

МАНТИЙНО-КОРОВАЯ ПРИРОДА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО САНГИЛЕНА, ТУВА (по Nd, Sr, Pb, C, O изотопным данным)

Врублевский В. В., Никифоров А. В., Сугоракова А. М., Козулина Т. В.

Аннотация

Палеозойские фойдолит-фойяитовые интрузивы плато Сангилен (Баянкольский, Дахунурский, Чикский, Харлинский) могли сформироваться еще в позднем кембрии – раннем ордовике (~ 490–500 млн л. н., Sm–Nd изохрона), что является наиболее древним проявлением щелочного магматизма в провинции Юго-Восточной Тувы. Их внедрение сопровождалось образованием высокотемпературных (до ~ 600°C) эндогенных карбонатных пород, содержащих кальцит, щелочной пироксен, Na-Ca амфибол, биотит, фторапатит, микроклин и нефелин. По-видимому, силикатные и карбонатные производные имеют родственные гетерогенные источники вещества с параметрами $\epsilon\text{Nd}(t)$ от +3 до +6.3 и от –0.5 до + 6.5 соответственно, которые могут быть обусловлены смешением материала деплетированной (PREMA) и обогащенной (EM) мантии. Первичные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \approx 0.89$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \approx 2.15$ в калиевом полевом шпате из кальцитовых пород наиболее соответствуют характеристикам домена EM 1. Наблюдаемая корреляция отношений стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O} \sim 7.2\text{-}19.5$, $\delta^{13}\text{C}$ от –6.0 до –1.4 ‰) с высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 0.7057–0.7076 свидетельствует о заметной коровой контаминации магмы в верхних горизонтах литосферы и незначительном воздействии метеорного флюида. Предполагаемая синхронность и изотопное сходство изученных интрузий с другими комплексами щелочных пород раннепалеозойской крупной изверженной провинции в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса не исключает их формирования в обстановке плюм-литосферного взаимодействия.

Ключевые слова:

Щелочной магматизм, изотопная геохимия и геохронология, плюм-литосферное взаимодействие, нагорье Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс

МАНТИЙНО-КОРОВАЯ ПРИРОДА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО САНГИЛЕНА, ТУВА

(по Nd, Sr, Pb, C, O изотопным данным)

В.В. Врублевский*, А.В. Никифоров, А.М. Сугоракова***, Т.В. Козулина***

**Национальный исследовательский Томский государственный университет,
634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия*

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия*

****Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
667010, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Республика Тыва, Россия*

Палеозойские фойдолит-фойяитовые интрузивы плато Сангилен (Баянкольский, Дахунурский, Чикский, Харлинский) могли сформироваться еще в позднем кембрии – раннем ордовике (~ 490–500 млн л. н., Sm–Nd изохрона), что является наиболее древним проявлением щелочного магматизма в провинции Юго-Восточной Тувы. Их внедрение сопровождалось образованием высокотемпературных (до ~ 600–900°C) эндогенных карбонатных пород, содержащих кальцит, щелочной пироксен, Na-Ca амфибол, биотит, фторапатит, микроклин и нефелин. По-видимому, силикатные и карбонатные производные имеют родственные гетерогенные источники вещества с параметрами $\epsilon_{Nd}(t)$ от +3 до +6.3 и от –0.5 до + 6.5 соответственно, которые могут быть обусловлены смешением материала деплетированной (PREMA) и обогащенной (EM) мантии. Первичные $^{207}Pb/^{206}Pb \approx 0.89$ и $^{208}Pb/^{206}Pb \approx 2.15$ в калиевом полевом шпате из кальцитовых пород наиболее соответствуют характеристикам домена EM 1. Наблюдаемая корреляция отношений стабильных изотопов ($\delta^{18}O \sim 7.2-19.5$, $\delta^{13}C$ от –6.0 до –1.4 ‰) с высоким $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 0.7057-0.7076 свидетельствует о заметной коровой контаминации магмы в верхних горизонтах литосферы и незначительном воздействии метеорного флюида. Предполагаемая синхронность и изотопное сходство изученных интрузий с другими комплексами щелочных пород раннепалеозойской крупной изверженной провинции в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса не исключают их формирования в обстановке плюм-литосферного взаимодействия.

Щелочной магматизм, изотопная геохимия и геохронология, плюм-литосферное взаимодействие, нагорье Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс

Alkaline magmatism, isotope geochemistry and geochronology, plume-lithosphere interaction, Sangilen upland, Central Asian fold belt

ВВЕДЕНИЕ

Формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) сопровождалось неоднократным проявлением щелочного магматизма, развитие которого происходило в неопротерозое, палеозое и мезозое [Андреева, 1968; Кононова, 1976; Яшина, 1982; Конев, 1982; Самойлов, Коваленко, 1983; Андреева и др., 1984; Чернышова, Морикио, 1999; Фролов, Белов, 1999; Никифоров и др., 2002; Никифоров, Ярмолук, 2007; Сазонов и др., 2007; Врублевский и др., 2003, 2012, 2014, 2016; Врублевский, 2015; Верниковский и

др., 2008; Романова и др., 2012; Doroshkevich et al., 2012; Избродин и др., 2017; Vrublevskii et al., 2017]. Считается, что генерация и химическая эволюция материнских магм во многом были обусловлены плюмовой активностью и геодинамическими условиями их внедрения. В отдельных случаях своеобразным индикатором мантийной природы вулcano-плутонических комплексов служат карбонатиты, образование которых обычно связывают с дифференциацией щелочно-ультраосновных расплавов в платформенной обстановке [Самойлов, 1984; Carbonatites:..., 1989; Соколов, 1993; Bell et al., 1998]. Для производных щелочного магматизма в складчато-глыбовых областях, в том числе в ЦАСП (Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, Саяны, Западное Забайкалье, Монголия), карбонатиты менее характерны и обладают гетерогенностью источников вещества [Никифоров и др., 2002, 2006; Рипп и др., 2009; Врублевский и др., 2012; Doroshkevich et al., 2012; Nedosekova et al., 2013 Врублевский, 2015].

Одним из примеров петрографической ассоциации подобного рода является провинция фельдшпатоидных пород Сангиленского нагорья (ЮВ Тува) в западной части ЦАСП. На территории этого магматического ареала распространены 20 небольших (до $\sim 5 \text{ км}^2$) дифференцированных интрузивных массива с более мелкими сателлитами, которые объединяются в серию эгирин-геденбергитовых фойяитов, ювитов и ийолит-уртитов. [Яшина, 1982; Андреева и др., 1984]. Тела щелочных пород сопровождаются жильными образованиями, сходными с карбонатитами [Кононова, 1957; Дергачев, 1973]. Существующие оценки возраста интрузий методом K–Ar датирования не всегда надежны и охватывают диапазон преобладающих значений $\sim 300\text{--}400$ млн л. н. [Яшина, 1982]. Однако получены первые свидетельства, что щелочной магматизм в регионе мог происходить еще на рубеже кембрия и ордовика [Никифоров и др., 2014]. Время формирования наиболее молодых в регионе щелочных редкометальных гранитов массива Улуг-Танзек на севере Сангиленского плато (U–Pb, Ar–Ar даты) составляет 294–302 млн л. н. [Ярмолюк и др., 2010].

