ПЕТРОЛОГИЯ, 2019, том 27, № 4, С. 357-400

УДК 552.331.2

РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ СИЕНИТОВЫЙ И МОНЦОНИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПЕТРОГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

© 2019 г. А.А. Носова[1, *], А.А. Возняк[1, 2], С.В. Богданова[3, 4], К.А. Савко[5], Н.М. Лебедева[1], А.В. Травин[6, 7], Д.С. Юдин[6,7], Л. Пейдж[3], А.Н. Ларионов[8], А.В. Постников[9]

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

[2] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет Воробьевы Горы, 1, Москва, 119839, Россия*

[3] *Department of Geology, Lund University SE 22362 Lund, Solvegatan 12, Sweden*

[4] *Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский Федеральный университет Кремлевская ул., 4/5, Казань, 420008, Россия*

[5] *Воронежский государственный университет Университетская площадь, 1, Воронеж, 394006, Россия*

[6] *Институт геологии и минералогии СО РАН просп. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия*

[7] *Новосибирский государственный университет ул. Пирогова, 2, Новосибирск, 630090, Россия*

[8] *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия*

[9] *Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина Ленинский просп., 65, Москва, 119991, Россия*

**E-mail: nosova@igem.ru*

Поступила в редакцию 11.09.2018 г.;
Получена после доработки 10.11.2018 г.;
Принята к публикации 21.12.2018 г.

Приводятся новые геохронологические, петрологические, геохимические и изотопно-геохимические данные для сиенитов и щелочных сиенитов массива Артюшки и монцонитов массива Гусиха. Массивы расположены на юго-востоке Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в юго-западном и северо-восточном бортах Пачелмского авлакогена, соответственно. Массивы имеют близкие возрасты, соответствующие раннему кембрию: 524 ± 3 (Артюшки) и 514 ± 2 (Гусиха) млн лет (U-Pb по цирконам и $^{40}Ar/^{39}Ar$ по амфиболам и калиевому полевому шпату). Ранее это время рассматривалось в эволюции ВЕП как амагматичный этап. Массив Артюшки сложен *Amp-Cpx* сиенит-порфирами и *Grt-Cpx* щелочными сиенит-порфирами и их фенитизированными разностями. Для *Grt-Cpx* пород по сравнению с *Amp-Cpx* разностями характерен сдвиг к агпаитовым составам (A/NK > 0.9) и наиболее высокие содержания LREE и HFSE, более фракционированные тяжелые REE. Метасоматизированные (фенитизированные) разности наиболее калиевые и имеют высокое Y/Ho отношение, значительные вариации содержания Zn и другие геохимические признаки, свидетельствующие о флюидном воздействии. Изотопный состав Sr валовых проб низкорадиогенный: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{520}$, находится в интервале 0.703066–0.703615. Величина $\varepsilon_{Nd}(520)$ варьирует от –0.69 до 1.64, причем *Grt-Cpx* сиенит-порфиры характеризуются положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(520)$, а *Amp-Cpx* и фенитизированные сиенит-порфиры – отрицательными.

Массив Гусиха представлен биотит-амфиболовыми и биотитовыми монцонитами. По сравнению с сиенитами массива Артюшки монцониты при равных концентрациях SiO_2 более магнезиальные (0.22–0.54 и 0.34–0.71 для Артюшков и Гусихи соответственно).

Они характеризуются отрицательной Nb-Ta аномалией, Nb/Nb* = 0.5, высоким Ba/Sr отношением, высокорадиогенным $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{520} = 0.705204$ и 0.705320. Изотопный состав Nd монцонитов соответствует $\varepsilon_{Nd}(520) = -6.7$ и -7.0.

В образовании массива Артюшки принимали участие два расплава, один из которых (*Amp-Cpx* сиенит-порфиров) испытал значительную коровую контаминацию, в отличие от второго (*Grt-Cpx* сиенит-порфиров). Основной объем первичных расплавов массива Артюшки имел фонолитовый состав, генерированный при плавлении умеренно метасоматизированной (карбонат-, амфиболсодержащей) литосферной мантии на небольших глубинах. Наиболее ранние и более глубинные выплавки имели карбонатно-силикатный состав.

Геохимические, Sr и Nd изотопные характеристики монцонитов массива Гусиха указывают на преобладающий коровый вклад и на то, что литосферная мантия в юго-восточной части Волго-Уральского сегмента ВЕП могла испытывать интенсивный метасоматоз в ходе предшествующего мезопротерозойского магматического события.

Проявления посторогенного магматизма раннекембрийского возраста в пределах Восточно-Европейского кратона служит прямым указанием на то, что континент Балтика был вовлечен в коллизионные и/или аккреционные события в самом конце неопротерозоя–начале палеозоя, а также указывают на воздействие на литосферную мантию Восточно-Европейской платформы коллизии с тиманскими и восточно-авалонскими/кадомскими террейнами, в том числе Скифией.

Ключевые слова: сиениты, монцониты, ранний кембрий, коллизия, литосферная мантия, Восточно-Европейская платформа, континент Балтика, Скифия

DOI: https://doi.org/10.31857/S0869-5903274357-400

ВВЕДЕНИЕ

Эволюция Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в конце неопротерозоя–начале кембрия характеризуется накоплением морских осадков и значительной структурной перестройкой, повлекшей воздымание платформы (например, Sliaupa et al., 2006; Хераскова и др., 2015).

