

ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ВЕРХНЕПЕТРОПАВЛОВСКОГО ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь)

В.В. Врублевский

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

Раннепалеозойский этап щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау представлен Верхнепетропавловским интрузивным массивом габброидов, фельдшпатоидных пород (тералитов, основных фойдолитов, нефелиновых сиенитов) и кальциокарбонатитов. По изотопным Sm-Nd и Rb-Sr данным, его становление происходило в среднем кембрии 509 ± 10 млн лет назад. По уровню кремнекислотности, содержанию глинозема и щелочей силикатные магматические породы соответствуют производным K-Na щелочно-основной формации. Для Ca-карбонатитов характерен высокотемпературный (600–900 °C) парагенезис апатита, клинопироксена, ферромонтichelлита, флогопита и магнетита, они обогащены P_2O_5 (до 6.4 мас. %), Sr (до ~ 3000–4500 г/т; Sr/Ba ~ 5–7), REE + Y (до ~ 800 г/т) и проявляют признаки ликвидационного генезиса. Доминирующим магматическим источником ($\epsilon_{Nd}(T) = 5-7$) послужила умеренно деплетированная мантия PREMA с возможной комбинацией вещества E-MORB и EM. Согласно изотопным данным ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_T \sim 0.7024-0.7065$; $\delta^{18}O \sim 6.3-15.5$ ‰; $\delta^{13}C \sim -3.5 \dots -2.0$ ‰), фракционирование расплавов сопровождалось их коровой контаминацией. Редкоэлементный состав мафитов обнаруживает признаки участия в процессах магмогенерации вещества, подобного субстратам исходных магм базальтов COX, островных дуг и океанических островов, что может свидетельствовать о внедрении интрузии в геодинамической обстановке взаимодействия активной континентальной окраины с поднимающимся мантийным диапиром. По-видимому, по этой причине происходило смешение материала разнородных источников, включая компоненты PREMA, обогащенной надсубдукционной литосферной мантии EM и континентальной коры. Предполагается, что комплексы пород повышенной щелочности и карбонатитов западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют первичную плюмовую природу и входят в состав крупной магматической провинции раннего палеозоя.

Щелочной магматизм, карбонатиты, плюм-литосферное взаимодействие, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

SOURCES AND GEODYNAMIC SETTING OF PETROGENESIS OF THE MIDDLE CAMBRIAN UPPER PETROPAVLOVKA ALKALINE BASIC INTRUSIVE PLUTON (Kuznetsk Alatau, Siberia)

V.V. Vrublevskii

Early Paleozoic alkaline basic magmatism in the Kuznetsk Alatau is manifested in the Upper Petropavlovka pluton of gabbro, feldspathic rocks (theralites, mafic foidolites, and nepheline syenites), and Ca-carbonatites. According to Sm-Nd and Rb-Sr isotope data, the pluton formed in the Middle Cambrian (509 ± 10 Ma). The silicate igneous rocks correspond in the contents of silica, alumina, and alkalis to derivatives of a K-Na alkaline basic association. The Ca-carbonatites are characterized by a high-temperature (600–900 °C) paragenesis of apatite, clinopyroxene, ferromonticellite, phlogopite, and magnetite. They are enriched in P_2O_5 (up to 6.4 wt.%), Sr (up to 3000–4500 ppm; Sr/Ba ~ 5–7), and REE + Y (up to 800 ppm) and show evidence for liquation genesis. The predominant magmatic source ($\epsilon_{Nd}(T) = 5-7$) was moderately depleted PREMA, possibly combined with E-MORB and EM. According to the isotopic data ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_T \sim 0.7024-0.7065$; $\delta^{18}O \sim 6.3-15.5$ ‰; $\delta^{13}C \sim -3.5 \dots -2.0$ ‰), the fractionation of the melts was accompanied by their crustal contamination. The trace-element composition of the mafic rocks testifies to the participation of a substance similar to the substrata of the parental magmas of MORB, IAB, and OIB in the magma generation. This suggests intrusion in the geodynamic setting of interaction between the active continental margin and an ascending mantle diapir. Most likely, the intrusion led to the mixing of material from different sources, including the components of PREMA, enriched suprasubduction lithospheric mantle (EM), and continental crust. The assumption is made that the complexes of highly alkaline rocks and carbonatites in the western Central Asian Fold Belt are of plume origin and belong to an Early Paleozoic large igneous province.

Alkaline magmatism, carbonatites, plume-lithosphere interaction, Central Asian Fold Belt

ВВЕДЕНИЕ

Для геологического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) характерно неоднократное проявление плюмового магматизма, индикаторными производными которого считаются разноформационные вулканические и plutонические комплексы щелочных пород и карбонатитов. Их становление происходило в неопротерозое, раннем и среднем палеозое, мезозое [Кононова, 1957; Дергачев, 1973; Яшина, 1982; Самойлов, Коваленко, 1983; Врублевский и др., 1989, 2003а,б, 2004а,б, 2009, 2011, 2012а, 2014а,б; Чернышова и др., 1992, 1995; Фролов, Белов, 1999; Рипп и др., 1999, 2000, 2005, 2009; Никифоров и др., 2000, 2006; Никифоров, Ярмолюк, 2007; Сазонов и др., 2007; Верниковский и др., 2008; Скляр и др., 2009; Дорошкевич и др., 2012а,б; Верниковская и др., 2013]. Очевидно, что геохимические особенности породных ассоциаций во многом были обусловлены вещественным составом источников и тектоническим режимом эволюции родоначальных магм. В этом отношении наименее определенными представляются природа, временные рубежи и геодинамические обстановки щелочного магматизма в Кузнецко-Алтайском секторе ЦАСП. Одним из его крупных фрагментов является горное сооружение Кузнецкого Алатау, в северо-восточной части которого распространены небольшие (1—3 км²) дифференцированные щелочно-базитовые интрузивные массивы (рис. 1, а). В строении плутонов принимают участие габброиды, основные и ультраосновные фойдолиты, нефелиновые и щелочные сиениты. Сравнительно изометричный ареал их преимущества развития не превышает в поперечнике около 80 км. На основании геологических особенностей и не всегда надежных К-Аг-изотопных датировок традиционно выделяют две группы разновозрастных щелочных плутонов. Большинство из них, расположенных по периферии Минусинского межгорного прогиба, объединяется в виде горячегорского интрузивного комплекса раннего—среднего девона и считается комагматами сходных по составу вулканитов, заполняющих систему сопряженных рифтогенных депрессий [Андреева, 1968; Довгаль, Широких, 1980; Гринев, 1990; Макаренко, Кортусов, 1991; Парначев и др., 1996; Шокальский и др.,

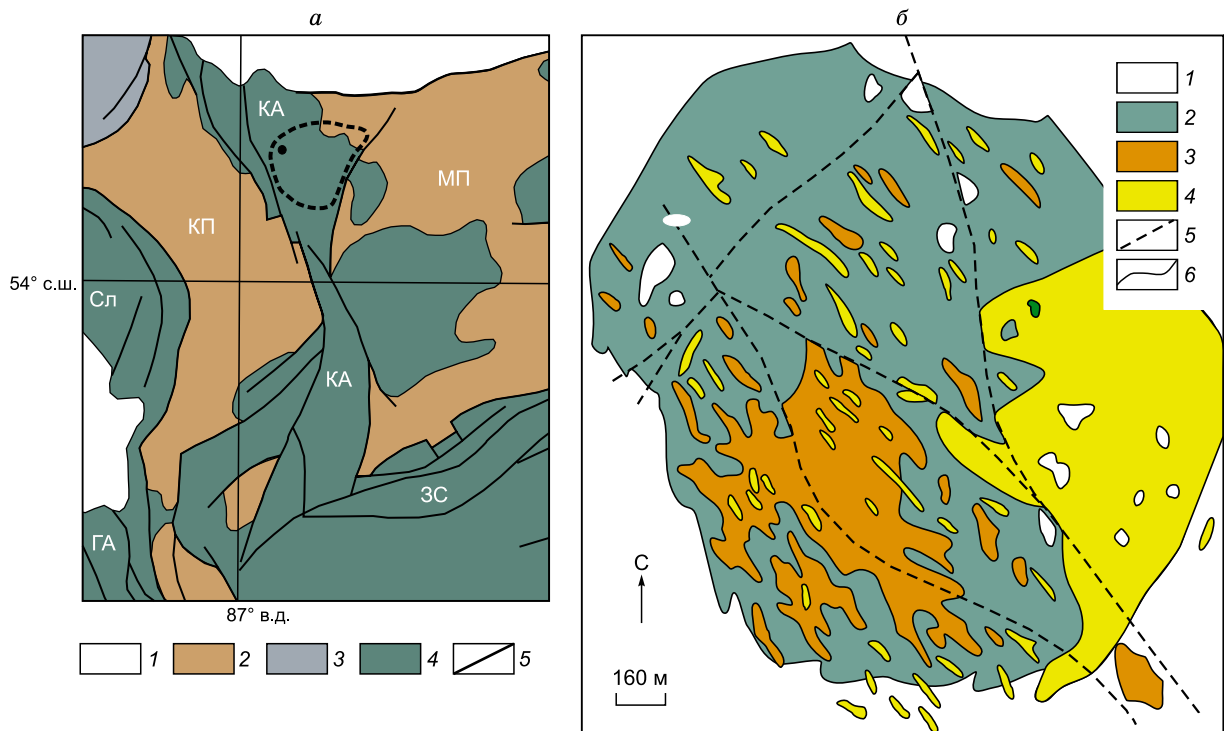


Рис. 1. Геологическая позиция и внутреннее строение Верхнепетропавловского интрузивного массива.

а — фрагмент геолого-структурной схемы западной части Алтае-Саянской складчатой области (по литературным данным). 1 — кайнозойские отложения; 2 — герцинские прогибы и впадины, выполненные средне- и позднепалеозойскими отложениями; 3 — герциниды; 4 — каледониды и более древние структуры; 5 — тектонические разломы. Пунктирным контуром показан ареал распространения щелочно-базитовых интрузий Кузнецко-Алатауской провинции с обозначением местоположения Верхнепетропавловского плутона. б — геологическая схема Верхнепетропавловского интрузива [Врублевский и др., 1989, 2003]. 1 — базальты и андезитбазальты, 2 — субщелочные габбро с жилообразными телами тералитов, 3 — основные фойдолиты, 4 — нефелиновые сиениты, 5 — тектонические разрывные нарушения, б — границы геологических тел. КА — Кузнецкий Алатау, ЗС — Западный Саян, ГА — Горный Алтай, Сл — Салаирский кряж, МП — Минусинский прогиб, КП — Кузнецкий прогиб.

2000]. Массивы другой группы тяготеют к осевой части Кузнецко-Алатауского хребта и, по-видимому, имеют более древний возраст на уровне раннего—среднего кембрия. Особенностью их состава является подчиненное развитие собственно щелочных пород.

Полученные прецизионные Sm-Nd- и U-Pb-изотопно-геохронологические данные действительно позволяют предполагать внедрение щелочных интрузий в широком временном диапазоне ~ 510—400 млн лет назад [Врублевский и др., 2003а, 2004а,б, 2012б] и, тем самым, вероятный полихронный характер магматизма повышенной щелочности в Кузнецком Алатау. Частичное возрастное перекрытие с коллизионными гранитоидами (510—470 млн лет) [Рублев, Шергина, 1996; Владимиров и др., 1999, 2001; Рублев, 2000; Руднев и др., 2008], а также некоторые геохимические особенности пород ставят под сомнение исключительно внутриплитную природу щелочно-базитового магматизма и допускают его развитие в обстановке взаимодействия («наложения») плюма с активной палеоконтинентальной окраиной. Изученный нами Верхнепетропавловский интрузивный массив по своему геологическому положению и данным датирования можно отнести к менее распространенным представителям раннесреднекембрийского возраста, однако установленные петрографические, геохимические и изотопные особенности его пород свидетельствуют об их значительном сходстве с производными девонского этапа щелочного магматизма Кузнецкого Алатау как по составу источников вещества, так и по характеру геодинамического режима формирования. Дополнительный интерес представляет проявленная в массиве уникальная комагматичная ассоциация щелочно-мафитовых пород с кальциокарбонатитами, которые могут служить признаком влияния плюма на каледониды ЦАСП. По времени щелочная интрузия сопоставима с главной фазой активности мантийного магматизма, который был обусловлен развитием Северо-Азиатского суперплюма в раннем—среднем палеозое [Ярмолюк и др., 2000, 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003].

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Кузнецко-Алатауский тектонический блок представляет собой каледонский терреин, структурно-вещественные комплексы которого сформировались преимущественно в островодужной геодинамической обстановке [Берзин, Кунгурцев, 1996; Кунгурцев и др., 2001]. Предполагается также, что на рубеже докембрия и палеозоя в ходе развития Палеоазиатского океана совместно с несколькими другими разновеликими террейнами происходила его коллизия на окраине Сибирского палеоконтинента с последующим образованием ЦАСП [Ярмолюк и др., 2003; Dobretsov et al., 2003]. Благодаря неоднократной эндогенной активности и заложению многочисленных разломов, для орогена Кузнецкого Алатау характерно неоднородное строение с чередованием выступов докембрийского фундамента, раннекаледонских поднятий и прогибов, наложенных среднепалеозойских впадин [Скобелев, 1963; Алабин, 1983]. По этой причине отмечается неравномерное по латерали распространение развитых здесь позднепротерозойских и кембрийских дислоцированных карбонатно-терригенно-вулканогенных образований, а также субконтинентальных вулканогенно-осадочных отложений среднего палеозоя.

Эволюция магматизма Кузнецкого Алатау характеризуется последовательной сменой позднериффейской офиолитовой ассоциации известково-щелочными вулканическими сериями зрелой островодужной системы кембрия, полиформационными габбро-гранитными интрузиями, сининверсионными гранитными батолитами и девонскими рифтогенными щелочно-базитовыми комплексами [Скобелев, 1963; Кузнецов и др., 1971; Довгаль, Широких, 1980; Гончаренко, 1989; Берзин, Кунгурцев, 1996; Владимиров и др., 1999, 2001; Плотников и др., 2000; Шокальский и др., 2000; Гертнер и др., 2001]. Большинство производных раннепалеозойского интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау проявлено в сравнительно узком временном интервале ~ 510—490 млн лет назад. Поэтому вместе с почти синхронными гранитными батолитами, щелочными базальтоидами и некоторыми ультрабазит-базитовыми массивами сопредельных регионов, их можно рассматривать в составе крупной магматической провинции раннего палеозоя, выделяемой в пределах ЦАСП [Врублевский и др., 2009, 2012а].

Верхнепетропавловский интрузивный массив расположен в верховьях р. Петропавловка (55°00' с. ш., 88°12' в. д.), левого притока р. Большой Тулуул, имеет штокообразную форму (~ 3 км²) и по данным бурения прослеживается до глубины 800 м. Вмещающие его основные эффузивы среднего кембрия в узкой приконтактной зоне превращены в роговики. Вдоль зоны субмеридионального разлома более раннее субщелочное габбро последовательно инъецировано жилообразными телами тералитов, полевошпатовых ийолитов и фойяитов мощностью от 1 до 15 м (см. рис. 1, б). В центральной части массива основные фойдолиты формируют относительно крупную пластообразную залежь, выклинивающуюся на глубине около 300 м. На контактах щелочных пород нередко отмечаются разновеликие ксенолиты нефелинизированного габбро и вулканитов.

На глубинах 60—380 м к разрывному нарушению приурочено большинство обнаруженных на массиве карбонатитовых жил мощностью от 0.1 до 8 м [Коргусов и др., 1984]. Их контакты с другими

породами резко секущие, за исключением нефелиновых сиенитов, пересечения с которыми не установлены. Иногда вокруг жил возникают маломощные (~0.2 м) скарноподобные образования магнетит—гранат—везувианового состава с более редкими апатитом, кальцитом и волластонитом. В зонах трещиноватости совместно с продуктами Са-метасоматоза интенсивно развита собирательная перекристаллизация основных фойдолитов с образованием пегматоидных, часто такситовых нефелин-пироксеновых пород. Карбонатиты имеют массивный облик, средне- и крупнозернистое строение и сложены преимущественно кальцитом (20—70 %), салит-фассаитом (1—50 %), ферромонтчеллитом (5—60 %), апатитом (5—20 %) и магнетитом (1—10 %) [Врублевский и др., 1989]. К скоплениям зерен пироксена и магнетита приурочены флогопит (до 5 %), аксессуарные пирротин и пирит. В карбонате иногда наблюдается редкая вкрапленность мелких округлых выделений бастнезита (Y_2O_3 до 8.3, SrO до 12, Se_2O_3 15.7—34, La_2O_3 9—15.6 мас. %) [Толстых и др., 1991].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний петрогенных элементов выполнено рентгенофлуоресцентным и традиционным химическим методами в лабораториях Ильменского заповедника УрО РАН (г. Миасс) и ОАО «ЗапСибгеология» (г. Новокузнецк). Концентрации редких и редкоземельных элементов измерялись методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Finnigan MAT-262 в ИМГРЭ (г. Москва). Пределы обнаружения микроэлементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г при точности анализа 2—7 отн. %. Химический состав породообразующих минералов определен на рентгеновском микроанализаторе Cameca MS-46 (ИГЕМ РАН, г. Москва) при 20 кВ, 40 нА и диаметре зонда от 1.5—3.0 до 6—8 мкм (для нефелина). В качестве эталонов применялись природные минералы.

Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопный анализ проводился в ИМГРЭ и ГИН РАН (г. Москва) на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 и MAT-260 в статическом режиме измерений по стандартным методикам. Концентрации элементов измерены методом изотопного разбавления с точностью ± 1 отн. %. Погрешности значений (2σ) для $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ не превышают 0.5 отн. % и 0.2 отн. % соответственно. Параллельные измерения стандартных образцов показали средние результаты: La Jolla $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511837 \pm 12$ ($2\sigma_{ед}N = 36$, нормировано к $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$); Eimer&Amend $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.708037 \pm 15$ ($2\sigma_{ед}N = 9$). При расчете соответствующих возрасту первичных изотопных отношений, значений ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} , $T(Nd)_{DM}$ применялись современные параметры модельных резервуаров CHUR ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$), UR ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045$; $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.0827$) и деплетированной мантии (DM): $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51315$; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2137$ [Фор, 1989]. Построение изохрон осуществлялось методом Д. Йорка [York, 1966] с использованием программы Isoplot/Ex [Ludwig, 1999].

Отношения стабильных изотопов кислорода, углерода и серы определены в ГИН РАН (г. Москва) на масс-спектрометре МИ-1201В. Карбонаты для изотопного анализа углерода и кислорода разлагались с помощью H_3PO_4 , а кислород валовых проб, силикатов и оксидов выделялся с помощью ClF_3 по общепринятой методике. Разложение сульфидов и анализ сероводорода проводились стандартно. Значения изотопных отношений приводятся в промилле относительно эталонов SMOW ($\delta^{18}O$), PDB ($\delta^{13}C$), «Сихотэ-Алинь» ($\delta^{34}S$) с точностью для $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C \pm 0.2$ ‰, $\delta^{34}S \pm 0.3$ ‰.

ХИМИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Минералого-петрографические особенности Верхнепетропавловского интрузивного массива на кристаллооптическом уровне обсуждались неоднократно [Мещанская, 1963; Кортусов и др., 1984; Уваров, Жигалов, 1985; Макаренко, Кортусов, 1991]. Изучение химического состава породообразующих минералов на микрозонде проведено впервые.

Клинопироксены в силикатных породах обладают повышенными концентрациями Al_2O_3 (до 7.0 мас. %), TiO_2 (до 2.3 мас. %) и Fe_2O_3 (до 9.0 мас. %), что в сочетании с высокой кальциевостью (CaO 21—23 мас. %) позволяет отнести их к фассаитовым разновидностям (табл. 1, рис. 2, а). Состав минералов изменяется в среднем от $Wo_{52}En_{39}Fs_9$ в габбро до $Wo_{52}En_{32}Fs_{16}$ и $Wo_{56}En_{20}Fs_{24}$ в тералитах и полевошпатовых ийолитах соответственно с увеличением их щелочности. Среди габбро отмечаются небольшие (2—5 см) кумулатоподобные диопсид ($Wo_{52}En_{42}Fs_6$)-хризолитовые (Fa_{18}) скопления. Близкие составы имеют клинопироксены наиболее поздних фойяитов ($Wo_{54}En_{26}Fs_{20}$) и карбонатитов ($Wo_{54}En_{31}Fs_{15}$). Периферия зональных минеральных индивидов всегда имеет большую железистость. Из-за вероятной десиликации фойдолитового расплава клинопироксены в полевошпатовых ийолитах обладают самым низким содержанием SiO_2 (44—46 мас. %). По-видимому, распределение Al_2O_3 в минералах регулируется сокристаллизацией парагенного нефелина, а также изменением общего давления. Предполагается, что щелочные породы и карбонатиты плутона формировались в гипабиссальной обстановке на уровне не более 2—3 кбар [Врублевский, 1989].

Таблица 1. Представительные химические составы породообразующих клинопироксенов Верхнепетропавловского плутона

Компонент	1(2)		2	3(2)		4(4)	5		6(6)	7(2)
	ц	кр		ц	кр		ц	кр		
SiO ₂ , мас. %	51.89	49.82	50.05	51.21	49.37	48.38	44.73	46.12	45.06	48.38
TiO ₂	0.79	1.15	1.50	0.48	0.64	0.80	2.10	1.07	1.97	0.95
Al ₂ O ₃	3.65	5.06	6.31	3.68	3.60	3.29	6.97	3.44	4.56	3.21
FeO	6.27	7.54	7.14	7.08	11.42	15.13	13.58	19.78	21.56	15.97
MnO	0.14	0.17	0.17	0.20	0.33	0.48	0.40	0.74	0.66	0.56
MgO	13.97	12.93	11.51	13.34	11.23	8.34	7.78	4.97	3.33	7.69
CaO	23.15	22.63	22.12	22.76	22.57	22.53	22.83	21.99	21.56	21.97
Na ₂ O	0.63	0.72	0.63	0.62	0.74	0.78	0.85	0.94	1.01	1.23
K ₂ O	0.02	0.04	0.05	—	0.03	—	—	—	0.02	—
Сумма	100.51	100.06	99.48	99.37	99.90	99.73	99.24	99.05	99.73	99.96
<i>f</i>	0.20	0.25	0.27	0.23	0.37	0.51	0.50	0.70	0.79	0.55

Примечание. Клинопироксены: 1—2 — габбро, 3—4 — тералиты, 5—6 — основные фойдолиты, 7 — нефелиновый сиенит. *f* — общая железистость Fe/Fe + Mg, ц — центральная, кр — краевая части минеральных зерен; в скобках — число определений, прочерк — не обнаружено.

Таблица 2. Представительные химические составы породообразующих амфиболов и оливина Верхнепетропавловского плутона

Компонент	1(2)	2		3	4	5(4)	6	7	8	
		ц	кр						ц	кр
SiO ₂ , мас. %	41.66	39.14	40.11	38.67	38.40	36.96	38.29	36.42	33.56	33.20
TiO ₂	3.48	3.44	2.72	3.94	3.25	3.15	0.05	0.02	—	0.03
Al ₂ O ₃	12.65	14.08	12.04	12.11	11.43	10.88	0.08	0.20	0.02	0.02
FeO	13.26	17.31	20.85	22.20	26.77	29.40	17.10	36.85	45.82	47.79
MnO	0.16	0.37	0.53	0.44	0.57	0.71	0.31	0.77	1.76	1.90
MgO	11.68	8.72	7.43	5.97	3.61	1.90	42.44	26.32	20.13	17.96
CaO	11.88	11.57	11.22	11.53	11.18	10.84	0.29	0.27	0.27	0.25
Na ₂ O	2.70	2.83	2.74	2.12	2.57	2.82	—	—	—	0.04
K ₂ O	1.03	1.29	1.81	1.90	1.60	1.85	—	0.01	—	0.02
Сумма	98.50	98.75	99.45	98.88	99.38	98.51	98.56	100.94	101.56	101.21
<i>f</i>	0.42	0.53	0.62	0.68	0.81	0.90	—	—	—	—
Fa	—	—	—	—	—	—	18	44	56	60
Fo	—	—	—	—	—	—	82	56	44	40

Примечание. Амфиболы: 1 — габбро, 2—3 — тералиты, 4—5 — основные фойдолиты. Оливин: 6 — хризолит из кумулатоподобного скопления в габбро, 7 — габбро, 8 — тералит. Fa — фаялит, Fo — форстерит. В оливине из габбро содержание NiO ~ 0.04 мас. %. Остальные обозначения см. в примечании к табл. 1.

Для амфиболов характерны предельно низкие в кальциевых разновидностях содержания SiO₂ (37—42 мас. %), обычно свойственные керсутитам и вариантам паргасит-феррогастингситового ряда (табл. 2). Согласно общепринятой классификации, подобные амфиболы следует относить к железистым паргаситам и ферропаргаситам (см. рис. 2, б). В сосуществующих амфиболах и клинопироксенах наблюдается согласованное увеличение железистости (см. рис. 2, в) и ее повышение в краевых частях минеральных зерен, что совпадает с общей направленностью химической эволюции породной серии. Кристаллохимической особенностью амфиболов является высокое отношение Al^{IV}/Al^{VI} ~ 4.8—15.1, которое свойственно амфиболам магматических пород (см. рис. 2, з).

Оливин по своему составу варьирует от гиалосидерита Fa₄₀₋₄₄ в субщелочном габбро до гортонолита Fa₅₆₋₆₇ в тералитах. Наиболее магнезиальный хризолит Fa₁₈ образует только редкую кумулульную ассоциацию с диопсидом в габбро. Железистость оливина также повышается на периферии кристаллов (см. табл. 2, рис. 2, в). С ее увеличением наблюдается обогащение MnO до ~ 2.0 мас. %. Для минерала характерны присутствие кальция (CaO ~ 0.3 мас. %) и невысокие содержания щелочей, Ni, Ti, Al.

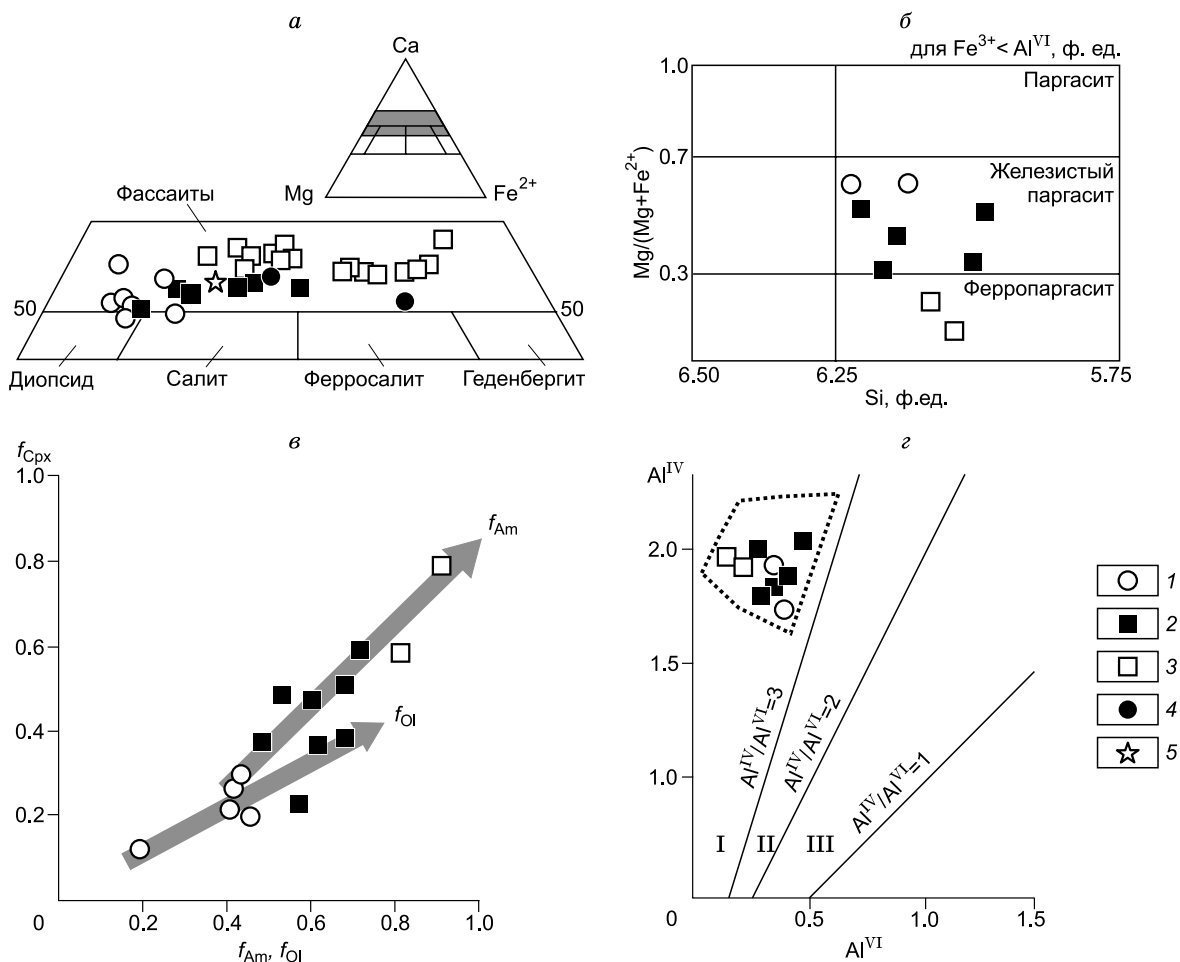


Рис. 2. Систематика и вещественный состав фермических породообразующих минералов Верхнепетропавловского массива.

Приведены результаты анализа минералов из субщелочного габбро (1), тералитов (2), основных фойдолитов (3), нефелиновых сиенитов (4), карбонатитов (5).

a — эволюция химизма клинопироксенов по соотношению Ca—Mg—Fe²⁺. На классификационной диаграмме Хесса—Полдерварта выделенный фрагмент показан серым цветом. *б* — химический состав амфиболов и их номенклатура, по [Leaske, 1978]. *в* — соотношение железистости в сосуществующих клинопироксенах (f_{Cpx}), оливинах (f_{Ol}) и амфиболах (f_{Am}). *г* — соотношение Al^{VI} и Al^{IV} в кристаллохимической формуле амфиболов. Принцип диаграммы, по [Fleet, Barnett, 1978]. I — композиционное поле кальциевых амфиболов неизменных магматических пород, II—III — композиционные поля амфиболов метаморфических пород фаций: II — низкого давления, III — высокого давления. Точечным контуром показана область составов паргаситов и керсутитов из вулканитов.

Нефелин как первичный минерал встречается во всех щелочных породах плутона. В случае приконтактной нефелинизации в субщелочном габбро образуются нефелин-пироксеновые симплектиты. Выделяются две группы фельдшпатоидов, представленных нефелинами (1) неизменных магматических пород (тералитов, основных фойдолитов, фойяитов) и (2) перекристаллизованных пегматоидных ийолит-уртитов и нефелинизированных габбро (табл. 3). Нефелины первой группы характеризуются содержанием избыточного кремнезема ($Qz \sim 3.4\text{—}6.8\%$) и пониженным отношением K/Na в среднем от 0.204 в тералитах до 0.210—0.217 в фойяитах и полевошпатовых ийолитах. Температура их кристаллизации по (Ne—Ks—Qz)-геотермометру Гамильтона—Маккензи варьирует от 775—700 до 500 °C (рис. 3, *a*). Максимальные содержания кальситового минала (Ks 18—21 %) и отношение K/Na (в среднем 0.239) характерны для нефелина перекристаллизованных пегматоидных фойдолитов с меньшим количеством Qz 1.6—2.7 и температурами образования менее 500 °C.

Состав плагиоклазов варьирует в широких пределах от лабрадора-битовнита An₄₉₋₇₅ в субщелочном габбро до олигоклаза-андезина An₂₃₋₄₆ в тералитах и полевошпатовых ийолитах и сильно меняется даже в пределах отдельных зерен, краевые части которых имеют более кислый состав (табл. 4, см.

Таблица 3.

**Представительные химические составы породообразующего нефелина
Верхнепетропавловского плутона**

Компонент	1(3)	2	3(2)	4(2)	5	6(6)	7(2)	8(2)	9(2)	10(4)
SiO ₂ , мас. %	44.98	45.03	43.59	42.60	44.28	44.15	43.37	42.78	42.30	43.68
Al ₂ O ₃	33.60	33.72	33.59	34.01	33.70	33.41	33.87	34.14	34.63	33.39
FeO	0.12	0.23	0.21	0.18	0.19	0.25	0.16	0.09	0.13	0.21
CaO	2.20	1.65	1.63	2.84	2.22	1.33	1.69	2.02	1.15	1.50
Na ₂ O	14.60	16.07	15.68	15.17	15.15	16.18	15.62	15.21	15.94	15.87
K ₂ O	4.64	4.72	5.18	4.86	4.70	5.09	5.23	5.53	6.28	5.08
Сумма	100.14	101.42	99.88	99.66	100.24	100.41	99.94	99.77	100.43	99.73
K/Na	0.205	0.195	0.216	0.208	0.204	0.207	0.220	0.240	0.259	0.210
Ne	66.3	73.3	72.5	70.5	69.6	74.5	72.0	70.1	73.0	73.3
Ks	15.8	15.7	17.5	16.6	15.8	17.1	17.6	18.6	21.0	17.1
An	11.1	5.8	5.9	10.4	10.0	3.6	7.0	8.7	4.4	5.0
Qz	6.8	5.2	4.1	2.5	4.6	4.9	3.4	2.6	1.6	4.6

Примечание. Нефелины: 1—3 — тералиты, 4 — симплектитовое сростание с клинопироксеном в нефелинизированном габбро, 5—7 — основные фойдолиты, 8—9 — перекристаллизованные пегматоидные основные фойдолиты, 10 — нефелиновый сиенит. Компоненты: Ne — нефелиновый, Ks — кальсилитовый, An — анортитовый, Qz — кварцевый (мас. %). Остальные обозначения см. в примечании к табл. 1.

