

УДК 552.11:552.3:550.4(571.17)

## ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНО-МАФИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ, ИХ ИСТОЧНИКИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РАСПЛАВОВ

© 2021 г. В. В. Врублевский<sup>а</sup>, \*, И. Ф. Гертнер<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

\*e-mail: vasvr@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.03.2020 г.

После доработки 16.05.2020 г.

Принята к публикации 21.05.2020 г.

В северной части щелочной изверженной провинции Кузнецкого Алатау находится ареал дифференцированных интрузивов кембрийского, девонского и пермского возраста, сложенных субщелочным и щелочным габбро, фойдолитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами, редко карбонатитами. Первичные расплавы, из которых сформировались изученные породы, умеренно фракционированы ((La/Yb)<sub>N</sub> до ~7–12) и могли образоваться в мантийных условиях при 1–10% парциальном плавлении шпинелевого лерцолита. Распределение LILE и HFSE в мафитовых породах (в г/т: Rb 6–58, Ba 111–2499, Sr 175–1555, REE 28–208, Zr 40–315, Nb 1.5–52, Th 0.3–12, U 0.2–7.4) свидетельствует о вероятном магмогенезисе с вовлечением вещества океанической и окраинно-континентальной литосферы, подобного OIB и IAB. При этом источник материнского расплава был гетерогенным и состоял из смеси компонентов деплетированной (PREMA и E-MORB) и обогащенной (EM-типа) мантии с промежуточным изотопным соотношением  $\epsilon_{Nd}(T) \sim 3-9$ . Неоднородность источника отражается в первичном изотопном составе Pb горных пород и минералов:  $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.49-38.12$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.53-15.71$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.92-20.65$ . Последующая контаминация расплавов материалом верхней коры привела к одновременному повышению изотопных соотношений ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>T</sub> ~ 0.7042–0.7074;  $\delta^{18}O_{V-SMOW} \sim 6.3-15.5 \text{ ‰}$ , а также к обогащению пород  $^{207}Pb$ . На основании геохимических признаков предполагается образование первичных расплавов под воздействием мантийного плюма (горячей точки OIB-типа) на аккреционно-коллизийные комплексы бывшей активной окраины континента. В подобной геодинамической обстановке следует ожидать неоднородные магматические источники даже в пределах небольшой изверженной провинции.

**Ключевые слова:** щелочной магматизм, геохимия, петрогенезис, мантийный плюм, континентальная окраина, Кузнецкий Алатау, Центрально-Азиатский складчатый пояс

DOI: 10.31857/S0869590321010088

### ВВЕДЕНИЕ

Развитие щелочного магматизма на континентах и в океанах, как правило, связывают с периодами активности мантийных плюмов (Yarmolyuk et al., 2014; Ernst, 2014). В складчатых поясах мантийную природу щелочного магматизма часто маскируют процессы взаимодействия первичных магм с веществом аккреционно-коллизийных комплексов. Примером могут служить разновозрастные ассоциации щелочных пород и карбонатитов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (Покровский и др., 1998; Morikiyo et al., 2001; Никифоров и др., 2002, 2006; Doroshkevich et al., 2012; Vaatar et al., 2013; Крупчатников и др., 2015; Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2012, 2014, 2016б; Vrublevskii et al., 2018, 2019, 2020а, 2020б).

Возникновение обширных ареалов щелочного мафит-ультрамафитового магматизма связано с

деятельностью мантийных плюмов. В Алтае-Саянском и Байкальском сегментах ЦАСП (Кузнецкий Алатау, юго-восток Горного Алтая, Восточный Саян, плато Сангилен в Юго-Восточной Туве, Приольхонье, Витимское нагорье в Западном Забайкалье, Юго-Западное Прихубсугулье в Северной Монголии) отмечается несколько подобных центров палеозойского возраста: 520–420, 405–385, 310–260 млн лет (Яшина, 1982; Никифоров, Ярмолюк, 2007; Скляр и др., 2009; Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2014, 2018; Врублевский и др., 2012, 2014, 2016б, Vrublevskii et al., 2019; Избродин и др., 2017; Сальникова и др., 2018; Никифоров и др., 2019).

В составе палеозойской щелочной провинции, выделяемой в Кузнецкого Алатау (Андреева, 1968; Андреева и др., 1984), преобладают магматические комплексы K-Na мафитовых фельдшпатоидных пород. В северной части региона, так называемой

Мариинской Тайге, они распространены в виде ареала небольших по размерам плутонов с разным возрастом и соотношением субщелочных и щелочных габброидов, фойдолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов. По данным изотопной геохронологии магматизм мог происходить неоднократно в среднем кембрии—раннем ордовике (~510—480 млн лет), в раннем—среднем девоне (~410—385 млн лет) и в поздней перми (~265 млн лет) (Врублевский и др., 2014; Vrublevskii et al., 2020b). Вулканические аналоги наиболее распространенных девонских интрузий широко развиты в Минусинском рифтогенном прогибе (Воронцов и др., 2013), обрамляющем Кузнецкий Алатау с востока. Подобно другим продуктам ранне- и среднепалеозойского базитового магматизма Алтае-Саянской области ЦАСП, они могут быть производными Северо-Азиатского PREMA-суперплюма (Ярмолюк, Коваленко, 2003, Kuzmin et al., 2010).

В настоящей статье обобщены новые и уже опубликованные прецизионные данные по геохимии главных разновидностей субщелочных и щелочных пород провинции, полученные нами на протяжении последних 30 лет. Несмотря на разный возраст изученных представительных плутонов, их сходство по геохимии редких рассеянных элементов, радиогенных и стабильных изотопов позволяет предполагать родство источников и сложной геодинамической обстановки магматизма. Первичные расплавы могли возникать из гетерогенного мантийного субстрата в условиях взаимодействия плюма с веществом аккреционно-коллизонных комплексов ранее существовавшей активной окраины континента.

## ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНО-МАФИТОВЫХ ПЛУТОНОВ

**Тектоническая позиция.** Горно-складчатое сооружение Кузнецкого Алатау, где была сформирована щелочная магматическая провинция, представляет собой каледонский террейн в составе ЦАСП с преобладанием в структуре комплексов океанической литосферы и островных дуг (Кунгурцев и др., 2001). Для него характерно неоднородное строение с чередованием выступов докембрийского фундамента, раннекаледонских поднятий и прогибов, а также среднепалеозойских впадин. В связи с неоднократной сменой тектонического режима наблюдается неравномерное распространение дислоцированных эффузивных, терригенно-карбонатных образований неопротерозоя—кембрия и субконтинентальных вулканогенно-осадочных отложений среднего палеозоя. В ходе эволюции регионального магматизма происходило формирование позднерифейских и палеозойских мафит-ультрамафитовых, габбро-

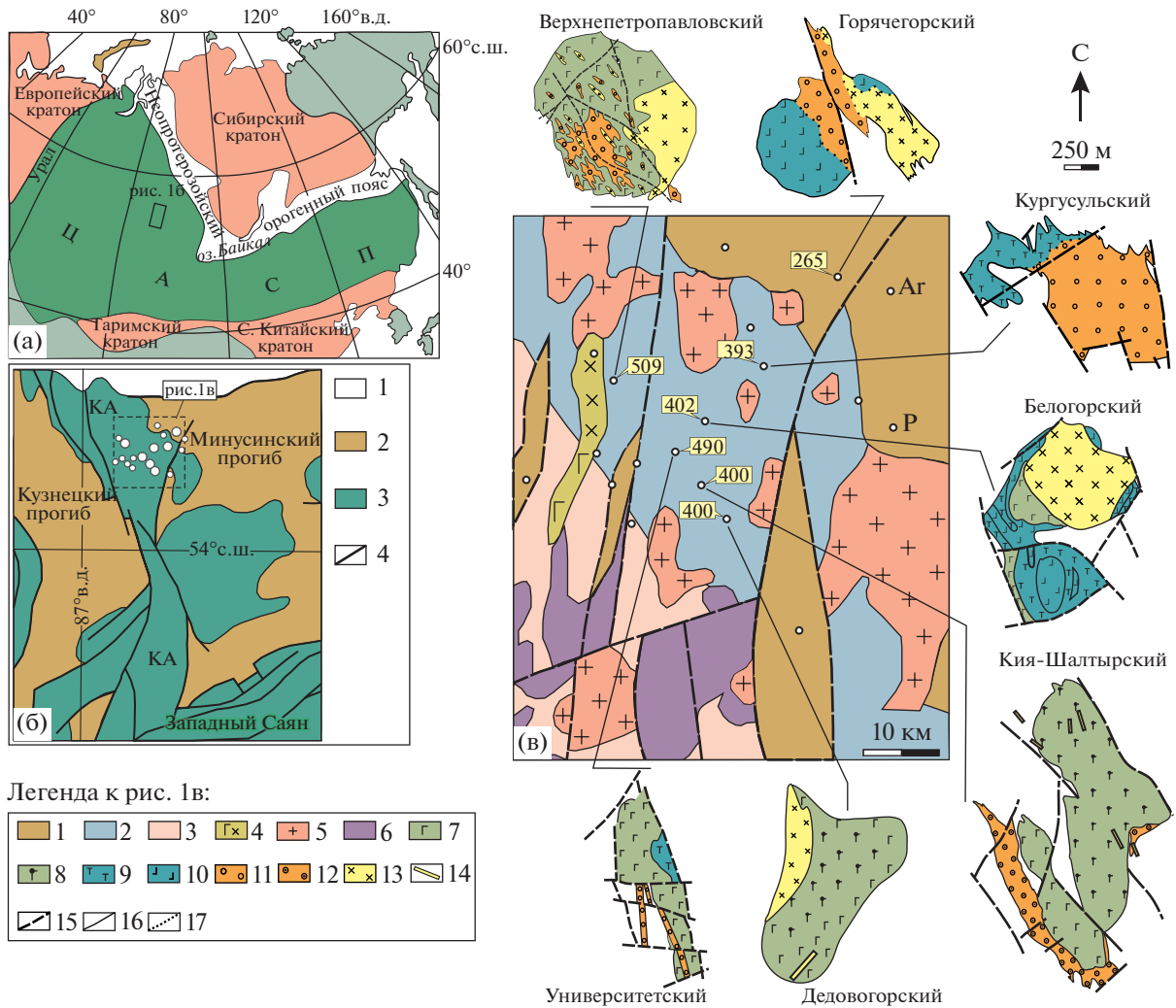
монцитонитовых, гранитоидных и щелочно-базитовых комплексов (Шокальский и др., 2000).

Большинство щелочно-мафитовых интрузий локализовано в северо-восточном секторе Кузнецко-Алатауского хребта, где образуют ареал около 80—100 км в поперечнике (рис. 1б). Среди них выделяется три группы плутонов разного возраста (табл. 1, рис. 1в). Наиболее древние кембрийские массивы локализованы в осевой части горного хребта (например, Верхнепетропавловский и Университетский массивы). Ближе к его восточной периферии расположены девонские щелочные интрузивы (Кия-Шалтырский, Дедовогорский, Белогорский, Кургусульский). Предполагается, что Горячегорский плутон и его возможные сателлиты Подтайга и Андриюшкина Речка на границе с Минусинским прогибом (бассейн рек Береш, Ничкурюп, Базыр) могут иметь позднепермский возраст. Для провинции выбранные щелочные массивы являются представительными по петрографическому составу и не несут признаков масштабных метасоматических процессов.

**Возраст и строение плутонов.** Щелочные массивы (до ~1—3 км<sup>2</sup>) приурочены к зоне регионального глубинного разлома (рис. 1б, 1в) и обычно прорывают метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения и вулканы рифея—кембрия. Горячегорский интрузив и его сателлиты расположены в поле раннедевонских эффузивов.

*Интрузии позднекембрийской (~500 млн лет) эпохи.* Согласно полученным геохронологическим данным, при современном эрозионном уровне региона к этому временному рубежу можно отнести два интрузивных массива. Представительный Верхнепетропавловский плутон образует шток, в котором преобладающее субщелочное габбро инъецировано телами тералитов, полевошпатовых ийолитов, фойяитов и поздних апатит-кальцитовых карбонатитов (Врублевский, 2015). Изотопный возраст фойдолитов и карбонатитов (~500—510 млн лет, Sm-Nd изохрона) согласуется с U-Pb датировками по акцессорному циркону (~480—490 млн лет) из отдельных популяций его зерен в более поздних щелочно-базитовых плутонах провинции (Врублевский и др., 2014). Массив Университетский сложен преимущественно субщелочным и щелочным габбро, рассеченными дайками фойдолитов и мелкими жилами пегматоидных нефелиновых сиенитов (Осипов и др., 1989; Mustafayev et al., 2017).

*Интрузии раннедевонской (~400 млн лет) эпохи.* Среди изученных нами щелочно-мафитовых плутонических ассоциаций производные девонского магматизма являются самыми распространенными, что соответствует существующим представлениям (Андреева и др., 1984; Шокальский и др., 2000; Уваров, Уварова, 2008.). Наиболее дифференцированный Кия-Шалтырский массив состоит из трех пластинообразных тел, сложенных уррита-



**Рис. 1.** Геологическая позиция и строение щелочно-мафитовых плутонов в северной части Кузнецкого Алатау. (а) – расположение террейна Кузнецкого Алатау (прямоугольный контур) в ЦАСП, по (Şengör et al., 1993). (б) – фрагмент тектонической схемы западной части Алтае-Саянской складчатой области с ареалом распространения щелочно-мафитовых плутонов (белые кружки вне масштаба, причем, кружки большего размера – изученные массивы) в провинции Кузнецкого Алатау (КА), по (Врублевский и др., 2014 и ссылки там). 1 – рифтогенные прогибы среднего и позднего палеозоя, 2 – каледониды и более древние структуры, 3 – глубинные разломы. (в) – схемы геологического строения северо-восточной части Кузнецкого Алатау и представительных щелочных плутонов (Р – Подтайга, Аг – Андрюшкина Речка), по (Андреева, 1968; Осипов и др., 1989; Шокальский и др., 2000; Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2014, 2016б; Vrublevskii et al., 2020b). Отмечен изотопный возраст массивов, в млн лет. 1 – вулканиты и терригенные отложения девонских грабенов, 2 – вулканиты и карбонатные отложения раннего и среднего кембрия, 3 – кремнисто-сланцевые, вулканогенные и карбонатные отложения позднего неопротерозоя и раннего кембрия; 4–5 – габбро-сиенитовые интрузии (4) и гранитоиды (5) раннего палеозоя; 6 – офиолитовая ассоциация неопротерозоя, 7–14 – породы щелочно-мафитовых плутонов палеозоя: субщелочное габбро (7) и лейкогаббро (8), тералиты (9), плагиоклазовые ийолиты (лейкотералиты) (10), полевошпатовые ийолиты и уртиты (ювиты) (11), уртиты, пегматоидные ийолиты (12), нефелиновые сиениты (фойяиты) (13), дайки и жилы пегматоидных нефелиновых сиенитов (14); 15 – разрывные тектонические нарушения, 16 – границы геологических тел, 17 – фациальные петрографические границы.

ми и ийолит-уртитам, лейкократовым и меланократовым субщелочным габбро. Они сопровождаются жилами ийолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов. Изотопный возраст (U-Pb, Sm-Nd) пород варьирует в интервале ~407–390 млн лет (Врублевский и др., 2014). Кургусульский массив

имеет форму штока и состоит преимущественно из порфиroidных ювитов и более ранних тералитов. Ювиты содержат цирконы двух генераций с возрастом ~485 и 395–390 млн лет. В Дедовогорском штокоподобном массиве преобладает лейкократовое субщелочное габбро (~407 млн лет,

**Таблица 1.** Обзор данных изотопного датирования щелочно-мафитовых интрузий в северной части Кузнецкого Алатау

Плутоны	Магматическая порода	Возраст (млн лет), метод, материал	Литературные ссылки
UP	Фойдолит, карбонатит	509 ± 10, Sm-Nd, минералы	Врублевский и др., 2014
	Тералит	502 ± 46, Rb-Sr, минералы	То же
	Тералит, фойдолит	490 ± 39, Rb-Sr, порода	Врублевский, 2015
U	Субщелочное габбро	498 ± 23, Sm-Nd, минералы	Mustafayev et al., 2017
KSh	Субщелочное габбро	406 ± 2, Rb-Sr, минералы	Врублевский и др., 2014
	То же	407 ± 14, Sm-Nd, минералы	То же
	Уртит	405 ± 17, Sm-Nd, минералы	“_”
	Ийолит	399 ± 5, U-Pb, циркон	“_”
	Нефелиновый сиенит	388 ± 3, U-Pb, циркон	“_”
	То же	378 ± 15, K-Ar, нефелин	Андреева, 1968
DG	Субщелочное габбро	407 ± 14, Sm-Nd, минералы	Врублевский и др., 2014
	Нефелиновый сиенит	401 ± 2, U-Pb, бадделеит	То же
	То же	401 ± 7, U-Pb, циркон	“_”
BG	Фойдолит	403 ± 3, Ar-Ar, амфибол	Врублевский и др., 2016б
	Нефелиновый сиенит	401 ± 3, Ar-Ar, амфибол	То же
K	Ювит	394 ± 9, U-Pb, циркон	Врублевский и др., 2014
GG	Фойдолит	265 ± 75, Sm-Nd, минералы	Vrublevskii et al., 2020b
	Нефелиновый сиенит	264 ± 2, U-Pb, циркон	То же

Примечание. Плутоны: Верхнепетропавловский (UP), Университетский (U), Кия-Шалтырский (KSh), Дедовогорский (DG), Белогорский (BG), Кургусульский (K), Горячегорский (GG).