Нами получены изотопные данные по Баянкольскому, Харлинскому, Чикскому и Дахунурскому фойдолит-фойяитовым интрузивам Центрального Сангилена, которые позволяют предполагать начальную фазу развития

регионального щелочного магматизма уже в раннем палеозое, а также своеобразии геодинамических обстановок и гетерогенности его источников.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Сангиленский срединный массив, в пределах которого расположена рассматриваемая щелочная провинция, представляет собой крупный структурный блок Тувино-Монгольского докембрийского микроконтинента [Кузьмичев, 2004]. Предполагается, что его цокольная часть преимущественно сложена неопротерозойскими кристаллосланцами, гнейсами, мраморами и кварцитами, а в строении чехла участвуют окраинно-континентальные комплексы метаморфизованных карбонатных, терригенных и вулканогенных пород позднего рифея–венда, кембрия. Геологическое развитие Сангиленского массива во многом определяла покровно-складчатая тектоника, что сопровождалось метаморфическими процессами [Беляев, Терлеев, 1990; Гибшер, Терлеев, 1992; Гибшер и др., 2000]. На границе докембрия и палеозоя по данным изотопного датирования выделяется два главных рубежа тектоно-метаморфических событий с возрастом ~ 535 и ~ 495 млн лет, происходивших в аккреционно-коллизийных геодинамических обстановках [Козаков и др., 2001; Владимиров и др., 2005]. При этом установленные в гнейсах фундамента (моренский и эрзинский комплексы) детритовые цирконы ($T = 0.7\text{--}0.8$ млрд лет) могут соответствовать времени образования протолитов метаморфических комплексов, что совпадает с начальными стадиями раскрытия Палеоазиатского океана. Как показывают модельные построения [Владимиров и др., 2005], раннекаледонское складчатое сооружение Сангиленского массива сформировалось в результате присоединения Таннуольской островодужной системы к Тувино-Монгольскому микроконтиненту и смены транспрессии (570–490 млн л. н.) режимом трансформно-сдвигового растяжения (490–430 млн л. н.). Характер тектогенеза во многом определил эволюцию регионального магматизма, в плутонической фации которого преобладают позднедокембрийские и раннепалеозойские ультрабазитовые, габброидные и гранитоидные комплексы.

Изученные нами интрузивные массивы щелочных пород Центрального Сангилена прорывают неопротерозойские мраморы, метакarbonатные и метатерригенно-карбонатные отложения нарынского комплекса чехла позднего рифея–венда (рис. 1а). Их совокупность сопоставляется с производными мергелисто-известняковой формации эпиконтинентальных морей и внешнего океанического шельфа [Гибшер, Терлеев, 1992; Гоникберг, 1997]. На отдельных участках осадочного разреза отмечаются более глубоководные венд-кембрийские вулканогенно-терригенно-карбонатные образования. Плутоны приурочены к протяженной (~ 200 км) субмеридиональной зоне глубинных разломов фундамента, которая контролирует большинство проявлений разновозрастного щелочного магматизма Сангилена [Хомичев и др., 2009].

Баянкольский интрузив (Баянкол, Bayankol, 50°36' с.ш., 96°40' в.д.) образует два обособленных штоковидных тела с общей площадью около 7 км², разделенные долиной ручья Баян-Кол [Кононова, 1962; Яшина, 1982]. В более крупном сателлите в левобережной части преобладают основные фельдшпатоидные сиениты (эгирин-геденбергитовые фойяиты) (рис. 1в). Для них характерна первичная расслоенность с чередованием меланократовых и лейкократовых разновидностей. Второе тело имеет сравнительно однородный состав и сложено существенно нефелиновыми породами – ювитами (полевошпатовыми уртитам). В эндоконтакте интрузии отмечаются мельтейгиты и ийолиты.

Харлинский интрузив (Харлы, Kharly, 50°34' с.ш., 96°32' в.д.) расположен в долине ручья Харлы, левого притока р. Тарбагатай и формирует крупный шток (9.2 км²) зонального строения, обусловленного широким развитием контактово-реакционных процессов (рис. 1д) [Яшина, 1982]. Его центральная часть сложена трахитоидными эгирин-геденбергитовыми фойяитами с элементами структур магматического течения. В их эндоконтактовой зоне развиты ийолиты и ийолит-уртиты, отделенные от нефелиновых сиенитов узкой (до 60 метров) полосой гибридных ювитов. Мраморы экзоконтакта содержат многочисленные послойные инъекции фойдолитов и фойяитов и преобразованы в нефелин-пироксеновые кальцифиры.

Дахунурский интрузив (Дахунур, Dakhunur, 50°21' с.ш., 96°45' в.д.) находится на южном склоне одноименной горной вершины в 5 км северо-восточнее озера Дахуу-Нур. Он состоит из двух сближенных крутопадающих тел (~ 1.5 км²) ультраосновных фойдолитов (якупирангит–мельтейгитов, ийолитов, ийолит-уртитов, уртитов) и ассоциирующих нефелиновых сиенитов (рис. 1б) [Кононова, 1957]. Среди фойдолитов с первичным нефелин-клинопироксеновым парагенезисом встречаются пегматоидные и метасоматически измененные участки с широко развитым кальцитом, шорломитом и цеолитом. Нефелиновые сиениты отличаются повышенным (до ~ 20–25 %) содержанием амфибола и биотита и слабо выраженным полосчатым строением.

Чикский интрузив (Чик, Chik, 50°09' с.ш., 96°43' в.д.) представляет собой совокупность из четырех разрозненных небольших пластинообразных тел ультраосновных фойдолитов на площади ~ 2 км² (рис. 1г), расположенных в бассейне нижнего течения р. Чик, правого притока р. Балыгтыг-Хем. В самом крупном сателлите магматические породы образуют субвертикальный шлирово-полосчатый комплекс с чередованием ийолит-уртитов, ийолитов и мельтейгитов [Кононова, 1957]. В его юго-восточной части развиты шорломитовые и обогащенные карбонатом разновидности. Мраморы в экзоконтакте и ксенолитах преобразованы в кальцифиры.

Карбонатитоподобные породы, установленные в щелочных интрузивах Сангилена, образуют секущие жилы и линзы небольшой (от 0.2–1 до 5–10 метров) мощности, нередко с ксенолитами нефелиновых сиенитов. Они обладают существенно кальцитовым составом и средне-крупнозернистым полнокристаллическим строением. Наряду с доминирующим карбонатом отмечаются порфиroidные выделения микроклина (до 20 %; Харлинский, Дахунурский, Баянкольский массивы), пятнистые и полосчатые обособления зерен апатита (до 20–25 %), реже отдельные кристаллы или их скопления биотита, амфибола, клинопироксена и нефелина (до 10–15 %), которые свидетельствует о высокотемпературном режиме. Спорадически встречаются флюорит и магнетит.

МЕТОДЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный Sm–Nd, Rb–Sr состав пород и минералов изучен в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты) и в ИГЕМ РАН (Москва) на масс-спектрометрах Finnigan MAT–262, МИ 1201–Т в статическом режиме [Баянова, 2004] и Sector 54 в мультидинамическом режиме. Концентрации химических элементов определены изотопным разбавлением с точностью 1 % для Rb и Sr, 0.5 % для Sm и Nd. Аналитическая ошибка (2σ) при определении $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышает 0.5 отн. %, для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – не более 0.05 и 0.005 отн. % соответственно. Среднее $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по стандарту La Jolla: 0.511833 ± 15 ($N = 15$, нормализовано по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$), среднее $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по стандарту SRM-987: 0.710238 ± 16 ($N = 11$, нормализовано по $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$). Первичные изотопные отношения, ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} рассчитаны на Sm–Nd изохронный возраст 490 млн лет (современный CHUR $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$), UR ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$). Построение изохроны осуществлялось методом Д. Йорка [York, 1966] с применением программы Isoplot/Ex [Ludwig, 1999].

Изотопный состав свинца в калиевом полевом шпате из карбонатитов Харлинского массива определен на масс-спектрометре MC–ICP–MS Neptune (Thermo Scientific, Germany) в ИГЕМ РАН (Москва) по стандартной методике [Чернышев и др., 2007]. После разложения образца (10–15 мг) в смеси HCl + HNO₃ извлечение Pb проводилось в среде HBr на хроматографических колонках с анионитом Bio-Rad AG 1×8. Перед изотопным анализом раствор Pb (3% HNO₃) помечают Tl-трассером с известным $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$. Образец вводится в факел масс-спектрометра с помощью кварцевой распылительной камеры (quartz spray chamber) (wet plasma mode = режим влажной плазмы). Измеренные изотопные отношения Pb нормализованы по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3889 \pm 2$. Точность и достоверность измерений оценивалась по результатам параллельных анализов стандартных образцов USGS: AGV–2 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.871 \pm 5$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.621 \pm 4$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.548 \pm 10$; $n = 5$) и BCR–1 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.822 \pm 6$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.640 \pm 4$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.737 \pm 12$; $n = 10$). Погрешность (2σ) составляет ± 0.04 %.