Таблица 4.

**Представительные химические составы породообразующих полевых шпатов
Верхнепетропавловского плутона**

Компонент	1		2	3		4	5(2)	6(2)	7	8(2)
	ц	кр		ц	кр					
SiO ₂ , мас. %	48.75	53.42	55.49	56.93	59.38	61.60	59.32	62.28	63.59	64.89
Al ₂ O ₃	31.71	29.15	28.01	27.66	25.65	23.91	25.33	20.64	20.22	19.21
FeO	0.05	0.04	0.10	0.06	0.09	0.13	0.14	0.10	0.13	0.08
CaO	15.07	11.89	10.06	9.04	7.69	5.20	6.29	0.78	0.62	0.59
BaO	—	—	0.18	—	—	—	—	2.60	2.09	0.18
Na ₂ O	3.20	4.75	5.70	5.78	7.00	8.59	8.21	5.11	4.07	4.70
K ₂ O	0.02	0.10	0.12	0.17	0.20	0.42	0.37	8.77	9.34	10.06
Сумма	98.80	99.35	99.66	99.64	100.01	99.85	99.56	100.28	100.06	99.71
An	72.1	57.7	49.0	45.8	37.3	24.4	29.1	3.6	3.1	2.8
Ab	27.7	41.7	50.0	53.0	61.5	73.1	68.8	43.2	37.1	40.2
Or	0.2	0.6	0.8	1.2	1.2	2.5	2.1	48.7	56.0	56.7
Ba#	—	—	0.2	—	—	—	—	4.5	3.8	0.3
K/Na	—	—	—	—	—	—	—	1.10	1.51	1.41

Примечание. Плагиоклазы: 1—2 — габбро, 3—4 — тералиты, 5 — основной фойдолит. Калинатровые полевые шпаты: 6 — тералит, 7 — основной фойдолит, 8 — нефелиновый сиенит. Компоненты: An — анортитовый, Ab — альбитовый, Or — ортоклазовый, Ba# — BaAl₂Si₂O₈ (мол. %). Остальные обозначения см. в примечании к табл. 1.

рис. 3, б). В плагиоклазах щелочных пород повышается содержание ортоклазового компонента. Ассоциирующие с ними K-Na полевые шпаты представляют собой практически гомогенные твердые растворы (Or₄₁₋₅₇Ab₃₇₋₅₃) и соответствуют натриевым разновидностям ортоклаза. Наиболее обогащены калием (K₂O до 10 мас. %, K/Na ~ 1.2—1.5) ортоклазы полевошпатовых ийолитов и фойяитов. Данные двуполевошпатовой термометрии (по Т. Барту, Х. Секу, Дж. Стормеру) в образцах тералита и полевошпатового ийолита могут свидетельствовать об относительно высокой температуре (725—825 °С) минералообразования [Врублевский, 1989]. В отдельных случаях фиксируется распад твердого раствора с возникновением тонких нитевидных пертитов альбитового (Ab₉₁An₇Or₂) состава.

В карбонатах преобладающий кальцит (CaO ~ 54.0, MgO ~ 0.4, FeO ~ 0.1, P₂O₅ ~ 0.2 мас. %; Sr — 3000, Ba — 600, La — 150, Ce — 200, Y — 100, Mn — 2000 г/т) резорбирует силикаты, апатит и магнетит или образует в них мелкие каплевидные включения [Врублевский и др., 1989]. Ассоциирующий клинопироксен представлен салит-фассаитом с низким уровнем щелочности (табл. 5, см. рис. 2, а).

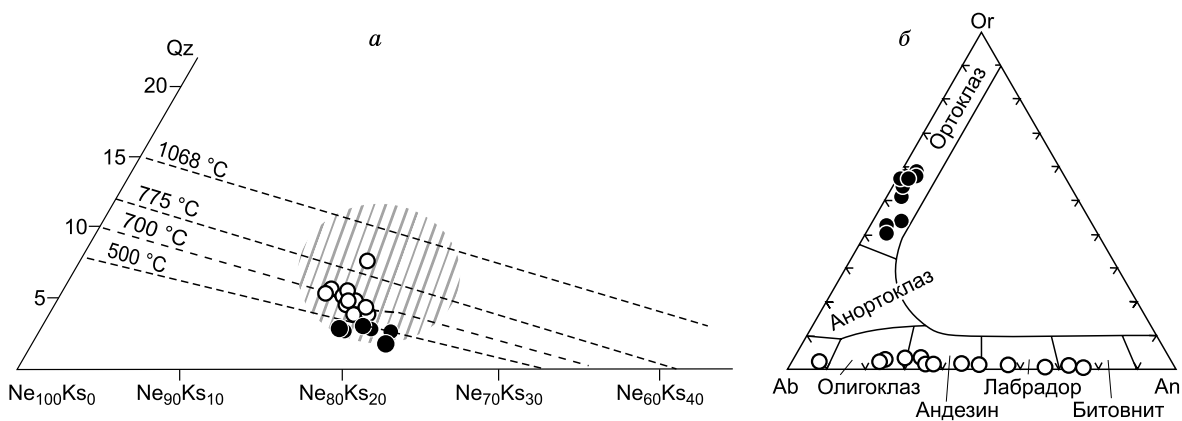


Рис. 3. Химический состав нефелина и полевых шпатов в субщелочных и щелочных породах Верхнепетропавловского массива.

a — диаграмма Ne(NaAlSiO₄)—Ks(KAlSiO₄)—Qz(SiO₂) (геотермометр Гамильтона—Маккензи) с нанесенными изотермами, по [Hamilton, 1961]. Белые кружки — фельдшпатоид магматических пород, черные — фельдшпатоид в нефелинизированном габбро и перекристаллизованных пегматоидных фойдолитах. Штриховкой показана область преобладающих составов нефелина в парагенезисе с полевым шпатом из пород щелочно-ультраосновной, щелочно-габброидной и щелочно-гранитной формаций, по [Самсонова, 1973]. *б* — диаграмма Ab—An—Or с соотношениями компонентов в плагиоклазах (белые кружки) и калиевом полевым шпате (черные кружки).

Железистость ферромонтichelлита ($f = 0.32—0.38$; см. табл. 5) и характер ее изменчивости в пределах минеральных зерен сопоставимы с разновидностями из магматогенных карбонатитов щелочно-ультраосновных комплексов [Лапин, 1973]. Спорадически развитый флогопит имеет повышенную глиноземистость (см. табл. 5) при низком содержании в нем SiO₂ и, предположительно, кристаллизовался в условиях высокотемпературной фации карбонатитов. В сосуществующем магнетите выявлены эмульсионные структуры распада твердого раствора титаномагнетит — плеонаст (Mg/Fe 1.5—2.0; табл. 6), которые считаются признаком охлаждения минеральной системы ниже ~ 860 °С. Для титаномагнетитовой матрицы характерно гомогенное распределение Fe, Ti, Al, Mg и Mn, а также повышенное содержание MgO до ~ 2 мас. %, обычно свойственное магнетиту из гипабиссальных карбонатитов [Багдасаров, 1986]. В приконтактных щелочных породах установлен практически чистый магнетит с пластинчатыми выделениями марганецсодержащего ильменита и округлыми включениями более железистой шпинели [Врублевский и др., 1989]. Апатит встречается в карбонатитах в виде двух разновидностей буровато-желтого и зеленовато-голубого цвета, не имеющих существенных химических отличий. Наряду с главными компонентами (CaO ~ 55.4, P₂O₅ ~ 39 мас. %, среднее из 10 ан.), в минерале содержатся SrO (~ 0.3 мас. %), MgO (~ 0.3 мас. %), SiO₂ (~ 1.2 мас. %), La₂O₃ + Ce₂O₃ (~ 0.5 мас. %) [Врублевский и др., 1989; Толстых и др., 1991]. В анионной группе преобладает фтор до 2 мас. %. Люминесцентные свойства

Таблица 5. Химический состав силикатных минералов карбонатитов Верхнепетропавловского плутона

Компонент	1		2(4)	3		4(3)	5(2)
	ц	кр		ц	кр		
SiO ₂ , мас. %	33.90	32.87	34.89	51.46	52.23	49.56	33.98
TiO ₂	0.02	—	0.01	0.49	0.18	0.65	0.97
Al ₂ O ₃	0.02	—	—	3.42	2.34	4.53	16.43
FeO	16.60	19.78	15.77	6.06	6.73	7.05	9.37
MnO	1.22	1.58	1.17	0.36	0.42	0.36	0.42
MgO	15.78	13.58	15.30	14.09	3.65	12.97	18.27
CaO	32.26	32.02	32.11	23.96	23.93	23.61	0.28
Na ₂ O	0.07	0.03	0.05	0.17	0.25	0.24	0.17
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	—	0.01	—	9.06
Сумма	99.88	99.87	99.31	100.50	99.74	98.97	88.95

Примечание. Данные приведены по [Врублевский и др., 1989]. 1—2 — ферромонтichelлит, 3—4 — клинопироксен, 5 — флогопит. Остальные обозначения см. в примечании к табл. 1.

Таблица 6.

**Химический состав оксидных минералов из жил и приконтактных зон
карбонатитов Верхнепетропавловского плутона**

Компонент	1(2)	2	3(4)	4(2)	5(2)	6	7(2)
SiO ₂ , мас. %	0.03	0.24	—	0.18	—	—	0.14
TiO ₂	4.86	2.03	4.69	0.87	0.30	0.87	49.02
Al ₂ O ₃	2.78	0.14	2.09	0.72	64.70	62.94	0.55
Fe ₃ O ₄	88.32	93.28	90.58	97.26	—	—	—
FeO	—	—	—	—	18.29	23.85	44.03
MnO	1.25	1.97	2.93	0.20	0.64	0.79	5.09
MgO	2.03	1.44	0.93	0.37	17.38	12.46	2.54
CaO	0.05	0.66	—	0.06	0.03	0.01	0.04
V ₂ O ₅	0.10	0.18	—	0.14	—	—	0.02
Cr ₂ O ₃	0.03	0.12	0.04	0.09	0.02	—	0.10
ZnO	0.11	0.06	—	0.09	0.25	0.98	0.14
Сумма	99.11	100.12	100.36	99.98	101.61	101.90	101.67

Примечание. Данные приведены по [Врублевский и др., 1989]. Карбонатиты: 1—3 — титаномагнетит, 5 — плеонаст в титаномагнетите. Экзоконтактовые породы: 4 — магнетит, 6 — плеонаст в магнетите, 7 — ильменит в магнетите. Остальные обозначения см. в примечании к табл. 1.

тва апатита предполагают малоглубинные окислительные условия и щелочную среду минералообразования [Врублевский и др., 2004в].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Силикатные магматические породы Верхнепетропавловского плутона представляют собой ассоциацию субщелочного габбро с производными более дифференцированной щелочной интрузивной серии тералит—основной фойдолит—фойяит. Они характеризуются пониженной кремнекислотностью (SiO₂ ~ 44—53 мас. %), повышенной кальциевостью (CaO до 10—15 мас. %), глиноземистостью (Al₂O₃ ~ 15—22 мас. %) и общей щелочностью (Na₂O + K₂O ~ 3—12 мас. %; Na₂O/K₂O ~ 1.7—4.2), что свойственно петрографическим разновидностям К-На щелочно-основной формации (табл. 7, рис. 4).

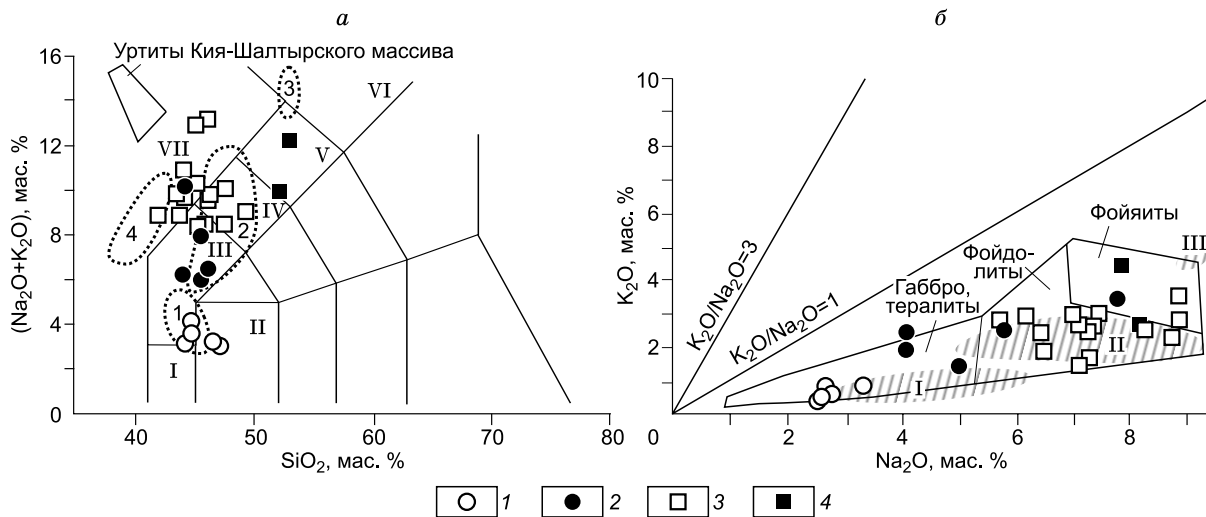


Рис. 4. Петрохимическая типизация силикатных пород Верхнепетропавловского массива.

1 — субщелочное габбро; 2 — тералиты, 3 — основные фойдолиты, 4 — нефелиновые сиениты. На TAS-диаграмме (а) классификационные поля приведены по [Le Maitre et al., 1989]: I — микробазальты, II — базальты, III — базаниты и тефриты, IV — фототефриты, V — тефрифенолиты, VI — фениты, VII — фойдиты. Оцифрованным (1—4) пунктиром ооконтурены области преобладающих составов девонских вулканитов Кузнецкого Алатау, комагматических щелочно-базитовым интрузиям, по [Бородин и др., 1987]: 1 — оливин-пироксеновые базальты, трахибазальты и базаниты, 2 — тефриты и берешиты, 3 — фениты, 4 — нефелиниты. На диаграмме K₂O—Na₂O (б) заштрихованы композиционные поля базальтов, базанитов, тефритов (I), берешитов, нефелинитов (II), фенитов (III), развитых в Кузнецком Алатау [Бородин и др., 1987]. Сплошным контуром показаны составы (71 ан.) габбро, тералитов, фойдолитов (без уртитов), нефелиновых сиенитов, распространенных в северной части Кузнецкого Алатау [Сазонов и др., 2000; Гертнер и др., 2002].