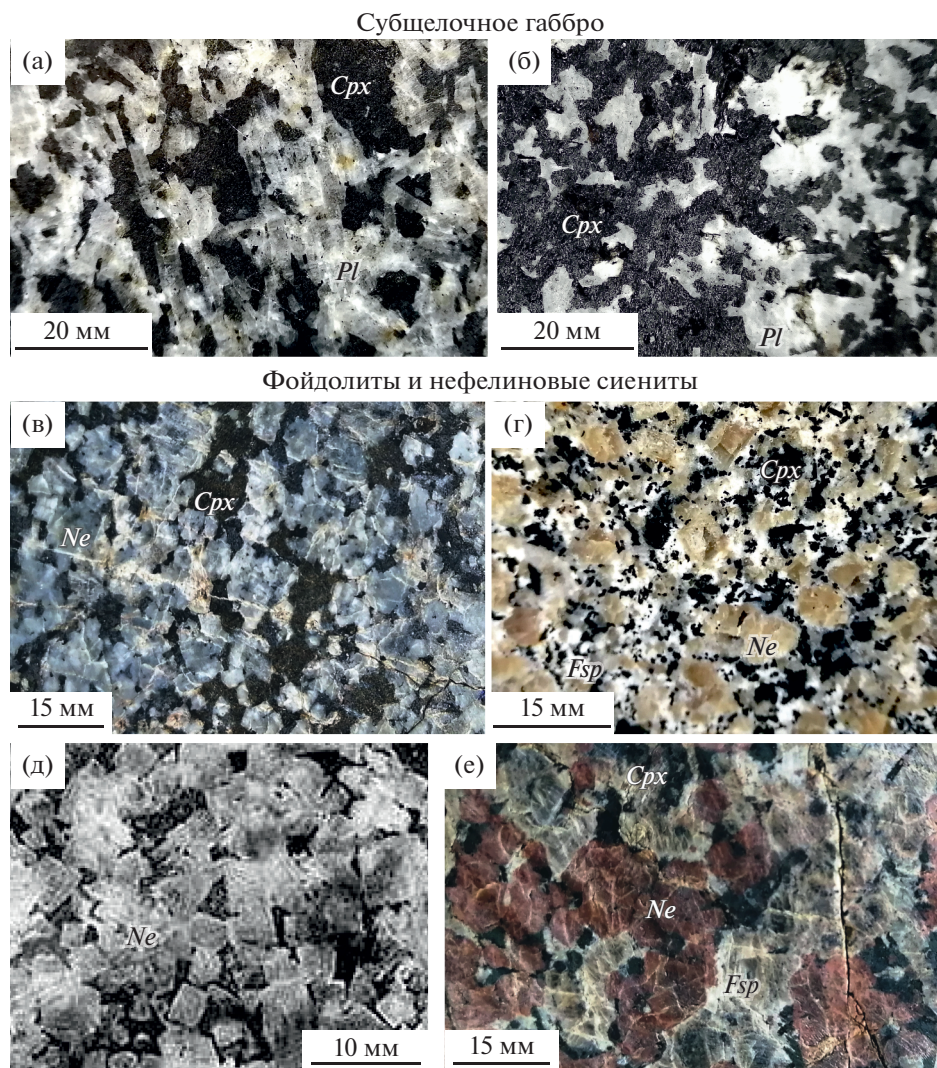
Sm-Nd), инъецированное фойяитами (~400 млн лет, U-Pb) (Врублевский и др., 2014). Белогорский массив образует два сближенных штока, сложенных габбро, тералитами, фойдолитами и более поздними фойяитами. Ar-Ar возраст породообразующего амфибола составляет 401–403 млн лет (Врублевский и др., 2016б).

*Интрузии позднепермской (~265 млн лет) эпохи.* Горячегорский массив образует штоковидное тело, состоящее из плагиоклазовых ийолитов (“лейкотералиты”), ювитов и поздних инъекционных нефелиновых сиенитов. U-Pb датировки по циркону из сиенитов показывают наличие двух генераций минерала: ~485–480 и ~265 млн лет (Врублевский и др., 2014; Vrublevskii et al., 2020b). Малые интрузии Андрюшкина Речка и Подтайга представляют собой пластообразную залежь субвулканических берешитов (основных фойдолитов) и два дайковых тела ийолит-уртитов соответственно.

Общей чертой щелочно-мафитовых плутонов Кузнецкого Алатау является наличие пород дайковой фации, соответствующих составу главных интрузивных фаз. Среди них распространены трахидолериты, камптониты, тералит-порфириты, тин-

гуаиты, микроийолиты, фойдолитовые порфиры, нефелиновые и щелочные сиениты.

**Общая петрографическая характеристика.** Все изверженные породы щелочно-мафитовых плутонов имеют массивное полнокристаллическое строение (рис. 2). Субщелочное габбро обычно представлено лейкократовой (модальное количество мафических минералов (M) ≤ 50) трахитоидной и мезократовой (M = 50–70) крупно- и среднезернистыми разновидностями. Для их состава характерна устойчивая ассоциация оливина, Ti-содержащего клинопироксена (диопсида, салит-фассаита), бурого амфибола и среднего или основного плагиоклаза, обладающих переменным идиоморфизмом (рис. 3а, 3б). Более щелочные разновидности габброидов соответствуют тералитам, в которых, наряду с уже отмеченными минералами, до 5–7 об. % присутствует нефелин (рис. 3в). В лейкотералитах, так называемых “горячих” Горячегорского массива, содержание фельдшпатоида может достигать ~30 об. %. Собственно нефелин-пироксеновые породы представлены разновидностями ийолит-уртитового ряда, основными фойолитами и ювитами (полевошпатовый уртит) (рис. 2в, 2г). Их общим признаком является агапитовая структура, особенно отчетливо проявленная в урритах (рис. 2д,



**Рис. 2.** Главные разновидности магматических пород в щелочно-мафитовых плутонах Кузнецкого Алатау. Субщелочное габбро лейкократовое (а) и мезократовое (б) в Дедовогорском и Кия-Шалтырском массивах; полевошпатовые ийолит-уртит (в) и уртит (ювит) (г) Верхнепетропавловского и Кургусульского массивов; уртит (д) Кия-Шалтырского массива; нефелиновый сиенит (фойяит) (е) Горячегогорского массива. *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Fsp* – калиевый полевой шпат, *Ne* – нефелин. Фотосъемка выполнена цифровой камерой Sony  $\alpha$  300.

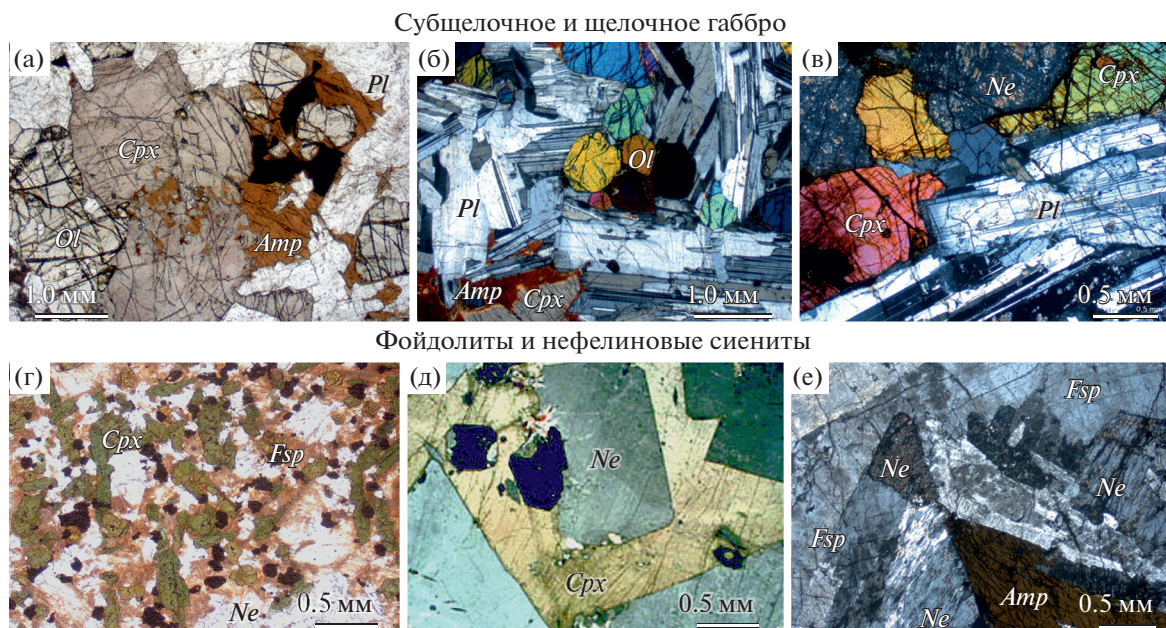
рис. 3д), а также появление в ассоциации с нефелином эгиринсодержащего клинопироксена наряду с распространенным титан-авгитом (рис. 3г). Вторичные изменения мафитов обычно ограничиваются частичным замещением оливина идидингситом, нефелина и калиевого полевого шпата глинистым веществом, а также сосюритизацией основного и среднего плагиоклаза.

Формирование плутонов завершается небольшими штоками и инъекционными жильными телами нефелиновых сиенитов средне-, крупнозернистого или пегматоидного строения (рис. 2е, рис. 3е). Характерной чертой состава этих пород является ассоциация бурой роговой обманки и эгирин-авгита ( $M = 10-30$ ), что позволяет относить их к фойяитам. Преобладающие салические мине-

ралы представлены ортоклаз-пертитом (~60 об. %), нефелином (до ~20 об. %) и альбитом. При становлении только Верхнепетропавловского плутона наряду с нефелиновыми сиенитами происходило образование жильных карбонатитов (Врублевский, 2015). Породы имеют неравномернозернистый массивный облик и сложены мозаичным кальцитовым агрегатом (до ~50–70 об. %), в который погружены субидiomорфные кристаллы апатита (до ~5–20 об. %), а также клинопироксена (фассаита), ферромонтichelлита, флогопита и магнетита.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Концентрации петрогенных и редких рассеянных элементов измерены методами XRF (энерго-



**Рис. 3.** Микроструктурные особенности магматических пород в щелочно-мафитовых плутонах Кузнецкого Алатау. (а, б) – гипидиоморфная (габбровая, офитовая) микроструктура с эв- и субгедральными зернами оливина (*Ol*), Ti-содержащего клинопироксена (*Cpx*), основного плагиоклаза (*Pl*), бурого амфибола (*Amp*) в субшелочном габбро Кыя-Шалтырского и Дедовогорского массивов; (в) – гипидиоморфная микроструктура (*Ne* – нефелин) в щелочном габбро (тералит, лейкотералит) Горячегогорского массива; (г) – гипидиоморфная (агпайтовая) микроструктура в полевошпатовом ийолит-уртите (*Fsp* – калиевый полевой шпат) Горячегогорского массива; (д) – агпайтовая микроструктура в уртите Кыя-Шалтырского массива; (е) – гипидиоморфная (агпайтовая) микроструктура в пироксен-амфиболовом фойдлите Дедовогорского массива. Изображения получены на оптических микроскопах Axioscop 40 Karl Zeiss и DM 2700P Leica-Microsystems в плоскополяризованном свете при одном никеле (а, г) и при скрещенных николях (б, в, д, е).

дисперсионный спектрометр Oxford ED2000, рентгенофлуоресцентный спектрометр ARL-9900XL) и ICP-MS (Agilent 7500cx, Finnigan MAT-262, Finnigan Element 2) в Национальном исследовательском Томском государственном университете (Томск), Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск), Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (Москва), Тихоокеанском центре изотопных и геохимических исследований (Университет Британской Колумбии, Ванкувер, Канада).

Изотопный состав Sm-Nd и Rb-Sr изучен в статическом режиме на масс-спектрометрах МИ 1201-1, Finnigan MAT-262 и MAT-260, Finnigan Triton (TIMS) в институтах Российской академии наук: Геологическом институте КНЦ (Апатиты), Институте геологии и геохронологии докембрия (Санкт-Петербург), Институте геохимии и аналитической химии, Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Геологическом институте (Москва) и в Университете Британской Колумбии (Ванкувер, Канада). Концентрации элементов определены изотопным разбавлением с точностью 1 отн. % для Rb и Sr и 0.5 отн. % для Sm и Nd. Ошибки (2σ) не превышают 0.5 отн. % для  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и 0.2 отн. % для  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , 0.05 отн. % для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и

0.005 отн. %  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Аналитический контроль с параллельным измерением стандартных образцов показал средние результаты: La Jolla  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511828 \pm 22$ ;  $0.511833 \pm 15$ ;  $0.511837 \pm 12$ ;  $0.511839 \pm 8$ ;  $0.511853 \pm 16$  (нормализовано по  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ ); SRM-987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710238 \pm 16$ ;  $0.710250 \pm 12$  (нормализовано по  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ ). Расчет первичных ( $T = 500, 400, 265$  млн лет) изотопных отношений,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и  $\epsilon_{\text{Sr}}$  проведен по современным параметрам модельных резервуаров CHUR ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и UR ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$ ;  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$ ) (Faure, 1986).

Изотопный Pb-Pb анализ горных пород проводился в статическом режиме на MC-ICP-MS комплексе Nu Instruments Plasma (Nu 021) в Тихоокеанском центре изотопных и геохимических исследований (Университет Британской Колумбии, Ванкувер, Канада) по нормализованной процедуре (NIST SRM 981,  $\pm 2\sigma$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7202 \pm 58$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4999 \pm 20$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9431 \pm 21$ ;  $n = 19$ ) (Weis et al., 2006). Изотопный состав свинца в породообразующем микроклине, пирротине и пирите измерен на Thermo Scientific Neptune MC-ICP-MS масс-спектрометре (Германия) в Институте геологии рудных месторождений петро-

графии, минералогии и геохимии по стандартной методике (Чернышов и др., 2007). Для масс-спектрометрии свинец экстрагировали из 10–15 мг аликвот в смеси HCl + HNO<sub>3</sub> в среде HBr на хроматографических колонках с анионитом 1 × 8 Bio-Rad AG. Перед изотопным анализом растворы Pb (3% HNO<sub>3</sub>) были предварительно трассированы Tl с известным соотношением <sup>205</sup>Tl/<sup>203</sup>Tl. Образцы вводились в факел масс-спектрометра с помощью кварцевой распылительной камеры. Измеренные соотношения изотопов Pb были нормализованы по стандартному значению <sup>205</sup>Tl/<sup>203</sup>Tl, равному 2.3889 ± 2. Аналитическая точность оценивалась по результатам измерения стандартных образцов USGS: AGV-2 (<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 18.871 ± 5; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15.621 ± 4; <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 38.548 ± 10) (*n* = 5) и BCR-1 (<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 18.822 ± 6; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 15.640 ± 4; <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb = 38.737 ± 12) (*n* = 10). Ошибка 2σ анализа Pb составила ±0.04%.

Величина δ<sup>18</sup>O изверженных пород и породообразующих минералов (клинопироксен, нефелин, полевой шпат) определялась в лабораториях Геологического института (Москва) и Геологического института (Улан-Удэ) на масс-спектрометрах MI 1201-B, Delta V Advantage и Finnigan MAT-253. Кислород из силикатов выделялся при помощи SiF<sub>3</sub>. Изотопный состав кислорода в породах изучался методами газовой хроматографии с масс-спектрометрией (GC-MS) и лазерной абляции с системой MIR 10–30. Величина δ<sup>18</sup>O приведена в промилле относительно значения V-SMOW. The δ<sup>18</sup>O<sub>V-SMOW</sub> в стандарте NBS-28 (кварц) составила 9.62‰ за все время измерений. Аналитическая ошибка δ<sup>18</sup>O не превышала ±0.2‰.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНО-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

**Петрогенные элементы.** Разновозрастные щелочно-мафитовые интрузивы Кузнецкого Алатау в различной степени представлены дифференциатами K-Na магматической серии субщелочное габбро–тералит–фойдолит (ийолит, уртит, полевошпатовый фойдолит, ювит)–нефелиновый сиенит (фойяит), редко жильный карбонатит (Врублевский, 2015). Химический состав главных разновидностей пород характеризуется пониженной кремнекислотностью (SiO<sub>2</sub> 40–57 мас. %), широкими вариациями щелочности ((Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) 1.5–15 мас. %; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O 1.5–7.2) и глинозема (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7–28 мас. %) (табл. 2–5, рис. 4). От габбро к фойяитам происходит накопление кремния, алюминия и щелочей с одновременным уменьшением содержаний CaO (18–1.7 мас. %), MgO (11–0.3 мас. %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14–2.5 мас. %) и совместимых элементов: Cr (от 766–530 до 10–4 г/т), Ni (от 170–90 до 10–3 г/т), Co (от 52 до 5–2 г/т), V (от

749–260 до 5–1 г/т), Sc (от 93–50 до 3–1 г/т). В целом этот тренд согласуется с моделью фракционной кристаллизации по Н. Боуэну. На TAS-диаграмме отчетливо прослеживается общая тенденция обогащения щелочами более поздних магматических производных (рис. 4а).

**Редкие рассеянные элементы.** Распределение микроэлементов при формировании щелочных плутонов неоднозначно. С уменьшением магнетиальности пород концентрации большинства из них заметно возрастают только в нефелиновых сиенитах (табл. 2–5, рис. 5). Дифференциация расплавов повлияла, главным образом, на содержания, г/т: Cs от 0.1 до 4–9, Rb 6–187, Th 0.3–67, U 0.2–30, Nb 1.5–59 и Ta 0.1–5.9. Менее значительны вариации REE от ~35–115 г/т в габбро до 200–482 г/т в основных фойдолитах и нефелиновых сиенитах. В габбро и фойдолитах концентрации большинства LILE и HFSE остаются примерно на одном уровне между средними составами IAB и OIB. Для пород характерно умеренное накопление Zr (до 200–500 г/т, за исключением ан. 4, табл. 2), Hf (2–12 г/т) и Yb (до 2–9 г/т) и широкий диапазон содержаний Ba и Sr (до ~400–2500 и ~700–1800 г/т соответственно). Возможно, в некоторых образцах габбро присутствует вещество, сходное с компонентами E-MORB (рис. 5).

Мультиэлементные спектры субщелочного габбро имеют отчетливые Nb-Ta и Zr-Hf минимумы и подобны среднему спектру IAB (рис. 6). Для тералитов и более поздних основных фойдолитов тенденция сохраняется, но отмечается их обогащенность легкими REE по сравнению с габбро (в среднем LREE/HREE = 8.7 и 5.6 соответственно), а также накопление Cs, Rb, Ba, Th, U, Ta и Nb до уровня OIB (табл. 2, рис. 6). Независимо от степени дифференциации базитовой магмы в породах повышено содержание стронция, который может иметь верхнекорое происхождение.