До недавнего времени предполагалось, что причинами, вызывающими структурную перестройку ВЕП в раннем кембрии, могли быть либо коллизионные/аккреционные события тиманской-кадомской орогении (например, Nikishin et al., 1996), охватившие восток ВЕП около 570–510 млн лет назад (Пучков, 2010; Хераскова и др., 2015; Kuznetsov et al., 2010), либо влияние тектонических процессов, связанных с открытием океана Япетус 620–530 млн лет назад (Murphy et al., 2010; Van Staal et al., 1998). Магматизм наиболее крупного вулканического ареала Волынско-Брестской провинции на западе ВЕП завершился не позднее 550 млн лет назад (Shumlyanskyy et al., 2016). До настоящего времени раннекембрийский магматизм был известен только на уральской окраине ВЕП, где выявлены несколько гранитных массивов, возраст которых 510–540 млн лет (Шардакова и др., 2010; Пучков и др., 2010). Для всей остальной части ВЕП этот период рассматривался как амагматичный. В фундаменте юго-восточной части платформы на юго-западном и северо-восточном бортах Пачелмского авлакогена ранее были установлены проявления сиенитового магматизма, известные как артюшковский с раннепротерозойским возрастом (Канцеров и др., 1987; Чернышов и др., 1990; Государственная ..., 2009) и гусихинский – моложе 1.65 млрд лет (Государственная ..., 2009; Рыскин и др., 1997; Кузнецов и др., 2017) комплексы.

В настоящей работе приведены результаты геохронологических, петрологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований сиенитов и щелочных сиенитов массива Артюшки (артюшковский комплекс) и монцонитов массива Гусиха (гусихинский комплекс).

Сиениты присутствуют в различных по составу магматических комплексах – щелочно-ультраосновных с карбонатитами, габбро-сиенитовых, анортозитов – гранитов рапакиви (AMCG) и др., формировавшихся преимущественно в континентальных рифтовых и посторогенных тектонических обстановках, начиная с неоархея (Когарко, 2005; Ларин, 2011; Дубина и др., 2014; Marks, Markl, 2017 и ссылки в этих работах).

Проблема происхождения сиенитсодержащих магматических комплексов и разнообразие входящих в них щелочных пород, соотношений агпаитовых и миаскитовых, ультраосновных силикатных и карбонатито-

вых разностей не может считаться решенной, так как по-прежнему дискуссионными остаются ключевые вопросы: 1) какие магмы – трахибазальтовые (плагиоклазсодержащие) либо нефелинитовые (бесплагиоклазовые) являются первичными для щелочно-сиенитовых комплексов (например, Marks, Markl, 2017) или сиенитовые/фонолитовые магмы сами являются первичными выплавками из мантийных перидотитов (Laporte et al., 2014); 2) если источником сиенитовых магм служит метасоматизированная литосферная мантия (Gahlan et al., 2016; Carvalho et al., 2014), то какие флюидсодержащие фазы определяют их петрологическую специфику и какова роль карбонатного компонента в генерации сиенитовых и других высококалиевых расплавов (например, Tumiati et al., 2013); 3) какие механизмы – глубокой кристаллизационной дифференциации, флюидно-магматического взаимодействия, ассимиляции коровых пород или проявления несмесимости в расплавах и флюидах – определяют широкий спектр пород в сиенитсодержащих комплексах, в частности переход от миаскитовых к агпаитовым сиенитам и появление карбонатитов (например, Когарко, 2016; Wu et al., 2013; Владыкин и др., 2014; Andersen et al., 2017; Kamenetsky et al., 2004; Середкин и др., 2004). Работы последних лет показывают, что окислительно-восстановительные условия и давление, при котором происходит кристаллизация щелочных расплавов, являются определяющими факторами их дифференциации (например, Рябчиков, Когарко, 2016; Marks, Markl, 2017; Andersen et al., 2017). Изученные нами субщелочные и щелочные породы массивов Артюшки и Гусиха позволяют рассмотреть некоторые вопросы фракционирования субщелочных и щелочных расплавов и обсудить петрологические причины их совместного появления. Проблема сосуществования SiO_2-ненасыщенных (щелочные сиениты) и SiO_2-насыщенных (сиениты) и даже пересыщенных (кварцевые сиениты) пород в единых массивах могла бы быть решена, если учесть процессы коровой контаминации для объяснения перехода от щелочных сиенитов к кварцевым сиенитам (например, Foland et al., 1993; Harris et al., 1999; Zhang et al., 2010 и др.). Ведущая роль механизма ассимиляции и фракционной кристаллизации хорошо аргументируется изотопными данными, так как изотопные составы Sr и Nd в SiO_2-пересыщенных породах демонстрируют значительный вклад корового вещества, тогда как SiO_2-ненасыщенные породы сохраняют мантийные изотопные характеристики (например, Foland et al., 1993). Однако столь ясная изотопная картина наблюдается не во всех случаях. Недавно с помощью Pb-Pb изотопных данных была показана (Zartman, Kogarko, 2017) роль нижнекоровой контаминации в петрогенезисе Ловозерского массива (классического массива агпаитовых нефелиновых сиенитов в Кольской щелочной провинции), к которой оказались нечувствительны Rb-Sr, Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы. В массиве Артюшки не отмечается значительных сдвигов в изотопном составе Sr и Nd между различными по насыщенности SiO_2 породами (щелочными сиенитами и сиенитами), что является еще одним примером «мимикрии» коровой контаминации в щелочных породах.