Таблица 7. Представительные химические составы пород Верхнепетропавловского массива

Компонент	6/239,6	15/94,4	15/166,5	ПТ-14	ПТ-34	49/375,5	48/284,2	45/208,7
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂ , мас. %	47.32	46.40	43.78	44.38	53.47	4.59	7.90	10.22
TiO ₂	1.10	1.17	1.26	0.91	0.39	0.07	0.06	0.32
Al ₂ O ₃	15.83	14.54	16.52	18.57	21.82	0.66	0.40	0.86
Fe ₂ O ₃	2.07	2.54	4.88	3.90	2.38	1.44	2.41	7.03
FeO	5.56	8.98	7.00	6.10	3.97	0.55	1.29	2.67
MnO	0.13	0.26	0.25	0.22	0.12	0.06	0.19	0.30
MgO	8.02	6.97	1.97	2.34	0.57	1.10	1.98	3.82
CaO	14.74	10.46	13.03	11.42	3.31	52.37	48.73	43.71
Na ₂ O	2.50	4.03	7.27	7.22	7.89	0.15	0.14	0.06
K ₂ O	0.60	2.43	1.76	2.44	4.49	0.05	0.06	0.03
P ₂ O ₅	0.36	0.50	0.76	0.69	0.60	6.00	6.42	0.39
F	—	—	—	—	—	0.50	0.35	0.05
S	—	—	—	—	—	0.34	0.15	0.16
CO ₂	—	—	—	—	—	32.31	29.75	29.61
П.п.п.	1.50	1.26	0.84	1.18	1.12	0.11	0.22	0.52
Сумма	99.73	99.54	99.32	99.37	100.13	100.30	100.05	99.75
Cr, г/т	529	353	11	28	4	10	8	31
Ni	110	112	33	22	3	17	20	13
V	200	150	125	81	8	10	54	71
Co	30	36	31	21	2	20	32	18
Sc	47	19	3.3	5.8	0.4	0.8	3.5	4.7
Cu	20	23	35	19	4	39	44	10
Zn	45	122	105	71	24	13	48	22
Pb	1.2	5.6	9.4	5.4	16	5	4	8
Cs	2.1	0.7	0.9	0.5	2	0.1	0.1	0.1
Rb	9	44	37	34	92	0.5	0.8	2
Ba	206	2499	338	1802	1908	515	149	372
Sr	738	1084	612	869	1180	2907	1038	902
Nb	4	52	29	12	12	0.8	10	25
Ta	0.2	1.6	1.4	0.7	0.4	0.1	0.6	1
Zr	75	131	164	144	61	6	44	115
Hf	1.7	2.5	2.9	2.6	0.9	0.2	1	1.7
Y	19	33	34	27	5	106	68	132
Th	0.4	3.1	3.8	3	5.6	59	8.6	470
U	0.3	2.4	2.9	2	3.2	16	1.5	19
La	5.4	26.4	33.6	32.3	9.7	139	35.4	128
Ce	14.5	59	69.5	63	14	318	65.4	284
Pr	1.8	6.6	8	7.3	1	27	7.3	24
Nd	8.3	24.8	30.4	28.3	3.4	102	29	102
Sm	3	5.5	5.7	5.3	0.7	19	6.5	23
Eu	0.9	1.95	1.84	1.8	1.04	5.3	1.8	5.4
Gd	3.2	5.5	5.6	4.8	0.7	20	6.5	21
Tb	0.6	0.9	0.9	0.7	0.1	3	1.3	3.8
Dy	3.2	4.8	5.1	4.2	0.7	16	8.6	21
Ho	0.8	1.2	1.1	0.9	0.2	4	2.4	5.4
Er	2.1	3.5	3.3	2.5	0.6	11	7.3	15.2
Tm	0.3	0.5	0.5	0.4	0.1	1.5	1.2	2.1
Yb	1.9	3.2	3.2	2.6	0.6	8.7	9	15
Lu	0.3	0.5	0.5	0.4	0.1	1.3	1.2	2
ΣTR	46.3	144.4	169.3	154.5	32.9	675.8	182.9	651.9

Примечание. 1 — субщелочное габбро, 2 — тералит, 3—4 — полевошпатовые ийолиты, 5 — нефелиновый сие-нит, 6—8 — карбонатиты апатитовые (6), пироксен- и монтчеллитсодержащие (7, 8). Прочерк — нет данных.

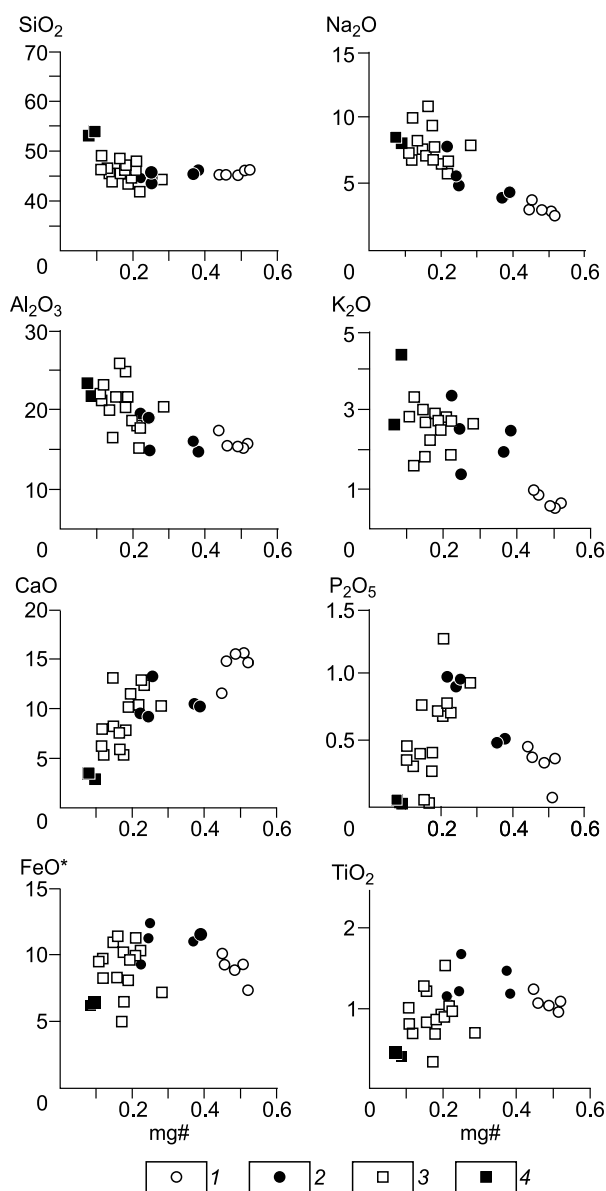


Рис. 5. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и магнезиальность в субщелочных и щелочных породах Верхнепетропавловского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Как и в других аналогичных щелочно-базитовых плутонах северной части Кузнецкого Алатау, изученные интрузивные породы сопоставимы по химизму с регионально сопряженными вулканитами базанит-тефрит-фонолитовой серии, которые принято считать комагматичными образованиями [Бородин и др., 1987]. При этом эволюционная направленность выражается в отчетливом накоплении алюминия, щелочей, частично кремния, при одновременном уменьшении содержаний CaO, MgO от габброидов к фойяитам, что в принципе согласуется с боуэновской моделью фракционной кристаллизации (рис. 5). На фоне снижения магнезиальности в дифференциатах менее определенным, но однотипным выглядит поведение титана, железа и фосфора. Как вероятный фактор почти синхронного уменьшения их содержаний в фойдолитовом расплаве (см. рис. 5) предполагается ликвационное расслоение его самой насыщенной солевыми компонентами части с обособлением карбонатной жидкости и переходом Fe и Ti в титаномагнетит, а P — в апатит карбонатитов. Последние представляют собой существенно кальциевые породы с высоким содержанием углекислоты (см. табл. 7). При низких концентрациях большинства других петрогенных компонентов заметна вариативность содержаний SiO₂, FeO, Fe₂O₃, MgO, в меньшей степени CaO и P₂O₅, которая определяется количественной ролью породообразующих минералов и отражена на классификационных диаграммах в виде отчетливых линейных трендов (рис. 6). В соответствии с современной систематикой, изученные породы следует относить к кальциокарбонатитам [Woolley, Kempe, 1989].

Поведение петрогенных и редких элементов в процессе формирования Верхнепетропавловского массива имеет согласованный характер. С увеличением степени дифференцированности расплавов в породах постепенно снижается уровень концентраций сидерофильных элементов (Cr, Co, Ni, Sc, V) с одновременным накоплением Rb, Ba, Th, U и LREE (см. табл. 7, рис. 7, 8). В рамках модели кристаллизационного фракционирования необычным выглядит возрастание концентраций Sr в более поздних интрузивных фазах, а также резкое понижение уровня суммарного содержания REE в нефелиновых сиенитах (до 33 г/т; La/Yb ~ 16), которые совместно с карбонатитами (ΣREE до 700 г/т, La/Yb до 8.5—16.0) формировались на заключительной стадии становления плутона. При этом распределение лантаноидов в карбонатитах и нефелиновых сиенитах комплементарно относительно фойдолитов (ΣREE до 155—170 г/т, La/Yb ~ 10—12), что можно рассматривать как признак силикатно-карбонатной ликвации.

Отличительной чертой щелочно-базитовых плутонов северной части Кузнецкого Алатау, в том числе Верхнепетропавловского массива, является их общая обедненность HFS-элементами (Th, Ti, Nb, Ta, Hf, Zr, REE) по сравнению с производными щелочного магматизма рифтовых систем на кратонах [Гертнер и др., 2002]. При этом характер распределения и соотношение редких элементов в изученных породах свидетельствуют о геохимической конвергентности, которая не исключает магматическую эволюцию в сложной геодинамической обстановке. Наиболее показательны отличия редкоэлементного состава ассоциирующих габбро и основных фойдолитов, которые демонстрируют зависимости, сходные с наблюдаемыми в материале источников типа E-MORB и OIB соответственно (см. рис. 7—9). Вместе с

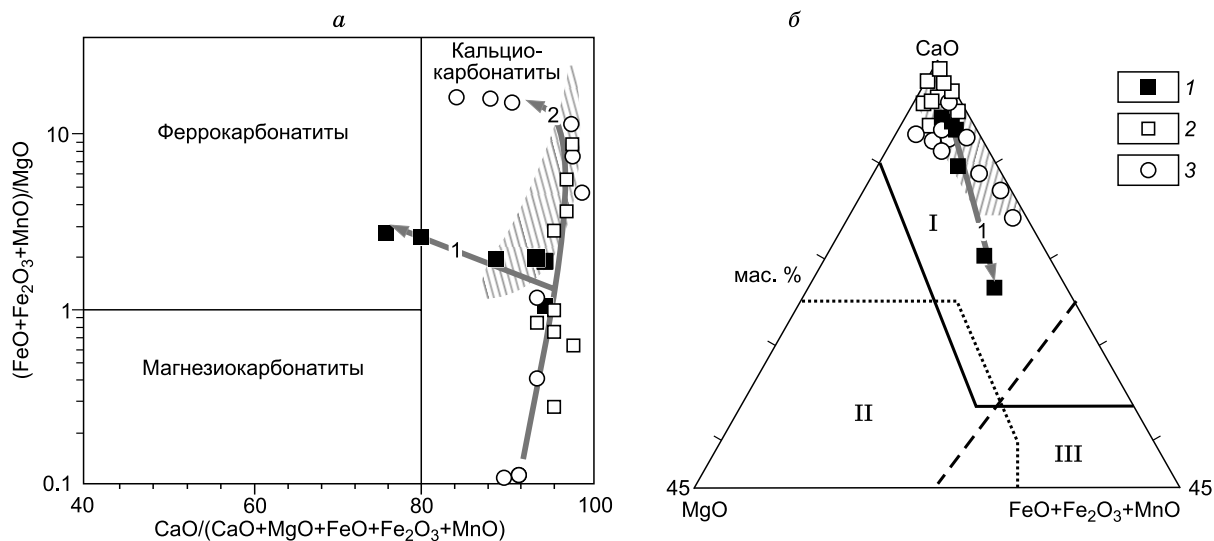


Рис. 6. Петрохимические особенности карбонатов в щелочных магматических комплексах ЦАСП.

1—3 — карбонаты: Верхнепетропавловского плутона (1), комплекса эдельвейс, Горный Алтай (2), сангиленского комплекса, Юго-Восточная Тува (3) [Врублевский, 2003]. *a* — диаграмма $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/\text{MgO} - \text{CaO}/(\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})$ [Woolley, Kempe, 1989]. Заштриховано композиционное поле карбонатов Южной Монголии и Западного Забайкалья [Самойлов, Коваленко, 1983; Никифоров и др., 2000]. Нанесены составы карбонатов с содержанием $\text{SiO}_2 \leq 12$ мас. %. Стрелками обозначены вариационные тренды химизма карбонатов. *b* — диаграмма $\text{CaO} - \text{MgO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})$ [Woolley, Kempe, 1989]. I—III — области преобладающих составов кальциокарбонатов (I), магнезиокарбонатов (II) и феррокарбонатов (III).

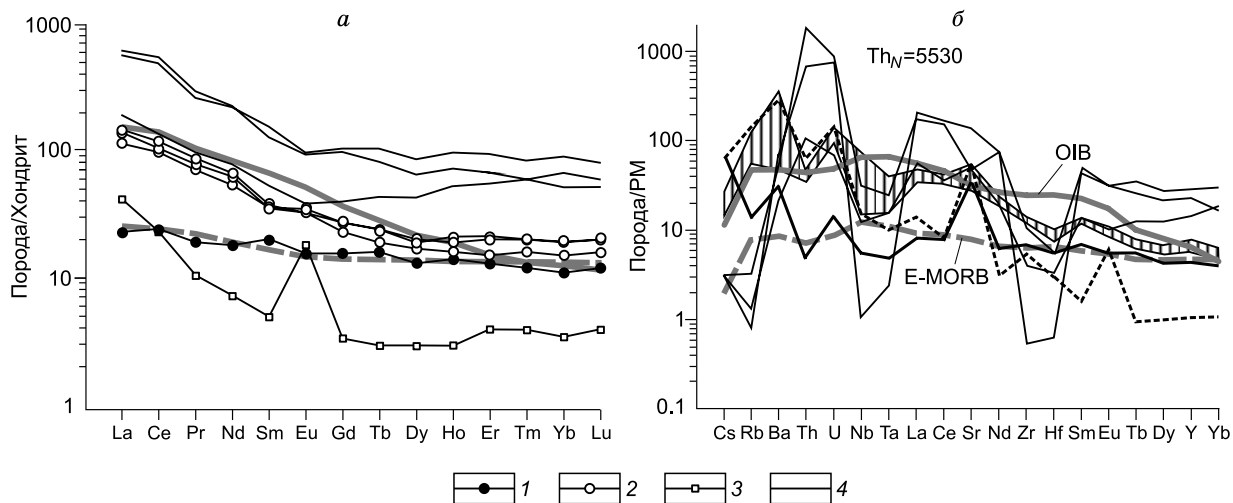


Рис. 7. Распределение редкоземельных (а) и редких гидромагматофильных элементов (б) в породах Верхнепетропавловского массива.

1 — субщелочное габбро, 2 — тералит и основные фойдолиты, 3 — нефелиновый сиенит, 4 — карбонаты. Содержания элементов нормированы по хондриту и примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989]. Нанесены спектры средних составов (линии темно-серого цвета) базальтов океанических островов (OIB) и обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB), по [Sun, McDonough, 1989]. На графике б показаны спектры распределения редких элементов в субщелочном габбро (жирная сплошная линия) и нефелиновом сиените (штриховая линия), заштрихована область спектров тералита и основных фойдолитов.

тем особенности нормированного распределения некоторых HFSE (наличие Ta-Nb, Zr-Hf спектральных минимумов), вариации их отношений в породах сопоставимы с вещественными параметрами островодужных базальтоидов (см. рис. 7, 9, *a—e*). По-видимому, влиянием субдукционных процессов вызвано и заметное смещение составов относительно общего Th-Yb-Ta эволюционного тренда мантийных базальтоидов (см. рис. 9, *d*). Установленные в щелочных габброидах и фойдолитах относительно высокие

концентрации урана и литофильных Cs, Rb, Ba, Sr предполагают, что в условиях активной континентальной окраины происходило взаимодействие эволюционирующей базитовой магмы с коровым субстратом. Геохимические признаки подобного мультикомпонентного смешения фиксируются также в более молодых девонских субщелочных базальтах Минусинского рифтогенного прогиба (см. рис. 9), обрамляющего Кузнецкий Алатау с востока.

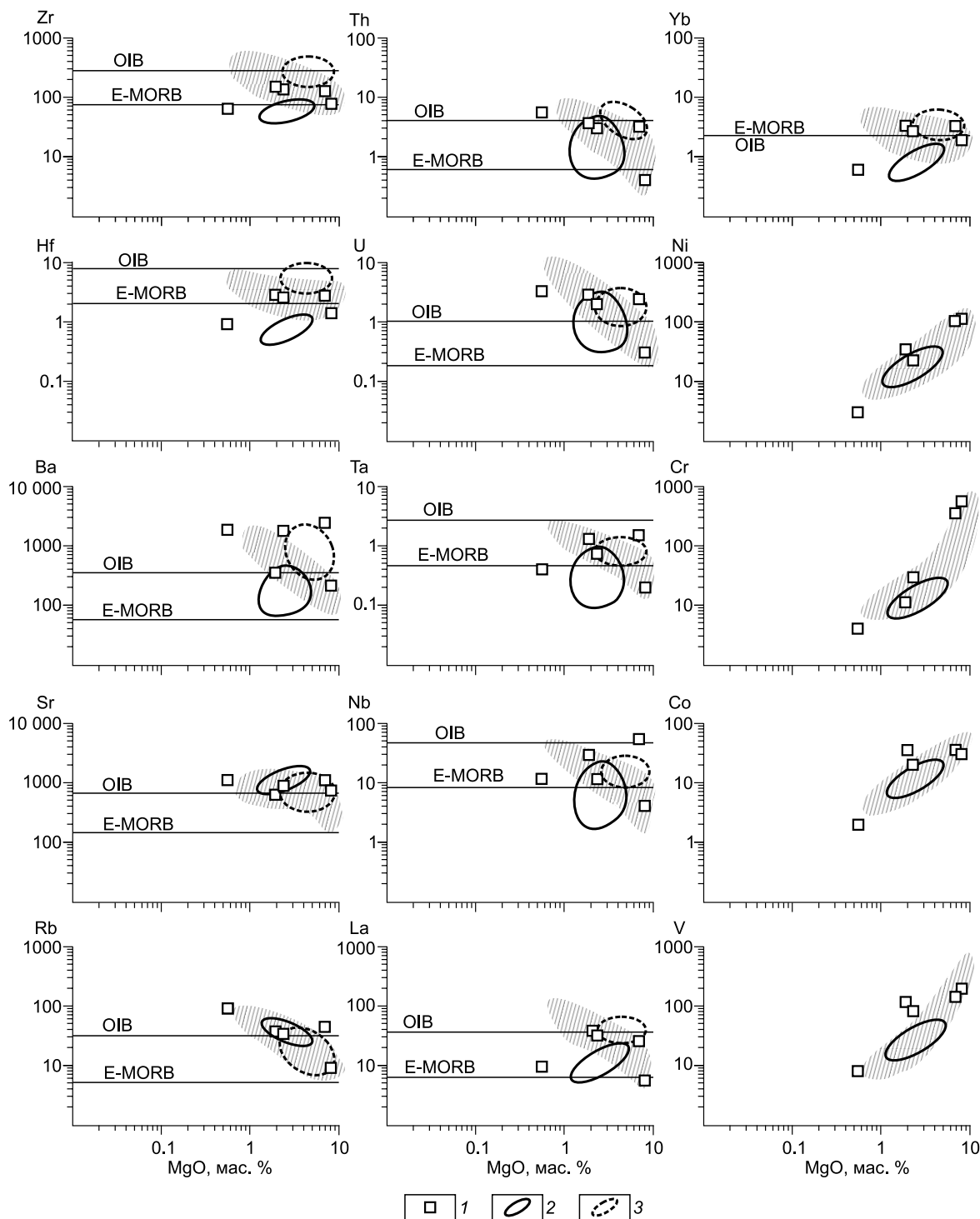


Рис. 8. Содержание редких элементов в субщелочных и щелочных породах Кузнецкого Алатау и Минусинского прогиба.