Характерной чертой химического состава пород щелочно-мафитовой серии Кузнецкого Алатау являются невысокие концентрации REE (~140–200 г/т) по сравнению с платформенными аналогами (Бородин и др., 1987; Downes et al., 2005; Арзамасцев, Арзамасцева, 2013). Ийолиты и уртиты Кия-Шалтырского плутона максимально обеднены REE (~28–83 г/т) (табл. 2, рис. 6). При этом аномально высокая концентрация REE (347–482 г/т) для изученной серии наблюдается исключительно в жильных пегматоидных фойяитах Дедовогорского и Университетского массивов, которые также содержат, г/т: Zr 511–1054, Nb до 59, Y 55–85, Th 25–67, U 18–30, Cs до 9.2. Спектры распределения REE в большинстве мафитовых пород характеризуются положительной Eu-аномалией (Eu/Eu\* ≈ 1.1–1.5). Сходную величину Eu/Eu\* ≈ 1–1.1 имеют дайки микроийолитов, которые могли быть первой фракцией фойдового расплава, а более поздние

**Таблица 2.** Химический состав магматических пород в щелочно-мафитовых плутонах кембрийского возраста, Кузнецкий Алатау

Компоненты	Плутон Университетский				Плутон Верхнепетропавловский			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	44.98	47.80	46.46	49.54	47.32	46.40	44.38	53.47
TiO <sub>2</sub>	0.95	1.06	1.27	0.69	1.10	1.17	0.91	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.11	19.58	14.71	18.13	15.83	14.54	18.57	21.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.20	9.11	11.34	9.70	8.25	12.52	10.68	6.79
MnO	—	—	—	0.28	0.13	0.26	0.22	0.12
MgO	8.93	4.32	6.92	1.41	8.02	6.97	2.34	0.57
CaO	14.63	14.19	10.53	6.81	14.74	10.46	11.42	3.31
Na <sub>2</sub> O	2.96	2.80	4.23	9.08	2.50	4.03	7.22	7.89
K <sub>2</sub> O	0.95	0.39	2.43	2.82	0.60	2.43	2.44	4.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.05	0.50	0.25	0.36	0.50	0.69	0.60
П.п.п.	1.13	0.54	1.26	1.51	1.50	1.26	1.18	1.12
Сумма	100.93	99.84	99.65	100.22	100.35	100.54	100.05	100.57
Cr	224	38	56	24	529	353	28	4
Ni	56	29	7	8	110	112	22	3
V	155	43	12	10	200	150	81	8
Co	49	34	12	13	30	36	21	2
Sc	24	6.2	0.9	1.5	47	19	5.8	0.4
Cu	43	22	19	11	20	23	19	4
Zn	106	64	140	280	45	122	71	24
Pb	—	—	—	76	1.2	5.6	5.4	16
Cs	0.8	0.47	1	9.2	2.1	0.7	0.5	2
Rb	24	38	42	187	9	44	34	92
Ba	303	346	726	246	206	2499	1802	1908
Sr	538	1075	893	468	738	1084	869	1180
Nb	9	10	42	59	4	52	12	12
Ta	0.6	0.7	2.5	5.9	0.2	1.6	0.7	0.4
Zr	124	95	279	1054	75	131	144	61
Hf	2.7	1.6	4	12	1.7	2.5	2.6	0.9
Y	22	17	45	85	19	33	27	5
Th	2.7	2.5	7	25	0.4	3.1	3	5.6
U	1.9	2.3	5.5	30	0.3	2.4	2	3.2
La	21	18	49	84	5.4	26	32	9.7
Ce	45	38	101	153	14.5	59	63	14
Pr	5.2	4.5	9.1	12	1.8	6.6	7.3	1
Nd	21	18	44	43	8.3	25	28	3.4
Sm	4.6	3.4	8.5	8.1	3	5.5	5.3	0.7
Eu	1.3	1.4	2.6	2	0.9	2	1.8	1.1
Gd	4.4	3.2	8.1	8.8	3.2	5.5	4.8	0.7
Tb	0.7	0.5	1.3	1.7	0.6	0.9	0.7	0.1
Dy	4.3	3.1	8.2	12	3.2	4.8	4.2	0.7
Ho	0.9	0.7	1.8	2.9	0.8	1.2	0.9	0.2
Er	2.4	1.9	5.1	9	2.1	3.5	2.5	0.6
Tm	0.4	0.3	0.8	1.5	0.3	0.5	0.4	0.1
Yb	2.2	1.9	4.8	8.8	1.9	3.2	2.6	0.6
Lu	0.3	0.3	0.7	1.1	0.3	0.5	0.4	0.1
ΣREE	113.8	95.2	245	347.4	46.3	144.4	154.5	32.9
LREE/HREE	6.3	7	7	6.6	2.7	6.2	8.3	9.7

Примечание. 1, 2, 5 – субщелочное габбро, 3, 6 – тералит, 4, 8 – нефелиновый сиенит, 7 – полевошпатовый ийолит. Оксиды даны в мас. %, элементы – в г/т, прочерк – не определялось.



**Таблица 3.** Химический состав магматических пород Кия-Шалтырского габбро-уртитового плутона девонского возраста, Кузнецкий Алатау

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	45.58	44.27	46.31	40.74	41.46	40.29	40.33	42.66	41.07	52.28
TiO <sub>2</sub>	0.99	0.82	1.06	0.33	0.34	0.36	1.00	1.50	1.29	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.92	18.21	21.14	28.30	28.55	26.42	18.22	18.53	17.86	23.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.84	7.47	7.67	3.90	3.31	4.53	11.82	11.30	11.92	4.24
MnO	0.16	0.13	0.12	0.06	0.05	0.08	0.20	0.20	0.23	0.09
MgO	10.85	7.63	4.66	1.78	2.08	2.35	3.61	5.55	3.37	1.18
CaO	16.54	14.75	11.60	6.91	6.89	7.66	12.62	10.28	11.08	5.77
Na <sub>2</sub> O	2.32	2.90	4.07	11.47	10.92	11.16	7.19	5.16	5.63	8.07
K <sub>2</sub> O	0.56	0.56	0.66	2.63	2.89	3.03	1.91	1.31	1.63	1.87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.01	0.06	0.32	0.29	0.45	0.38	0.42	0.70	0.17
П.п.п.	1.97	2.63	2.43	2.14	2.58	2.70	1.72	2.86	4.55	2.01
Сумма	99.47	99.38	99.78	98.58	99.36	99.03	99.00	99.77	99.33	99.16
Cr	766	39	21	10	9	18	16	47	12	14
Ni	171	53	70	13	12	20	21	43	20	15
V	264	120	89	17	16	21	18	137	38	16
Co	52	26	23	12	9	13	25	36	20	5
Sc	48	19	10	0.68	0.7	1.1	1.2	7.3	2.4	0.6
Cu	9	6	29	11	7	8.8	28	19	47	12
Zn	61	61	44	35	25	39	65	115	88	47
Pb	2.6	1.9	2.6	0.9	1.7	6.9	2.4	4.1	7.9	8.2
Cs	0.3	0.13	0.22	0.52	0.34	0.77	0.55	1.5	1.4	1.3
Rb	7	5.8	6.4	39	45	43	30	30	58	46
Ba	162	111	343	113	88	389	155	402	448	936
Sr	394	680	1007	789	693	953	685	785	577	1823
Nb	4.5	1.5	4.2	3	2.1	20	6.2	17	21	18
Ta	0.3	0.14	0.36	0.15	0.13	0.75	0.42	0.82	1.4	1
Zr	91	74	113	40	45	58	128	168	189	118
Hf	2.7	1.8	2.4	0.57	0.62	0.7	1.5	3.4	2.3	1.7
Y	24	13	17	6.4	6	14	14	33	28	12
Th	0.76	0.26	0.56	0.75	0.45	2.9	1.6	2.5	4.3	5.3
U	0.62	0.17	0.38	0.76	0.38	3.1	1.2	2.4	3.7	3.4
La	12	5	11	8	5	19	17	21	32	28
Ce	18	11	18	16	11	35	28	47	61	41
Pr	2.5	1.3	2.3	1.9	1.3	3.8	2.8	6.2	5.1	3.7
Nd	12	7	12	6.7	6	14	12	23	23	14
Sm	3	1.9	2.2	1.4	1.2	2.6	2.4	5.3	3.8	2.2
Eu	1.1	0.73	1.1	0.49	0.38	0.88	0.65	2	1.2	1.1
Gd	3.2	1.9	2.2	1.4	1.1	2.4	2.1	5.8	3.7	1.7
Tb	0.5	0.37	0.37	0.19	0.17	0.39	0.41	0.85	0.71	0.3
Dy	3.7	2.3	2.7	0.98	0.92	2.2	2.2	5.2	4.6	1.7
Ho	0.7	0.52	0.58	0.22	0.21	0.49	0.54	1.2	1.1	0.39
Er	1.9	1.2	1.3	0.61	0.55	1.3	1.3	3.2	2.5	1.1
Tm	0.3	0.15	0.21	0.09	0.07	0.18	0.18	0.5	0.37	0.16
Yb	1.6	1.2	1.3	0.56	0.55	1.1	1.6	3	2.9	1.2
Lu	0.2	0.15	0.17	0.09	0.08	0.16	0.23	0.46	0.35	0.18
ΣREE	60.7	34.7	55.4	38.6	28.5	83.5	71.4	124.7	142.3	96.7
LREE/HREE	4.0	3.4	5.3	8.3	6.8	9.2	7.3	5.2	7.8	13.4

Примечание. 1–3 – субщелочное габбро меланократовое (1), мезократовое (2) и лейкократовое (3); 4–6 – уртит, 7 – пегматит, 8, 9 – микройолит, 10 – нефелиновый сиенит. Оксиды даны в мас. %, элементы – в г/т.

**Таблица 4.** Химический состав магматических пород в щелочно-мафитовых плутонах девонского возраста, Кузнецкий Алатау

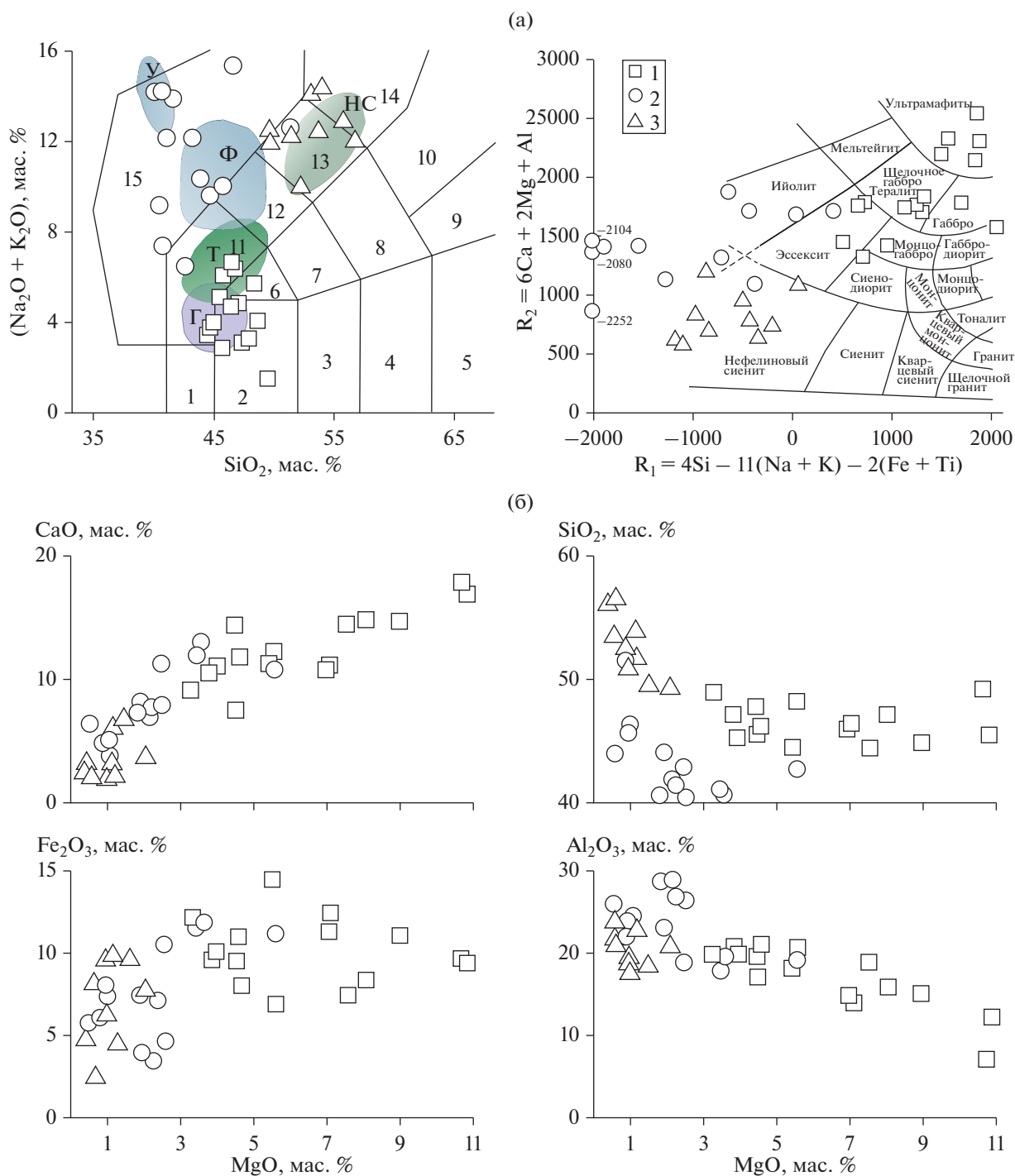
Компоненты	Плутон Дедовогорский			Плутон Белогорский						Плутон Кургузусьский	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	49.04	48.46	56.85	47.98	44.34	45.82	47.28	41.18	56.19	45.32	51.45
TiO <sub>2</sub>	1.38	0.69	0.11	1.63	1.34	1.56	1.12	0.88	0.10	0.95	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.97	20.57	22.67	19.24	17.81	17.36	21.04	26.86	20.97	19.94	22.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.77	6.81	2.46	11.98	14.45	11.59	9.68	7.04	4.65	10.05	6.22
MnO	0.19	0.12	0.08	0.18	0.19	—	0.12	0.13	0.14	0.16	0.19
MgO	10.70	5.53	0.64	3.25	5.31	4.40	3.75	2.21	0.32	3.90	0.86
CaO	18.10	11.97	2.18	8.29	10.14	7.39	10.76	7.43	1.92	10.82	4.33
Na <sub>2</sub> O	0.90	3.45	9.62	4.67	2.89	4.82	3.97	10.44	8.20	3.61	7.25
K <sub>2</sub> O	0.62	0.59	2.30	1.13	1.08	1.23	0.87	1.62	4.58	1.43	5.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.10	0.01	0.77	1.05	0.88	0.61	0.64	0.08	0.59	0.18
П.п.п.	1.51	0.85	2.09	1.79	2.31	3.41	1.33	1.33	2.65	2.73	1.51
Сумма	99.24	99.14	99.01	100.91	100.91	98.46	100.53	99.76	99.80	99.50	99.96
Cr	303	162	10	16	18	88	11	16	16	102	20
Ni	90	70	7	15	27	58	17	34	28	54	17
V	749	100	11	79	91	59	42	11	3	86	42
Co	48	23	3	20	20	24	18	7	4	27	13
Sc	93	18	0.78	8	6	6	2	1.2	0.8	10	2.6
Cu	39	17	13	8	20	73	28	29	26	25	31
Zn	63	36	62	64	63	24	92	11	26	107	133
Pb	1.9	1.9	13	2.1	2.8	3.8	1.9	5.2	15	3.7	56
Cs	0.54	0.29	1.3	0.81	0.26	0.46	0.3	0.65	2.6	0.5	3.8
Rb	14	8	77	19	9	31	10	49	81	26	101
Ba	111	140	174	569	407	522	385	240	762	992	1129
Sr	175	536	341	752	1029	1433	1555	808	420	1319	1153
Nb	6.3	3.3	29	8	10	14	14	10	41	21	37
Ta	0.39	0.24	1.8	0.45	0.6	0.78	0.8	0.49	2	1.1	1.8
Zr	130	60	511	61	75	95	76	85	179	103	203
Hf	4.2	1.3	8.1	1.4	1.7	2.2	1.6	1.5	3.2	2	2.9
Y	35	13	55	15	14	17	14	13	17	23	19
Th	1.4	1.4	67	1.4	1.3	1.6	1.3	2.2	12	2.2	23
U	0.79	0.39	18	1.3	1.1	1.2	1.1	1.7	9.1	1.7	7.4
La	9	8	130	18	17	23	18	23	41	22	55
Ce	24	14	239	41	38	46	43	46	74	51	96
Pr	3.7	1.5	18	4.5	4.2	5.5	4.6	5.3	7.5	5.6	9
Nd	18	8	54	18	17	22	19	18	22	22	29
Sm	4.9	1.6	9	3.6	3.3	4.1	3.6	3.1	3.4	4.5	4.2
Eu	1.4	0.71	0.87	1.5	1.2	1.6	1.4	0.9	0.6	1.7	1.2
Gd	5.6	1.6	8.3	3.4	3	3.9	3.3	2.8	2.9	4.4	3.6
Tb	0.89	0.31	1.4	0.5	0.45	0.6	0.48	0.43	0.48	0.7	0.6
Dy	5.9	2.1	7.9	2.8	2.6	3.4	2.7	2.4	2.8	3.5	3.2
Ho	1.2	0.46	1.9	0.57	0.52	0.7	0.54	0.5	0.62	0.9	0.7
Er	3.2	1	5.4	1.5	1.4	1.9	1.4	1.4	1.9	2.5	2.2
Tm	0.48	0.15	0.71	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.34	0.35	0.35
Yb	2.8	1	4.4	1.2	1.2	1.8	1.1	1.3	2.5	2.1	2.3
Lu	0.42	0.13	0.59	0.18	0.18	0.27	0.17	0.2	0.43	0.34	0.35
ΣREE	81.5	40.6	481.5	97	91	115.1	99.5	105.5	160.5	121.6	207.7
LREE/HREE	3.0	5.0	5.7	7.7	8.5	8.5	9.1	10.4	12.4	7.2	14.6

Примечание. 1, 2, 4–6 – субщелочное габбро меланократовое (1), мезократовое (5, 6) и лейкократовое (2, 4); 7, 10 – тералит; 8 – плагиоклазовый ийолит; 3, 9 – нефелиновый сиенит; 11 – полевошпатовый уртит (ювит). Оксиды даны в мас. %, элементы – в г/т, прочерк – не определялось.