Наши исследования сиенитов и щелочных сиенитов массива Артюшки и монцонитов массива Гусиха показали, что массивы имеют близкий возраст и посторогенные геохимические характеристики, однако их мантийные источники и роль коровой контаминации в петрогенезисе различны. Установленный нами раннекембрийский возраст массивов позволяет по-новому взглянуть на эволюцию магматизма ВЕП на рубеже неопротерозоя и палеозоя. Проявления раннекембрийского магматизма являются индикатором воздействии на литосферную мантию коллизии юга ВЕП со Скифией и другими авалонскими/кадомскими террейнами.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Поскольку изученные в настоящей работе породы представлены только керновым материалом из небольшого числа скважин, и геологические тела, которые они слагают, нигде не обнажаются на поверхности, их геологическая позиция может быть установлена в значительной степени по геофизическим данным и является в определенной мере условной.

Массив Гусиха. Географически находится на правобережье р. Волга, в Саратовской области, к западу–северо-западу от г. Балаково. Массив приурочен к северо-восточному борту Пачелмского авлакогена, где он локализован в области пересечения краевого разлома северо-западного простирания с поперечными разломами восточно–северо-восточного простирания (рис. 1а). В раннедокембрий-

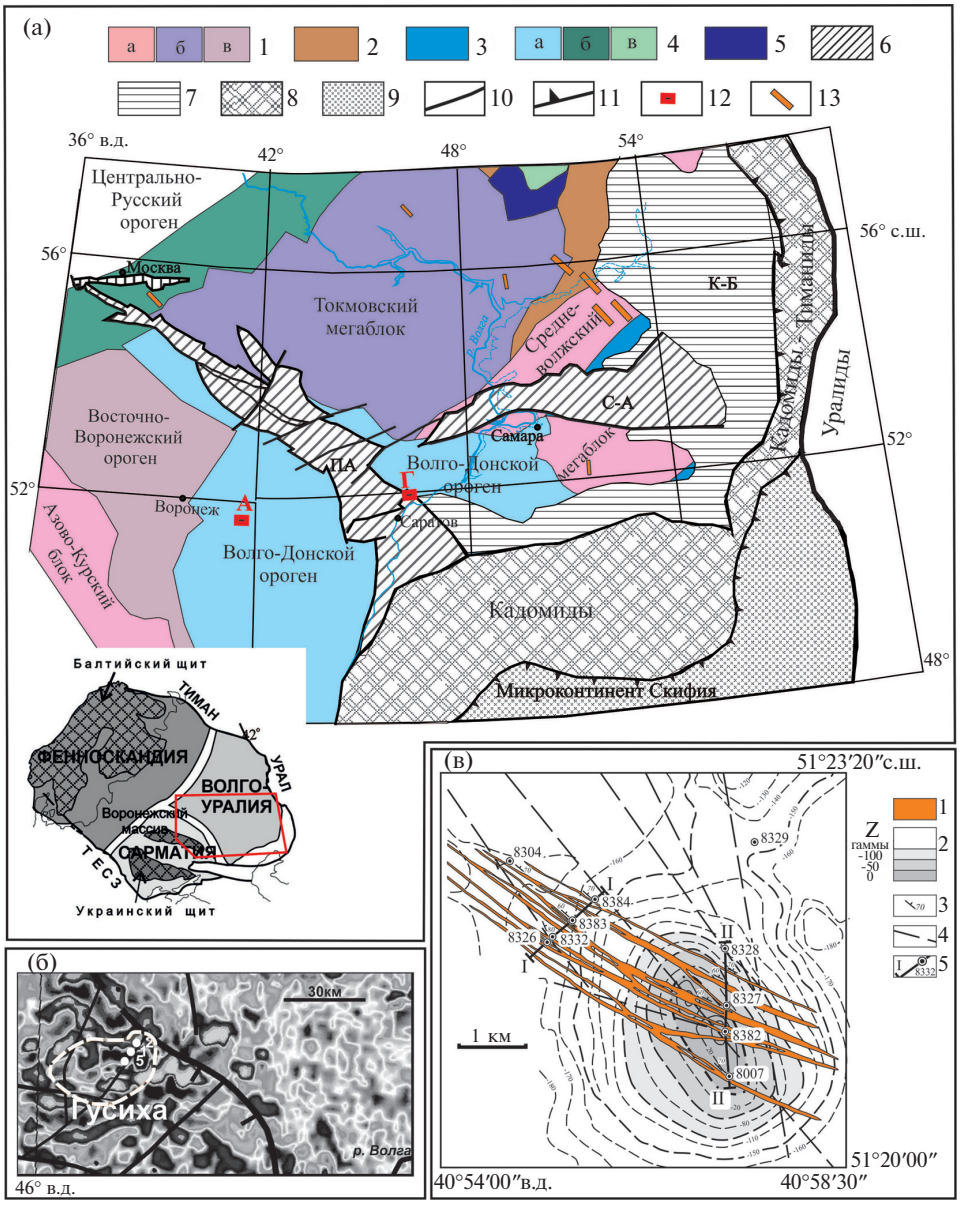

Рис. 1. Геологическая позиция массивов Артюшки и Гусиха.
(а) – схема тектонических структур юго-востока Восточно-Европейской платформы и окружающих орогенных поясов конца неопротерозоя, по (Bogdanova et al., 2016; Хераскова и др., 2015). 1–5 – раннедокембрийский фундамент: 1 – архейская кора (a – 3.8–2.7 млрд лет, b – 3.2–2.7 млрд лет, c – переработанная около 2.1–2.0 млрд лет в пределах Восточно-Воронежского акреционного орогена; 2 – архейская и палеопротерозойская кора, переработанная в деформационных поясах 2.0–1.9 млрд лет; 3 – деформационные зоны, включающие метагаббро, метаанортозиты (около 2.6 млрд лет) и метаперидотиты; 4 – палеопротерозойская кора: a – 2.3–2.1 млрд лет; b – активные окраины 2.0–1.95 млрд лет; c – осадочные впадины < 2.1 млрд лет; 5 – ультрамафические и мафические интрузивы (около 2.4–2.0 млрд. лет); 6, 7 – тимано-кадомский ороген (6), включая микроконтинент Скифия (7); 8 – авлакогены и 9 – прогибы рифея–раннего венда: К-Б – Камско-Бельский, ПА – Пачелмский, С-А – Серноводско-Абдуллинский; 10 – разломы, ограничивающие рифтогенные структуры; 11 – границы орогенов; 12 – раннекембрийские массивы: Г – Гусиха, А – Артюшки; 13 – мафические интрузивы, рои даек, эффузивы мезопротерозойской Камско-Бельской крупной магматической провинции, по (Puchkov et al., 2013).
На врезке – сегменты литосферы Восточно-Европейского кратона: Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралия; оконтурена область кратона, представленная на детальной схеме 1а.