Изотопный анализ углерода и кислорода карбонатов выполнен в Геологическом институте РАН (Москва) на масс-спектрометре Delta V Advantage с установкой Gas-Bench II (Thermoelectron). Разложение проб и эталонных образцов КН-2, С-О-1 и NBS-19 проводилось в H_3PO_4 при $50^\circ C$. Значения изотопных отношений ($\pm 0.2 \%$) указаны относительно стандартов V-SMOW для $\delta^{18}O$ и V-PDB – для $\delta^{13}C$. Для определения изотопного состава кислорода в породообразующем апатите, нефелине, калиевом полево шпате и Fe-Mg силикатах (биотит, амфибол, клинопироксен) применялся комплекс газовой масс-спектрометрии Finnigan MAT-253 и системы лазерной абляции MIR 10-30 с вакуумной магистралью (vacuum line), установленный в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ). Подготовка образцов проводилась методом лазерного фторирования (laser fluorination) в присутствии BrF_5 . На период измерений значение $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ стандарта NBS-28 (кварц) составило $9.6 \pm 0.2 \%$.

ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И ВОЗРАСТ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ

Неодим, стронций и свинец. В изученных щелочных породах значения $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ и $^{143}Nd/^{144}Nd(t)$ варьируют в интервале 0.70570–0.70733 ($\epsilon_{Sr}(t) \approx 25-48$) и 0.512153–0.512328 ($\epsilon_{Nd}(t) \approx 2.9-6.3$) соответственно (табл. 1). Карбонатитоподобные породы обладают сходным изотопным составом ($^{143}Nd/^{144}Nd(t)$ 0.512123–0.512982; $\epsilon_{Nd}(t) \sim$ от +6.5 до –0.5; $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 0.70567–0.70762, $\epsilon_{Sr}(t) \approx 25-53$), что может свидетельствовать об их комагматичности и родственном источнике вещества. Возникновение подобной зависимости изотопных параметров нередко трактуется как результат смешения материала деплетированной (PREMA-тип) и обогащенной (EM-тип) мантии с компонентами верхней континентальной коры. На участие домена EM 1 в магмогенезисе указывают изотопные особенности свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 17.28; $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.40; $^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.21) в калиевом полево шпате из кальцитовых жил Харлинского плутона (табл. 2).

Как уже отмечалось, в оценке временных рубежей развития щелочного магматизма Центрального Сангиленга существуют значительные (~ 100 млн лет) расхождения изотопных дат от среднего до позднего палеозоя включительно.

Наклон полученных нами Sm–Nd изохрон по Чикскому и Харлинскому массивам соответствует более древнему возрасту $\sim 490\text{--}500$ млн лет (рис. 2), который подтверждается синхронной U–Pb датировкой (492 ± 2 млн лет) породообразующего граната в ийолитах Чикского интрузива [Сальникова и др., 2018]. Возможно, что сильное омоложение биотита примерно до ≈ 330 млн л. н., наблюдаемое в фойяитах Дахунурского [Врублевский и др., 2014a] и карбонатитах Баянкольского (устное сообщение А.Г. Дорошкевич, ИГМ СО РАН, 2017) плутонов было вызвано прогревом и низкотемпературной перестройкой изотопной K–Ar системы слюды за счет развития в этой части ЦАСП позднекарбонатового щелочно-гранитоидного магматизма [Ярмолюк и др., 2010, 2017].

Кислород и углерод. Величина $\delta^{18}\text{O}$ в минералах (клинопироксен, нефелин) и валовом составе щелочных пород варьирует от 7.8 до 13.4 ‰ (табл. 3). Сходные значения $\delta^{18}\text{O}$ отмечаются для апатита, микроклина, биотита, амфибола, клинопироксена и нефелина из карбонатитоподобных пород (7.2–13.9 ‰). Как исключение, в ийолите Харлинского массива (обр. 950) зафиксирован случай инверсии изотопного фракционирования в виде значительного обеднения ^{18}O нефелина относительно сосуществующего пироксена. Аналогичная трансформация кислородных систем под воздействием нагретых метеорных вод с $\delta^{18}\text{O} < 0$ фиксируется в зонах перекристаллизации фойдолитов щелочных интрузий Кузнецкого Алатау [Покровский и др., 1998; Врублевский, 2015].

Изотопный состав породообразующего кальцита характеризуется слабовыраженной прямой корреляцией величин $\delta^{13}\text{C}$ (от -4.0 до -1.4 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (12.4–19.5 ‰) в области значений между первичными магматогенными карбонатитами и нормально-осадочными карбонатами (табл. 3, рис. 3а). Обычно такая зависимость считается признаком смещения глубинной CO_2 с «изотопнотяжелой» углекислотой осадочного происхождения или процесса релеевского фракционирования высокотемпературного ($600\text{--}800^\circ\text{C}$) карбонатитового расплава [Кулешов, 1986]. Аналогичным образом варьирует состав ($\delta^{13}\text{C}$ от -6 до -2 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ 13.0–17.5 ‰) выделений кальцита во вмещающих щелочных породах. При этом большинство значений попадает в границы своеобразного

композиционного «бокса» ($\delta^{13}\text{C}$ от -6 до -2 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ 12–18 ‰; см. рис. 3а), который предлагается для идентификации карбонатитов смешанной мантийно-коревой природы [Vrublevskii, 2017].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст и петрогенетические особенности интрузий. Установленный изотопный Sm–Nd возраст пород Чикского и Харлинского массивов (~ 490 – 500 млн лет) позволяет предполагать, что проявление фельдшпатоидного магматизма ЮВ Тувы происходило уже в позднем кембрии. Это сопоставимо с интервалом образования ~ 470 – 510 млн лет назад многих разноформационных вулканоплутонических ассоциаций западной части ЦАСП, объединяемых в крупную магматическую провинцию (LIP) раннего палеозоя [Izokh et al., 2008]. Для большинства из них предполагается мантийный плюмовый источник. В Тувинском секторе близкий возраст ~ 490 млн лет имеют внутриплитные гранитоиды [Козаков и др., 2003; Кузнецова, Шокальский, 2011]. В сопредельных регионах практически одновременными (~ 480 – 520 млн лет) являются комплексы субщелочных габброидов, габбро-монзонитов, гранитоидов, щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна, Прибайкалья и Забайкалья, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая [Шокальский др., 2000; Владимиров и др., 2001; Никифоров, Ярмлюк, 2007; Складов и др., 2009; Doroshkevich et al., 2012; Врублевский и др., 2012, 2014, 2016, 2018], что может указывать на единство и синхронность мантийных процессов в раннепалеозойской истории ЦАСП.

Характерная черта формирования щелочных плутонов Центрального Сангиленна выражается в обособлении поздних жильных образований, по составу подобных карбонатитам. Доминирующий в них кальцит совместно с клинопироксеном, амфиболом, слюдой, микроклином и апатитом соответствуют высокотемпературному парагенезису калишпат- и альбит-кальцитовой фаций по [Самойлов, 1984], который сопровождается метасоматическим изменением вмещающих щелочных пород с развитием волластонита, везувиана и граната. Аналогичные минералы возникают в экзоконтакте жил фассаит-монтичеллит-магнетит-апатитовых карбонатитов ($T^{\circ}\text{C} \approx 600$ – 900°) Кузнецкого Алатау

[Врублевский, 2015]. Масштабы разделения изотопов кислорода между породобразующими кальцитом и апатитом, установленные для Харлинского и Баянкольского массивов, соответствуют относительно высокой температуре равновесия ($\Delta^{18}\text{O} = 2.5\text{--}4.7\text{‰}$, $T^\circ\text{C} \approx 320\text{--}600^\circ$; см. табл. 3, рис. 3в), позволяющей предполагать кристаллизацию из солевого расплава. Об этой вероятности также свидетельствуют параметры изотопного равновесия, установленные между карбонатом и Fe-Mg силикатами ($T^\circ\text{C} \approx 590\text{--}980^\circ$; табл. 3). Сходный уровень фракционирования отмечается в минеральных ассоциациях контаминированных карбонатитов Бразилии, Анголы, Сибири, Южного Тянь-Шаня.