**Таблица 5.** Химический состав магматических пород в щелочно-мафитовых плутонах пермского возраста, Кузнецкий Алатау

Компоненты	Плутон Горячегорский						Плутон Подтайга	Плутон Андрюшкина Речка
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	43.98	46.28	51.37	49.18	52.69	53.87	43.29	45.76
TiO <sub>2</sub>	0.91	0.33	0.51	0.30	0.29	0.27	0.45	0.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.58	22.83	18.36	20.95	19.84	17.00	25.88	23.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.97	7.48	9.57	7.62	6.14	9.13	6.02	8.10
MnO	0.19	0.22	0.27	0.15	0.18	0.25	0.11	0.19
MgO	1.87	0.96	0.98	2.02	0.97	1.06	0.50	0.95
CaO	7.47	3.35	2.75	3.27	1.73	1.70	5.75	4.67
Na <sub>2</sub> O	8.69	12.43	8.93	9.61	10.54	9.84	9.45	7.25
K <sub>2</sub> O	1.61	2.84	3.33	2.80	3.46	4.38	2.68	2.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.17	0.25	0.26	0.15	0.15	0.35	0.24
П.п.п.	2.92	3.33	2.69	3.52	2.43	1.61	5.62	5.90
Сумма	98.54	100.22	99.01	99.68	98.42	99.26	100.10	100.11
Cr	33	8	13	19	10	21	14	9
Ni	15	6.5	8.5	10	6.7	13	5	3
V	11	5	6.4	2.8	1.5	0.6	11	7
Co	21	8	5	8	4.7	4.2	8	9
Sc	—	—	0.7	—	—	—	0.5	0.7
Cu	29	9	7.2	23	3.9	5.1	7	5
Zn	91	100	124	71	127	194	59	90
Pb	3.7	16	11	—	—	—	3.5	6.7
Cs	0.6	1.2	1	0.1	1.8	2.3	0.45	1.1
Rb	15	36	50	5.7	94	104	25	28
Ba	475	1312	1760	319	743	493	659	825
Sr	1163	985	547	189	353	205	1240	1275
Nb	21	48	31	14	25	25	16	25
Ta	1	2.4	1.5	1	1.5	1.3	0.9	1.4
Zr	172	315	292	287	396	499	102	172
Hf	2	3.4	5	6.4	7.3	10	1.3	2
Y	33	40	41	23	43	27	9	18
Th	2.3	7.1	4.4	5.9	8.8	6.7	1.3	3.2
U	1.9	6.2	3.2	3.3	6	6	1.3	2.5
La	26	37	37	35	44	43	15	25
Ce	54	63	80	60	84	76	37	52
Pr	7.6	7.6	9.1	7.4	9.5	9	3.3	5.4
Nd	29	28	34	28	34	32	12	19
Sm	4.8	4	6.3	5.4	6.2	5.7	2.1	3.3
Eu	1.9	1.6	2	1.6	1.5	1.1	0.7	1.1
Gd	4.5	3.7	5.7	4.2	5.3	4.5	1.8	3
Tb	0.6	0.6	0.9	0.7	1	0.8	0.28	0.5
Dy	4.9	5	6	3.5	6.1	4.3	1.6	3.1
Ho	0.9	1.1	1.3	0.8	1.5	1	0.34	0.7
Er	2.4	2.8	3.7	1.9	4.1	2.7	1	2
Tm	0.4	0.6	0.6	0.3	0.7	0.5	0.15	0.33
Yb	2.3	3	4	2	5	4.3	1	2
Lu	0.3	0.4	0.7	0.3	0.7	0.8	0.15	0.3
ΣREE	139.6	158.4	191.3	151.1	202.6	185.7	76	117.2
LREE/HREE	7.6	8.7	7.4	8.6	7.5	8.8	11.1	8.9

Примечание. 1 – плагиоклазовый ийолит, 2 – полевошпатовый уртит (ювит), 3–5 – фойяит, 6 – микросиенит, 7 – ийолит-уртит, 8 – березит. Оксиды даны в мас. %, элементы – в г/т, прочерк – не определялось.



**Рис. 4.** Петрохимические особенности щелочно-мафитовых plutонов.

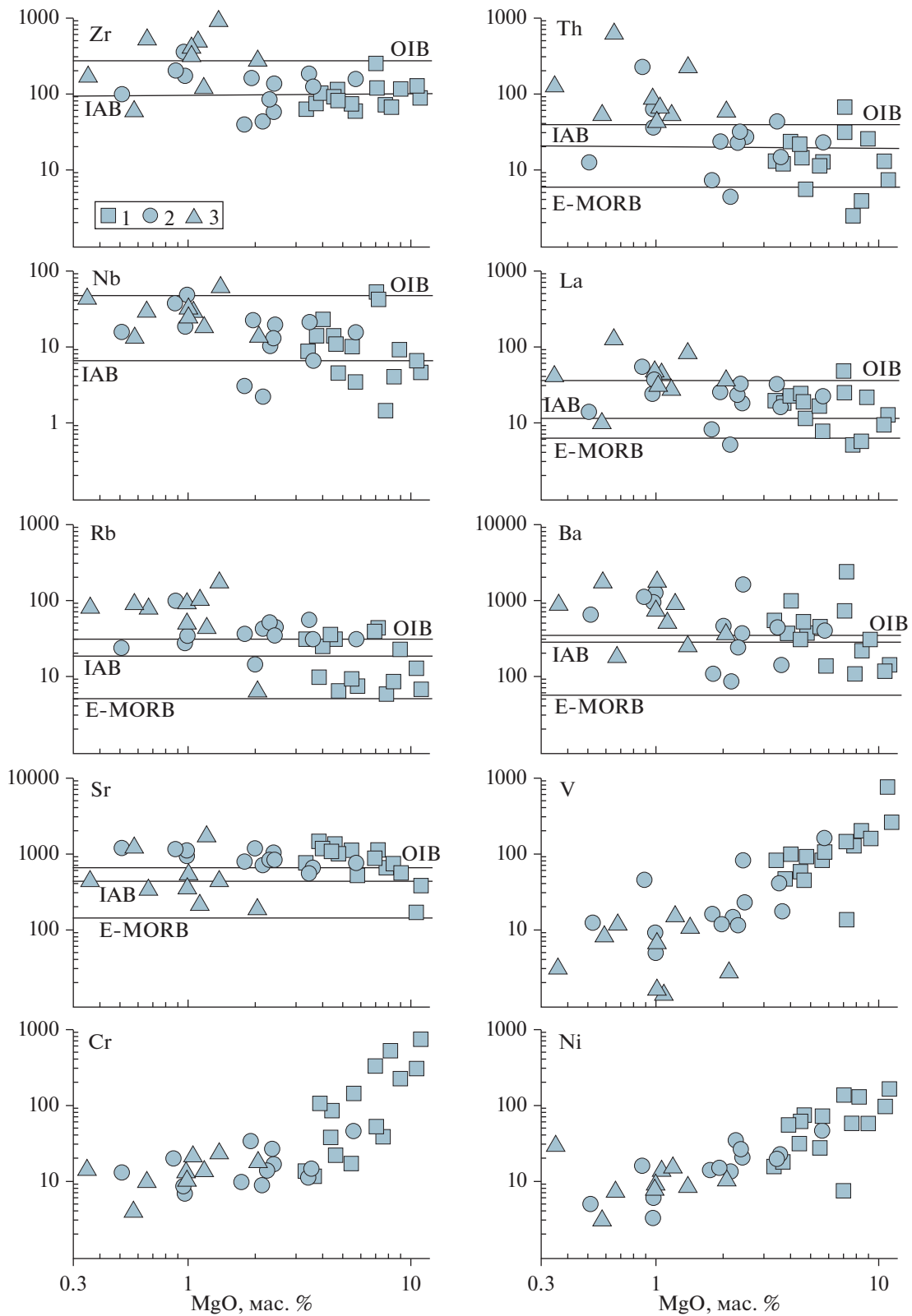
1 – субщелочное габбро, тералит; 2 – фойдолит; 3 – нефелиновый сиенит.

(а) – классификационные диаграммы: SiO<sub>2</sub>–(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), по (Middlemost, 1994); R<sub>1</sub>–R<sub>2</sub>, по (De la Roche et al., 1980).

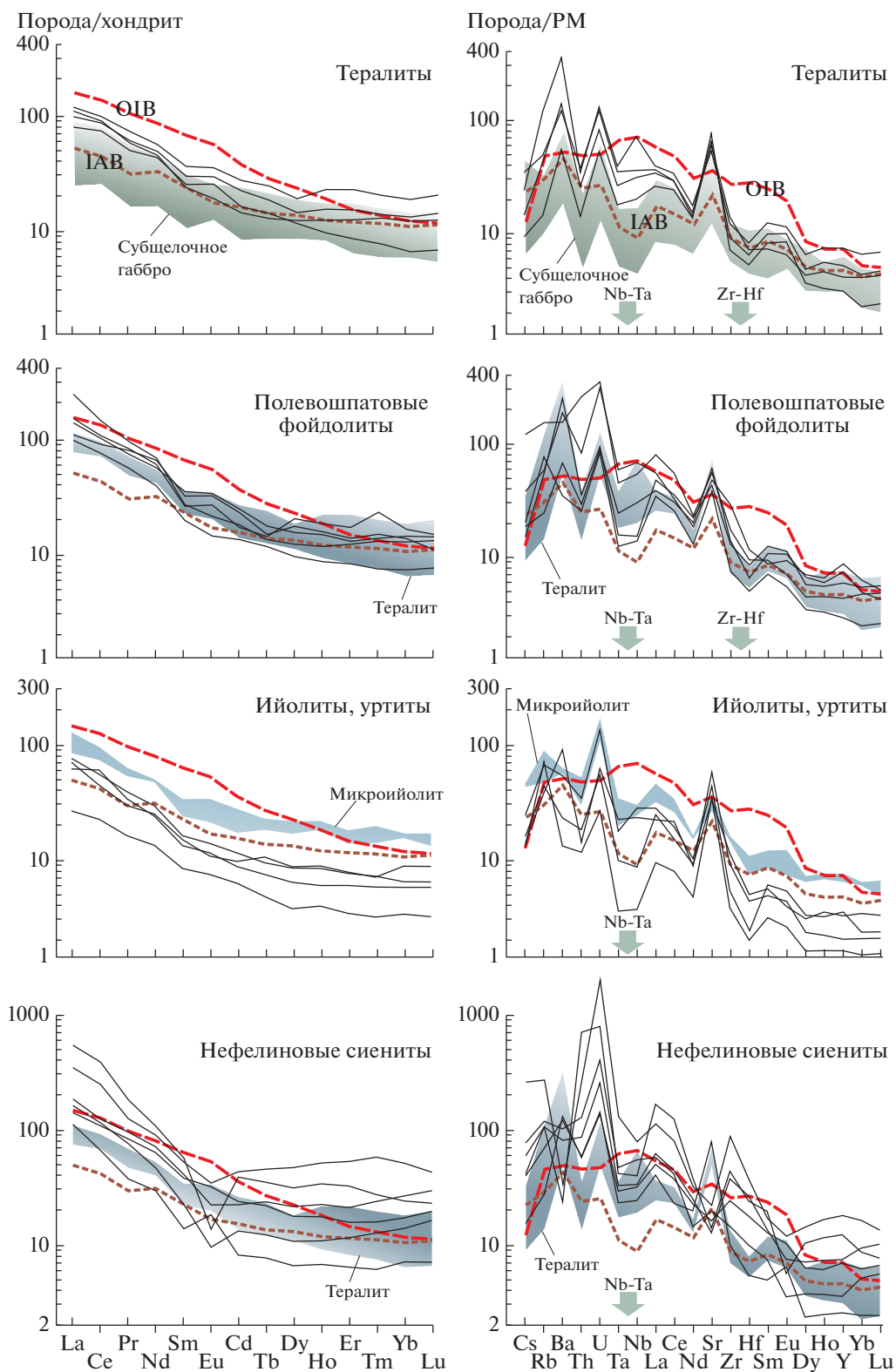
Цифры на рис. (а): 1 – габбро-перидотит, 2 – габбро, субщелочное габбро, 3 – габбро-диорит, 4 – диорит, 5 – гранодиорит, 6 – монцогаббро, 7 – монцодиорит, 8 – монцонит, 9 – кварцевый монцонит, 10 – сиенит, 11 – нефелиновое габбро, 12 – нефелиновый монцодиорит, 13 – нефелиновый монцосиенит, 14 – нефелиновый сиенит, 15 – фойдолит.

Преобладающие составы пород щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау приведены по литературным данным: Г – субщелочное габбро, Т – тералиты, Ф – фойдолиты, У – уриты, НС – нефелиновые сиениты. Значения R<sub>1</sub> < –2000 показаны числами вне масштаба.

(б) – вариационные диаграммы CaO–MgO, SiO<sub>2</sub>–MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO.

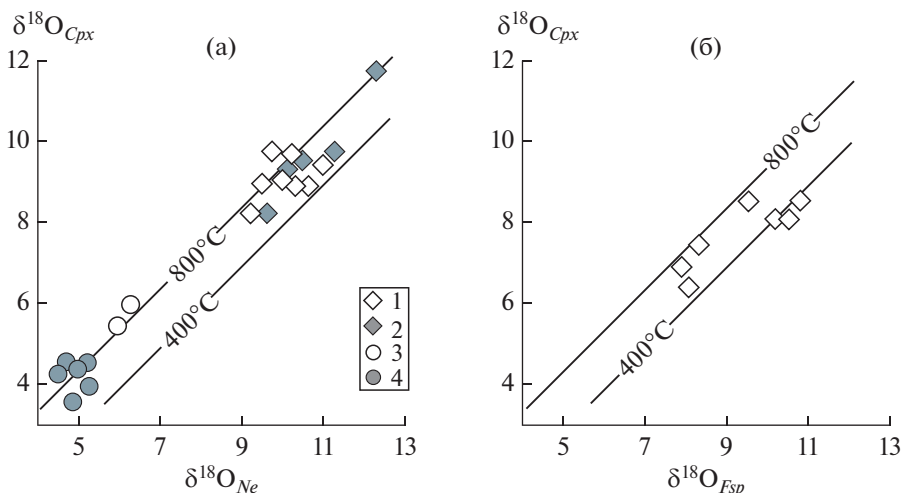


**Рис. 5.** Содержание редких рассеянных элементов (г/т) в щелочно-мафитовых плутонах. 1 – субщелочное габбро, тералит; 2 – фойдолит; 3 – нефелиновый сиенит. Средние составы OIB (базальты океанических островов), E-MORB (обогашенные базальты срединно-океанических хребтов), по (Sun, McDonough, 1989); IAB (островодужные базальты), по (Kelemen et al., 2003).



**Рис. 6.** Распределение редкоземельных и других некогерентных (LIL, HFS)-элементов в породах щелочно-мафитовых плутонов.

Концентрации нормализованы по примитивной мантии (PM) и хондриту (Sun, McDonough, 1989). Средние составы базальтов океанических островов (OIB) и островодужных базальтов (IAB) по (Sun, McDonough, 1989; Kelemen et al., 2003). Для образцов, имеющих сходные содержания, рассчитаны средние значения. Не учитывался нефелиновый сиенит, ассоциирующийся, предположительно, с ликвационными карбонатами Верхнепетропавловского массива (Врублевский, 2015).



**Рис. 7.** Фракционирование изотопов кислорода между нефелином (*Ne*), полевым шпатом (*Fsp*) и клинопироксеном (*Cpx*) в габбро и щелочных породах.

1 – щелочные комплексы Кузнецкого Алатау; 2 – щелочные породы Витимской провинции (Западное Забайкалье); 3 – ультрамафитовые фойолиты Полярной Сибири; 4 – нефелиновые сиениты Кольской провинции. Составы минералов в породах Полярной Сибири (плутон Одихинча), Кольской (Хибинский плутон) и Витимской (массивы Западного Забайкалья) провинций приведены по (Покровский, 2000; Doroshkevich et al., 2012). Расчет изотерм по (Покровский, 2000), изотопное равновесие по данным в табл. 10.

фойяиты с пониженными значениями  $\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0.3\text{--}1$  представляют собой его максимальные дифференциаты.

**Радиогенные (Nd, Sr, Pb) изотопы.** Разновозрастные щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау отличаются по изотопному составу неодима (Врублевский и др., 2014, 2016б, 2018б; Mustafayev et al., 2017; Vrublevskii et al., 2020b). Наиболее высокие значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) \sim 5\text{--}9$  ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{T}}$  0.512245–0.512459) характерны для кембрийских габброидов, фойдолитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов и их породообразующих минералов – оливина, клинопироксена, плагиоклаза и апатита (табл. 6). Породы и минералы (клинопироксен, полевой шпат, нефелин) в девонских ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{T}}$  0.512282–0.512464) и позднепермских ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{T}}$  0.512477–0.512540) интрузивах имеют пониженные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  до  $\sim 3\text{--}5$  (табл. 7, 8), что может отражать влияние вещества менее деплетированной мантии. Наряду с гетерогенностью мантийных источников магм, вероятными причинами значимого отклонения величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  в образцах нефелинового сиенита и фойдолита Горячегорского массива ( $\sim 6.8$  и  $\sim 1.7$  соответственно) могут быть разная степень перемешивания материала в расплавах или их коровая контаминация.

Для изученной изверженной серии характерно возрастание первичных отношений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{T}}$  от  $\sim 0.7042\text{--}0.7055$  в габбро до  $\sim 0.7049\text{--}0.7074$  в поздних щелочных породах и карбонатитах (табл. 6–8). По-видимому, только клинопироксен в габбро

( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{T}} \sim 0.702\text{--}0.704$ , Верхнепетропавловский и Кия-Шалтырский массивы) как наиболее ранний породообразующий минерал сохраняет признаки первоначальной мантийной природы. В остальных случаях можно предполагать разную степень взаимодействия первичной магмы с веществом верхней континентальной коры (Покровский и др., 1998; Врублевский и др., 2014, 2016б, 2018б; Vrublevskii et al., 2020b).