(б) – массив Гусиха. Белыми точками показано расположение скважин на площади массива Гусиха на карте локальной намагниченности пород фундамента (Бабаянц, Блох, 2001), линией оконтурена возможная граница массива. Наиболее интенсивные аномалии окрашены черным цветом. Точкам показаны скважины в пределах массива под номерами 1, 2 и 5.
(в) – массив Артюшки – апикальная часть представлена сгущением даек и силлов, массив выражен отрицательной изометричной аномалией магнитного поля: 1 – сиенитовые порфиры, 2 – метатерригенные породы воронцовской серии и значения намагниченности пород, 3 – направление и крутизна падения контактов дайковых тел, 4 – предполагаемые разрывные нарушения, 5 – буровые профили, скважины и их номера.

ской структуре фундамента массив находится в области сочленения Волго-Уральского сегмента ВЕП (Волго-Уралии) с Восточной Сарматией, маркируемой палеопротерозойским Волго-Донским орогеном (рис. 1а) (Государственная ..., 2019).

Размеры массива реконструируются по характерным магнитным аномалиям мозаичного типа как крупное тело, достигающее 30 км в поперечнике (рис. 1б). В геофизических полях массив выражен магнитной аномалией с интенсивностью до 100–300 нТл, а в гравитационном поле – отрицательной аномалией (0–12 мГал) (Государственная ..., 2009; Рыскин и др., 1997). Массив прорывает метаосадочные гнейсы и мигматиты южноволжского комплекса палеопротерозойского возраста ($T_{Nd}(DM) = 2.1–2.4$ млрд лет, Бибикова и др., 2009).

Массив Артюшки. Географически расположен к юго-востоку от пос. Анна в Воронежской области. Артюшковский комплекс (Скрябин и др., 2015) находится в северо-восточной части Воронежского кристаллического массива (рис. 1а). Сильное сгущение даек и штоков сиенит-порфиров (до 37% от объема породы), вскрытых серией скважин в пределах положительной магнитной аномалии площадью около 20 км^2, вытянутой в северо-западном направлении (Канцеров и др., 1987), трактуется нами как апикальная часть массива Артюшки (рис. 1в). В процессе бурения было выявлено еще три участка распространения даек сиенит-порфиров, эти участки расположены на протяжении 75 км параллельно юго-западному борту Пачелмского авлакогена (Скрябин и др., 2015).

Вскрытые скважинами тела сиенит-порфиров имеют мощность от 0.2 до 34.4 м, их контакты ориентированы под углом 20°–60° к оси скважины. Тела сиенит-порфиров вскрываются скважинами, расстояние между которыми варьирует от 200 до 500 м.

Сиенит-порфиры артюшковского комплекса прорывают метаосадочные породы (кварц-плагиоклазовые сланцы по алевропесчаникам) воронцовской серии палеопротерозоя. U-Pb возраст детритовых цирконов из метаосадков варьирует от 2.1 до 2.2 млрд лет, что, как и Sm-Nd изотопные данные (Савко и др., 2011), указывает на ювенильный палеопротерозойский источник вещества этих осадков и на близкий возраст коры в пределах всей зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралии (Бибикова и др., 2009). Воронцовская серия является возрастным аналогом южноволжского комплекса, который вмещает массив Гусиха (рис. 1а).