Мантийно-коровые источники щелочных магм. Развитие щелочного и карбонатитового магматизма обычно связывают с активностью мантийных плюмов, а доминирующими источниками вещества считаются резервуары HIMU/FOZO в сочетании с EM 1 [Bell, Tilton, 2001]. По сравнению с ними породы Дахунурского и Чикского массивов обладают более радиогенным изотопным составом неодима и обогащены ^{87}Sr ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) \sim 4.1\text{--}6.5$, $\epsilon_{\text{Sr}}(t) \sim 35\text{--}48$; см. рис. 4а), что позволяет предполагать участие в магмогенерации деплетированного источника PREMA и его неравномерное смешение с материалом не только обогащенной мантии EM-типа, но и континентальной коры. По-видимому, при формировании нефелиновых сиенитов и карбонатитоподобных пород Баянкольского и Харлинского плутонов в расплавах заметно увеличивается доля EM-компонента, а степень коровой контаминации изменяется незначительно ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +3.5 до -0.5, $\epsilon_{\text{Sr}}(t) \sim 25\text{--}52$). Совокупность первичных отношений $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2.153, 0.891 соответственно) в микроклине из карбонатных жил Харлинского массива свидетельствует о преобладании вещества EM 1, но не совпадает с генерализованным трендом мезозойско-кайнозойского карбонатитового магматизма (см. табл. 2, рис. 4б, в). Как показывают изотопные исследования карбонатит-нефелинитовых вулканов Восточно-Африканского рифта [Bell, Tilton, 2001], проявление подобной неоднородности возможно даже в близко расположенных магматических центрах.

Наблюдаемое изотопно-геохимическое сходство щелочных и карбонатитоподобных пород Тувы подтверждает их когенетичность. Очевидно, таким же образом происходит эволюция аналогичных щелочных плутонических комплексов палеозоя (~ 520–400 млн л. н.) в сопредельных регионах западной части ЦАСП (Кузнецкий Алатау, Северная Монголия, Витимская провинция Западного Забайкалья) (см. рис. 4а). Это допускает родственную природу источников вещества и геодинамическую специфику развития магматизма в условиях плюм-литосферного взаимодействия.

Предположительно, уровень накопления ^{87}Sr в интрузиях Центрального Сангиленна обусловлен не только масштабами и механизмом контаминации магм веществом зрелой континентальной коры, но также различием состава ее отдельных частей. О подобном взаимодействии могут свидетельствовать более высокие, чем в мантии ($\delta^{18}\text{O}$ 5.5 ± 0.5 ‰ SMOW, по Taylor, Sheppard, 1986), значения изотопных отношений кислорода и углерода ($\delta^{18}\text{O}$ 7.2–19.5, $\delta^{13}\text{C}$ от –6 до –1.4 ‰), связанные между собой в кальците прямой зависимостью (рис. 3, 5). При этом большинство его составов совместно с магматогенными карбонатами из других щелочных комплексов ЦАСП группируется в области, вероятной для углекислоты в карбонатитах мантийно-корового происхождения (см. рис. 3а). По существующим оценкам, первоначальный изотопный состав эндогенных карбонатов в щелочных магматических комплексах складчатых областей ограничен еще более узким интервалом $\delta^{13}\text{C} \sim$ от –6.0 до –4.5 ‰; $\delta^{18}\text{O} \sim$ 9–11 ‰ [Кулешов, 1986; Никифоров и др., 2000]. Принимая во внимание установленный «тяжелый» изотопный состав гидротермальных кальцитовых жил и вмещающих неопротерозойских мраморов ($\delta^{13}\text{C}$ от –2.5 до –0.5 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ 17.3–24.8 ‰; см. табл. 3, рис. 3а), а также высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7080$ –0.7085 и резко отрицательный $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx -19$ в них (табл. 4), следует допустить значительную степень коровой контаминации фельдшпатоидных интрузий Центрального Сангиленна.

Прямая корреляция между величинами $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$, которая считается признаком вовлечения в магматические процессы верхнекорового осадочного материала, наблюдается, главным образом, в карбонатитоподобных образованиях

(рис. 3б). Как видно, у выделений кальцита в щелочных породах слабо выражена обратная зависимость, вызванная некоторым уменьшением $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ под воздействием нагретых метеорных вод. В интрузиях Сангилен их влияние обычно не отражается на равновесном характере изотопно-кислородных систем большинства породообразующих минералов. Вполне допустимо, что взаимное обогащение ^{18}O ассоциирующих силикатов, апатита и кальцита в соответствии со способностью кристаллических решеток накапливать тяжелый изотоп, свидетельствует о коровой контаминации еще на стадии существования расплава. Возможно, это способствует дополнительной карбонатизации щелочной магмы и последующему ликвационному обособлению солевой карбонатитовой жидкости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге проведенных исследований отметим, что: (1) формирование плутонической ассоциации фойдолитов, нефелиновых сиенитов и карбонатитоподобных пород плато Сангилен в ЮВ Туве могло происходить уже в кембрии на рубеже $\sim 490\text{--}500$ млн л. н. Это позволяет рассматривать ее как производную раннепалеозойской крупной изверженной провинции, выделяемой в западной части ЦАСП; (2) вариации изотопного состава Nd и Pb в интрузивных массивах свидетельствуют о гетерогенности родственных магматических источников, связанной с различной степенью частичного смешения вещества умеренно деплетированной мантии PREMA и резервуара EM 1. Установленный радиогенный изотопный состав стронция, высокие значения $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ пород и минералов обусловлены вероятной коровой контаминацией расплавов в верхних горизонтах литосферы. Вызванная этим карбонатизация могла стимулировать процесс ликвации щелочной силикатной магмы с образованием высокотемпературного солевого раствора-расплава.

Авторы благодарны сотрудникам Геологического института РАН (Москва), Геологического института КНЦ РАН (Апатиты), ИГЕМ РАН (Москва), Геологического института СО РАН (Улан-Удэ) и ТувИКОПР СО РАН (Кызыл) за содействие в исследованиях. Работа выполнена при финансовой поддержке

Министерства образования и науки Российской Федерации (изотопный анализ Дахунурской и Баянкольской интрузий; грант 5.8988.2017/6.7) и Президиума РАН (изотопный анализ Чикской и Харлинской интрузий; проект I.48–4 № 0136–2018–0040).

ЛИТЕРАТУРА

Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968, 169 с.

Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М. Щелочные породы/Магматические горные породы. Т. 2. М.: Наука, 1984, 415 с.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004, 174 с.

Беляев С.Ю., Терлеев А.А. Современная структура Сангилена // Геология и геофизика, 1990, № 12, с. 20–29.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады Академии наук, 2008, Т. 419(1), с. 90–94.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау и Калбы (по данным U–Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, Т. 42(8), с. 1157–1178.

Владимиров В.Г., Владимир А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады Академии наук, 2005, Т. 405(1), с. 82–88.

Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Петропавловск-Камчатский – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005, с. 13–29.

Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика, 2015, Т. 56(3), с. 488–515.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. Sm–Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау // Доклады Академии наук, 2003, Т. 391(3), с. 378–382.

Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология, 2003а, Т. 11, № 2, с. 145–163.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. Природа карбонатитосодержащих комплексов складчатых областей: изотопные свидетельства мантийно-корового взаимодействия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Петропавловск-Камчатский – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005, с. 30–49.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2012, Т. 53(8), с. 945–963.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутierrez-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А. Изотопная (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2014, Т. 55(11), с. 1598–1614.

Врублевский В.В., Никифоров А.И., Сугоракова А.М., Лыхин Д.А., Козулина Т.В., Юдин Д.С. Возраст и природа щелочных пород Дахунурского

плутона, Юго-Восточная Тува // Известия Томского политехнического университета, 2014а, Т. 324(1), с. 146–153.

Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В. Геохимия, изотопная (Nd–Sr–O) триада и ^{40}Ar – ^{39}Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика, 2016, Т. 57(3), с. 592–602.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф. Роль земной мантии в развитии вулканизма океанских островов в раннем палеозое (по данным геохимии OIB юго-востока Горного Алтая) // Геосферные исследования, 2017, № 1, с. 28–38.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Изотопный U–Pb возраст, источники вещества и условия формирования когтахского габбро-монцонитового комплекса Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2018, Т. 59(7), с.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Чугаев А.В. Источники вещества высокоглиноземистых щелочных магм по данным изотопной (Nd, Sr, Pb, O) геохимии пород Кия-Шалтырского габбро–уртитового интрузива девонского возраста, Южная Сибирь // Доклады Академии наук, 2018а, Т. 479(6), с.

Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кемрия Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика, 1992, № 11, с. 26–34.

Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Доклады Академии наук, 2000, Т. 370(4), с. 489–492.

Гоникберг В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии // Геотектоника, 1997, № 5, с. 72–84.

Дергачев В.Б. О карбонатитах Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 135–137.

Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Рипп Г.С., Ласточкин Е.И., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Владыкин Н.В. Возраст,

минералогическая и геохимическая характеристики пород Чининского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2017, Т. 58(8), с. 1135–1156.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001, № 3, с. 22–43.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н. Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm–Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, Т. 11(5), с. 491–511.

Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1982, 200 с.

Кононова В.А. Уртит-ийолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1957, № 5, с. 37–55.

Кононова В.А. Первично-расслоенная Баянкольская интрузия геденбергитовых нефелиновых сиенитов // Щелочные породы Сибири (Ред. О.А. Воробьева). М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 39–71.

Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976, 215 с.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы (ред. Е.В. Складов). М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометальных пегматитах Республики Тыва // Материалы Всероссийского научно-практического совещания «Литий России: минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность». Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011, с. 65–70.

Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986, 124 с.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Андреева И.А., Журавлев Д.З., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Коршунов В.В. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (O, C, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // Петрология, 2000, Т. 8(3), с. 309–336.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г., Журавлев Д.З. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология, 2002, Т. 10(2), с. 168–188.

Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугоракова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А. Геохимия изотопов (O, C, S, Sr) и Rb–Sr-возраст карбонатитов Центральной Тувы // Геология рудных месторождений, 2006, Т. 48(4), с. 296–319.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В. Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогольского и Хушагольского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук, 2007, Т. 412(1), с. 81–86.

Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Врублевский В.В., Лыхин Д.А. Нефелин-сиенитовые комплексы Сангиленского нагорья: время формирования Чикского массива // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 12. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014, с. 219.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. (Тр. ГИН РАН; Вып. 535). М.: Наука, 2000, 228 с.

Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология, 1998, Т. 6(3), с. 259–273.

Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология, 2009, Т. 17(1), с. 79–96.

Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н. Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика, 2012, Т. 53(11), с. 1530–1555.

Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Федорова А.В., Гавриленко В.В., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb–Sr-, Sm–Nd-изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии // Доклады Академии наук, 2007, Т. 413(6), с. 798–802.

Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В., Ярмолук В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Сугоракова А.М., Врублевский В.В. Гранаты ряда андрадит-моримотоит – потенциальные минералы-геохронометры для U–Pb датирования ультраосновных щелочных пород // Доклады Академии наук, 2018, Т. 479(6), с.

Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984, 190 с.

Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983, 196 с.

Склярков Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, Т. 50(12), с. 1409–1427.

Соколов С.В. Генетическая природа, формационная принадлежность и условия образования карбонатитов. М.: МГП «Геоинформмарк», 1993, 73 с.

Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, Т. 41(2), с. 109–130.

Хомичев В.Л., Бухаров Н.С., Минин В.А. Эталон сангиленского габбро-нефелинсиенит-щелочногранитового комплекса (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009, 193 с.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Рb // *Геохимия*, 2007, № 11, с. 1155–1168.

Чернышова Е.А., Морикио Т. Характеристика источника щелочных пород карбонатитовых комплексов Присяня по данным изотопного состава Nd и Sr в породах дайковой серии // *Доклады Академии наук*, 1999, Т. 369(3), с. 381–384.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области (под ред. А.Ф. Морозова). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000, 187 с.

Ярмолук В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометальные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // *Доклады Академии наук*, 2010, Т. 430(2), с. 248–253.

Ярмолук В.В., Козловский А.М., Травин А.В. Позднепалеозойский анорогенный магматизм Южной Монголии: этапы формирования и структурный контроль // *Доклады Академии наук*, 2017, Т. 475(2), с. 180–185.

Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982, 274 с.

Alberti A., Castorina F., Censi P., Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B. Geochemical characteristics of cretaceous carbonatites from Angola // *Journal of African Earth Sciences*, 1999, V. 29, № 4, p. 735–759.

Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // *Journal of Petrology*, 2007, V. 48(4), p. 693–709.

Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. Carbonatites – into the twenty-first century // *Journal of Petrology*, 1998, V. 39(11/12), p. 1839–1845.

Bell K., Tilton G.R. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // *Journal of Petrology*, 2001, V. 42(10), p. 1927–1945.

Carbonatites: Genesis and evolution (Ed. K. Bell). London: Unwin Hyman, 1989, 600 p.

Chiba H., Chacko T., Clayton R.N., Goldsmith J.R. Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite, and calcite: application to geothermometry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, V. 53, p. 2985–2995.

Conway C.H., Taylor H.P. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // *Journal of Geology*, 1969, V. 77(5), p. 618–626.

Demény A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W. Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study // *Lithos*, 1998, V. 44, p. 101–115.

Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: Age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr and Nd) data // *Lithos*, 2012, V. 152, p. 157–172.

Fortier S.M., Luttge A., Satir M., Metz P. Oxygen isotope fractionation between fluorophlogopite and calcite: an experimental investigation of temperature dependence and F^-/OH^- effects // *European Journal of Mineralogy*, 1994, V. 6(1), p. 53–65.

Fortier S.M., Luttge A. An experimental calibration of the temperature dependence of oxygen isotope fractionation between apatite and calcite at high temperatures (350–800°C) // *Chemical Geology*, 1995, V. 125, p. 281–290.

Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*, 1992, V. 256, p. 517–520.

Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevskii V.V., Egorova V.V., Rudnev S.N., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T. Early Paleozoic

Large Igneous Province of the Central Asia Mobile Belt // <http://www.largeigneousprovinces.org/08may>. May 2008 LIP of the Month.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999, V. 1, 46 p.

Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V. Belyatsky B.V., Bayanova T.B. Origin and evolution of the Ilmeny–Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-element compositions, and Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb, Lu–Hf isotope data // *Mineralogy and Petrology*, 2013, V. 107, p. 101–123.

Santos R.V., Clayton R.N. Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of Brazilian alkaline complexes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, V. 59(7), p. 1339–1352.

Stacey J.C., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*, 1975, V. 26, p. 207–221.

Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and rest of the mantle zoo // *Geochemistry, geophysics, geosystems*, 2005, V. 6(5), p. 1–20.

Taylor H.P., Sheppard P.M.N. Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // *Reviews in Mineralogy*, 1986, V. 16, p. 227–271.

Vrublevskii V.V. Typical $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ ratios in mantle-crustal carbonatites of the CAOBS // Abstracts of the 27th Goldschmidt conference, Paris, 2017. <https://goldschmidt.info/2017/program/>.

Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko S.I. Mineralogy and geochemistry of triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkestan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018, V. 153, p. 252–281.

Vrublevsky V.V., Pokrovsky B.G., Kuleshev V.N., Gertner I.F., Parnachov V.P., Anoshin G.N. Geochemistry of carbon and oxygen isotopes of carbonatites from the western part of Altay-Sayan folding system // Ninth Annual Goldschmidt Conference. Lunar and Planetary Institute, Houston, 1999, LPI Contribution N 971, p. 311–312.

York D. Least squares fitting of straight line // Canadian Journal of Physics, 1966, V. 44, p. 1079–1086.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics, 1981, V. 75, p. 135–162.

