивающиеся компоненты: А – астеносферный, К – коровый и М – мантийной части литосферы (объяснения в тексте).

Лавы и экструзии Шуфанского вулканического поля по изотопным отношениям стронция являются производными плавления обогащенного мантийного материала ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0,7045$). При $1/^{86}\text{Sr} > 28$ намечается относительное смещение точек с повышением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p$, связанным с коровой контаминацией. На Находкинском вулканическом поле и в юго-восточной части Шкотовского базальты выплавлялись из обедненных мантийных пород ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0,7045$). На диаграмме $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ пять проанализированных образцов располагаются на одной линии. Отдельную линию смешения в более обедненной области диаграммы образуют породы ряда низкокалийный толеитовый базальт – андезит. Пересечение линий дает значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \sim 0,7047$ вероятного примесного компонента коры Самаркинского террейна. Гипотеза общего примесного компонента коры Самаркинского террейна согласуется с микроэлементными данными, свидетельствующими о смешении этого компонента с астеносферными выплавками.

Иные вариации изотопов стронция установлены в лавах юго-западной части Шкотовского вулканического поля. Андезибазальты возрастом 14–13 млн лет обнаруживают широкий разброс $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ при низких $1/^{86}\text{Sr} (< 21)$. Наиболее поздние магаплагиофировые базальты имеют узкий интервал значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p$, соответствующих составу недифференцированной мантии (0,7045). Особенности смешения мантийного компонента такого состава с компонентами, обедненным и обогащенным радиогенным изотопом ^{87}Sr , проявляется на диаграмме $\text{Sr}/\text{Zr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Лавы, обедненные радиогенным изотопом стронция, имеют высокие Sr/Zr , а обогащенные – низкие (рис. 13). Это указывает на зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от концентраций стронция в источнике. При его высоких концентрациях (высоких Sr/Zr) изотопные отношения со временем не менялись и слабо отличались от начальных отношений ($\sim 0,704$). При низких концентрациях стронция (низких Sr/Zr) накопление радиогенного изотопа ^{87}Sr приводило к заметному возрастанию $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Обедненный тип корового компонента лав юго-западной части Шкотовского вулканического поля с высоким Sr/Zr объясняется его принадлежностью к субдуцированной океанической плите. Пелагические осадки северной части Тихого океана характеризуются высокими Sr/Zr [34] и высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [28, 40, 42]. В морских карбонатах стронций также резко преобладает над цирконием (и над рублидием), а стронциевые отношения в фанерозойских карбонатах варьируют от 0,7068 до 0,7092 [27]. Таким образом, позднекайнозойские лавы включают субдуциро-

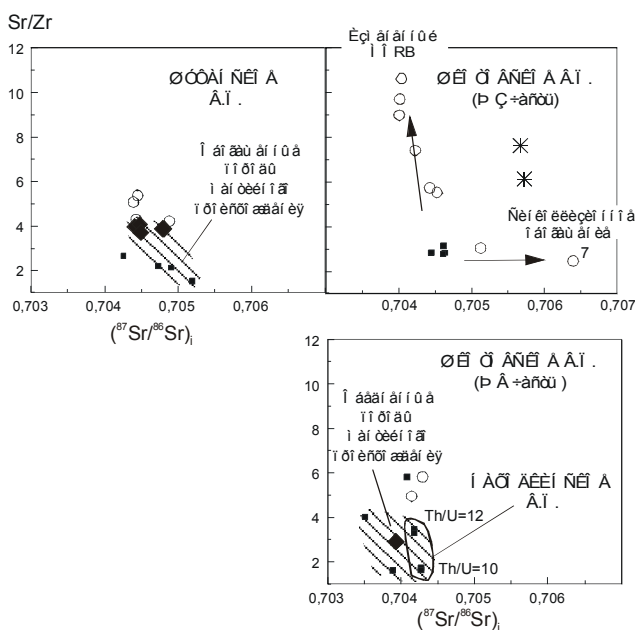


Рис. 13. Соотношения Sr/Zr – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ванный океанический материал, не содержащий ни пелагических осадков, ни океанических карбонатов. Сравнительно низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~0,704) свойственны измененным базальтам срединных океанических хребтов (MORB) [28]. Примесь компонента этого типа может дать тренд увеличения Sr/Zr (рис. 13). Образование обогащенного компонента объясняется увеличением роли калия (и радиоактивного изотопа ^{87}Rb) в результате синколлизийной переработки литосферного материала. Коллизия во фронтальной части Сергеевского террейна косвенным образом подтверждается наличием глаукофановых сланцев [7].