Артюшковскому комплексу долгое время приписывался возраст 1801 ± 27 млн лет на основе U-Pb датирования циркона из эгиринсодержащих сиенитов (Чернышов и др., 1990). Однако недавние SIMS-анализы цирконов из сиенитов показали, что возраст основной магматической популяции цирконов соответствует 524 ± 3 млн лет (Скрябин и др., 2015). Петрографическая и геохимическая характеристики сиенит-порфиров опубликованы в работах (Канцеров и др., 1987; Скрябин и др., 2015). Для пород массива Гусиха не проводилось работ по датированию и их возраст принимался менее 1.65 млрд лет (Kuznetzov et al., 2017).

ОБРАЗЦЫ И ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Для геохимических исследований массива Артюшки были отобраны 15 и для изотопных 6 наиболее представительных и наименее затронутых вторичными изменениями образцов из сохранившегося керна скважин, вскрывших породы массива. Материал массива Гусиха был представлен всего тремя небольшими образцами из керна скважин Гусиха 1 и Гусиха 5.

Породы массива Гусиха представлены биотит-амфиболовыми и биотитовыми монцонитами (рис. 2а, 2б). Монцониты имеют гипидиоморфнозернистую структуру от крупно- до среднезернистой, они сложены КПШ (60–70%), плагиоклазом (20–30%), биотитом (5–10%), роговой обманкой (5%). Акцессорные минералы – циркон, апатит, алланит, титанит, рутил и магнетит (табл. 1).

Все изученные нами породы массива Артюшки в той или иной степени несут признаки метасоматической переработки. Породы, слабо затронутые метасоматическими процессами, представлены *Amp-Cpx* сиенит-порфирами и *Grt-Cpx* щелочными сиенит-порфирами. Метасоматизированные породы – это фенитизированные сиенит-порфиры и фениты (табл. 1). Согласно (Середкин и др., 2004), здесь мы будем трактовать термин «фенит» в расширенном смысле, включая метасоматиты, образованные по бескварцевому субстрату, в том числе и по более ранним магматическим фазам массива.

Таблица 1. Петрографическая характеристика образцов пород из массивов Артюшки и Гусиха

Массив	Порода	Вкрапленники	Основная масса	Акцессорные минералы	Включения во вкрапленниках	Номер образцов
Артюшки	*Amp-Cpx* сиенит-порфир	Плагиоклаз (90%) Амфибол (5–8%) Клинопироксен (2–5%)	Плагиоклаз (20–25%) Альбит (10%) КПШ (60–65 %) Амфибол (5%)	Циркон Апатит Титанит Магнетит	Рутил Слюда	8332-442 8007-272 8327-453 8007-232
	Grt-Cpx щелочной сиенит-порфир	Плагиоклаз, замещенный КПШ (40%) КПШ (30%) Клинопироксен (10–20%) Гранат (5–15%) Гаюин (до 5 %) Сфен (1–4%)	1 тип основной массы (70%) Альбит + КПШ + + авгит 2 тип основной массы (30%) Альбит + аналицим + + содалит + + нефелин + Zr-содержащий эгирин	Апатит Флюорит Титанит	Амфибол	8332-365 8332-429 8332-579
	Фенитизированный сиенит-порфир	Ва-содержащий КПШ (95%) Клинопироксен (5%)	КПШ (80%) Альбит (15%) Кальцит и хлорит (5%)	Биотит Флюорит Пирротин Пирит Титанит	–	8332-313 8327-230 8327-400 8327-531 8327-539
	Фенит	КПШ (90%) Эгирин (10%)	Срастания альбита и КПШ (80%) Нефелин (5%) Мусковит (10%) Эгирин (5%)	Барит Пирит Рутил Ca-Sr фосфаты	Кальцит Целестин	8007-220 8007-235 8007-240
	Микроксенолит карбонат-силикатной породы	Гранат (35%) Клинопироксен (15%) Апатит (5%) Агрегаты КПШ и кальцита (45%)	Альбит + содалит + нозеан КПШ Пирит	Пирротин Целестин Арсенопирит Никелин	–	8332–365
Гусиха	Монцонит	КПШ (60–70%) Плагиоклаз (20–30%) Биотит (5–10%) Амфибол (5%)	–	Циркон Апатит Алланит Титанит Магнетит	Рутил	Гус-1-1 Гус-1-2 Гус-1-5