Первичные изотопные отношения Pb как в породах, так и в минералах заметно варьируют (табл. 9). Микроклин и сульфиды (пирротин, пирит) обладают пониженными значениями U/Pb (0.005–0.2) и Th/Pb (0.007–0.19), поэтому их изотопный состав может быть индикатором источника расплавов. Интервал изотопных отношений Pb в минералах ( $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$  18.19–20.65,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$  15.53–15.71,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$  37.59–38.12) соответствует возможному смешению деплетированного и обогащенного мантийного вещества, подобного источникам PREMA и ЕМII-типа. Сульфиды и микроклин из карбонатитов в кембрийских ( $\sim 507\text{--}490$  млн лет) щелочных интрузиях соседних регионов Горного Алтая и Юго-Восточной Тувы имеют менее радиогенный изотопный состав ( $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$  17.28–18.05,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$  15.40,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$  37.21–37.68), свойственный продуктам магматизма с вероятным участием вещества типа ЕМI. В провинции Кузнецкого Алатау от габбро к фойдолитам значения U/Pb (0.23–0.78) и Th/Pb (0.27–0.8) возрастают подобно другим дифференцированным сериям, однако различие



**Рис. 8.** Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ , ‰) и углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ , ‰) в карбонатитах и метакarbonатных породах Кузнецкого Алатау.

PIC (primary igneous carbonatites) – первичные изверженные карбонатиты (Conway, Taylor, 1969; Keller, Hoefs, 1995); NSC (normal sedimentary carbonate) – морские осадочные карбонаты (Покровский, 2000); O–C изотопные сдвиги по (Demény et al., 1998). Элементы модели рэлеевского изотопного фракционирования (Rayleigh isotopic fractionation model) первоначального карбонатного расплава (крест) с вариациями состава  $\pm 1\%$   $\delta^{18}\text{O}$  (сплошная и точечные линии) и молярного соотношения  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2 = 0.9$  при  $700^\circ\text{C}$  по (Ray, Ramesh, 2000). Пунктирная линия соответствует изотопным изменениям кальцита, образованного при взаимодействии магматического флюида с известняком (Bowman, 1998) с различным значением отношения флюид/порода и мольной доли  $X_{\text{CO}_2} = 0.5$  во флюиде, по (Smith et al., 2015). Состав мантийно-коровых карбонатитов и вмещающих метасадочных пород в западной части ЦАСП по данным (Врублевский, 2015; Vrublevskii et al., 2020a).

изотопных отношений Pb в породах ( $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$  17.92–19.29,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$  15.53–15.58,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{T}}$  37.49–37.83) также позволяет предполагать их происхождение из гетерогенного магматического источника.

**Стабильные (O, C, S) изотопы.** Величина  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  в породообразующем клинопироксене, полевопшпате и нефелине варьирует от 6.3 до 13.4, от 7.8 до 10.8 и от 8.4 до 12.0‰ соответственно, заметно превышая мантийные значения  $\delta^{18}\text{O} = 5.5 \pm 0.5\%$  (табл. 10). Сходным образом изменяется общий состав пород:  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$  от 7.3–10.7‰ в габброидах и фойдолитах до 10.2–15.5‰ в нефелиновых сиенитах и карбонатитах (Покровский и др., 1998; Врублевский, 2015), что может свидетельствовать о значительной коровой контаминации расплавов. Подобная тенденция отмечается для других щелочных комплексов западной части ЦАСП, например, в Горном Алтае, Западном Забайкалье, Юго-Восточной Туве и Се-

веро-Западной Монголии (Врублевский и др., 2012; Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2019, 2020a). Степень изотопного фракционирования между нефелином, полевопшпатом и клинопироксеном ( $\Delta^{18}\text{O}$  до 1.5–2.4‰) соответствует высокой температуре (600–800°C) минералообразования (рис. 7), что характерно для закрытия изотопно-кислородной системы в фельдшпатоидных породах (Покровский, 2000). Нарушение равновесия нефелин–клинопироксен ( $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Ne-Cpx}} \approx 0$ ) наблюдается только на участках позднематематической перекристаллизации фойдолитов при участии нагретых метеорных вод с  $\delta^{18}\text{O} < 0$ .

Максимальный уровень коровой контаминации достигается в карбонатитах Верхнепетропавловского массива (Врублевский, 2015). Значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в породообразующем кальците образуют положительную корреляцию ( $\delta^{13}\text{C}$  от –3.5 до –2.0‰ и  $\delta^{18}\text{O}$  11.8–15.5‰), которая соответствует модели высокотемпературного ( $T = 700^\circ\text{C}$ ) рэлеевского фракционирования и характеризует тренд мантийно-коровых карбонатитов (рис. 8). Температуры изотопно-кислородного равновесия между карбонатом ( $\delta^{18}\text{O} = 11.8–13.4\%$ ) и сосуществующим титаномagnetитом ( $\delta^{18}\text{O} = 7.1–7.5\%$ ), и клинопироксеном ( $\delta^{18}\text{O} = 9.0\%$ ) варьируют в диапазоне ~650–850°C. Сходная степень фракционирования между кальцитом и magnetитом ( $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Cc-Mag}} \approx 4–5$ ) фиксируется в карбонатитах комплекса Ока в Канаде (Conway, Taylor, 1969).

Для пирротина изученных карбонатитов характерно обогащение  $^{34}\text{S}$  (+4.6‰  $\delta^{34}\text{S}$ ) по сравнению с метеоритным стандартом ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \sim 0\%$ ) и сульфидами многих подобных пород со средним значением  $\delta^{34}\text{S}$  около –3‰ (Deines, 1989). В связи с тем, что битуминозные доломитовые известняки в северной части Кузнецкого Алатау часто заражены сероводородом ( $\delta^{34}\text{S} \sim 16–19\%$ ), можно предположить смешение мантийной и осадочной серы при верхнекоровой контаминации расплавов (Покровский и др., 1998).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Последовательность и петрогенезис интрузивных комплексов.** Изотопно-геохронологические данные позволяют выделить три эпохи развития щелочно-мафитового магматизма Кузнецкого Алатау в среднем кембрии–раннем ордовике (~510–480 млн лет), раннем–среднем девоне (~410–385 млн лет) и поздней перми (~265 млн лет). Его проявления в кембрии и девоне происходили почти синхронно с формированием габбро-монзонитовых и гранитоидных плутонов (~510–490 и ~430–400 млн лет) восточного склона Кузнецкого Алатау (Врублевский и др., 2016a, 2018a). Мас-





Таблица 7. Изотопный Sr-Nd состав минералов и пород в девонских щелочно-мафитовых плутонах Кузнецкого Алатау

Плутоны	Номер образца	Порода, минерал	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{D}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
KSh	Ksh-26/1	Субщелочное габбро	3.35	12.54	0.1614	0.512809	8	0.512387	5.21	8.27	583	0.0411	0.705035	9	0.70480	10.93										
		Срх	3.97	13.30	0.1806	0.512867	10	0.512394	5.29	2.31	88.5	0.0754	0.705127	9	0.70470	9.50										
	47/86	Субщелочное габбро	0.35	2.61	0.0811	0.512600	9	0.512388	5.18	6.61	853	0.0024	0.70510	11	0.70509	15.01										
		Срх, субщелочное габбро								10	656	0.0440	0.70442		0.70417	1.99										
	47/86a	Срх, субщелочное габбро								18	162	0.3220	0.70619		0.70436	4.64										
		Тералит								8	827	0.0290	0.70542		0.70526	17.41										
	Ksh-25/2	Субщелочное габбро	2.77	12.18	0.1373	0.512726	13	0.512367	4.77	5.76	1455	0.0114	0.705286	11	0.70522	16.84										
		Срх	5.27	18.02	0.1758	0.512839	12	0.512379	5.00																	
	Gi-4	PI	0.51	4.37	0.0727	0.512574	10	0.512384	5.10																	
		Урлит	1.31	6.77	0.1168	0.512671	7	0.512373	4.87																	
Срх		3.87	15.66	0.1484	0.512762	5	0.512373	4.88																		
Ne		0.81	4.38	0.1113	0.512665	4	0.512374	4.90																		
Ksh-20/7	Срх, урлит	2.91	12.37	0.1419	0.512748	5	0.512376	4.94																		
	Урлит																									
DG	29/86	Ийолит-урлит																								
		Пегматоидный ийолит																								
	Ksh-21/3	Срх	3.23	16.34	0.1196	0.512683	8	0.512370	4.82	38	1144	0.0950	0.70581	9	0.70527	17.61										
		Срх	3.73	17.53	0.1285	0.512708	5	0.512371	4.84	60	958	0.1880	0.70683	8	0.70576	24.57										
	Ksh-20/8	Микроийолит	5.44	28.09	0.1172	0.512719	6	0.512396	5.37	30.9	923	0.0971	0.706235	8	0.70568	23.38										
		Субщелочное габбро	2.17	9.37	0.1458	0.512784	4	0.512402	5.45	3.58	576	0.0180	0.705711	9	0.70561	22.43										
	Dg-15/8	Срх	6.55	22.7	0.1742	0.512847	6	0.512391	5.23	60.7	805	0.2183	0.706647	10	0.70541	19.52										
		PI	0.19	1.30	0.0866	0.512603	30	0.512376	4.94	8.1	704	0.0333	0.704498	11	0.70431	3.96										
	Dg-15/4b	Нефелиновый сиенит	7.58	47.7	0.0961	0.512612	8	0.512360	4.63																	
		Срх	25.6	160	0.0970	0.512596	4	0.512342	4.28	47.9	332	0.4168	0.708319	9	0.70595	27.22										
BG	GOM-1	Субщелочное габбро	3.96	27.2	0.0881	0.512587	5	0.512356	4.55	20	863	0.06543	0.70588	15	0.70551	21.30										
		Срх	4.81	24.25	0.119854	0.512668	15	0.512354	4.51																	
	GOM-2	Субщелочное габбро	4.77	24.36	0.118386	0.512667	11	0.512357	4.57	10.5	1329	0.02234	0.70703	18	0.70690	41.10										
		Тералит	5.63	28.0	0.121515	0.512646	17	0.512328	4.00	10.7	1975	0.01526	0.70746	14	0.70737	47.8										
	8589-Gx	Полевошпатовый ийолит	4.96	28.9	0.10368	0.512557	14	0.512285	3.16	50.2	950	0.14905	0.70626	19	0.70541	19.63										
Нефелиновый сиенит		6.13	34.9	0.10618	0.512573	19	0.512295	3.36	137	275	1.29161	0.71200	16	0.70464	8.72											
K	KL2011-1	Полевошпатовый урлит	4.98	32.62	0.0923	0.512524	12	0.512282	3.11	113	1169	0.27343	0.70791	16	0.70635	32.97										
		Срх	6.95	82.99	0.0506	0.512556	8	0.512423	5.87																	
	Ne	0.42	3.37	0.0749	0.512660	21	0.512464	6.65																		
KL2011-1/1	Полевошпатовый урлит	4.56	30.89	0.0892	0.512569	20	0.512335	4.15	114	1240	0.25968	0.70762	14	0.70614	29.98											

Примечание. Плутоны: Кия-Шалтырский (KSh), Деловогорский (DG), Белогорский (BG), Кургусульский (K), Срх – клинопироксен, PI – плагиоклаз, Ne – нефелин. Расчет первичных изотопных отношений на возраст 400 млн лет.

Таблица 8. Изотопный Sr-Nd состав минералов и пород в пермских щелочно-мафитовых плутонах Кузнецкого Алатау

Плутоны	Номер образца	Порода, минерал	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Sr}}(\text{T})$
AR	AR2013	Полевошпатовый ийолит	4.57	26.37	0.104647	0.512666	15	0.512485	3.67	35.6	1706	0.05893	0.70536	16	0.70514	13.5	
Pdt	PDT2013	Ийолит-уртит	3.26	19.4	0.101714	0.512680	11	0.512504	4.04	29.7	1661	0.05036	0.70668	18	0.70649	32.7	
GG	G-11/7b	Полевошпатовый ийолит	4.27	23.2	0.11128	0.512691	16	0.512498	3.92	22.7	2125	0.03087	0.704985	5	0.70487	9.67	
		<i>Срх</i>	3.63	15.2	0.14451	0.512728	5	0.512477	3.51								
		<i>Pl</i>	0.68	5.38	0.07582	0.512609	16	0.512478	3.53								
		<i>Ne</i>	0.73	4.48	0.09869	0.512649	14	0.512478	3.53								
	G2011-4	Полевошпатовый ийолит	7.56	40.7	0.11218	0.512704	23	0.512540	4.74								
		<i>Срх</i>	6.28	23.7	0.16014	0.512789	17	0.512511	4.18								
		<i>Pl</i>	0.79	4.31	0.11144	0.512688	12	0.512495	3.86								
		<i>Ne</i>	0.65	4.58	0.09003	0.512672	16	0.512516	4.27								
	G-10/7a	Полевошпатовый уртит	4.79	27.7	0.10473	0.512568	11	0.512386	1.74	39.9	1233	0.09359	0.705616	21	0.70526	15.27	
	G-12/1	Полевошпатовый уртит	5.45	28.78	0.114386	0.512709	7	0.512511	4.18	82.4	342	0.67958	0.70933	15	0.70677	36.6	
	G-12/2	Нефелиновый сиенит	5.74	31.71	0.109345	0.512706	13	0.512516	4.27	95.7	183	1.47335	0.71199	20	0.70644	31.90	
	G2011-3	Нефелиновый сиенит	4.81	22.15	0.131235	0.512872	9	0.512644	6.77	15.8	865	0.05165	0.70559	20	0.70540	17.1	
	G2011-1	Нефелиновый сиенит	4.48	23.35	0.115904	0.512652	13	0.512451	3.01	2.8	175	0.04431	0.70608	14	0.70591	24.5	
	G-13/2	Нефелиновый сиенит	7.31	38.4	0.11523	0.512637	16	0.512437	2.73	51.9	611	0.24550	0.706439	15	0.70551	18.82	

Примечание. Плутоны: Андрюшкина Речка (AR), Подтайга (Pdt), Горячегорский (GG). *Срх* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Ne* – нефелин. Расчет первичных изотопных отношений на возраст 265 млн лет.

Таблица 9. Изотопный Pb-Pb состав пород и минералов в палеозойских щелочно-мафитовых плутонах западной части ЦАСП

Регион	Плутоны	Номер образца	Порода, минерал	U, г/г	Th, г/г	Pb, г/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^T$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^T$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^T$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^T$	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^T$
КА	GG (265) <sup>1</sup> KSh (400)	G-11/7b <sup>2</sup> KSh-26/1 <sup>2</sup> KSh-21/3 <sup>2</sup> Gi-4 <sup>2</sup> KSh-100/7 KSh-X18 KSh-14a	Полевошпатовый ийолит Субщелочное габбро Пегматоидный ийолит Уртит Mc, нефелиновый сиенит Pyr Pyr	1.84	2.33	3.96	20.561	15.640	38.259	19.293	15.575	37.735	0.8073	1.9559
				0.61	0.71	2.61	18.993	15.581	38.005	18.048	15.529	37.650	0.8605	2.0861
				1.72	1.80	3.41	20.654	15.690	38.481	18.358	15.564	37.722	0.8478	2.0548
				0.97	1.00	1.25	21.671	15.754	38.930	18.339	15.572	37.829	0.8491	2.0628
				0.49	0.68	7.4	18.516	15.568	37.717	18.215	15.552	37.598	0.8538	2.0641
				0.011	0.016	2.2	18.210	15.550	37.599	18.187	15.549	37.590	0.8549	2.0668
				0.016	0.026	2.8	18.217	15.550	37.597	18.191	15.548	37.585	0.8547	2.0662
РА	Ed (500)	V-17 <sup>2</sup>	Клинопироксенит	2.01	2.76	6.10	19.637	15.629	38.249	17.924	15.531	37.494	0.8665	2.0918
				0.52	0.50	2.6	21.888	15.779	38.460	20.652	15.708	38.123	0.7606	1.8460
				2.83	4.44	3.53	24.212	15.896	40.312	19.672	15.637	38.021	0.7949	1.9327
SU	Khr (490)	Khr-268/10	Mc, карбонатит	0.078	0.007	1664	18.048	15.540	37.682	18.047	15.540	37.682	0.8611	2.0880
				0.10	0.094	1.6	17.626	15.418	37.297	17.282	15.399	37.205	0.8910	2.1528

Примечание. Регион: Кузнецкий Алатау (КА), Горный Алтай (РА), Сангиленское плато, Тува (SU). Плутон: Горячегорский (GG), Кия-Шалтырский (KSh), Верхнепетропавловский (UP), Эльдвейс (Ed), Харлинский (Khr). Mc – микроклин, Pyr – пирротин, Pb – пирит. <sup>1</sup>В скобках возраст плутона, млн лет. <sup>2</sup>Pb-Pb изотопный анализ на оборудовании MC-ICP-MS Nu Instruments Plasma, Тихоокеанский центр изотопных и геохимических исследований Университета Британской Колумбии.

**Таблица 10.** Изотопный состав кислорода в щелочно-мафитовых интрузиях Кузнецкого Алатау

Порода	Плутоны	Номер образца	$\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cpx}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Pl}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Ne}}$	
Субщелочное габбро	UP	6/239.6	7.5	6.3	8.0		
		1001/172	7.3				
	KSh	Ksh-26/1	8.0	7.4	8.2		
		Ksh-25/2	10.5	8.1	10.2		
		43/86		6.6			
		44/86		7.6			
		46/86	8.4	7.5			
		47/86	8.1	6.8			
	DG	Dg-15/8	7.8	6.9	7.8		
	Тералит, фойдолит	UP	15/94.4	9.6	8.6	10.8	
1001/88.5			7.5				
14/52.4			9.7	9.2			
31/323.5			7.9				
4/60.8				8.8		10.7	
43/77.5			10.7	9.4		11.0	
PT-51			9.5				
PT-8			10.2				
PT-7				8.3			
PT-16			9.6	8.8		10.3	
KSh		PT-14	9.6	9.8		9.7	
		50/515.5	9.5				
		Ksh-21/3	10.1	9.7		10.2	
		Ksh-20/8	10.0	9.1		10.0	
		Ksh-22/12	9.3				
		Ksh-27/86	9.4	9.0		9.5	
		45/86	8.0				
		Gi-4	9.4				
Нефелиновый сиенит	UP	29/86	9.7	9.4			
		10K				12.0	
	GG	12K				8.4	
		G-11/7b	9.4	8.5	9.6		
	UP	6/38.8	10.8	9.3			
		KSh	Ksh-25/1	10.2			
	DG	Dg-15/4в	10.3	8.2	10.6*	9.2	
	Карбонатит	UP	45/208.7		9.0		

Примечание. Плутон: Верхнепетропавловский (UP), Кия-Шалтырский (KSh), Дедовогорский (DG), Горячегорский (GG). WR – валовый состав породы, Cpx – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Ne – нефелин. \* Калиевый полевой шпат.