Zheng Y-F. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates // Earth Planetary Science Letters, 1993, V. 120, p. 247–263.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1986, V. 14, p. 493–571.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Геологическая позиция и внутреннее строение щелочных интрузивных массивов нагорья Сангилен

a – фрагмент геолого-структурной схемы Западного и Центрального Сангилена, по [Гибшер и др., 2000]. На врезке показаны географическое расположение района. *б–д* – геологические схемы Дахунурского (*б*), Баянкольского (*в*), Чикского (*г*), Харлинского (*д*) плутонов [Кононова, 1957, 1962, 1976; Яшина, 1982; Андреева и др., 1984; Врублевский и др., 2014а]. 1 – кайнозойские наложенные впадины, 2 – неопротерозойские комплексы метаморфических пород (кристаллосланцы, гнейсы, мраморы, кварциты) цоколя Тувино-Монгольского микроконтинента, 3 – окраинно-континентальные комплексы метаморфизованных карбонатно-терригенных и вулканогенных пород позднего рифея–венда и кембрия Центрального Сангилена, 4 – венд–раннекембрийские тектонизированные фрагменты (I – Агардагская, II – Каахемская зоны) задуговых бассейнов, выполненные пиллоу-лавами, кремнистыми и турбидитовыми отложениями с развитым серпентинитовым меланжем и секущими габбро-плагиогранитами; 5 – венд–кембрийские островодужные комплексы (известково-щелочные вулканы, карбонатные отложения, габбро-тоналит-плагиогранитные интрузии) Восточно-Таннуольской структурно-формационной зоны и прорывающие их коллизионные гранитоидные батолиты позднего кембрия–ордовика, 6 – тектонические разломы (*a*) и границы покровных структур (*б*), 7 – местоположение щелочных массивов (1 – Харлинский, 2 – Баянкольский, 3 – Дахунурский, 4 – Чикский), 8–13 – магматические породы: 8 – якупирангиты-мельтейгиты, 9 – ийолиты, ийолит-уртиты, уртиты, 10 – нефелиновые сиениты (фойяиты), 11 – ювиты (полевошпатовые уртиты), 12 – зоны карбонатизации и распространения эндогенных карбонатных пород, 13 – участки пегматоидных щелочных пород.

Рис. 2. Минеральные Sm–Nd изохроны по породам Чикского и Харлинского интрузивных массивов

Номера образцов см. табл. 1. WR – валовый состав породы, Apat – апатит, Gr – гранат, Ttn – титанит, Srx – клинопироксен.

Рис. 3. Изотопный состав углерода и кислорода в породах щелочных комплексов и вмещающих метакарбонатных отложений

a – диаграмма $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$: PIC (Primary Igneous Carbonatites) – «бокс» первичных магматогенных карбонатитов [Conway, Taylor, 1969]; NSC (Normal Sedimentary Carbonates) – морские осадочные карбонаты [Покровский, 2000]. Стрелками показано влияние коровой контаминации и низкотемпературных гидротерм [Demény et al., 1998]. MCC – предполагаемая область мантийно-коровых карбонатитов [Vrubleskii, 2017]. Оконтурены (поля серого цвета) преобладающие составы кальцита/доломита в карбонатитах Кузнецкого Алатау, Центральной Тувы (ЦТ), Туркестано-Алайского сегмента Тянь-Шаня (ТШ) [Врублевский, 2015; Никифоров и др., 2006; Vrublevskii et al., 2018]. Карбонатиты Монголии представлены дайками, жилами, брекчиями и туфами комплексов Мушугай-Худук и Улугей-Хид [Кулешов, 1986]. *б* – диаграмма $\delta^{18}\text{O}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$. *в* – фракционирование изотопов кислорода между кальцитом и апатитом в карбонатитах и карбонатитоподобных породах. Расчет температур равновесия см. в примечании к табл. 3. *apat* – апатит, *cc* – кальцит. Данные по карбонатитам Бразилии, Анголы, Сибири и Южного

Тянь-Шаня приведены из [Santos, Clayton, 1995; Alberti et al., 1999; Врублевский, Гертнер, 2005; Vrublevskii et al., 2018].

Рис. 4. Изотопный состав Nd–Sr–Pb щелочных и карбонатитоподобных пород плато Сангилен

a – диаграмма $\epsilon_{Nd}(t) - \epsilon_{Sr}(t)$. В сравнении показаны преобладающие составы (поля серого цвета) магматических пород щелочных и карбонатитовых комплексов ЦАСП (мезозойские: 1 – Южной Монголии, 2 – Западного Забайкалья; палеозойские: 3 – Витимской провинции Западного Забайкалья и Северной Монголии, 4 – Кузнецкого Алатау) и докембрийских Сибирского, Европейского и Северо-Американского кратонов (5) [Никифоров и др., 2002; Врублевский и др., 2003а; Владыкин, 2005; см. ссылки в Врублевский, Гертнер, 2005; Сазонов и др., 2007; Doroshkevich et al., 2012; Врублевский, 2015]. Положение резервуаров PREMA, HIMU, EM 1, EM 2 приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами по [Zindler, Hart, 1986; Stracke et al., 2005]. б-в – первичные $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (б) и $^{208}Pb/^{206}Pb - ^{207}Pb/^{206}Pb$ (в) отношения в микроклине (черная звезда) из кальцитовых жил Харлинского массива. Средний состав мантийных компонентов PREMA (Prevalent Mantle), HIMU (High- μ), DMM (Depleted MORB Mantle), EM1 (Enriched Mantle 1) и EM2 (Enriched Mantle 2), элементы плюмботектоники и изотопной эволюции свинца (UC = Upper crust, Oro = Orogenic, M = Mantle) по [Stacey, Kramers, 1975; Zartman, Doe, 1981; Zindler, Hart, 1986, Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005; Armienti, Gasperini, 2007]; EACL – East African Carbonatite Line [Bell, Tilton, 2001]; поле KA&GA – составы щелочных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау и Горного Алтая в западной части ЦАСП [Врублевский и др., 2017, 2018а].

Рис. 5. $\delta^{18}O$ -диапазон для минералов и пород щелочных интрузивов плато Сангилен. Значения «мантийного» интервала ($\delta^{18}O_{SMOW} 5.5 \pm 0.5 \text{ ‰}$) приведены по [Taylor, Sheppard, 1986].

Таблица 1. Изотопный состав неодима и стронция в щелочных и карбонатитоподобных породах нагорья Сангилен

Образец	Массив	Порода, минерал	Sm (г/г)	Nd (г/г)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(t)	ε _{Nd} (t)	Rb (г/г)	Sr (г/г)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(t)	ε _{Sr} (t)
249/1	Дх	Якупирангит	6.68	34.6	0.11660	0.512591	14	0.512217	+4.10	19.9	1902	0.02947	0.70691	19	0.70670	+39.5
243/1		Ийолит	6.44	33.8	0.11511	0.512626	8	0.512257	+4.88	20.4	1939	0.02966	0.70754	14	0.70733	+48.4
250		Ийолит***	3.15	14.2	0.13436	0.512759	10	0.512328	+6.27	27.3	1956	0.0404	0.70713	5	0.70685	+41.6
244		Фойяит	5.88	25.2	0.14136	0.512777	15	0.512323	+6.17	44.3	1233	0.10130	0.70790	18	0.70719	+46.4
252	Бк	Карбонатит*	2.87	12.4	0.14020	0.512789	14	0.512339	+6.48	13.4	2743	0.01381	0.70692	15	0.70682	+41.2
257		Фойяит	2.42	11.4	0.12864	0.512581	7	0.512168	+3.14	44.8	832	0.15195	0.70676	15	0.70570	+25.2
257/1		Ювит	1.15	5.60	0.12370	0.512583	8	0.512186	+3.50	73.5	1018	0.20370	0.70782	17	0.70640	+35.2
262/5		Карбонатит*	30.3	176	0.10437	0.512521	5	0.512186	+3.50	3.29	8802	0.00105	0.70636	15	0.70635	+34.5
256/2		Карбонатит*	9.30	60.9	0.09232	0.512278	12	0.512982	-0.49	9.82	5176	0.00535	0.70646	16	0.70642	+35.5
950	Хр	Ийолит	2.36	10.7	0.13306	0.512587	10	0.512153	+2.86							
265		Фойяит***	4.18	18.2	0.13838	0.512607	10	0.512163	+3.05	34.6	396	0.2526	0.70809	6	0.70633	+34.2
		Титанит***	92.3	382	0.14585	0.512632	10	0.512156								
		Пироксен***	2.29	9.51	0.14553	0.512632	10	0.512156								
267		Фойяит	2.22	9.73	0.13767	0.512603	17	0.512161	+3.01	73.9	734	0.28398	0.70770	7	0.70572	+25.5
268/10		Карбонатит*	15.4	93.8	0.09932	0.512480	10	0.512161	+3.01	54.2	5779	0.02644	0.70585	16	0.70567	+24.9
498/2		Карбонатит*	15.2	79.7	0.11524	0.512493	14	0.512123	+2.27	1.31	2252	0.00164	0.70763	18	0.70762	+52.5
270/1	Чк	Ийолит	1.55	6.45	0.14481	0.512709	18	0.512244	+4.63	31.3	457	0.19305	0.70776	17	0.70641	+35.3
270/2**		Ийолит***	23.2	64.7	0.21637	0.512965	10	0.512271	+5.16	22.4	837	0.0775	0.70701	12	0.70647	+36.2
		Апатит***	85.3	485	0.10639	0.512607	10	0.512266								
		Гранат***	46.3	81.4	0.34367	0.513367	10	0.512264								
272/4		Карбонатит*	25.1	121	0.12530	0.512704	16	0.512302	+5.72	8.31	4051	0.00579	0.70692	16	0.70688	+42.0