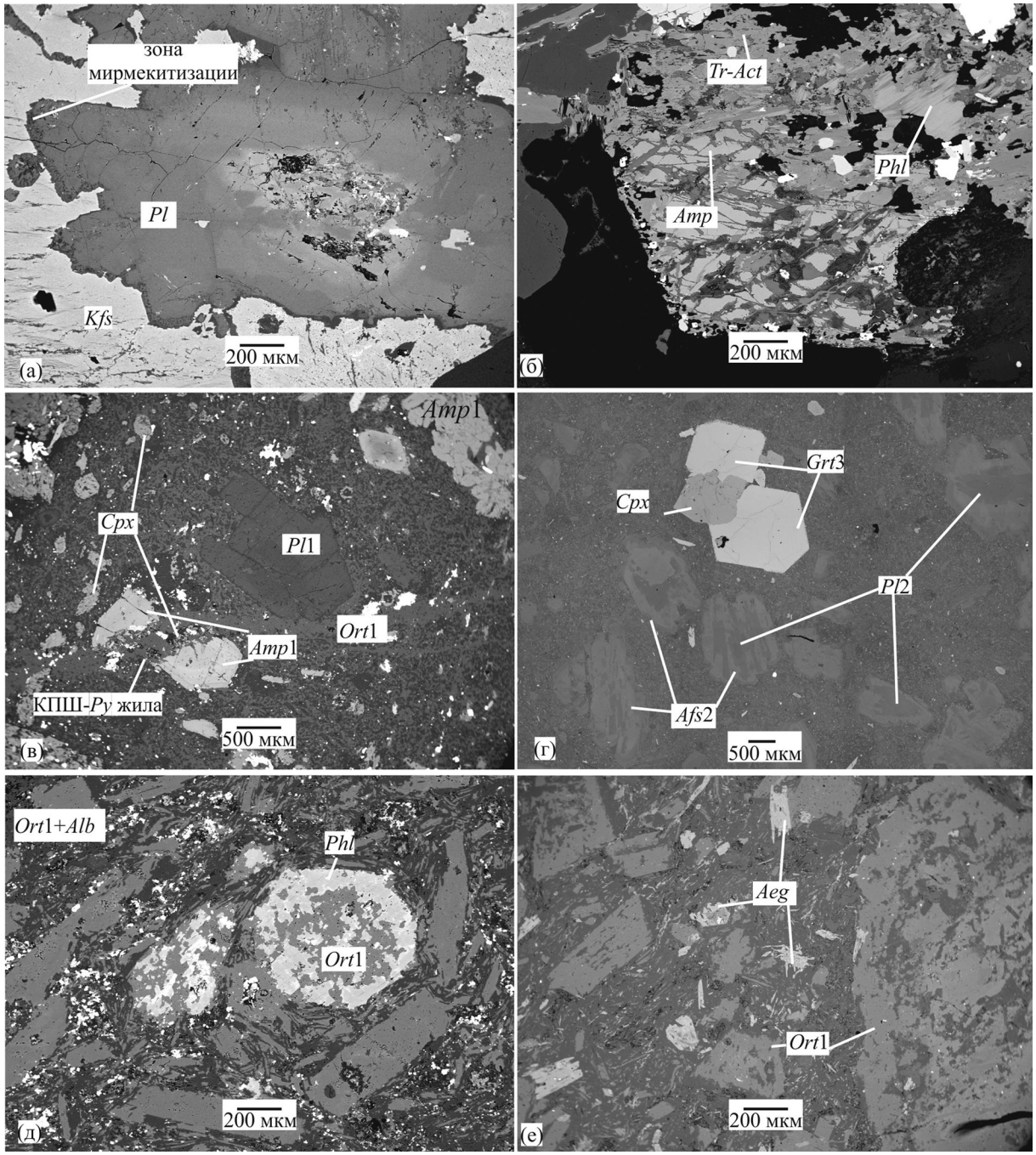

Рис. 2. Фотографии пород массива Гусиха (а, б) и массива Артюшки (в–е) в отраженных электронах.
(а) – монцонит (обр. Гус-1-2). Кристалл плагиоклаза в срастании с кристаллом КПШ, в котором есть пертиты замещения. На их границе происходит мирмекитизация, в центре плагиоклаза есть значительная область с включениями слюды, магнетита, КПШ.
(б) – монцонит (обр. Гус-1-2). Кристалл амфибола срастается с кристаллом флогопита, по краю происходит замещение амфибола тремолит-актинолитом. Внутри кристалла амфибола находятся кристаллы магнетита и апатита.
(в) – *Amp-Cpx* сиенит-порфир (обр. 8007-272). Основная масса представлена кристаллами плагиоклаза и магнетита с ксеноморфной массой КПШ. Вкрапленники представлены кристаллами плагиоклаза и амфибола. КПШ-пиритовая жила, секущая кристалл амфибола, соответствует началу метасоматического процесса.
(г) – *Grt-Cpx* щелочной сиенит-порфир (обр. 8332-429). Вкрапленники представлены крупными зернами плагиоклаза, по которому развивается КПШ, зерна граната и пироксена, которые имеют зоны совместного роста.
(д) – фенитизированные сиенит-порфиры (обр. 8327-539). Вкрапленники амфибола практически полностью замещены флогопитом и КПШ. Вкрапленники плагиоклаза также полностью замещены КПШ с участками альбита. Основная масса представлена срастаниями альбита с КПШ и мелкими зернами пирита.
(е) – фениты (обр. 8007-220). Вкрапленники представлены крупными кристаллами КПШ с альбитизированными зонами, неравномерно распределенными по поверхности кристаллов. Более мелкие вкрапленники представлены срастаниями игольчатых кристаллов эгирина и кристаллами арфведсонита, который замещается эгирином.