сивы пермского возраста (Горячегорский, Подтайга, Андрюшкина Речка) не сопровождаются какими-либо другими интрузивными комплексами и залегают только среди вулканитов среднего палеозоя на границе орогена и Минусинского рифтового прогиба (рис. 1). Похожая дискретность щелочного магматизма прослеживается в провинциях Центрального Сангилен (Юго-Во-

сточная Тува) и Витимского нагорья (Западное Забайкалье) (Doroshkevich et al., 2012; Дорошкевич и др., 2014, 2018; Избродин и др., 2017 Vrublevskii et al., 2020a), что указывает на периодичность мантийных процессов в палеозойской истории ЦАСП.

Изученные изверженные породы принадлежат к дифференцированной K-Na ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 2-7$ )

серии субщелочное габбро–тералит–фойдолит–нефелиновый сиенит (фойяит) (рис. 4а). Исключением являются более редкие уртиты и ийолиты, которые имеют низкую кремнекислотность и обогащены щелочами. По своему химизму породы плутонов сопоставимы с комагматичными вулканитами базанит–тефрит–фонолитового ряда, распространенными в Кузнецком Алатау и Минусинской впадине (Бородин и др., 1987; Воронцов и др., 2013). Содержание петрогенных и многих рассеянных элементов в щелочных интрузиях (рис. 4–6) не противоречит фракционной кристаллизации по модели Н. Боуэна. На примере представительного Верхнепетропавловского плутона формирование щелочно–мафитовой ассоциации предполагается в гипабиссальных условиях ~3 кбар и ~1000–1150°C (Врублевский, 2015). В сходном температурном интервале (~930–1200°C) наблюдается гомогенизация микровключений в пороодообразующем клинопироксене, плагиоклазе и нефелине из других интрузивов провинции (Шацкий, 1975). По-видимому, даже в магнетите и салите поздних карбонатитов прекращение обмена изотопов кислорода происходило при ~700–800°C, что соответствует условиям рэлеевского фракционирования в остывающем карбонатном расплаве. Широкий диапазон температур (~800–400°C) изотопно–кислородного равновесия фиксируется в парагенезисах клинопироксена с нефелином и полевым шпатом щелочных пород (табл. 10, рис. 7), что свидетельствует о позднемагматическом преобразовании минеральных систем, иногда с участием метеорных вод (Врублевский, 2015; Vrublevskii et al., 2020a).

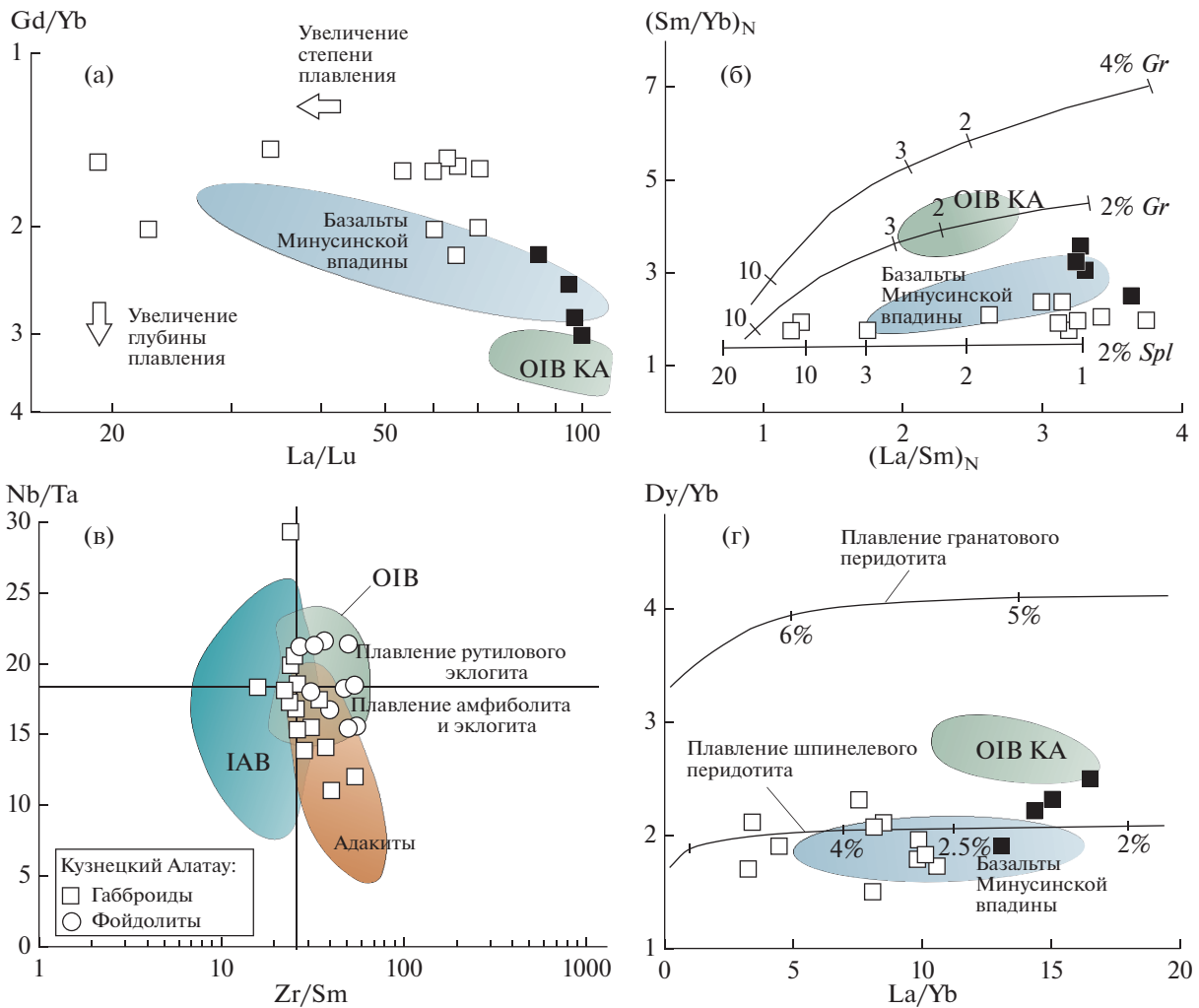
**Условия генерации материнской базитовой магмы.** Распределение редких элементов в породах щелочных плутонов Кузнецкого Алатау может отражать неоднородность вещества магматических источников. Наиболее раннее субщелочное габбро обладает отчетливыми геохимическими признаками участия в источнике их расплава вещества IAB в сочетании с компонентом, подобным E-MORB (рис. 5, 6). Его присутствие позволяет предположить возможность переработки океанической литосферы в зоне субдукции и последующее вовлечение эклогитизированного слэба в магмогенезис (Donnelly et al., 2004). На примере данной провинции участие такого материала косвенно подтверждается корреляцией соотношений Nb/Ta и Zr/Sm в габбро и щелочных породах (рис. 9в).

По сравнению с веществом источника OIB габброиды имеют пониженные значения Gd/Yb и La/Lu, что соответствует меньшей глубине генерации магмы и более высокой степени плавления протолита (рис. 9а). Состав мафитов Белогорского плутона отличается большим отношением

(La/Yb)<sub>N</sub> ~ 9–12, чем аналоги в других изученных массивах провинции ((La/Yb)<sub>N</sub> ~ 2–7). Это может свидетельствовать не только о неоднородности источников и разных условиях выплавления, но также о степени фракционирования первичной магмы. Наблюдаемые в габбро высокие концентрации HREE<sub>Gd–Lu</sub>, достигающие ~20–30 г/т, Y до ~20–45 г/т и величина отношения LREE/HREE, равная 3–9, указывают на отсутствие реститового граната в протолите и генерацию магмы в результате ~1–10% равновесного плавления мантийного шпинелевого лерцолита. По-видимому, в сходных условиях формировалась первичная магма девонских базальтов в прилегающей Минусинской котловине (рис. 9б, 9г). Для продуктов кембрийского OIB–магматизма Кузнецкого Алатау тоже характерна относительно невысокая (~2–3%) степень плавления мантийного перидотита, но экстракция расплава осуществлялась из более глубокого источника с небольшим количеством стабильного граната (Врублевский и др., 2016в).

**Мантийные источники и коровая контаминация расплавов.** Изотопный состав неодима  $\epsilon_{Nd}(T) \sim 3–9$  в щелочно–мафитовых плутонах Кузнецко–Алатауской провинции свидетельствует о мантийном происхождении первичной магмы. Независимо от возраста плутонов, общий мантийный компонент представлен PREMA (prevalent mantle)-подобным материалом, который мог взаимодействовать как с более деплетированной (E-MORB-тип), так и с обогащенной литосферной (EM-тип) мантией. По-видимому, наблюдаемые отклонения от преобладающих значений  $\epsilon_{Nd}(T) \sim 4.2–5.5$  (рис. 10) связаны с различным соотношением мантийных компонентов, либо зависят от степени перемешивания вещества в магматических камерах. Некоторое увеличение доли вещества EM в щелочных породах поздней перми соответствует составу производных магматизма, развитого в блоках с утолщенной зрелой литосферой.

Сходные значения  $\epsilon_{Nd}(T) \sim 3–5$  отмечаются в кембрийских габбро–монцонитовых и гранитных ассоциациях Кузнецкого Алатау, девонских базальтах смежного Минусинского прогиба, а также в палеозойских щелочных плутонических комплексах на Сангиленском (Юго–Восточная Тува) и Витимском (Западное Забайкалье) плоскогорьях (Врублевский и др., 2016а, 2018а; Воронцов и др., 2013; Doroshkevich et al., 2012). По-видимому, в этом случае происходило унаследование источников вещества, которые были повторно активированы под воздействием мантийного плюма. О вероятной мобилизации материала ранее метасоматизированной нижней литосферы может свидетельствовать совместное нахождение в

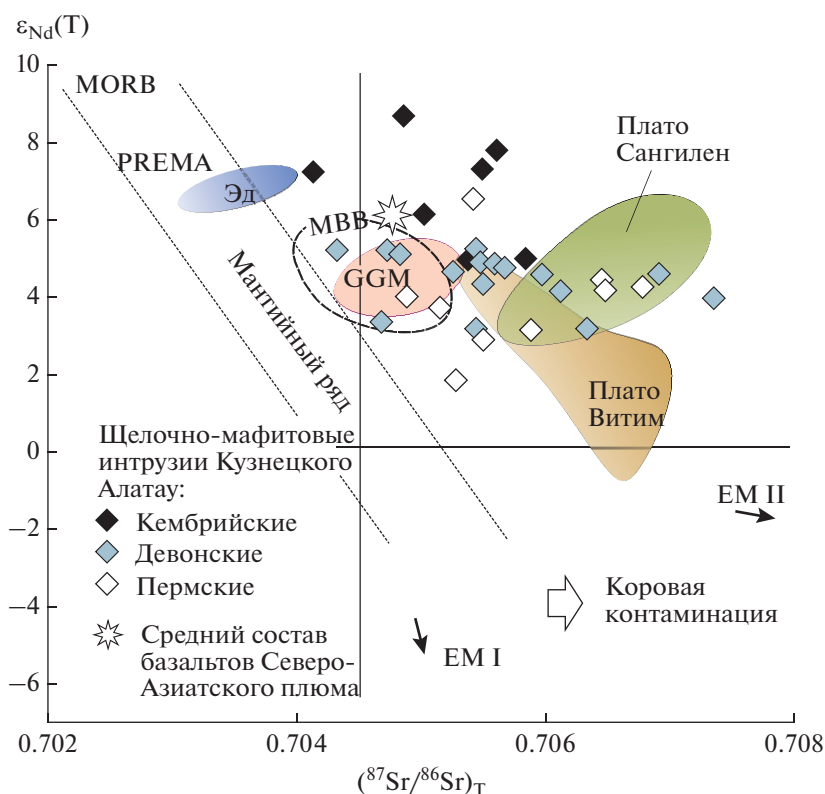


**Рис. 9.** Соотношение HFS-элементов в магматических мафитовых породах Кузнецкого Алатау и примыкающей Минусинской впадины. (а): Gd/Yb–La/Lu (Boyce et al., 2015); (б):  $(Sm/Yb)_N$ – $(La/Sm)_N$  (Bi et al., 2015). Концентрации REE нормализованы (N) по хондриту (Sun, McDonough, 1989); (в): Nb/Ta–Zr/Sm (Foley et al., 2002); (г): Dy/Yb–La/Yb (Jung et al., 2006). На кривых плавления модельных лерцолитов с разным содержанием граната (Gr) и шпинели (Spl) обозначена доля расплава в процентах. Состав габбро (рис. (а), (б), (г)) в щелочно-мафитовых плутонах: Белогорский (черный квадрат), Университетский, Верхнепетропавловский, Кия-Шалтырский, Куртусульский, Дедовогорский (белые квадраты) в сравнении с неопротерозойскими вулканитами OIB-типа на юго-восточном склоне Кузнецкого Алатау (KA) (Врублевский и др., 2016в) и девонскими базальтами Минусинской рифтогенной впадины (Воронцов и др., 2013). См. пояснение в тексте.

девонских и пермских щелочных породах Кузнецкого Алатау разновозрастных (~1300, ~500 и ~400 млн лет) популяций циркона (Врублевский и др., 2014). Доминирование вещества, подобного PREMA, в эволюции палеозойского мафитового магматизма ЦАСП уже отмечалось в связи с деятельностью Северо-Азиатского суперплюма (Ярмлюк, Коваленко, 2003). Вероятно, его влияние таким же образом отразилось на изотопном составе Nd кембрийских гранитоидов ( $\epsilon_{Nd}(530-490) = 6.6-7.9$ ), сформированных в островодужно-ак-

креционных комплексах Озерной зоны (Западная Монголия) ЦАСП (Саватенков и др., 2020).

Неоднородность магматических источников вызывает вариации изотопных отношений Pb в породах и минералах (рис. 11а, 11в). Их значения образуют дискретный тренд, параллельный известной последовательности EACL (East Africa Carbonatite Line) карбонатит-нефелинитового вулканизма Восточно-Африканского рифта (Bell, Tilton, 2001). По-видимому, щелочно-мафитовые интрузии Кузнецкого Алатау имели комбинированный источник с преобладанием вещества PREMA и



**Рис. 10.** Изотопный состав Nd и Sr палеозойских плутонических комплексов Кузнецкого Алатау и других магматических центров ЦАСП.

GGM – кембрийско-раннеордовикские гранитоиды и габбро-монцонитовая ассоциация восточного склона Кузнецкого Алатау (Врублевский и др., 2016а, 2018а). MBV – девонские базальты Минусинской впадины, по (Воронцов и др., 2013). Составы палеозойских щелочных комплексов плато Витим (Западное Забайкалье) и Сангилен (Юго-Восточная Тува), по данным (Doroshkevich et al., 2012; Vrublevskii et al., 2020а), щелочных пород и карбонатитов (комплекс эдельвейс, Эд) в Горном Алтае, по (Врублевский и др., 2012). Средний состав базальта Северо-Азиатского суперплюма, по (Ярмолюк, Коваленко, 2003). Область “Мантийный ряд”, резервуары MORB (DMM), PREMA, EM I и EM II в соответствии с их современными параметрами показаны по (Zindler, Hart, 1986; Stracke et al., 2005). См. пояснение в тексте.