1 — габбро, тералит, основные фойдолиты, нефелиновый сиенит Верхнепетропавловского плутона; 2 — уртиты Кия-Шалтырского плутона [Гертнер и др., 2002]; 3 — девонские субщелочные базальтоиды Минусинского прогиба [Воронцов и др., 2011]. Заштриховано поле преобладающих составов пород щелочно-базитовых интрузий Кузнецкого Алатау [Гертнер и др., 2002].

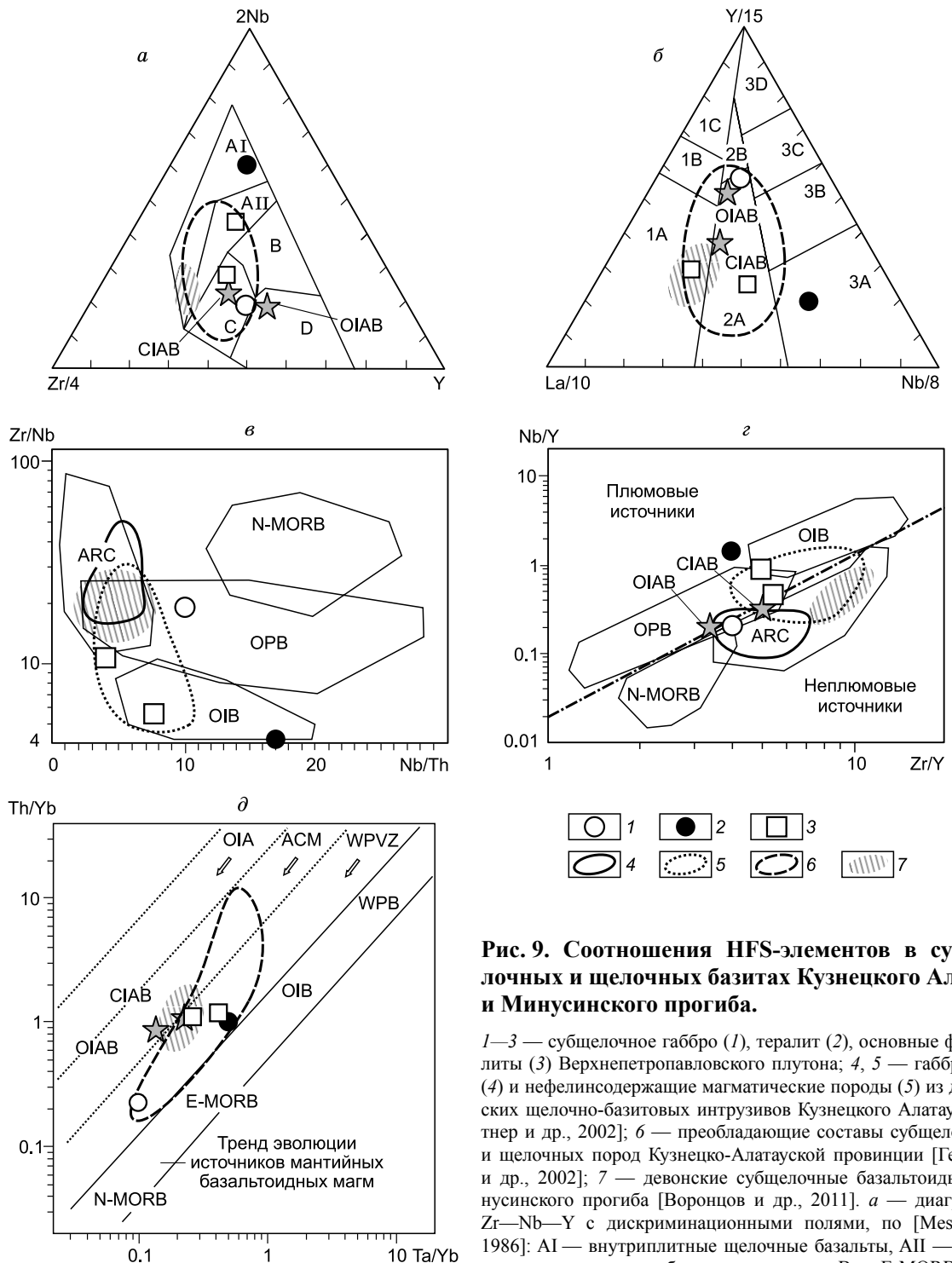


Рис. 9. Соотношения HFS-элементов в субщелочных и щелочных базальтах Кузнецкого Алатау и Минусинского прогиба.

1—3 — субщелочное габбро (1), тералит (2), основные фойдолиты (3) Верхнепетропавловского плутона; 4, 5 — габброиды (4) и нефелинсодержащие магматические породы (5) из девонских щелочно-базитовых интрузивов Кузнецкого Алатау [Гертнер и др., 2002]; 6 — преобладающие составы субщелочных и щелочных пород Кузнецко-Алатауской провинции [Гертнер и др., 2002]; 7 — девонские субщелочные базальтоиды Минусинского прогиба [Воронцов и др., 2011]. *a* — диаграмма Zr—Nb—Y с дискриминационными полями, по [Meschede, 1986]: AI — внутриплитные щелочные базальты, AII — внутриплитные щелочные базальты и толеиты, B — E-MORB, C —

внутриплитные толеиты и островодужные базальты, D — N-MORB и островодужные базальты. *b* — диаграмма La—Y—Nb с дискриминационными полями, по [Cabanis, Lecomte, 1989]: 1 — островодужные (1A — известково-щелочные, 1C — толеиты, 1B — область перекрытия) базальты, 2A — континентальные базальты, 2B — базальты задуговых бассейнов, 3 — океанические базальты (3A — щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, 3B, C — обогащенные и слабообогатенные E-MORB, 3D — N-MORB). *c*, *d* — диаграммы Zr/Nb—Nb/Th и Nb/Y—Zr/Y. Принципы построения и дискриминации базальтов разных тектонических обстановок приведены по [Condie, 2005]: ARC — островодужные базальты; N-MORB — базальты срединно-океанических хребтов; OIB — базальты океанических островов; OPB — базальты океанических плато. Штриховой линией обозначена вероятная граница, разделяющая плюмовые и неплюмовые источники. *e* — диаграмма Th/Yb—Ta/Yb с дискриминационными полями, по [Pearce, 1983; Gorton, Schandl, 2000]: OIA — островные дуги, ACM — активные континентальные окраины, WPVZ — внутриплитные вулканические зоны, WPB — внутриплитные базальты. Звездочкой показаны средние составы базальтов континентальных (CIAB) и океанических (OIAB) островных дуг, по [Kelemen et al., 2003].

Сравнительно узкие диапазоны отношений геохимически однотипных HFSE в породах Верхнепетропавловского массива ($Zr/Hf \sim 44\text{—}68$, $Nb/Ta \sim 17\text{—}30$) позволяют рассматривать их как родственные магматические образования. На это также указывает сходство Th/U-отношений в габброидах и основных фойдолитах ($\sim 1.3\text{—}1.8$). Несмотря на существующие взаимные вариации Zr, Nb, Y, Th, материнские расплавы могли иметь изначально плюмовую мантийную природу с участием вещества типа ОИВ и ОРВ (см. рис. 9, в, з).

Представительные составы карбонатитов Верхнепетропавловского плутона по содержанию типоморфных микроэлементов ($Sr \sim 1000\text{—}3000$, $Ba \sim 150\text{—}515$, Zr до 115, Nb до 25, Th до 470, $REE + Y \sim 300\text{—}800$ г/т; см. табл. 7) соответствуют существенно кальцитовым разновидностям. При этом Sr/Ba -отношение достигает 5.6—7.0, приближаясь к средним значениям $\sim 9\text{—}10$, характерным для продуктов наиболее ранних высокотемпературных стадий карбонатитообразования [Капустин, 1983; Самойлов, 1984]. Наблюдаемая обогащенность пород редкими землями на фоне одновременного обеднения ими интракарбонатитовых нефелиновых сиенитов (см. рис. 7, а) согласуется с экспериментальными данными о преимущественном накоплении LREE в карбонатных ликвидационных жидкостях [Hamilton et al., 1989; Jones et al., 1995; Veksler et al., 1998]. Очевидно, в данном случае их концентраторами послужили апатит, бастнезит и кальцит. Вместе с тем Nb, Ta, Zr и Hf частично удерживаются в нефелиновых сиенитах (см. табл. 7), подтверждая эмпирически установленную тенденцию перераспределения этих высокозарядных элементов преимущественно в силикатную составляющую подобных систем [Veksler et al., 1998].

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

Результаты проведенного нами Sm-Nd и Rb-Sr изотопного датирования свидетельствуют о формировании Верхнепетропавловского плутона в среднем кембрии. Sm-Nd-изохрона, построенная по составам карбонатита, фойдолита и породообразующих апатита и диопсида, соответствует возрасту 509 ± 10 млн лет ($СКВО = 0.1$; $\epsilon_{Nd}(T) = 5.1$; табл. 8) [Врублевский и др., 2003а]. По клинопироксену, биотиту и валовому составу наименее контаминированного тералита получена Rb-Sr-изохрона с возрастом 502 ± 46 млн лет ($СКВО = 0.94$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.7037$, см. табл. 8), а изохронная зависимость по совокупности всех щелочно-базитовых интрузивных фаз фиксирует интервал 490 ± 39 млн лет ($СКВО = 0.33$; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T = 0.70497$), в целом подтверждая возможность развития подобного раннепалеозойского магматизма в данном сегменте ЦАСП [Врублевский, 2003]. Это согласуется с временем становления (~ 507 млн лет назад) щелочных основных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс, расположенного в юго-восточной части сопредельного Горного Алтая [Врублевский и др., 2009, 2012а]. При сходстве ϵ_{Nd} -параметров, предполагающих родственные мантийные источники магм, он отличается менее радиогенным изотопным составом стронция в породах.

С установленными Sm-Nd и Rb-Sr-изотопными датами можно сопоставить U-Pb возраст цирконов ($\sim 490\text{—}480$ млн лет) из других щелочно-базитовых плутонов в северной части Кузнецко-Алатауского хребта [Врублевский и др., 2014а]. Наблюдаемое при этом совместное или автономное нахождение в

Таблица 8. Изотопный состав неодима и стронция в породах и минералах Верхнепетропавловского массива

№ образца, порода	Материал	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_T$	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T(Nd)_{DM}$, млн лет	$\epsilon_{Sr}(T)$
		г/г							
6/239.6, СГ	WR	2.74	9.43	0.17551	0.512937 ± 5	0.512353	7.23	850	3.13
ПТ-14, ОФ	»	5.18	27.5	0.11384	0.512618 ± 5	0.512239	5.00	820	20.87
45/208.7, К	»	21.5	106	0.12235	0.512648 ± 4	0.512241	5.04	840	27.46
	Срх	2.97	11.9	0.15042	0.512740 ± 7	0.512239	5.01	—	—
	Арт	147	756	0.11764	0.512630 ± 4	0.512238	4.98	—	—
		Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$			
		г/г							
15/94.4, Т	WR	41.7	961	0.125	0.70577	0.70487			
	Срх	43.8	269.1	0.471	0.70583	0.70243			
	Ві	229	93.7	7.111	0.75468	—			

Примечание. Приведены параметры Sm-Nd и Rb-Sr минеральных изохрон. Первичные изотопные отношения и величина эpsilon рассчитаны на возраст 509 млн лет [Врублевский, 2003; Врублевский и др., 2003]. СГ — субщелочное габбро, ОФ — основной фойдолит, К — карбонатит, Т — тералит, WR — валовой состав породы, Срх — клинопироксен, Арт — апатит, Ві — биотит. Концентрации Rb и Sr определены изотопным разбавлением с точностью 1 %. Прочерк — нет данных.

породах циркона с возрастом ~ 400—385 млн лет позволяет предполагать внедрение щелочных интрузий в широком временном диапазоне и вероятный полихронный характер щелочного магматизма Кузнецкого Алатау. Следует отметить, что на хронорубеже кембрий—ордовик в регионе также происходило становление когтахского габбро-сиенитового комплекса (~ 480—500 млн лет), гранитоидов мартайгинского и тигертышского комплексов (~ 490—510 млн лет), субщелочных габброидов лужбинского комплекса (~ 490 млн лет) [Шокальский др., 2000; Владимиров и др., 2001; Котельников, Врублевский, 2011; Kotelnikov, Vrublevskii, 2011]. Продукты раннепалеозойского щелочного магматизма проявлены и в других частях ЦАСП. Наряду с Горным Алтаем, практически синхронными являются некоторые интрузивные массивы Прибайкалья и Западного Забайкалья (~ 470—520 млн лет), Восточного Саяна (~ 490—520 млн лет), Тувы (~ 490 млн лет) [Козаков и др., 2003; Никифоров, Ярмолюк, 2007; Складов и др., 2009; Дорошкевич и др., 2012а].

Изотопный состав неодима и стронция. Карбонатиты, их породообразующие минералы, а также основные фойдолиты, доминирующие среди щелочных пород Верхнепетропавловского плутона, обладают практически идентичным изотопным составом неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(509)} = 0.512238—0.512241$; $\epsilon\text{Nd}_{(509)} = 4.98—5.04$, см. табл. 8), что указывает на комагматичность и происхождение из единого источника в умеренно деплетированной мантии. В субщелочном габбро, являющемся самой ранней интрузивной фазой, доля ее вещества заметно больше ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(509)} = 0.512353$; $\epsilon\text{Nd}_{(509)} = 7.23$, $\epsilon\text{Sr}_{(509)} = 3.13$). При сходном модельном возрасте $T(\text{Nd})_{\text{DM}}$ (~ 0.8 млрд лет) это может означать различную степень смешения с материалом обогащенной мантии и/или коровую контаминацию родоначальной магмы.

Для изученной породной ассоциации характерно последовательное возрастание первичных изотопных отношений стронция в более поздних дифференциатах (табл. 8, 9). По-видимому, мантийные «метки» сохранили только клинопироксены габброидов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(509)} \sim 0.7020—0.7024$). В остальных производных Rb-Sr системы несут следы взаимодействия расплавов с веществом земной коры с увеличением значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(509)}$ от 0.7046—0.7055 в тералитах и основных фойдолитах до 0.7057—0.7065 в нефелиновых сиенитах и карбонатитах. Предположительно, поступление чужеродного радиогенного стронция в магму могло происходить с высококонцентрированными рассолами, активизированными

Таблица 9. **Изотопный состав стронция и кислорода в породообразующих клинопироксенах и валовых пробах пород Верхнепетропавловского массива**

№ образца, порода	Материал	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
		г/г					
6/239,6, СГ	WR*	8.6	709.4	0.053	0.70452	0.70414	7.5
»	Срх	16	150	0.312	0.70426	0.70200	6.3
1001/172, СГ	WR	6	673	0.026	0.70431	0.70412	7.3
15/94,4, Т	»	—	—	—	—	—	9.6
31/323,5, Т	»	8	869	0.026	0.70551	0.70532	7.9
1001/88,5, Т	»	26	673	0.112	0.70556	0.70475	7.5
14/52,4, Т	»	30	1035	0.083	0.70583	0.70523	9.7
Пт-7, ОФ	Срх	5	140	0.105	0.70566	0.70490	8.3
Пт-14, ОФ	»	15	428	0.102	0.70537	0.70463	9.8
»	WR	19	1365	0.040	0.70566	0.70537	9.6
Пт-8, ОФ	»	74	1045	0.205	0.70685	0.70537	10.2
50/515,5, ОФ	»	42	620	0.196	0.70684	0.70542	9.5
43/77,5, ОФ	»	57	1585	0.104	0.70629	0.70554	10.7
Пт-51, МИ	»	37	723	0.147	0.70629	0.70523	9.5
6/38,8, НС	Срх	19	380	0.146	0.70595	0.70489	9.3
19/54,5, НС	WR	90	275	0.946	0.71292	0.70608	10.8
45/208,7, К	»	3	1000	0.009	0.70590	0.70584	11.8
42/57,0, К	»	—	—	—	0.70573	0.70573	12.1
48/287,8, К	»	7	2300	0.008	0.70652	0.70646	13.4

Примечание. Данные приведены по [Покровский и др., 1998; Врублевский, 2003]. СГ — субщелочное габбро, Т — тералит, ОФ — основной фойдолит, МИ — микройолит, НС — нефелиновый сиенит, К — карбонатит, WR — валовой состав породы, Срх — клинопироксен. Концентрации Rb и Sr определялись методом РФА с точностью 5 %. Первичные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_T рассчитаны на возраст 509 млн лет.