Повышенные $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ при повышенных Sr/Zr и низких $1/^{86}\text{Sr}$ в меловых долеритах из фундамента юго-западной части Шкотовского вулканического поля могут отражать плавление материала с примесью пелагических осадков и/или карбонатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На активной континентальной окраине Южного Приморья выделяются три временных интервала позднекайнозойского магматизма: 1) интервал 14–13 млн лет назад извержений андезибазальтовых лав, 2) интервал 12–8 млн лет назад извержений низкокальцевых толеитовых базальтов, андезибазальтов, андезитов, оливиновых толеитов и мегаплагиофировых базальтов и 3) интервал 8–3 млн лет назад остаточных внедрений экзтрузий оливин-толеитового – базанитового состава с глубинными включениями.

По вариациям химического состава лав установлена гетерогенность мантийной части литосферы и коры, обусловленная аккрецией коры к континентальной окраине. В процессе развития магматизма на северной и юго-восточной границах Сергеевского террейна в плавление вовлекались геохимически разнотипные источники литосферной мантии и коры. На его границе с южным фрагментом Самаркинского террейна (на Находкинском вулканическом поле) первые лавы оливин-толеитового состава были производными плавления слегка обогащенных пород океанической коры типа E-MORB с низким Ce/Pb, а более поздние – обедненной литосферной мантии с аномально высоким Th/U. Вдоль северной границы Сергеевского террейна происходила смена источников при переходе от Арсеньевской зоны Ханкайского массива к Самаркинскому террейну. На границе с Арсеньевской зоной (в юго-западной части Шкотовского вулканического поля) коровый источник андезибазальтов сменялся во времени мантийным, а на границе с Самаркинским террейном (в его юго-восточной части) – контрастной ассоциацией магматических выделок из литосферной мантии (оливиновые толеиты с Nb/Zr = 0,02) и астеносферы, контаминированной субдуцированным материалом (низкокальцевые толеитовые базальты – андезиты с Nb/Zr = 0,01).

По вариациям изотопных отношений стронция позднекайнозойских вулканических пород Южного Приморья обнаружена латеральная смена магматических источников по уровню обеднения-обогащения. В Арсеньевской зоне мантийный и коровый источники слегка обогащены по отношению к хондриту. На границе Арсеньевской зоны с Сергеевским террейном имеет место смешение материала литосферной мантии с более обедненным материалом измененных базальтов океанической коры и более обогащенным материалом, образовавшимся при коллизийных процессах. На границе Самаркинского террейна мантийные источники представлены сильно обедненным астеносферным материалом и менее обедненным материалом литосферной мантии, а коровый – слегка обогащенным материалом.

Работа проводится по проектам РФФИ 00-15-98574, 01-05-65005, 01-05-97245, 01-05-97247, 00-05-64557, 01-05-06049, проекту № 335 6-го молодежного конкурса Президиума РАН и проекту ИГ СО РАН № 27.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. 367 с.
2. Берсенева И.И., Денисов Е.П. Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня // Петрология неоген-четвер-

- тичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 48–61.
3. Геологическая карта Приморского края. 1 : 1 000 000 / Ред. В.А. Бажанов, Ю.Н. Олейник. Владивосток, 1986.
 4. Есин С. В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное столение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: ВО Наука, Сиб. издат. фирма, 1992. 164 с.
 5. Есин С. В., Пономарчук В.А., Шипицин Ю.Г., Палесский С.В. Петрогенезис Совгаваньского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня: 2. (Sr-изотопные и геохимические данные) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 70–79.
 6. Коваленко С.В., Давыдов И.А. Новые данные о строении и возрасте древних метаморфических комплексов Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1173–1177.
 7. Коваленко С.В., Ханчук А.И. Первая находка глаукофановых сланцев в Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 692–694.
 8. Кононова В.А., Богатиков О.А., Первов В.А. и др. Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана // Геохимия. 1994. № 7. С. 937–955.
 9. Мартынов Ю.А. Геохимия, минералогия и петрогенезис миоцен-четвертичных платоэффузивов Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 158–172.
 10. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
 11. Маслов Л. А., Романовский Н. П. К проблеме тектонической активности Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 3–12.
 12. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
 13. Нечаев В.П., Мусашино М., Ли Донг У. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 21–35.
 14. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Царько Е.И. Третичная сандуганская свита Приморья: проблемы возраста и корреляции // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 69–81.
 15. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
 16. Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л., Лиежуа Ж.-П., Иванов А.В., Пунзалан Л. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 115–136.
 17. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
 18. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Эволюция средне-позднемиоценового магматизма Южного Сихотэ-Алиня // Эволюция эндогенных режимов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2001. С. 167–192.
 19. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь) / Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
 20. Филиппов А.Н., Бурый Г.И. Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 26–46.
 21. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
 22. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойское и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
 23. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
 24. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
 25. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B11. P. 22,237–22,259.
 26. Lemarchand F., Villemant B., Calas G. Trace element distribution coefficients in alkaline series // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 1071–1081.
 27. McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // J. Geology. 2001. V. 109, N 2. P. 155–170.
 28. McDermott F., Hawkesworth C. Th, Pb, and Sr isotope variations in young islands arc volcanics and oceanic sediments // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 104. P. 1–15.
 29. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
 30. Ohki J., Shuto K., Kagami H. Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc // Geochem. J. 1994. V. 28, N 6. P. 473–487.
 31. Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A., Kagami H., Yoshida T., Kawano Y. Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from Japan Sea region // Geology. 1998. V. 26, N 7. P. 619–622.
 32. Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K., Nagao K. K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // The Island Arc. 1998. V. 7. P. 271–282.
 33. Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Fefelov N.N. et al. Geodynamics of the continental lithosphere: Comparisons of magmatism in Rocky Mountains, USA and East Sayan, Russia // Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts, Irkutsk-Tervuren, 1999. P. 173–179.
 34. Righter K., Carmichael I.S.E., Becker T.A., Renn P.R. Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican volcanic belt // Geol. Soc. Am. Bull. 1995. V. 107, N 6. P. 612–626.

35. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 100, N B7. P. 10,287–10,301.
36. Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, 1993. 352 p.
37. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics.* 1995. V. 33. P. 267–309.
38. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins.* Geological Society Special Publication N 42, 1989. P. 313–345.
39. Tatsumi Y., Sato K., Sano T., Arai R., Prihodko V.S. Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Alin volcanism // *Geophys. Res. Letters.* 2000. V. 27, N 11. P. 1587–1590.
40. Von Drach V., Marsh B.D., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopes in the Aleutians: multicomponent parenthood of island-arc magmas // *Contrib. Miner. Petrol.* 1986. V. 92. P. 13–34.
41. Wang P., Glover L. A tectonic test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns // *Earth Sci. Reviews.* 1992. V. 33. P. 111–131.
42. White W.M., Duprű B. Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: isotopic and trace element constraints // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 5927–5941.

Поступила в редакцию 4 февраля 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

***S.V. Rasskazov, E.V. Saranina, Yu.A. Martynov, A.A. Chashchin, S.O. Maksimov,
I.S. Brandt, S.B. Brandt, M.N. Maslovskaya, S.V. Kovalenko***

Evolution of Late Cenozoic magmatism at the active continental margin of Southern Primorye

In the Late Cenozoic volcanic fields of the active continental margin in Southern Primorye, lava sequences have been studied, K-Ar dating has been performed, trace element concentrations have been determined by ICP-MS technique, and strontium isotopic ratios have been measured. In magmatic evolution, three time intervals are distinguished: 1) eruptions of andesite basalts at 14-13 Myr, 2) eruptions of low-K tholeiitic basalts, andesitic basalts, andesites, olivine tholeiites and megaplagiophytic basalts at 12 to 8 Myr, and 3) extrusions of minor bodies of olivine tholeiites and basanites with deep-seated inclusions at 8-3 Myr. In terms of strontium isotopic ratios and trace element concentrations in the volcanic rocks, magmatic sources from the asthenosphere, lithospheric mantle and crust are recognized. A lateral change of enriched mantle sources within the Arsenyev terrane zone of the Precambrian Khanka massif by depleted sources within the Samarka terrane accreted to it in the Middle-Late Jurassic is defined.