Примечание. Интрузивные массивы: Дх – Дахунурский, Бк – Баянкольский, Хр – Харлинский, Чк – Чикский. *Карбонатит = карбонатитоподобная порода (обр. 252 – полевой шпат-кальцитовая порода, обр. 262/5 – апатит-кальцитовая порода, обр. 256/2 – полевой шпат-клинопироксен-кальцитовая порода, обр. 268/10 – микроклин-кальцитовая порода, обр. 498/2 – апатит-кальцитовая порода, обр. 272/4 – клинопироксен-нефелин-apatит-кальцитовая порода). **Обр. 270/2 – гранатсодержащий ийолит [Сальникова и др., 2018]. ***Изотопный анализ проведен в ИГЕМ РАН, г. Москва.

Таблица 2. Изотопный состав свинца в микроклине из кальцитовых жил Харлинского массива

Образец	U (г/т)	Th (г/т)	Pb (г/т)	$^{206}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}_m$	$^{207}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}_m$	$^{208}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}_m$	$^{206}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}_{in}$	$^{207}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}_{in}$	$^{208}\text{Pb}/$ $^{204}\text{Pb}_{in}$	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}_{in}$	$^{208}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}_{in}$
268/10	0.10	0.094	1.6	17.626	15.418	37.297	17.282	15.399	37.205	0.891	2.153

Примечание. Изотопные отношения: *m* – измеренное, *in* – первичное (рассчитано на возраст 490 млн. лет).

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода в щелочных и карбонатитоподобных породах нагорья Сангилен

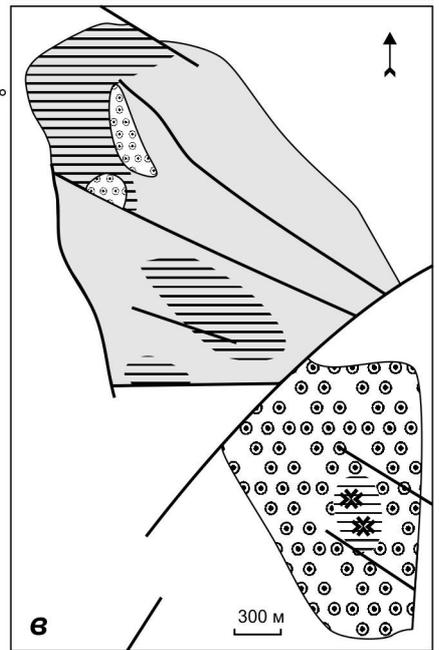
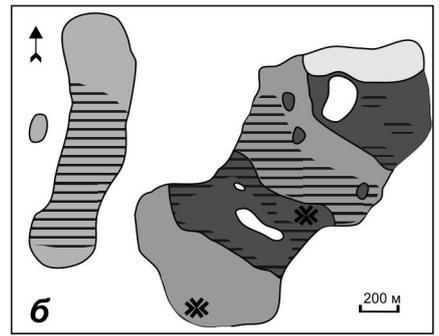
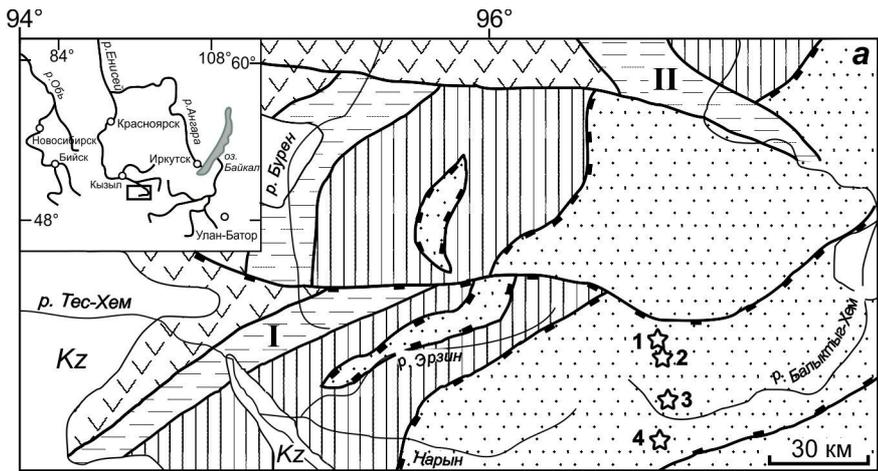
Образец	Массив	Порода	Материал	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	T (°C)
950	Хр	Ийолит	Wt		9.7 ^Г	
			Нефелин		7.8	
			Пироксен		13.4	
			Кальцит	-2.2	16.9	
267		Фойяит	Wt		13.0 ^Г	
1084 ^а		Фойяит	Кальцит	-5.0	13.0	
2540		Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-2.7	15.2	
			Апатит		11.9	423, 535 ^А
498/2		Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-2.3	16.4	
			Апатит		13.9	527, 645 ^А
268/10		Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-2.6	15.0	
			Микроклин		7.2 ^Г	
1179 ^а		Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-4.0	16.0	
1190 ^а		"_"	Кальцит	-3.8	14.0	
908 ^а		"_"	Кальцит	-3.4	16.6	
1186 ^а		"_"	Кальцит	-3.9	17.1	
268/11		"_"	Кальцит	-2.3	19.5	
2843/35		Жила кальцита	Кальцит	-0.5	17.3	
			Нефелин		11.9	
2843/31		Жила кальцита	Кальцит	-0.6	17.5	
961 ^а		Мрамор	Wt	-0.5	22.3	
257/1	Бк	Ювит	Wt		11.5 ^Г	
00296 ^б		Ювит	Кальцит	-4.6	13.8	
257		Фойяит	Wt		12.2 ^Г	
00187 ^б		Фойяит	Кальцит	-2.8	13.8	
00240 ^б		Фойяит	Кальцит	-2.7	15.3	
262/5		Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-2.4	13.9	
			Апатит		9.3 ^Г	317, 360 ^А
БК-40 ^В		Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-3.5	14.1	
			Апатит		9.4 ^Г	311, 340 ^А
			Пироксен		12.6 ^Г	984
БК-35 ^В	Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-2.1	15.4		
		Биотит		12.9 ^Г	585	
БК-2 ^В	Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-2.4	15.4		
		Амфибол		12.5 ^Г	700	
256/2		Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-3.2	12.4	
0058 ^б		Мрамор	Wt	-2.5	24.1	
249/1	Дх	Якупирангит	Wt		9.7 ^Г	
			Кальцит	-6.0	17.5	
243/1		Ийолит	Wt		10.4 ^Г	
8-982 ^б		Ийолит	Кальцит	-2.9	13.5	
244		Фойяит	Wt		10.9 ^Г	
252		Карбонатитоподобная порода	Кальцит	-1.4	16.2	
			Микроклин		9.3 ^Г	
243/2		Мрамор	Кальцит	-0.5	24.8	
270/1	Чк	Ийолит	Wt		12.1 ^Г	
2683 ^б		Ийолит	Кальцит	-2.0	16.4	
272/4		Карбонатитоподобная порода	Апатит		10.1 ^Г	
2693 ^б		Мрамор	Кальцит		23.2	

Примечание. Интрузивные массивы: *Хр* – Харлинский, *Бк* – Баянкольский, *Дх* – Дахунурский, *Чк* – Чикский. Wt – валовый состав породы. ^a [Кулешов, 1986; Vrublevsky et al., 1999]. ^b [Андреева и др., 1984]. ^в (устное сообщение А.Г. Дорошкевич, ИГМ СО РАН, 2017). ^г (данные лазерной абляции). Изотопная температура рассчитана по формулам: $1000 \ln\alpha$ (кальцит–апатит) = $1.6 \times 10^6/T^2$ [Fortier, Lutge, 1995]; $1000 \ln\alpha$ (кальцит–пироксен) = $2.37 \times 10^6/T^2$ [Chiba et al., 1989]; $1000 \ln\alpha$ (кальцит–биотит) = $1.84 \times 10^6/T^2$ [Fortier et al., 1994]; $1000 \ln\alpha$ (кальцит–амфибол) = $0.13 \times 10^6/T^2 + 3.90 \times 10^3/T - 1.59$ [Zheng, 1993]. ^д (расчет по [Alberti et al., 1999]).