* Изотопное разбавление с точностью 1 %.

Таблица 10.

**Изотопная характеристика постмагматических кальцитовых жил,
контактово-метаморфических образований и карбонатных пород осадочного разреза
северной части Кузнецкого Алатау**

№ образца	Горная порода, местонахождение	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr, г/т	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{34}\text{S}$
				‰		
11/86	Битуминозный доломитовый известняк, кобырзинская свита, PR ₃ , р. Кия	0.70828	2130	24.9	1.4	19.4
12/86	То же	—	2232	25.1	1.9	15.7
Тр-25	Мраморизованный известняк, усинская свита, С ₁ , р. Большой Тулуял	—	—	21.1	0.1	—
226/301	Магнезиальный кальцифир, экзоконтакт Тулуяльского интрузивного массива	0.70829	—	24.4	0.3	—
39/86	Мрамор, экзоконтакт Кия-Шалтырского интрузивного массива	0.70802	742	22.5	-0.4	—
5/287	Гидротермальный жильный кальцит, Верхнепетропавловский плутон	0.70803	—	24.9	0.5	—

Примечание. Приведены данные по [Покровский и др., 1998; Врублевский, 2003]. Прочерк — нет данных.

Таблица 11. **Изотопный состав кислорода и углерода (‰), температура изотопного равновесия породообразующих минералов Верхнепетропавловского плутона**

№ образца, горная порода, минеральный парагенезис	$\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Ne}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Pl}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cpx}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Mgt}}$	T, °C _{Cc-Mgt}
45/208,7, К (Срх-Сс)	-3.5	11.8	—	—	9.0	7.3	838—856
42/57,0, К (Срх-Сс)	-2.8	12.1	—	—	—	7.1	765—798
30/259,3, К (Срх-Сс)	-2.7	13.6	—	—	—	—	—
49/369,5, К (Арт-Сс)	-2.8	13.9	—	—	—	—	—
49/375,5, К (Арт-Сс)	-2.7	14.1	—	—	—	—	—
48/282,0, К (Mnt-Сс)	-2.5	14.3	—	—	—	—	—
48/284,2, К (Mnt-Сс)	-2.2	15.5	—	—	—	—	—
48/287,8, К (Mnt-Сс)	-2.8	13.4	—	—	—	7.5	662—713
16/71,4, К (Mnt-Сс)	-2.0	15.2	—	—	—	—	—
16/76,1, К (Mnt-Сс)	-2.4	14.5	—	—	—	—	—
6/239,6, СГ	—	—	—	8.0	6.3	—	—
15/94,4, Т	—	—	—	10.8	8.6	—	—
14/52,4, Т	—	—	—	—	9.2	—	—
Пт-14, ОФ	—	—	9.7	—	9.8	—	—
Пт-16, ОФ	—	—	10.3	—	8.8	—	—
Пт-7, ОФ	—	—	—	—	8.3	—	—
4/60,8, ОФ	—	—	10.7	—	8.8	—	—
43/77,5, ОФ	—	—	11.0	—	9.4	—	—
6/38,8, НС	—	—	—	—	9.3	—	—

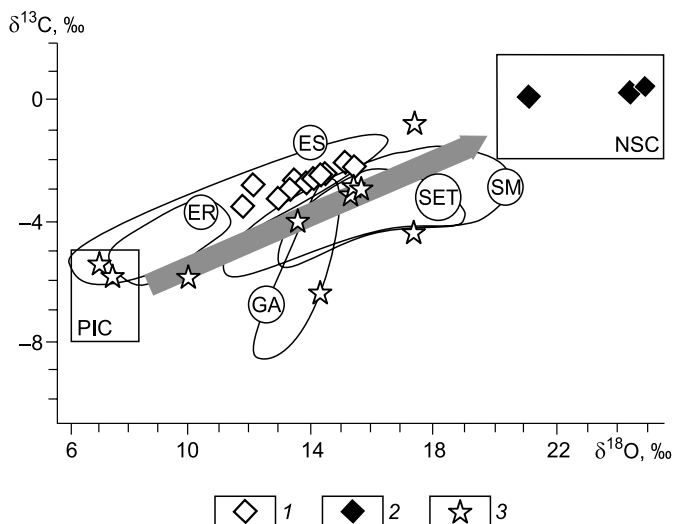
Примечание. Приведены данные по [Покровский и др., 1998; Врублевский, 2003; Врублевский и др., 2010]. К — разновидности карбонатов, СГ — субщелочное габбро, Т — тералит, ОФ — полевошпатовый ийолит, НС — нефелиновый сиенит. Сс — кальцит, Мgt — магнетит, Срх — клинопироксен, Арт — апатит, Ne — нефелин, Pl — плагиоклаз, Mnt — ферромонтчеллит. Прочерк — нет данных. Для расчета температур изотопно-кислородного равновесия T, °C_{Cc-Mgt} применялись формулы: $1000\ln a$ (кальцит—магнетит) = $5.74 \cdot (10^6/T^2)$ [Clayton, Kieffer, 1991] и $1000\ln a$ (кальцит—магнетит) = $4.2 \cdot (10^6/T^2) + 1.1$ [Conway, Taylor, 1969].

теплом интрузий из осадочных карбонатных пород [Покровский и др., 1998; Покровский, 2000]. В распространенных на севере Кузнецкого Алатау рифейско-кембрийских карбонатных толщах нами установлены участки с повышенными концентрациями Sr (> 2000 г/т), которые благодаря контаминации могли бы заметно изменить изотопный баланс в процессе щелочного петрогенезиса. Вероятность этого подтверждается высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~ 0.708) в неизмененных известняках и доломитах, а также в экзоконтактовых мраморах и постмагматических кальцитовых жилах (табл. 10).

Изотопный состав кислорода, углерода и серы. Величина $\delta^{18}\text{O}$ в породах изменяется от 7.5 ‰ в габброидах до 15.5 ‰ в карбонатах (см. табл. 9, 11). Аналогичным образом, но в более узком диапазоне ($\delta^{18}\text{O}$ = 6.3—11.0 ‰), варьирует изотопный состав кислорода породообразующих клинопироксе-

Рис. 10. Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах и кальците из щелочных пород ЦАСП.

1 — карбонаты Верхнепетропавловского плутона; 2 — карбонаты из гидротермальной жилы, вмещающих кальцифира и мрамора; 3 — магмагенные карбонаты в ийолит-уртигах Мухальского и нефелиновых сиенитах Сайженского, Снежинского и Амалатского интрузивных массивов Витимской провинции в Западном Забайкалье [Doroshkevich et al., 2012]. Оконтурированы композиционные поля карбонатов пенченгинского (Енисейский край, ER), зиминского (Восточный Саян, ES), сангиленского (Юго-Восточная Тува, SET) эдельвейс (Горный Алтай, GA), мушугай-худук (Южная Монголия, SM) комплексов (см. литературные источники в [Врублевский, 2003]). PIC (Primary Igneous Carbonatites) — «бок» первичных магмагенных карбонатов [Conway, Taylor, 1969]; NSC (normal sedimentary carbonates) — область составов морских нормально-осадочных карбонатов [Покровский, 2000]. Стрелкой показано возрастание степени коровой контаминации солевых карбонатитовых расплавов.



нов (6.3—9.8 ‰), плагиоклаза (8.0—10.8 ‰) и нефелина (9.7—11.0 ‰). Учитывая уровень мантийных значений $\delta^{18}\text{O} = 5.5 \pm 0.5 \text{ ‰}$ SMOW и незначительный эффект кристаллизационного фракционирования [Taylor, Sheppard, 1986; Покровский, 2000], следует признать отсутствие в Верхнепетропавловском массиве неконтаминированных разновидностей пород. Максимальные преобразования проявлены в карбонатах. По изотопным отношениям $\delta^{13}\text{C}$ (–3.5...–2.0 ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (11.8—15.5 ‰) составы кальцита имеют прямую корреляционную зависимость и попадают в область между полями первичных магмагенных карбонатов и нормально-осадочных карбонатов (рис. 10). Такая закономерность считается признаком смешения углекислоты осадочного происхождения с изотопно-легкой ювенильной CO_2 . При этом не исключается влияние рэлеевского изотопного фракционирования при высокотемпературной (600—800 °C) дифференциации карбонатитового расплава [Кулешов, 1986; Ray, Ramesh, 2000]. Принимая во внимание тяжелый изотопный состав низкотемпературных жильных карбонатов и мраморизованных известняков вблизи массива ($\delta^{13}\text{C}$ 0.1—0.5 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ 21.1—24.9 ‰; см. табл. 10), а также первичные параметры ($\delta^{13}\text{C}$ –6.0...–4.5 ‰; $\delta^{18}\text{O}$ 9.0—10.7 ‰) подобных карбонатитовых систем [Никифоров и др., 2000], степень коровой контаминации была значительной.

По-видимому, обогащение ^{18}O происходило еще на магматической стадии, о чем свидетельствует не только согласованное изменение изотопного состава пород и минералов, но и равновесный характер кислородной системы сосуществующих минеральных фаз. Показательно, что в изученных щелочных породах не наблюдается резкой инверсии изотопного фракционирования между их главными составляющими — нефелином и клинопироксеном (см. табл. 11, рис. 11, а). В данном случае коэффициент изотопного разделения $\Delta^{18}\text{O} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Не}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Срх}}$ не превышает 1.5—1.9 ‰, что соответствует равновесному парагенезису в интервале температур приблизительно 600—900 °C [Покровский, 2000]. По-видимому, вариации $\Delta^{18}\text{O}$ и обогащенность тяжелым кислородом по сравнению с нефелинсодержащими породами других интрузий вызваны комбинацией кристаллизационного фракционирования и селективной коровой контаминации. Прогнозируемое прекращение изотопного обмена, как и обычно при формировании нефелиновых пород, могло происходить уже при 800 °C [Покровский и др., 1998; Врублевский и др., 2010]. Фракционирование изотопов кислорода между кальцитом и магнетитом в карбонатах также завершалось при высоких температурах ~ 700—860 °C (см. табл. 11, рис. 11, б) и практически идентично изотопному равновесию, установленному в «классических» карбонатах массива Ока в Канаде [Conway, Taylor, 1969].

Случай возникновения инверсированной минеральной ассоциации отмечается только в явно перекристаллизованных пегматоидных ийолитах Верхнепетропавловского плутона (обр. ПТ-14, см. табл. 11). Вероятно, эффект относительного обеднения нефелина тяжелым кислородом ($\Delta^{18}\text{O}_{\text{Не-Срх}} \sim 0$) как менее устойчивого минерала по сравнению с пироксеном достигался благодаря воздействию нагретых метеорных вод, которым свойственны низкие значения $\delta^{18}\text{O} < 0$ [Тейлор, 1977]. Для щелочных интрузий, расположенных на территории северной части Кузнецкого Алатау, следы подобного высокотемпературного взаимодействия с изотопно-легкими вадозными водами были установлены только в зонах постмагматического изменения уртитов Кия-Шалтырского интрузивного массива [Покровский и др., 1998].

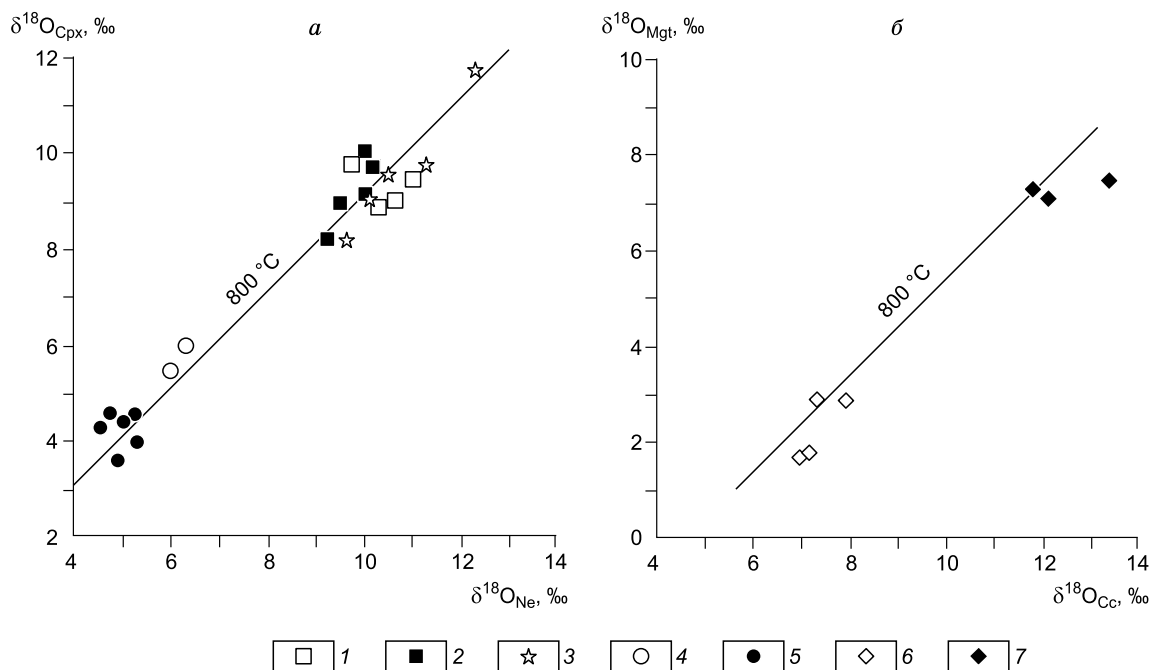


Рис. 11. Характер и масштабы фракционирования изотопов кислорода между нефелином и клинопироксеном в щелочных породах (а) и между кальцитом и магнетитом в карбонатах (б).

1 — основные фойдолиты Верхнепетропавловского плутона (см. табл. 11); 2 — ургиты и нефелиновые сиениты Кия-Шалтырско-го и Дедовогорского интрузивов в Кузнецком Алатау [Покровский и др., 1998; Врублевский и др., 2010]; 3 — щелочные породы Витимской провинции Западного Забайкалья [Doroshkevich et al., 2012]; 4 — ультраосновные фойдолиты массива Одихинча (Полярная Сибирь); 5 — нефелиновые сиениты Хибинского массива (Кольский п-ов) [Покровский, 2000]; 6 — карбонатиты комплекса Ока, Канада [Conway, Taylor, 1969]. 7 — карбонатиты Верхнепетропавловского плутона (см. табл. 11). Srx — клинопироксен, Ne — нефелин, Mgt — магнетит, Cc — кальцит. Равновесные температуры рассчитаны по формулам: $1000\ln\alpha$ (мусковит—клинопироксен) = $0.55 \cdot (10^6/T^2) + 0.6$ [Javoy, 1977], $1000\ln\alpha$ (кальцит—магнетит) = $4.2 \cdot (10^6/T^2) + 1.1$ [Conway, Taylor, 1969], $1000\ln\alpha$ (кальцит—магнетит) = $5.74 \cdot (10^6/T^2)$ [Clayton, Kieffer, 1991].