Amp-Cpx сиенит-порфиры имеют порфировидную структуру, вкрапленники, слагающие 25–30% от объема породы, представлены плагиоклазом (90%), амфиболом (5–8%) и клинопироксеном (2–5%), основная масса сложена плагиоклазом (20–25%), альбитом (10%), КПШ (60–65%), амфиболом (1–5%), магнетитом и биотитом. Апатит, титанит, барит и циркон являются акцессорными минералами (рис. 2в).

Фенитизированные разности сиенит-порфиров (фенитизированные сиенит-порфиры) сохраняют реликтовую порфировидную структуру, вкрапленники представлены КПШ и клинопироксеном. КПШ замещает вкрапленники плагиоклаза (рис. 2д), гранобластовая основная масса сложена альбитом и КПШ, к которым присоединяются кальцит и хлорит. Акцессорные минералы – биотит, флюорит, пирротин, пирит, рутил и титанит.

Для *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров характерно присутствие в основной массе минералов щелочной ассоциации – нефелина, анальцима, гаюина, содалита. Породы имеют порфировидную структуру, вкрапленники слагают 10–15% от объема породы, они представлены КПШ и плагиоклазом, частично замещенным КПШ (70%), клинопироксеном (10–20%), гранатом (5–15%), титанитом (1–4%) и гаюином (до 5%) (рис. 2г). Основная масса сложена сростками плагиоклаза с КПШ с интерстициальным нефелином и анальцимом. Характерной особенностью породы является неравномерное распределение минеральных фаз, слагающих основную массу: в ней чередуются участки полевошпатового альбит-ортоклазового и фоидового (срастания альбита с нефелином, анальцимом, гаюином и содалитом) составов (рис. 2д). К фельдшпатоидным участкам приурочены кристаллы Zr-содержащего эгирина. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, флюоритом.

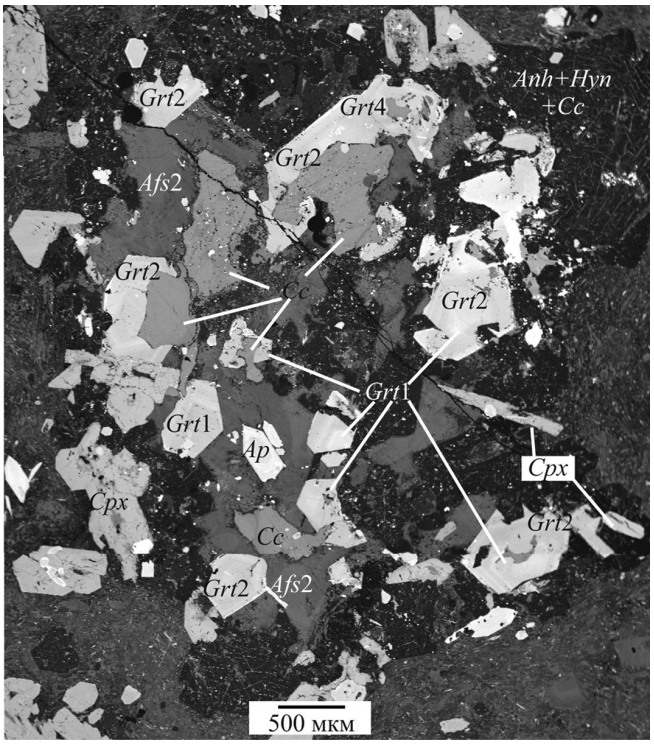

Рис. 3. Микроксенолит карбонат-силикатной породы в *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфирах (обр. 8332-365). Изображение в отраженных электронах.

Структура карбонат-силикатной породы порфировидная, вкрапленники представлены гранатом (35%), апатитом (5%), клинопироксеном (15%), сростками КПШ (10%) и кальцита (35%). Кальцит также встречается в виде включений в гранате и клинопироксене. Основная масса представлена срастаниями альбита, содалита и нозеана, большим количеством очень мелкого целестина, а также мелкими агрегатами (до 5 мкм) КПШ и пирита.

В *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфирах встречаются включения (микроксенолиты) эгириновых щелочных сиенитов и карбонатсодержащих пород лампрофирового облика. Был детально изучен микроксенолит лампрофирового облика округлой формы размером до 4 мм с нечеткими границами. Структура породы в микроксенолите порфировидная, вкрапленники представлены гранатом (35%), апатитом (5%), клинопироксеном (15%), агрегатами КПШ (10%) и кальцита (35%), срастающимися друг с другом. Кальцит также встречается в виде включений в гранате и клинопироксене. Основная масса представляет собой срастания альбита, содалита и нозеана, большого количества очень мелкого целестина, а также мелких агрегатов (до 5 мкм) КПШ и пирита. Встречаются также небольшие срастания рудных минералов – пирротина, арсенопирита, никелина, халькопирита (рис. 3).