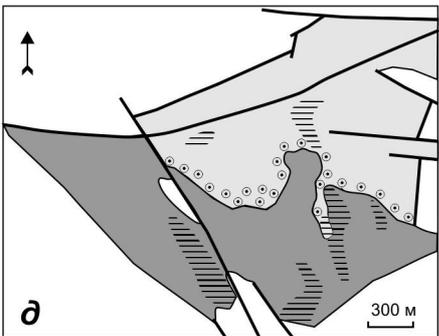
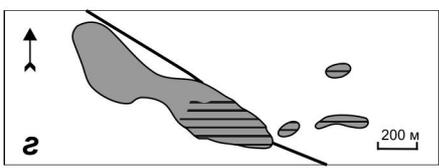
Таблица 4. Изотопная характеристика неопротерозойских мраморов
в экзоконтакте щелочных интрузий плато Сангилен

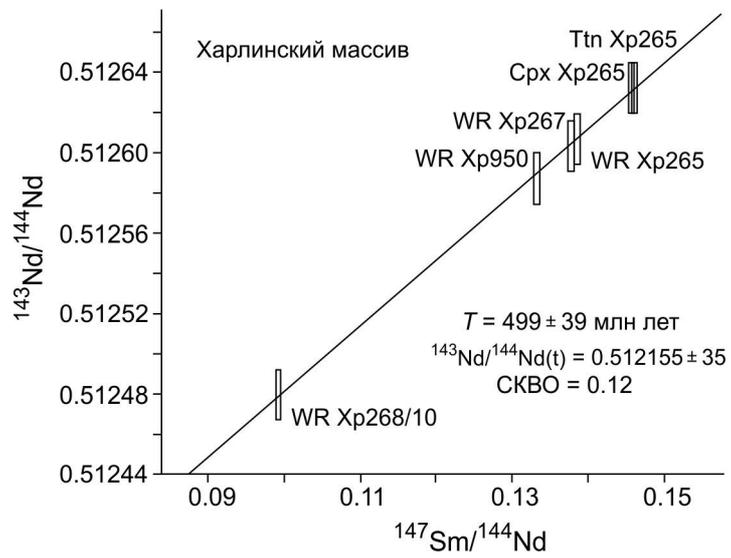
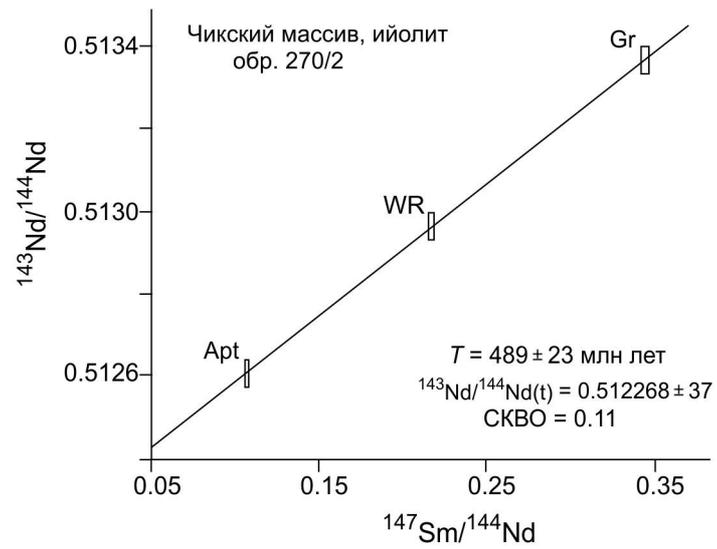
Образец	Массив	Rb (г/т)	Sr (г/т)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
243/2*	Дахунурский	0.46	2412	0.00054	0.70820
261	Баянкольский	–	–	–	0.70851
273/1	Чикский	–	–	–	0.70823
268/26	Харлинский	–	–	–	0.70790

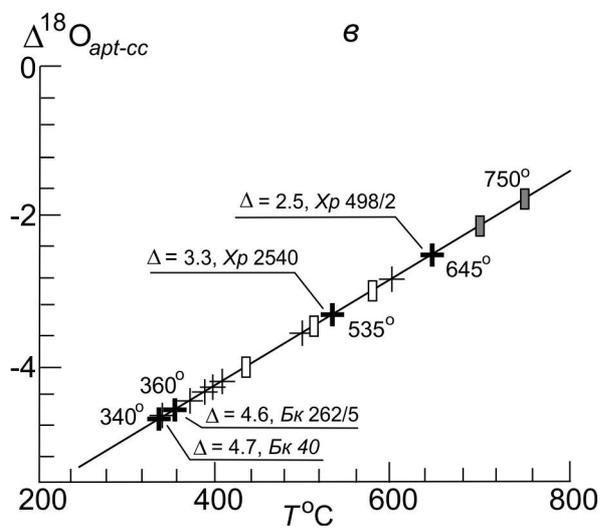
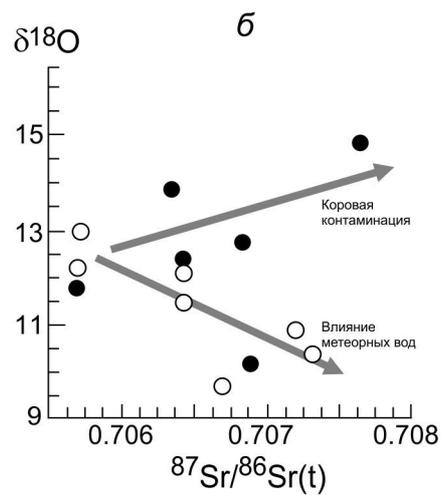
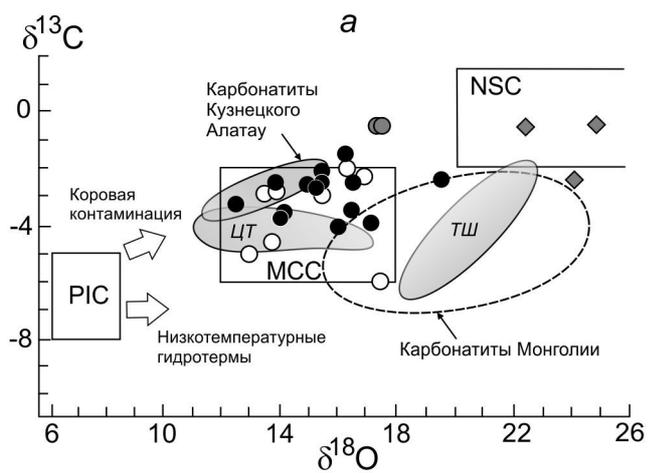
Примечание. Прочерк – нет данных. * – в образце проведен изотопный Sm–Nd анализ (Sm 0.13, Nd 0.69 г/т; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.11789$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma = 0.511547 \pm 363$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t) = 0.510697$, $\epsilon\text{Nd}(t) = -19.04$; $t = 750$ млн лет).



- | | | | |
|--|---|--|----|
| | 1 | | 8 |
| | 2 | | 9 |
| | 3 | | 10 |
| | 4 | | 11 |
| | 5 | | 12 |
| | 6 | | 13 |
| | 7 | | |







Плато Сангилен:

- Кальцит щелочных пород
- Карбонатитоподобные породы
- Гидротермальные жилы кальцита
- ◆ Известняки и мраморы

Температуры изотопного равновесия апатит-кальцит:

- ⊕ Карбонатитоподобные породы Сангилен
- ⊕ Карбонаты Анголы
- Карбонаты Сибири и Южного Тянь-Шаня
- Карбонаты Бразилии (Якупиранга)