По сравнению с метеоритным стандартом ($\delta^{34}\text{S} \sim 0$ ‰), а также с сульфидами из пород многих других карбонатитовых ассоциаций, имеющих в среднем отношении $\delta^{34}\text{S}$ около -3.0 ‰ [Deines, 1989], пирротин изученных карбонатитов отличается значительно более тяжелым изотопным составом серы $\delta^{34}\text{S} = 4.6$ ‰ [Врублевский, 2003]. В геологическом разрезе северной части Кузнецкого Алатау эпизодически встречаются осадочные битуминозные карбонатные породы, зараженные сероводородом ($\delta^{34}\text{S} = 15.7$ — 19.4 ‰; см. табл. 10), поэтому в данном случае можно допустить смешение серы осадочного цикла с веществом мантийного источника при коровой контаминации карбонатитовой жидкости и возвратном участии магматического флюида.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Петрогенетические особенности ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов. Своеобразие внутреннего строения и вещественного состава Верхнепетропавловского интрузивного массива позволяет рассматривать его как петрографическую ассоциацию комагматичных K-Na субщелочных и щелочных основных пород и кальциокарбонатитов. Особенности химизма клинопироксенов, оливина, магнетита и апатита свидетельствуют о гипабиссальных условиях становления плутона. По представлениям [Самойлов, 1977], выявленный в изученных карбонатитах магнетит-монтичеллитовый парагенезис также позволяет относить их к малоглубинным разновидностям. Фациальный уровень фиксируется параметрами рентгенолюминесценции апатита, отражающими окислительный режим карбонатитообразования [Врублевский и др., 2004в]. Ведущим процессом, регулирующим формирование магматической серии, послужила кристаллизационная дифференциация. На макроуровне это подтверждается согласованным увеличением железистости как в породах, так и в сосуществующих темноцветных минералах более поздних интрузивных фаз. С общей направленностью химической эволюции совпадают уменьшение магнезиальности на периферии зональных минеральных зерен, смена основности плагиоклаза, появление калиевого полевого шпата. Кроме того, в габро отмечаются признаки

оливин-клинопироксеновых кумулятивных сегрегаций. На стадии образования основных фойдолитов фракционирование щелочно-базитового расплава осложнялось его сильной десиликацией, что вызвало совместную кристаллизацию низкокремнистого клинопироксена и нефелина.

По-видимому, наблюдаемые вариации содержаний и соотношений ряда петрогенных и редких элементов в породах обусловлены сочетанием процессов фракционной кристаллизации, силикатно-карбонатной ликвации и коровой контаминации. Боуэновскому тренду подчиняется последовательное накопление в более поздних магматических производных глинозема, щелочей, диоксида кремния, литофильных и некоторых высокозарядных микроэлементов с одновременным снижением концентраций Mg, Ca, Cr, Ni, Co, V, Sc (см. рис. 5, 8). Одним из исключений является поведение стронция, содержание которого возрастает в среднем (из 46 анализов) от ~ 700—1100 г/т в габброидах и фойдолитах до ~ 1670 г/т в нефелиновых сиенитах и ~ 2400—4660 г/т в разновидностях карбонатитов [Врублевский, 2003]. В связи с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах плутона, можно допустить дополнительное поступление радиогенного стронция в магму, вызванное значительной коровой контаминацией.

Несмотря на отсутствие в породах и расплавах микровключений прямых свидетельств ликвационного расслоения щелочной магмы с отделением силикатной (нефелин-сиенитовой) и карбонатной жидкостей, его признаки отражены в некоторых геохимических особенностях. Показательным является комплементарное относительно фойдолитов распределение редких земель в фельдшпатоидных сиенитах и карбонатитах с обогащением последних (см. рис. 7, а). В свою очередь, в сиенитовой фракции частично удерживаются Nb, Ta, Zr, Hf, что также согласуется с данными по поведению химических элементов в подобных экспериментальных системах [Veksler et al., 1998]. По-видимому, с процессами жидкостной несмесимости связано практически одновременное снижение концентраций фосфора, титана и, в меньшей степени, железа в фойдолитовом расплаве, которые входят в состав апатита и магнетита карбонатитов (см. рис. 5).

Петрогенетические процессы становления Верхнепетропавловского плутона происходили при высоких температурах, свойственных магматическим расплавам. По оценкам различных геотермометров, учитывающих особенности структуры, химического и изотопного состава породообразующих минералов, их кристаллизация могла завершаться в диапазоне ~ 700—860 °С. Как уже отмечалось, даже наиболее поздним нефелину и сосуществующим полевым шпатам в щелочных породах свойственны соотношения компонентов, соответствующие повышенным температурам ~ 725—825 °С. Если судить по результатам гомогенизации расплавленных микровключений в минералах щелочных базитов Кузнецкого Алатау [Шацкий, 1975], эти значения по сравнению с истинными могут быть понижены на 250—300 °С. Также не вызывает сомнений высокотемпературный режим относительно раннего ликвационного обособления существенно карбонатной жидкости. Микровключения солевого расплава, обнаруженные в ферромонтчеллите карбонатитов, полностью гомогенизировались при нагревании до 890 °С, но уже на уровне 570—590 °С начиналось плавление их карбонатной матрицы [Врублевский и др., 1989]. По-видимому, в аналогичных условиях происходило выделение ассоциирующего клинопироксена. Температуры декрепитации более поздних флюидных включений рассольного типа фиксируют еще, как минимум, две стадии минералообразования в широком диапазоне охлаждения (650—400 °С), в течение которых могли кристаллизоваться апатит и кальцит карбонатитов. На предполагаемую магматогенную природу пород указывают рассчитанные температуры изотопно-кислородного обмена между магнетитом и кальцитом (713—856 °С) [Покровский и др., 1998], что не противоречит известным данным по термометрии подобных систем [Соколов, 1993]. При этом допускается, что равновесный характер ассоциации, как и в других контаминированных карбонатитах (комплексы Бразилии, Анголы, Горного Алтая, Юго-Восточной Тувы, Южного Тянь-Шаня), сохраняется благодаря соответствующему взаимному обогащению тяжелым ^{18}O кальцита и сосуществующих с ним минералов [Врублевский, 2003].

Источники и геодинамика раннепалеозойского щелочно-базитового магматизма северной части Кузнецкого Алатау. Вариации изотопного состава неодама силикатных пород и карбонатитов Верхнепетропавловского плутона ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 5\text{—}7$) позволяют предполагать общность первоначального магматического источника в умеренно деплетированной мантии типа PREMA+E-MORB и последующее смешение его производных с веществом обогащенной мантии. По-видимому, участие PREMA в магмогенерации обусловлено доминирующей ролью этого материала в составе Северо-Азиатского суперплума, определявшего развитие раннесреднепалеозойского базитового магматизма ЦАСП [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Сходным изотопным составом обладают синхронный карбонатитсодержащий комплекс эдельвейс в Горном Алтае, кембрийско-раннеордовикские габбро-сиенитовые и гранитоидные ассоциации Кузнецкого Алатау, а также девонские щелочно-мафитовые интрузивные массивы в его северной части и субщелочные базальтоиды в сопредельном Минусинском прогибе (рис. 12). По сравнению с неопротерозойскими щелочными породами и карбонатитами, проявленными в пределах ЦАСП (комплексы Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Северного Забайкалья), для них характерно

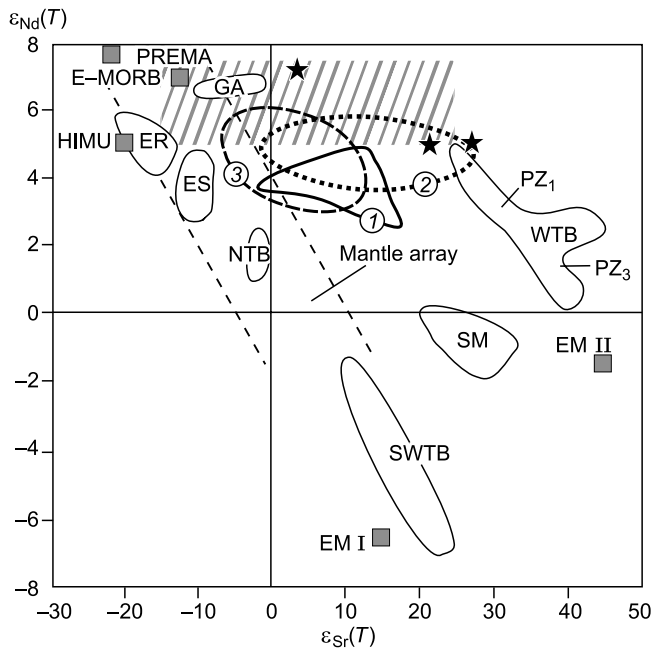


Рис. 12. Изотопный состав Nd и Sr магматических комплексов щелочных пород и карбонатитов ЦАСП.

Звездами обозначены изотопные составы субщелочного габбро, основного фойдолита и карбонатита Верхнепетропавловского плутона. Показаны композиционные поля: 1 — раннепалеозойских (~ 510—485 млн лет) габбро-сиенитовых и гранитоидных комплексов Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2012б]; 2 — девонских (~ 400—385 млн лет) щелочно-базитовых интрузий северо-восточного склона Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2005]; 3 — девонских (~ 390 млн лет) субщелочных базальтоидов Минусинского прогиба [Воронцов и др., 2011]; GA — комплекса эдельвейс щелочных пород и карбонатитов (C₂) в Горном Алтае [Врублевский и др., 2012а]; ER — карбонатитов и щелочных пород пенчегинского и среднетатарского комплексов (PR₃) в Енисейском крае [Врублевский и др., 2003б; Сазонов и др., 2007]; ES — зиминского комплекса щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (PR₃) в Восточном Саяне [Чернышова и др., 1992, 1995; Чернышова, Морикио, 1999; Морукию et al., 2001]; NTB — карбонатитов (PR₃) Северного Забайкалья [Дорошкевич и др., 2011]; WTB — щелочных интрузий (PZ₁ и PZ₃) Витимской провинции в Западном Забайкалье

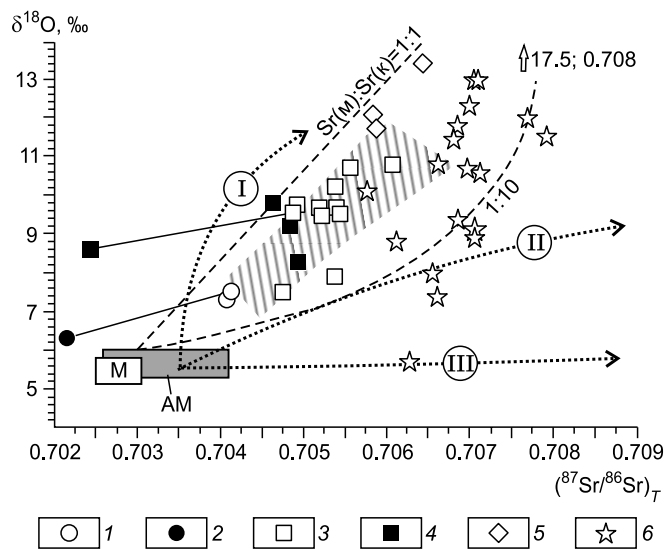
[Doroshkevich et al., 2012]; SWTB — комплексов щелочных пород и карбонатитов (MZ₃) Юго-Западного Забайкалья [Никифоров и др., 2002; Дорошкевич и др., 2009]; SM — карбонатитов комплекса мушугай-худук (MZ₃) в Южной Монголии [Владыкин и др., 2000]. В заштрихованном контуре объединены преобладающие составы раннесреднепалеозойских базитовых магматических ассоциаций Северной Азии [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Область «Mantle array» и положение резервуаров PREMA, E-MORB, HIMU, EM I, EM II приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами по [Zindler, Hart, 1986].

обогащение радиогенным стронцием и соответствующее смещение составов относительно мантийной последовательности. Предположительно, определенная унаследованность изотопного состава неодима в продуктах полихронного магматизма Кузнецкого Алатау была вызвана повторным плавлением нижних частей литосферы, уже метасоматизированных первоначальным плюмом [Врублевский и др., 2004а]. Вероятность такого рода процессов магмогенерации находит подтверждение в присутствии в девонских щелочных породах цирконов с возрастом не только 385—400, но и 480—500 млн лет, что сопоставимо с временем внедрения Верхнепетропавловского интрузива [Врублевский и др., 2014а]. Отличительным признаком более молодых позднепалеозойских и мезозойских щелочных и карбонатитовых комплексов ЦАСП в Витимской провинции, Юго-Западном Забайкалье и Южной Монголии, сформировавшихся на континентальной коре уже повышенной мощности, является доминанта вещества обогащенной литосферной мантии EM-типа и корового компонента.

Изученные магматические породы отличаются высокими значениями изотопных отношений стронция ($\epsilon_{Sr}(T) = 3—35$), кислорода, углерода и серы, что может быть обусловлено коровой контаминацией расплавов. Величины $\delta^{18}O$ в минералах и валовых составах пород (6.3—15.5 ‰) значительно выше, чем в мантии, и совместно с ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_T они образуют прямолинейную зависимость, характерную для продуктов взаимодействия глубинной магмы (м) и земной коры (к) с соотношением концентраций стронция $Sr(m):Sr(k) \leq 1$ (рис. 13). Исходя из существующих оценок изотопного состава контаминанта ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.708$) и родоначального расплава ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.703$), допускается, что из вмещающих пород в магму могло поступать около 40 % стронция [Покровский и др., 1998; Врублевский, 2003]. Очевидно, без участия флюида (рассола) такой масштабный массоперенос маловероятен. Выявленная зависимость частично сопоставима с эволюционными трендами смещения вещества мантии под островными дугами (базальты) с мультикомпонентным материалом типа молодая кора + пелагические осадки + древняя кора, что косвенно подтверждает развитие кембрийского щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау в окраинно-континентальной геодинамической обстановке. Несмотря на более обогащенный мантийный источник, аналогичная тенденция отмечается для петрографически сходных палеозойских интрузивных комплексов Витимской щелочной провинции ЦАСП (см. рис. 13). Важно отметить, что при формировании Верхнепетропавловского плутона процессы коровой контаминации должны были происходить еще на стадии внедрения магмы. На это вполне однозначно указывают взаимная обогащенность тяжелым ^{18}O сосуществующих минералов в зависимости от способности накапливать его, а также отсутствие парагенезисов с постмагматической инверсией изотопного фракционирования.

Рис. 13. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в породах Верхнепетропавловского массива и палеозойских щелочных интрузий Западного Забайкалья.

1—5 — габбро (1), клинопироксен из габбро (2), щелочные породы: тералиты, основные фойдолиты, нефелиновые сиениты (3), клинопироксены из щелочных пород (4), карбонатиты (5) Верхнепетропавловского плутона; 6 — щелочные породы Витимской провинции в Западном Забайкалье [Покровский и др., 1998; Doroshkevich et al., 2012]. Заштриховано поле составов клинопироксенов и валовых проб габброидов и щелочных пород Кия-Шалтырского, Дедовогорского, Горячегогорского и Тулуяльского интрузивных массивов Кузнецкого Алатау, по [Покровский и др., 1998] и нашим неопубликованным данным. Sr-О-изотопные составы примитивной мантии (М), мантии под островными дугами (АМ) и тренды I—III смешения вещества показаны по [Davidson et al., 2005]: I — базальт + молодая кора и пелагические осадки, II — базальт + древняя кора, III — мантия + древние субдукционные осадки (контаминация источника). Цифровые обозначения 1:1 и 1:10 на штриховых линиях отражают отношения концентраций стронция в мантии (магме) и в контаминанте [Покровский, 2000]. На графике отмечен предполагаемый изотопный состав корового материала.



Самый высокий уровень коровой контаминации наблюдается в карбонатитах. При этом достаточное однородное изотопное соотношение углерода их кальцитовой составляющей ($\delta^{13}\text{C} \sim -3.5 \dots -2.0 \text{‰}$; см. рис. 10) в наибольшей степени свидетельствует о взаимодействии материала различной природы. Рассматривая Кузнецкий Алатау как фрагмент кембрийской островодужной системы [Берзин, Кунгурцев, 1996], следует предположить, что часть неорганического углерода, в соответствии с представлениями [Ray, Ramesh, 1999], могла быть рециклирована в процессе субдукции. В верхних горизонтах литосферы проникновение корового вещества в магму осуществлялось непосредственно в промежуточных камерах. Оно происходило за счет термической активизации погребенных высококонцентрированных Sr-содержащих рассолов из вмещающих осадочных карбонатных пород с «тяжелым» изотопным составом углерода и кислорода и высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые свойственны морским отложениям фанерозоя. В целом установленная зависимость между величинами $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ подчиняется общему тренду коровой контаминации и сопоставима с характером изменений в карбонатитах некоторых других магматических комплексов ЦАСП, не испытавших воздействия поздних гидротерм или нагретых метеорных вод (см. рис. 10). Это условие соблюдается далеко не всегда и, как видно на примере многочисленных проявлений щелочных пород и карбонатитов Западного Забайкалья [Никифоров и др., 2002; Рипп и др., 2005; Doroshkevich et al., 2012], в данном регионе ему соответствуют карбонаты только в нескольких интрузивных массивах Витимской провинции.

Уровень и характер накопления редких элементов в мафитовых породах Верхнепетропавловского плутона, так же как и особенности их изотопного состава, предполагают гетерогенность магматических источников и сложные геодинамические условия интрузии. В субщелочном габбро особенно отчетливо проявлены признаки влияния компонента E-MORB, которое выражается в виде сходных концентраций ряда HFS-элементов, отношений Th/Yb, Ta/Yb, Zr/Nb, Nb/Th, слабодифференцированного распределения REE La/Yb $\sim 2-6$ (см. рис. 7—9). По-видимому, его вещество является одним из литосферных фрагментов Палеоазиатского океана, на что косвенно указывает модельный возраст $T(\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.8$ млрд лет, рассчитанный для габбро. В отличие от аналогичных девонских интрузивных пород Кузнецкого Алатау, в мантийном источнике габбро дополнительно мог принимать участие компонент, который обычно генерирует магму базальтов океанических плато (см. рис. 9, в, з), являющихся плюмовыми PREMA+PM-производными. Вместе с тем в изученных субщелочных и, частично, щелочных базитах уверенно определяются редкоэлементные сигнатуры, свойственные продуктам субдукционного магматизма. Особенно это выражается в подобию спектров распределения Nb, Ta, Zr, Hf, а также в схожести некоторых HFSE-отношений с типовыми дискриминационными параметрами островодужных базальтоидов (см. рис. 7, 9).