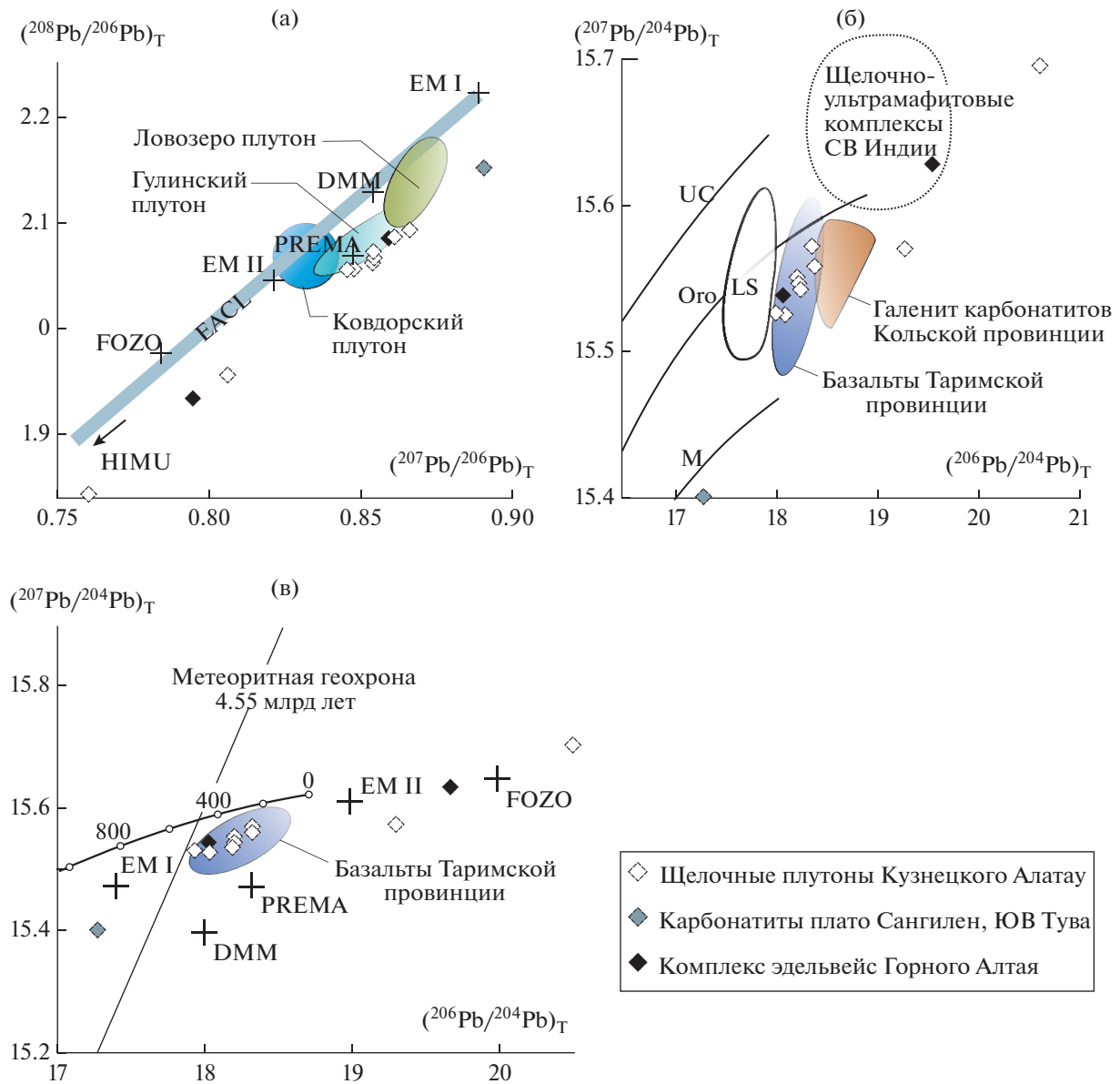
различным участием компонентов, сходных с EM II или EM I. Эта зависимость также прослеживается в раннепалеозойских щелочных интрузиях Горного Алтая и Центрального Сангилена ЦАСП. Сопоставимые первичные изотопные отношения Pb (рис. 11а, 11б) характерны для щелочных плутонов Европейского и Сибирского кратонов, базальтов Таримской провинции и щелочных комплексов плато Шилонг (Shillong) в Северо-Восточной Индии, образование которых связывают с плюмовой активностью (Lee et al., 2006; Когарко, Зартман, 2011; Зартман, Когарко, 2014; Zhang et al., 2010; Ghatak, Basu, 2013). По всей вероятности, в их формировании принимало участие вещество не только мантии, но и верхней литосферы.

Несмотря на отмеченные признаки мантийного происхождения, для щелочно-мафитовых интрузий характерны повышенные значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$  до  $\sim 0.705\text{--}0.707$  и  $\delta^{18}\text{O}$  до  $8\text{--}12\text{‰}$  в силикатных породах, что может быть вызвано коровой контаминацией расплавов.

Ее влияние особенно заметно в карбонатитах:  $\delta^{18}\text{O}_{V\text{-SMOW}} \sim 12\text{--}15.5\text{‰}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{V\text{-PDB}}$  от  $-3.5$  до  $-2.0\text{‰}$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = +4.6\text{‰}$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T \sim 0.706\text{--}0.707$  (Врублевский, 2015). Существующая положительная корреляция между величинами  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$  и  $\delta^{18}\text{O}$  также наблюдается в других палеозойских изверженных комплексах западной части ЦАСП и приблизительно соответствует модели мантийно-корового взаимодействия. Участие компонентов континентальной коры в развитии щелочного магматизма Кузнецкого Алатау является вполне вероятным для аккреционно-коллизийного орогена.

Предположительно, дополнительное поступление  $^{87}\text{Sr}$  в магму происходило с рассолами, мобилизованными теплом интрузий из рифейско-кембрийских метакarbonатных отложений ( $\text{Sr} > 2000$  г/т,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.708$ ) на севере региона (Покровский и др., 1998). Как следствие, содержание Sr в мафитовых породах достигает  $\sim 1300\text{--}$





**Рис. 11.** Изотопный состав Pb в минералах (микроклин, пирротин, пирит) и в породах щелочно-мафитовых плутонов. Данные на Pb–Pb диаграммах см. в табл. 9. Мантийные компоненты: PREMA (преобладающая мантия), FOZO (мантия фокусной зоны), HIMU (мантия с высоким значением  $\mu$ ), DMM (деплетированная MORB мантия), EM I (обогащенная мантия 1) и EM II (обогащенная мантия 2), элементы плюмботектоники и изотопной эволюции Pb соответствуют параметрам по (Stacey, Kramers, 1975; Zartman, Haines, 1988; Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005). Компоненты: UC – верхнекоровый, Ogo – орогенный, M – мантийный. EACL – East African Carbonatite Line, по (Bell, Tilton, 2001). Составы щелочных пород и карбонатитов Ловозерского, Ковдорского (Европейский кратон) и Гулинского (Сибирский кратон) массивов, по (Когарко, Зартман, 2011; Зартман, Когарко, 2014; Lee et al., 2006), галенита из карбонатитов в плутонах Себляяр, Салланлатви, Вуориярви, Ковдор Кольской провинции, по (Bell et al., 2015), базальтов Таримской плюмовой провинции, по (Zhang et al., 2010), щелочно-ультрамафитовых комплексов, лампроитов и сиенитов (LS) Северо-Восточной Индии, по (Ghatak, Basu, 2013). Допускается возможное сходство параметров мантийных субстратов и современных изотопных резервуаров. Пояснение см. в тексте.

1800 г/т. Сохраняющееся при этом изотопно-кислородное равновесие между минералами с кристаллической структурой разной  $^{18}\text{O}$ -емкости указывает на поступление корового материала непосредственно в расплав. Происходившая кон-

таминация также могла вызвать обогащение пород изотопом  $^{207}\text{Pb}$  до уровня, характерного для орогенических областей (рис. 11б).

**Щелочной магматизм суперпозиции мантийного плюма и аккреционно-коллизийного террейна.** По существующим оценкам процессы смешения мантийных и коровых компонентов в магмогенезисе особенно эффективны в обстановке субдукции (Kelemen et al., 2003; Добрецов, 2010; Гордиенко, 2019; Jia et al., 2020; Sun et al., 2020). На примере эволюции западно-тихоокеанской активной окраины в позднем кайнозое считается, что благодаря разрыву и сдвигу океанической литосферной плиты в зоне трансформного растяжения формируется канал (slab-window), по которому астеносферные магмы или вещество более глубоких плюмов поступают в надсубдукционный мантийный клин (Ярмолюк и др., 2013; Martynov et al., 2017; Kimura et al., 2018; Гордиенко, 2019). Кроме того, материал самого клина перед возможным плавлением подвергается метасоматическому воздействию флюидов, возникающих при дегидратации слэба (Donnelly et al., 2004). В результате составы производных окраино-континентального вулканизма нередко проявляют геохимическую конвергенцию между внутриплитными (WPB/OIB-тип) и островодужными (IAB-тип) базальтами (Ярмолюк и др., 2013; Martynov et al., 2017; Гордиенко, 2019). В качестве дополнительного фактора смешения нередко рассматривается процесс магматического андерплейтинга (underplating) в основании континентальной коры (Thybo, Artemieva, 2013 и ссылки там). Предполагается, что в этом случае плавление корового материала под влиянием базитовых интрузий приводит к образованию фельзитовых гибридных магм (Petford, Gallagher, 2001; Annen, Sparks, 2002).

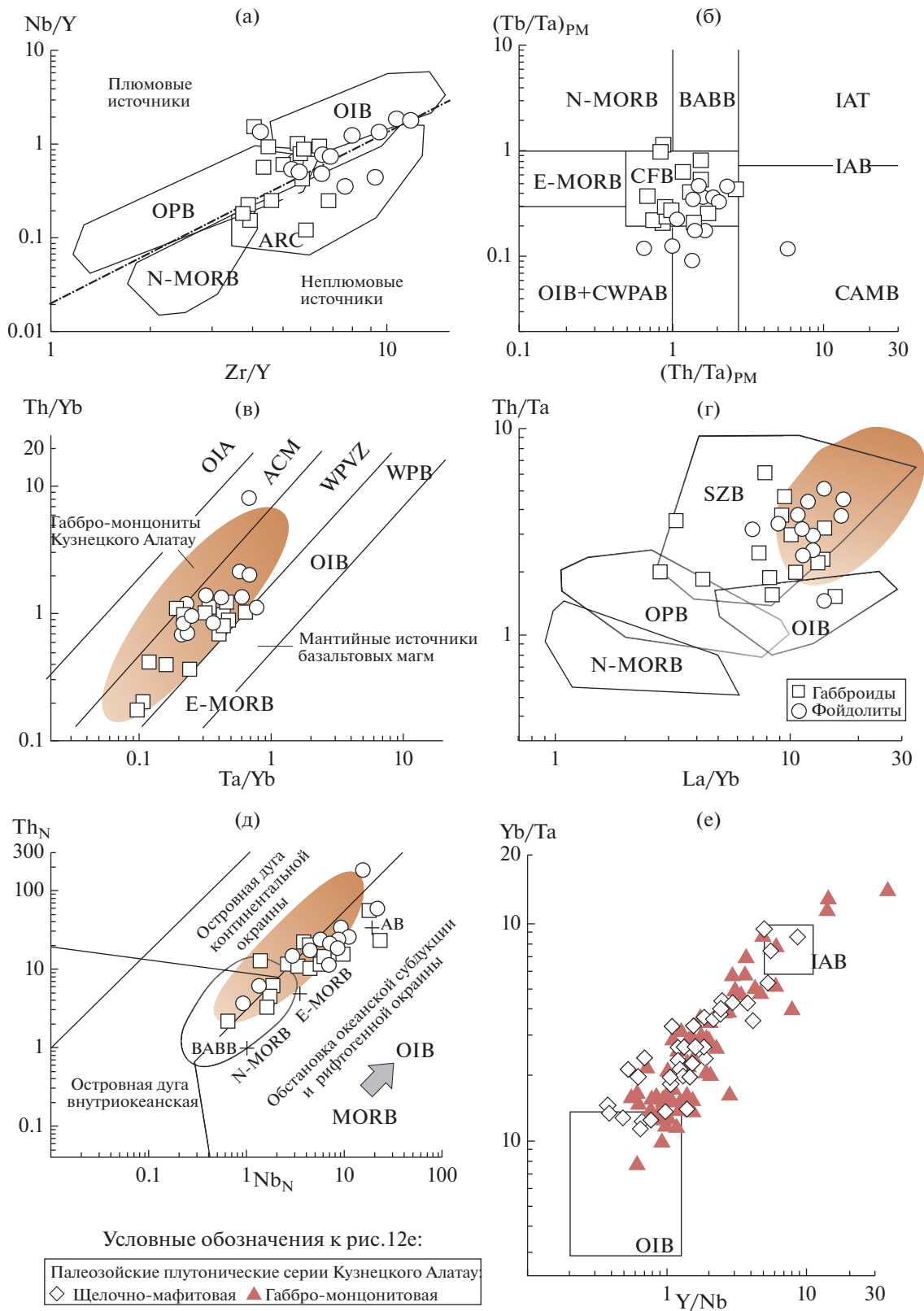
Содержания и соотношения некоторых редких и рассеянных элементов в щелочно-мафитовых интрузиях Кузнецкого Алатау могут свидетельствовать о сложной тектонической обстановке их внедрения. Сходные по степени дифференциации  $(La/Yb)_N \sim 5-10$  габброиды и фойдолиты характеризуются мультиэлементными спектрами распределения, подобными среднему составу IAB, но более щелочные производные обогащены

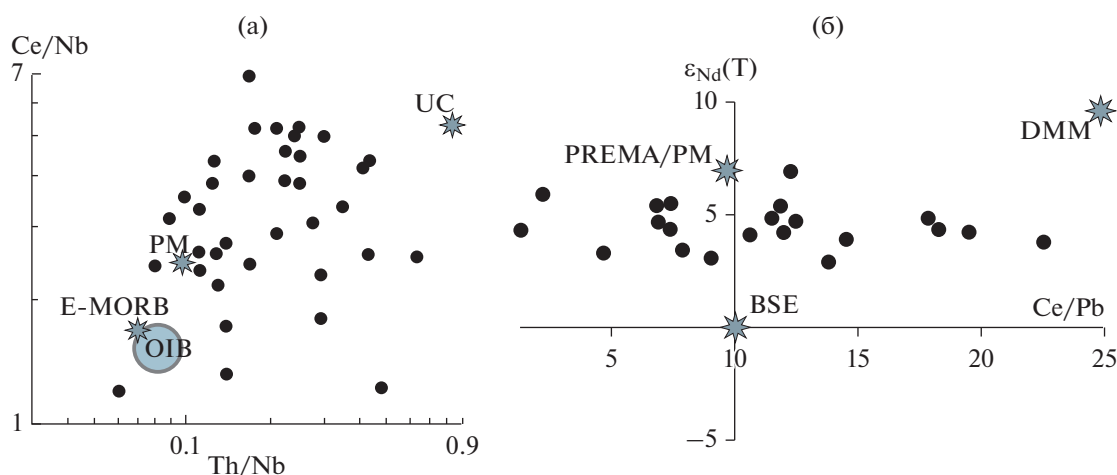
REE, Nb, Ta, Th, U, Rb и Ba (рис. 5, 6) до уровня состава OIB и выше. Содержания HFSE в большинстве мафитовых пород являются переходными между составами OIB и IAB (рис. 12). Такое сочетание вероятно при смешении компонентов мантийного плюма и островной дуги (Врублевский, 2015; Врублевский и др., 2012, 2016а, 2016б; Martynov et al., 2017; Гордиенко, 2019). Похожие вариации наблюдаются в габбро-монцитонитовых плутонах на востоке региона (рис. 12е) и тоже могут быть обусловлены мантийно-коровым взаимодействием (Врублевский и др., 2018а). По-видимому, участие вещества самого плюма отразилось на индикаторных соотношениях HFSE в мафитах, в которых они достигают значений, характерных для производных OIB-магматизма и континентальных платобазальтов (рис. 12а, 12б). Предположительно, в субщелочном габбро также содержится материал, сопоставимый с океаническими базальтами типа E-MORB, BABB и OPB (рис. 5, 12а, 12г, 12д). Присутствие этих компонентов в геодинамических комплексах Палеоазиатского океана неоднократно отмечается в пределах северо-западного сегмента ЦАСП (Buslov et al., 2001; Dobretsov et al., 2003; Wilhem et al., 2012).

На основании существующей модели формирования каледонид ЦАСП (Ярмолюк и др., 2013) и данных по геохимии и изотопной геохронологии щелочно-мафитового магматизма в Кузнецком Алатау нами допускается взаимодействие изученных интрузий с материалом аккреционных комплексов уже бывшей активной континентальной окраины. При относительном небольшом диапазоне преобладающих значений  $\epsilon_{Nd}(T) \approx 4-6$  в породах плутонов заметно варьируют соотношения Ce/Pb, Ce/Nb, Th/Nb (рис. 13). Считается, что они служат индикаторами участия континентальной коры в магмогенезисе (Hofmann et al., 1986; Rudnick, Gao, 2003). Таким образом, в породах рассмотренной изверженной провинции их вариации могут отражать разную степень контаминации мантийных расплавов с унаследованием сигнатур более древних субдукционных процес-

**Рис. 12.** Геохимическая интерпретация источников и тектонической обстановки щелочно-мафитового магматизма Кузнецкого Алатау.

(а):  $Nb/Y-Zr/Y$  (Condie, 2005), штриховой линией разделены плюмовые и неплюмовые источники; (б):  $(Th/Ta)_{PM}-(Th/Ta)_{PM}$  (Thièblemont et al., 1994), нормализация по примитивной мантии (PM; Sun, McDonough, 1989); (в):  $Th/Yb-Ta/Yb$  (Gorton, Schandl, 2000); (г):  $Th/Ta-La/Yb$  (Tomlinson, Condie, 2001); (д):  $Th_N-Nb_N$  (Saccani, 2015), нормализация по N-MORB (Sun, McDonough, 1989); (е):  $Yb-Ta-Y/Nb$  (Eby, 1990). Базальты срединно-океанических хребтов нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB), океанических островов (OIB), океанических плато (OPB), субдукционных зон (SZB), островных дуг (IAB/ARC), задуговых бассейнов (BABB), внутриплитные (WPB). AB – щелочной базальт, CFB – континентальный платобазальт, IAT – толеиты островных дуг, OIA – океаническая островная дуга, ACM – активная окраина континента, WPVZ – внутриплитная вулканическая зона, SAMB – базальты активной окраины континента, SWPAB – щелочные и субщелочные внутриплитные континентальные базальты. Крестом отмечен средний состав базальтов по (Sun, McDonough, 1989; Kelemen et al., 2003), кембрийские габбро-монцитониты Кузнецкого Алатау по (Врублевский и др., 2018а).





**Рис. 13.** Диаграммы Ce/Nb–Th/Nb (а) и  $\epsilon_{Nd}(T)$ –Ce/Pb (б) для пород щелочно-мафитовой серии (залитые кружки) Кузнецкого Алатау. Состав примитивной (PM) и деплетированной (DMM) мантии, E-MORB, OIB, PREMA, BSE (bulk silicate Earth, валовый состав Земли), UC (верхняя континентальная кора), по (Sun, McDonough, 1989; Zindler, Hart, 1986; Salters, Stracke, 2004; Rudnick, Gao, 2003). См. пояснение в тексте.

сов. При этом установленное геохимическое подобие разновозрастных щелочных интрузий свидетельствует не только о родственной природе магматических источников, но и подтверждает представления о длительной плюмовой активности в палеозойской эволюции ЦАСП (Ярмолюк и др., 2003).