С другой стороны, поведение большинства несовместимых элементов в тералитах и основных фойдолитах Верхнепетропавловского интрузива вполне сопоставимо с геохимическими вариациями в OIB-источнике. В связи с этим нами не исключается двойственная геодинамическая природа кембрий-

ских интрузий Кузнецко-Алатауской провинции и возможность их внедрения в условиях взаимодействия активной континентальной окраины с плюмом, инициирующим внутриплитный магматизм. Очевидно, что пространственное совмещение разных обстановок приводило к смешению вещества умеренно деплетированной мантии с обогащенным литосферным материалом надсубдукционного клина. Примером такого сложного сочетания тектономагматических режимов может служить современная активная континентальная окраина калифорнийского типа. Благодаря процессу косоориентированной коллизии здесь также создаются условия для развития рассеянного рифтинга и магматизма повышенной щелочности. Образование синхронных и сходных по изотопному составу неодайма кембрийских комплексов щелочных пород и карбонатитов в Кузнецком Алатау и Горном Алтае [Врублевский и др., 2009] подтверждает идею о плюмовой активности на каледонском этапе эволюции ЦАСП [Ярмолюк и др., 2003]. Совместно с другими почти одновременными (510—470 млн лет назад) и индикаторными магматическими ассоциациями разной формационной принадлежности они объединяются в составе крупной раннепалеозойской изверженной провинции Центральной Азии [Врублевский и др., 2012a]. Ее возникновение стало возможным благодаря воздействию обширного мантийного плюма на геодинамические комплексы каледонид аккреционно-коллизийного типа.

В итоге проведенных исследований отметим, что проявление щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау в среднем кембрии представлено многофазной интрузией габброидов, фельдшпатоидных пород (тералитов, основных фойдолитов, нефелиновых сиенитов) и экзотических для провинциальной специализации кальциокарбонатитов. При их формировании ведущий петрогенетический процесс кристаллизационного фракционирования осложнялся коровой контаминацией и ликвационным силикатно-карбонатным расслоением щелочного расплава, насыщенного солевыми компонентами. Магматическая эволюция проходила в сложной геодинамической обстановке плюм-литосферного взаимодействия на активной континентальной окраине. В связи с этим в составе мафитовых пород прослеживаются геохимические признаки E-MORB, базальтов островных дуг и океанических островов. На фоне процессов позднеколлизийного рассеянного рифтинга и внутриплитного магматизма происходило смешение материала разнородных источников, включая мантийный плюмовый ПРЕМА-компонент, вещество обогащенной надсубдукционной литосферной мантии и континентальной коры.

Автор признателен многим коллегам из Институтов РАН и Томского государственного университета, которые в разные годы принимали участие в аналитических исследованиях и обсуждении различных аспектов магматической петрологии и изотопной геохимии.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект 1013) и Программы повышения конкурентоспособности Томского государственного университета 2013—2020 г.

ЛИТЕРАТУРА

Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1983, 102 с.

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

Багдасаров Ю.А. Глубинное строение и зональность карбонатитов // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М., Наука, 1986, с. 75—91.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Бородин Л.С., Попов В.С., Гладких В.С., Пятенко И.К., Туголесов Л.Д., Соловьев В.А., Семина В.А., Ляпунов С.М., Николаенко Ю.С. Геохимия континентального вулканизма. М., Наука, 1987, 238 с.

Верниковская А.Е., Даценко В.М., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Лаевский Ю.М., Романова И.В., Травин А.В., Воронин К.В., Лепехина Е.Н. Эволюция магматизма и карбонатит-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине Сибирского кратона: термохронологические реконструкции // ДАН, 2013, т. 448, № 5, с. 555—562.

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? // ДАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

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., Мещнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Куз-

- нецкого Алатау и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.
- Владыкин Н.В., Морикио Т., Миязаки Т.** Sr-Nd систематика карбонатитов Сибири и Монголии // Тезисы докладов XIX Всероссийского семинара «Геохимия магматических пород». М., 2000, с. 34—36.
- Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В., Пахольченко Ю.А.** Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr-Nd-характеристикам базитов) // ДАН, 2011, т. 441, № 4, с. 514—520.
- Врублевский В.В.** Петрология ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау (на примере Верхнепетропавловского массива): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., 1989, 24 с.
- Врублевский В.В.** Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей (на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 2003, 40 с.
- Врублевский В.В., Бабанский А.Д., Тронева Н.В., Елисафенко В.Н.** Условия минералообразования карбонатитов Кузнецкого Алатау // Изв. АН СССР, Серия геологич., 1989, № 12, с. 65—81.
- 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 // ДАН, 2003а, 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, 2003б, т. 11, № 2, с. 145—163.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Борисов С.М., Левченков О.А., Войтенко Д.Н.** Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // ДАН, 2004а, т. 398, № 3, с. 374—378.
- Врублевский В.В., Журавлев Д.З., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И., Владимиров А.Г., Рихванов Л.П.** Sr-Nd-изотопная систематика щелочных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) // ДАН, 2004б, т. 397, № 6, с. 802—806.
- Врублевский В.В., Борозновская Н.Н., Небера Т.С.** Рентгенолюминесценция апатита в карбонатитах различных фаций глубинности // Материалы X съезда Российского минералогического общества «Минералогия во всем пространстве сего слова». СПб., 2004в, с. 88—89.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Войтенко Д.Н.** Хронология и источники щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Материалы X Всероссийского петрографического совещания. Апатиты, КНЦ РАН, 2005, т. 2, с. 58—60.
- Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И.** Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar - ^{39}Ar -геохронологическое свидетельство комплекса эдельвейс // ДАН, 2009, т. 427, № 1, с. 96—100.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Войтенко Д.Н.** Фракционирование изотопов кислорода в породообразующих минералах щелочных интрузий Кузнецкого Алатау, Южная Сибирь // Тезисы XI Всероссийского петрографического совещания «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010, т. 1, с. 151—152.
- Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А.** Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, Центральная Сибирь: ^{40}Ar / ^{39}Ar -геохронология пенченгинского комплекса // ДАН, 2011а, т. 437, № 4, с. 514—519.
- 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, 2012а, т. 53 (8), с. 945—963.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И.** Источники раннепалеозойского интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау (по Nd-Sr-изотопным данным) // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Вып. 10. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012б, с. 52—54.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Gutierrez-Alonso G., Hofmann M., Гринев О.М., Тишин П.А.** U-Pb-изотопный возраст цирконов в щелочных породах Кузнецкого Алатау // Материалы Всероссийского форума с международным участием «Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней». Томск, ТПУ, 2013, с. 147—151.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутьерес-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, 2014б, т. 55(11), с. 1598—1614.
- Врублевский В.В., Никифоров А.В., Сугоракова А.М., Лыхин Д.А., Козулина Т.В., Юдин Д.С.** Возраст и природа щелочных пород Дахунурского плутона, Юго-Восточная Тува // Изв. Том. политех. ун-та, 2014б, т. 324(1), с. 146—153.

Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Парначев В.П., Краснова Т.С., Тишин П.А., Беляев В.И., Валуев А.В., Корчагин С.А., Мостовской А.И., Войтенко Д.Н. О формационной принадлежности и выделении петротипов магматических комплексов Кузнецкого Алатау и Салаира // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 2. Томск, ЦНТИ, 2001, с. 120—128.

Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Войтенко Д.Н., Сазонов А.М., Краснова Т.С., Тишин П.А. Геохимия щелочно-мафитовых плутонов Кузнецкого Алатау: свидетельства конвергентности окраинно-континентального и внутриплитного магматизма // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 2002, т. 1, с. 55—67.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1989, 404 с.

Гринев О.М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Томск, 1990, 19 с.

Дергачев В.Б. О карбонатитах Сангилены (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 1973 (9), с. 135—137.

Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1980, 215 с.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С. Изотопная характеристика пород халютинского карбонатитового комплекса (Западное Забайкалье) // Геохимия, 2009, № 12, с. 1279—1293.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Саватенков В.М. Источники карбонатитового магматизма Северного Забайкалья в позднем рифее: геохимические и изотопно-геохимические данные // Геохимия, 2011, № 12, с. 1271—1283.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // ДАН, 2012а, т. 443, № 1, с. 73—77.

Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U-Pb геохронология Мухальского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2012б, т. 53 (2), с. 219—225.

Капустин Ю.Л. Геохимия стронция и бария в породах карбонатитовых комплексов // Геохимия, 1983, № 7, с. 931—944.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Коробразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491—511.

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

Кортусов М.П., Макаренко Н.А., Врублевский В.В., Осипов П.В., Рихванов Л.П., Мостовской А.И. Первая находка апатитсодержащих карбонатитов в Кузнецком Алатау // Геохимия, петрография и минералогия месторождений Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 138—147.

Котельников А.Д., Врублевский В.В. Раннеордовикский магматизм Кузнецкого Алатау: результаты U-Pb (SHRIMP II)-датирования интрузивных фаз когтахского комплекса // Материалы Международной конференции «Современное состояние наук о Земле». М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, с. 986—987.

Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1971, 350 с.

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

Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде—кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1042—1051.

Лапин А.В. О составе и парагенезисах монтичеллита в массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., Наука, 1973, с. 128—141.

Макаренко Н.А., Кортусов М.П. Петрология габбро-сиенит-нефелин-сиенитовой ассоциации Марининской тайги. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1991, 310 с.

Мещанская Л.Б. Нефелиновые породы Петропавловского участка // Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Материалы по геологии Западной Сибири / Под ред. И.К. Баженова и Ю.Д. Скобелева. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 100—122.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В. Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогольского и Хушагольского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2007, т. 412, № 1, с. 81—86.

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.

Парначев В.П., Вылцан И.А., Макаренко Н.А., Беженцев А.Ф., Косоруков А.П., Стреляев В.И., Устинова В.Н. Континентальный рифтогенез и пострифтовые бассейны седиментации в геологической истории Южной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1996, 110 с.

Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Симонов В.А. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // ДАН, 2000, т. 372, № 1, с. 80—85.

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., Ходанович П.Ю., Смирнова О.К. Новая карбонатитовая провинция в Западном Забайкалье // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (1), с. 73—81.

Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2000, 224 с.

Рипп Г.С., Бадмацыренов М.В., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Новая карбонатитовая площадь в Северном Забайкалье // Петрология, 2005, т. 13, № 5, с. 538—547.

Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология, 2009, т. 17, № 1, с. 79—96.

Рублев А.Г. Ордовикская эпоха магматизма юга азиатской части России // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания «Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы». Сыктывкар, 2000, т. 1, с. 312—314.

Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Красноярск, 1996, с. 58—63.

Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Серов П.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст и источники // Петрология, 2008, т. 16, № 4, с. 421—448.

Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Гринев О.М., Звягина Е.А., Чекушин В.С., Бетхер М.Я. Геология и золотоплатиноносность щелочных пород Западной Сибири. Томск, Изд-во ТПУ, 2000, 248 с.

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 // ДАН, 2007, т. 413, № 6, с. 798—802.

Самойлов В.С. Карбонатиты (фашии и условия образования). М., Наука, 1977, 292 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.

Самсонова Н.С. Минералы группы нефелина. М., Наука, 1973, 144 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.

Скобелев Ю.Д. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау // Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. Материалы по геологии Западной Сибири / Под ред. И.К. Баженова и Ю.Д. Скобелева. Вып. 64. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 5—28.

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

Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., Мир, 1977, с. 213—298.

- Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Елисафенко В.Н., Пономарчук В.А.** Минералогия апатитоносных карбонатитов в Кузнецком Алатау // Геология и геофизика, 1991 (11), с. 51—58.
- Уваров А.Н., Жигалов С.В.** О нефелиновых породах верховий рч. Петропавловки (Кузнецкий Алатау) // Морфология, генезис и закономерности размещения минеральных образований Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1985, с. 71—84.
- Фор Г.** Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989, 590 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.
- Чернышова Е.А., Морикио Т.** Характеристика источника щелочных пород карбонатитовых комплексов Присяянья по данным изотопного состава Nd и Sr в породах дайковой серии // ДАН, 1999, т. 369, № 3, с. 381—384.
- Чернышова Е.А., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А., Кузнецова С.В.** Rb-Sr возраст и некоторые специфические особенности генезиса большетагнинского карбонатитового комплекса (Восточный Саян) // Докл. АН СССР, 1992, т. 323, № 5, с. 942—947.
- Чернышова Е.А., Сандиминова Г.П., Банковская Э.В., Кузнецова С.В.** Rb-Sr возраст и изотопный состав Sr в щелочных породах дайковой серии карбонатитовых комплексов Присяянья // ДАН, 1995, т. 345, № 3, с. 388—392.
- Шацкий В.С.** Условия минералообразования в кийском габбро-сиенитовом комплексе (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 1975, 30 с.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Ред. А.Ф. Морозов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 187 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.
- Яшина Р.М.** Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М., Наука, 1982, 274 с.
- Cabanis B., Lecomte M.** Le diagramme La/10—Y/15—Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et / ou de contamination crustale // C.R. Acad. Sci. Ser., 1989, II, v. 309, p. 2023—2029.
- Clayton R.N., Kieffer S.W.** Oxygen isotopic thermometer calibrations // Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein / The Geochem. Soc. Spec. Publ., 1991, № 3, p. 3—10.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.
- 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 // J. Geol., 1969, v. 77, № 5, p. 618—626.
- Davidson J.P., Hora J.M., Garrison J.M., Dungan M.A.** Crustal forensics in arc magmas // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2005, v. 140, p. 157—170.
- Deines P.** Stable isotope variations in carbonatites // Carbonatites: genesis and evolution / Ed. K. Bell. Unwin Hyman, London, 1989, p. 301—359.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.** Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondw. Res., 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.
- 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.
- Fleet M.E., Barnett R.L.** $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ partitioning in calciferous amphiboles from the Frood Mine, Sudbury, Ontario // Canad. Miner., 1978, v. 16, Pt. 4, p. 527—532.
- Gorton M.P., Schandl E.S.** From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // The Canad. Miner., 2000, v. 38, p. 1065—1073.
- Hamilton D.L.** Nephelines as crystallization temperature indicators // J. Geol., 1961, v. 69, № 3, p. 321—329.
- Hamilton D.L., Bedson P., Esson J.** The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites // Carbonatites: genesis and evolution / Ed. K. Bell. Unwin Hyman, London, 1989, p. 405—427.

- Javoy M.** Stable isotope and geothermometry // *J. Geol. Soc. London*, 1977, v. 133, № 6, p. 609—636.
- Jones J.H., Walker D., Pickett D.A., Murell M.T., Beattie P.** Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa, and U between immiscible carbonate and silicate liquids // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, № 7, p. 1307—1320.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.** One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on geochemistry*. Published by Elsevier Ltd., 2003, v. 3, p. 593—659.
- Kotelnikov A.D., Vrublevskii V.V.** New geochronological U-Pb isotopic data of granitoids from the Kuznetsk Ala-Tau Ridge, SW Siberia // *Miner. Mag.*, 2011, v. 75, № 3, p. 1227.
- Leake B.E.** Nomenclature of amphiboles // *Miner. Mag.*, 1978, v. 42, p. 533—563.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A.** A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.
- 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.
- Meschede M.** A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, p. 207—218.
- Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.V., Chernysheva E.A., Panina L.I., Podgornykh N.M.** Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources* / Ed. N.V. Vladykin. Proceeding of International Workshop, Irkutsk, 2001, p. 69—84.
- Pearce J.A.** Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts and mantle xenoliths* / Eds. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry. Shiva Press, Nantwich, U.K., 1983, p. 230—249.
- Ray J.S., Ramesh R.** Evolution of carbonatite complexes of the Deccan flood basalt province: stable carbon and oxygen isotopic constraints // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 104, № B12, p. 29,471—29,483.
- Ray J.S., Ramesh R.** Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, № 2, p. 299—306.
- Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.
- Taylor H.P., Sheppard P.M.N.** Igneous rocks: I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics // *Rev. Miner.*, 1986, v. 16, p. 227—271.
- Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B.** Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, № 11—12, p. 2095—2104.
- Woolley A.R., Kempe D.R.C.** Carbonatites: Nomenclature, average chemical compositions, and element distribution // *Carbonatites: genesis and evolution* / Ed. K. Bell. Unwin Hyman, London, 1989, p. 1—14.
- York D.** Least squares fitting of straight line // *Canad. J. Phys.*, 1966, v. 44, p. 1079—1086.
- Zindler A., Hart S.R.** Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.