Предполагается, что присутствие гетерогенно вещества в составе плутонов Кузнецкого Алатау вызвано суперпозицией мантийного плюма и кембрийских геодинамических комплексов бывшей активной континентальной окраины. В сходных тектонических условиях наиболее вероятно воздействие плюма на метасоматизированную надсубдукционную мантию с сохранением ее геохимических признаков в процессах плавления (Врублевский и др., 2014; Лавренчук и др., 2017). Однако с позиции плейт-тектоники для проявления подобного многократного магматизма необходимо учитывать возможность его эволюции на ограниченной площади (~4.5 тыс. км<sup>2</sup> в данном случае), сопоставимой с площадными размерами классической горячей точки. Поэтому в предлагаемой модели допускается, что первоначальный мантийный плюм в кембрии–ордовике (Ярмолюк, Коваленко, 2003) при подъеме эродировал литосферу под уже зрелой островной дугой и был источником только небольших порций щелочно-базальтовой магмы. Геохимическое подобие щелочных интрузий более поздних (девон, пермь) периодов плюмовой активности обусловлено смешением вновь поступившего мантийного материала и переплавленного литосферного субстрата, метасо-

матизированного инициальным плюмом (Врублевский и др., 2014). При этом взаимодействие щелочной магмы непосредственно с фрагментами аккреционных комплексов на нижнекоровом уровне ограничивалось очень незначительным их плавлением в краевых частях. По-видимому, участие разнородного, в том числе карбонатного, вещества в процессах петрогенезиса вызывало изотопные эффекты (Покровский и др., 1998), но слабо отразилось на общем химизме изверженных пород.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(1) Щелочно-мафитовый интрузивный магматизм на севере Кузнецкого Алатау проявлялся неоднократно. Сформированные плутоны кембрийского, девонского и пермского возраста сложены изверженными породами K–Na серии: субщелочное габбро–тералит–фойдолит–нефелиновый сиенит, редко карбонатит.

(2) Вариации HFSE в габбро свидетельствуют о неоднородности протолита первичной магмы. Наряду с компонентом, подобным IAB, в нем присутствует вещество океанических базальтов типа OIB, E-MORB, BABB и OPB.

(3) По сравнению с условиями образования OIB, для первичной магмы исследованной серии пород характерна меньшая глубина генерации в условиях частичного (1–10%) плавления шпинелевого лерцолита мантии и умеренная степень ее фракционирования ( $(La/Yb)_N$  до ~7–12).

(4) Первичный изотопный состав Nd и Pb в породах и минералах свидетельствует о мантийном

происхождении первичной магмы и взаимодействия в ее источнике доминирующего вещества PREMA-типа с материалом более деплетированного (MORB/DMM) и обогащенного (EM-тип) резервуаров. Повышенные значения и положительная корреляция отношений изотопов Sr и O в интрузивах могут быть связаны с коровой contamination расплавов. Этому не противоречат наблюдаемые изотопные S–O ковариации в карбонатитах, характерные для высокотемпературного рэлеевского фракционирования.

(5) Распределение большинства редких и рассеянных элементов в плутонах указывает на возможное смешение в расплавах материала островных дуг и океанической литосферы в сложной геодинамической обстановке суперпозиции мантийного плюма и бывшей активной окраины континента. Участие подобных компонентов в магмогенезисе могло произойти еще на стадии аккреции.

(6) Щелочно-мафитовые интрузии аккреционно-коллизийного орогена Кузнецкого Алатау обладают неоднородным изотопным (Nd, Pb) составом, что указывает на гетерогенность их мантийных протолитов. Плюм-литосферное взаимодействие могло привести к унаследованию геохимических признаков более ранних субдукционных комплексов Палеоазиатского океана, а также возрастанию роли обогащенной мантии в магмогенезисе.

*Благодарности.* Авторы признательны сотрудникам производственных геологических организаций Кузбасса и Красноярского края, Томского национального исследовательского государственного университета, институтов Российской академии наук, Университета Британской Колумбии (Канада) за многолетнюю помощь в экспедиционных и аналитических исследованиях. С благодарностью были восприняты рецензии от член-корреспондента РАН Е.В. Скларова и старшего научного сотрудника ИГЕМ РАН А.В. Никифорова.

*Источники финансирования.* Рукопись подготовлена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ и Российского научного фонда (проект № 18-17-00240).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

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

Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л.В. Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий па-

леозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 277–308.

Бородин Л.С., Попов В.С., Гладких В.С. и др. Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. 238 с.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr–Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283–1313.

Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 488–515.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 945–963.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутьеррес-Алонсо Г. и др. Изотопная (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 11. С. 1598–1614.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U–Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. № 2. С. 287–311.

Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В. Геохимия, изотопная (Nd–Sr–O) триада и <sup>40</sup>Ag–<sup>39</sup>Ag возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика. 2016б. Т. 57. № 3. С. 592–602.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Крупчатников В.И. Позднекембрийский ОИВ-магматизм Кузнецкого Алатау, Сибирь: геохимические особенности вулканических кульбюрстюгской свиты // Докл. АН. 2016в. Т. 469. № 4. С. 592–602.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Возраст, петрологические и геохимические условия формирования когтахского габбро-монцитового комплекса Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2018а. Т. 59. № 7. С. 900–930.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Чугаев А.В. Источники вещества высокоглиноземистых щелочных магм по данным изотопной (Nd, Sr, Pb, O) геохимии пород Кия-Шалтырского габбро-уртитового интрузива девонского возраста, Южная Сибирь // Докл. АН. 2018б. Т. 479. № 6. С. 666–672.

Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопрогерозе и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405–457.

- Добрецов Н.Л.* Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // *Петрология*. 2010. Т. 18. № 1. С. 88–110.
- Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А. и др.* Геохронология Гулхенского массива Витимской щелочной провинции, Западное Забайкалье // *Докл. АН*. 2014. Т. 457. № 6. С. 687–691.
- Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Рампилов М.О. и др.* Пермо-триасовый этап щелочного магматизма Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59. № 9. С. 1325–1344.
- Зартман Р.Э., Когарко Л.Н.* Изотопный состав свинца аптаитовых нефелиновых сиенитов и редкометалльных руд Ловозерского массива (Кольский полуостров, Россия) // *Докл. АН*. 2014. Т. 454. № 1. С. 77–80.
- Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О. и др.* Возраст, минералогическая и геохимическая характеристики пород Чининского щелочного массива (Западное Забайкалье) // *Геология и геофизика*. 2017. Т. 58. № 8. С. 1135–1156.
- Когарко Л.Н., Зартман Р.Э.* Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы) // *Геохимия*. 2011. № 5. С. 462–472.
- Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н.* Раннемезозойские лампроиты и монцитониты юго-востока Горного Алтая: геохимия, Sr-Nd изотопный состав, источники расплавов // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 6. С. 1057–1079.
- 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.
- Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э. и др.* Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // *Геология и геофизика*. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В.* Раннепалеозойский возраст формирования и геодинамическое положение Ботогольского и Хушагольского массивов щелочных пород Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Докл. АН*. 2007. Т. 412. № 1. С. 81–86.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.* 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. и др.* Геохимия изотопов (O, C, S, Sr) и Rb-Sr возраст карбонатитов Центральной Тувы // *Геология рудн. месторождений*. 2006. Т. 48. № 4. С. 296–319.
- Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Раннепермский возраст нефелиновых сиенитов Коргоретабинского массива (Сангиленское нагорье, Тува) // *Докл. АН*. 2019. Т. 485. № 2. С. 194–197.
- Осинов П.В., Макаренко Н.А., Корчагин С.А. и др.* Новый щелочно-габброидный рудоносный массив в Кузнецком Алатау // *Геология и геофизика*. 1989. № 11. С. 79–82.
- 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.
- Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др.* Rb и Nd изотопная систематика гранитоидов Озерной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая как отражение процессов корообразования в Центрально-Азиатском орогенном поясе // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 5. С. 451–467.
- Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В. и др.* Гранаты ряда андрадит-моримотоит – потенциальные минералы-геохронометры для U-Pb датирования ультраосновных щелочных пород // *Докл. АН*. 2018. Т. 480. № 5. С. 583–586.
- Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др.* Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 12. С. 1409–1427.
- Уваров А.Н., Уварова Н.М.* Петротип горячегорского щелочно-габброидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2008. 194 с.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н.* Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ : оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // *Геохимия*. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Шацкий В.С.* Условия минералообразования в Кийском габбро-сиенитовом комплексе (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 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 // Под ред. А.Ф. Морозова. 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., Ковач В.П. и др.* Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Докл. АН*. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского склад-

- чатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.
- Яшина Р.М.* Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 274 с.
- Annen C., Sparks R.S.J.* Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 203. P. 937–955.
- Baatar M., Ochir G., Kynicky J. et al.* Some notes on the Lugiin Gol, Mushgai Khudag and Bayan Khoshuu alkaline complexes, Southern Mongolia // *International Journal of Geosciences*. 2013. V. 4. P. 1200–1214.
- Bell K., Tilton G.R.* Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity // *J. Petrology*. 2001. V. 42. P. 1927–1945.
- Bell K., Zaitsev A.N., Spratt J. et al.* Elemental, lead and sulfur isotopic compositions of galena from Kola carbonatites, Russia – implications for melt and mantle evolution // *Mineralogical Magazine*. 2015. V. 79. P. 219–241.
- Bi J.H., Ge W.C., Yang H. et al.* Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogenesis and tectonic implications // *Lithos*. 2015. V. 234/235. P. 27–46.
- Bowman J.R.* Stable-isotope systematics in skarns // Ed. D.R. Lentz. Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems. Mineralogical Association of Canada Short Course. 1998. V. 26. P. 1–49.
- Boyce J.A., Nicholls I.A., Keays R.R., Hayman P.C.* Variation in parental magmas of Mt Rouse, a complex polymagmatic monogenetic volcano in the basaltic intraplate Newer Volcanics Province, southeast Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2015. V. 169. 21 p.
- Buslov M.M., Saphonova I.Y., Watanabe T. et al.* Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai–Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the Southern marginal part of the Siberian continent // *Geoscience J.* 2001. V. 5. P. 203–224.
- 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 co-existing minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // *J. Geology*. 1969. V. 77. P. 618–626.
- Deines P.* Stable isotope variations in carbonatites // Ed. Bell K. Carbonatites: genesis and evolution. London: Unwin Hyman, 1989. P. 301–359.
- De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M.* A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major element analyses – Its relationships with current nomenclature // *Chemical Geology*. 1980. V. 29. P. 183–210.
- Demény A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W.* Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study // *Lithos*. 1998. V. 44. P. 101–115.
- 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 // *Gondwana Research*. 2003. V. 6. P. 143–159.
- Donnelly K.E., Goldstein S.L., Langmuir C.H., Spiegelman M.* Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 226. P. 347–366.
- 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.
- Downes H., Balaganskaya E., Beard A. et al.* Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // *Lithos*. 2005. V. 85. P. 48–75.
- Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis // *Lithos*. 1990. V. 26. P. 115–134.
- Ernst R.E.* Large igneous provinces. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 630 p.
- Faure G.* Principles of Isotope Geology. N.Y.: John Wiley & Sons, 1986. 608 p.
- Foley S., Tiepolo M., Vannucci R.* Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // *Nature*. 2002. V. 417. P. 837–840.
- Ghatak A., Basu A.R.* Isotopic and trace element geochemistry of alkalic–mafic–ultramafic–carbonatitic complexes and flood basalts in NE India: Origin in a heterogeneous Kerguelen plume // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 115. P. 46–72.
- 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 Canadian Mineralogist*. 2000. V. 38. P. 1065–1073.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A.* Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*. 1992. V. 256. P. 517–520.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert H.M., White W.M.* Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. 1986. V. 79. P. 33–45.
- Jia L., Mao J., Liu P., Yu M.* Crust–mantle interaction during subduction zone processes: Insight from late Mesozoic I-type granites in eastern Guangdong, SE China // *J. Asian Earth Sciences*. 2020. V. 192, 104284.
- Jung C., Jung S., Hoffer E., Berndt J.* Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hoheifel, Germany // *J. Petrology*. 2006. V. 47. P. 1637–1671.
- 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 // Eds. Y.D. Holland, K.K. Turekian. Treatise on Geochemistry. Elsevier Ltd., 2003. V. 3. P. 593–659.
- Keller J., Hoefs J.* Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatite from Oldoinyo Lengai // Eds. K. Bell, J. Keller. Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the

- Petrogenesis of Natrocarbonatites. IAVCEI Proceedings Volcanology. 1995. V. 4. P. 113–123.
- Kimura J.-I., Sakuyama T., Miyazaki T. et al. Plume-stagnant slab-lithosphere interactions: origin of the late Cenozoic intra-plate basalts on the East Eurasia margin // *Lithos*. 2018. V. 300–301. P. 227–249.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Science Reviews*. 2010. V. 102. P. 29–59.
- Lee M.J., Lee J.I., Hur S.D. et al. Sr-Nd-Pb isotopic composition of the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, Kola Peninsula, NW Russia // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 250–261.
- Martynov Y.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V. et al. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 358–371.
- Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma igneous rock system // *Earth Science Reviews*. 1994. V. 37. P. 215–244.
- Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H. et al. Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // Ed. N.V. Vladykin. Alkaline magmatism and the problems of mantle sources. Irkutsk: Proceeding of International Workshop, 2001. P. 69–84.
- Mustafayev A.A., Gertner I.F., Serov P.A. Features of geology and composition of rocks from the alkaline-gabbroic University massif (NE Kuznetsky Alatau ridge, Siberia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2017. V. 110. 012016.
- Petford N., Gallagher K. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 193. P. 483–499.
- Ray J.S., Ramesh R. Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64. P. 299–306.
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Eds. Y.D. Holland, K.K. Turekian. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3. P. 1–64.
- Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. P. 481–501.
- Salters V., Stracke A. Composition of the depleted mantle // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2004. V. 5. C00597.
- Şengör A.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–306.
- Smith M.P., Campbell L.S., Kynicky J. A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe-REE-Nb deposits, Inner Mongolia, China: Multistage processes and outstanding questions // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 64. P. 459–476.
- Stacey J.C., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26. P. 207–221.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2005. V. 6. P. Q05007.
- Sun P., Dan W., Wang Q. et al. Zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotope geochemistry of Late Jurassic granodiorites in the southern Qiangtang block, Tibet: Remelting of ancient mafic lower crust in an arc setting? // *J. Asian Earth Sciences*. 2020. V. 192. P. 104235.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Thiéblemont D., Chèvremont P., Castaing C. et al. The geotectonic discrimination of basic magmatic rocks from trace elements. Re-appraisal from a data base and application to the Pan-African belt of Togo // *Geodinamica Acta*. 1994. V. 7. P. 139–157.
- Tomlinson K.Y.R., Condie K.C. Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry // Geological Society of America. Special Papers. 2001. V. 352. P. 341–358.
- Thybo H., Artemieva I.M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // *Tectonophysics*. 2013. V. 609. P. 605–619.
- Vrublevskii V.V., Morova A.A., Bukharova O.V., Konovalenko S.I. Mineralogy and geochemistry of Triassic carbonatites in the Matcha alkaline intrusive complex (Turkestan-Alai Ridge, Kyrgyz Southern Tien Shan), SW Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sciences*. 2018. V. 153. P. 252–281.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Ernst R.E. et al. The Overmaat-Gol Alkaline Pluton in Northern Mongolia: U-Pb Age and Preliminary Implications for Magma Sources and Tectonic Setting // *Minerals*. 2019. V. 9. 170.
- Vrublevskii V.V., Nikiforov A.V., Sugorakova A.M., Kozulina T.V. Petrogenesis and tectonic setting of the Cambrian Kharly alkaline-carbonatite complex (Sangilen Plateau, Southern Siberia): Implications for the Early Paleozoic evolution of magmatism in the western Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sciences*. 2020a. V. 188. 104163.
- Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Gutiérrez-Alonso G. et al. Multiple intrusion stages and mantle sources of the Palaeozoic Kuznetsk-Alatau alkaline province, Southern Siberia: geochemistry and Permian U-Pb, Sm-Nd ages in the Goryachevskiy ijolite-foyaite intrusion // *International Geology Review*. 2020b. doi.org/10.1080/00206814.2020.1830312
- Weis D., Kieffer B., Maerschalk C. et al. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2006. V. 7. Q08006.
- Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth-Science Reviews*. 2012. V. 113. P. 303–341.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sciences*. 2014. V. 93 P. 158–179.
- Zhang Y., Liu J., Guo Z. Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: implications for plume-lithosphere interaction // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. P. 596–610.



Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bi-directional transport // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. V. 52. P. 1327–1339.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. V. 14. P. 493–571.

## Paleozoic Alkaline-Mafic Intrusions of the Kuznetsk Alatau, Their Sources and Conditions for Magma Generation

V. V. Vrublevskii<sup>1</sup> and I. F. Gertner<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Tomsk State University, Tomsk, Russia*

In the northern part of the alkaline igneous province of Kuznetsk Alatau, an area of differentiated intrusions of the Cambrian, Devonian and Permian ages, composed of subalkaline and alkaline gabbros, foidolites, nepheline and alkaline syenites, rarely carbonatites, was formed. Primary melts are moderately fractionated ( $(La/Yb)_N$  up to 7–12) and could form in the mantle at 1–10% of partial melting of spinel lherzolite. Distribution of LILE and HFSE in mafic rocks (Rb 6–58, Ba 111–2499, Sr 175–1555, REE 28–208, Zr 40–315, Nb 1.5–52, Th 0.3–12, U 0.2–7.4, ppm) indicates a probable mantle magma generation with the involvement of oceanic and marginal-continental lithosphere materials, similar to OIB and IAB. The source of the juvenile melt was heterogeneous and consisted of a mixture of depleted (PREMA and E-MORB) and enriched (EM-type) mantle components with an intermediate isotopic ratio  $\epsilon_{Nd}(T) \sim 3-9$ . Apparent heterogeneity is reflected in the primary isotopic composition of Pb in rocks and minerals:  $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.49-38.12$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.53-15.71$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.92-20.65$ . The subsequent contamination of the melts with the material of the upper crust led to a simultaneous increase in the isotopic ratios  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T \sim 0.7042-0.7074$ ;  $\delta^{18}O_{V-SMOW} \sim 6.3-15.5\%$ , as well as to an enrichment of rocks in  $^{207}Pb$ . Based on geochemical features, it is assumed that the mantle plume (OIB-type hot spot) affects accretion-collision complexes of the former active margin of the continent. In such a geodynamic setting, heterogeneous magmatic sources should be expected, even within a small igneous province.

*Keywords:* Alkaline magmatism, geochemistry, petrogenesis, mantle plume, continental margin, Kuznetsk Alatau, Central Asian fold belt