Фениты (рис. 2е) имеют порфиробластовую структуру. Порфиробласты представлены кристаллами КПШ размером до 5 мм и кристаллами длиннопризматического эгирина, образовавшимися по арфведсониту. Соотношение КПШ/эгирин в порфиробластах 10 : 1. Основная масса сложена мелкими (20–30 мкм) кристаллами эгирина, в значительной степени альбитизированного щелочного полевого шпата, и поздним мусковитом. Акцессорные минералы представлены баритом, пиритом, рутилом и срастаниями фторкафита ($SrCaCa_3(PO_4)_3F$) и фторстрофита ($SrCaSr_3(PO_4)_3F$).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детальное изучение взаимоотношений минералов, структур пород и состава минералов проводилось в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ (Москва) при помощи сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенным энергодисперсионным спектрометром INCA X-Maxn (площадь активной зоны кристалла 50 мм^2, сверхтонкое окно ATW-2) с разрешением 124 эВ (Mn Kα, 20 кВ). Для обработки данных использовалось программное обеспечение INCA, версия 21 (Oxford Instruments). Поправка на средний атомный номер, адсорбцию и вторичную флюоресценцию вводилась автоматически по методу ZAF-коррекции. Образцы, предварительно обезжиренные этанолом, монтировались на токопроводящую углеродную липкую ленту и с помощью вакуумного испарителя покрывались углеродной пленкой толщиной около 30 нм. Электронные изображения получены в режиме детектирования отраженных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ. Время накопления сигнала – 20 с.

Локальный количественный анализ химического состава минералов производился с помощью приставки для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа “INCA Energy350” со сверхтонким окном ATW-2 (площадь 10 мм^2). Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 10 нА. Рабочее расстояние – 10 мм, время накопления спектра – 100 с. Условия анализа выбраны таким образом, чтобы относительные погрешности измерения (воспроизводимость анализа) по всем основным компонентам не превышали 1.5 отн.% Процедуры стандартизации обеспечили абсолютную погрешность измерения главных элементов в рамках 1–1.5 отн.%

Одна из пород (обр. 8332-429) изучалась в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (Москва) с использованием электронного зонда JXA8200 фирмы Jeol, оснащенного пятью волновыми и одним энергодисперсионным спектрометрами при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока 20 нА, диаметре зонда 1–2 мкм. Время экспозиции для анализа основных элементов составило 10 с, на примесные – 20–40 с. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF с применением программы фирмы JEOL. В качестве стандартов основных элементов использовались соединения, близкие по составу к исследуемым фазам. Сходимость данных, полученных методами EDS и WDS, очень хорошая.

Химический состав цирконов определялся методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) с использованием X-Series II масс-спектрометра и NWR-213 лазера в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Ошибки измерений не превышали 10 отн.% для содержаний более 1 ppm. Подробное описание методики приведено в (Kargin et al., 2017).

Концентрации основных компонентов в породах были определены с помощью рентгенофлюоресцентного анализа (РФА) на спектрометре PW-2400 в лаборатории ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для определения породообразующих элементов выполнена путем спекания 0.3 г порошка с 3 г тетрабората лития в индукционной печи. Точность анализа составляла 1–5 отн.% для элементов с концентрациями выше 0.5 мас.% и до 12 отн.% – ниже 0.5 мас.%

Ввиду ограниченного количества вещества для анализа петрохимического состава монцонитов массива Гусиха были использованы концентрации петрогенных компонентов, определенные классическим силикатным анализом (архив кафедры литологии Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина).

Определение малых и рассеянных элементов в породах производилось с помощью масс-спектрометрии с ионизацей вещества в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) в ИПТ РАН (Черноголовка). Для определения использовался квадрупольный масс-спектрометр X-7 (Thermo Scientific, США). Разложение производилось автоклавным методом с добавлением трасеров, содержащих 8 мг/л ^{146}Nd, 5 мг/л ^{161}Dy и 3 мг/л ^{174}Yb, по методике, описанной Карандашевым и др. (2016). Разложение образцов пород проводили путем кислотного вскрытия преимущественно в открытой системе. Пороги обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be, Co – 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Y – 0.1 ppm, для Zr – 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba – 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr – 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А и СТ-1. Погрешности

определения концентраций составляли от 3 до 5 отн.% для большинства элементов.

Определение изотопного состава Rb, Sr, Sm, Nd проводилось на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Измерение изотопного состава Sr проходило в мультидинамическом режиме, изотопное фракционирование учитывалось нормированием к $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ по экспоненциальному закону. Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава Sr контролировались повторными измерениями международного стандарта SRM-987: среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710251 \pm 22$ (0.003%) по 45 измерениям (погрешность соответствует 95% интервалу). Погрешность отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ принята 1%. Анализ изотопного состава Sm и Nd выполнялся с использованием трехленточного источника ионов (Ta-Re-Ta) в мультидинамическом для Nd и статическом для Sm режимах (Thirlwall, 1991). Коррекция на изотопное фракционирование вносилась нормированием к $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ по экспоненциальному закону. Правильность и воспроизводимость измерений изотопного состава Nd контролировались повторными измерениями внутрилабораторного стандарта изотопного состава Nd «Nd_2O_3» – $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512400 \pm 10$, $2\sigma_{ед}$ по 13 измерениям, что соответствует значению 0.511850 ± 10 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Контроль воспроизводимости отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ в лаборатории ведется по стандартным образцам BHVO-2 и BCR-1. Воспроизводимость отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ в BCR-1 составляет 0.15 отн.% (по 9 измерениям). К сожалению, значение отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ в стандартном образце BHVO-2 не является аттестованным, поэтому его можно рассматривать как наиболее гомогенный природный образец основного состава. Уровень лабораторной воспроизводимости $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношений в BHVO-2 составляет 0.5 отн.% (по 13 измерениям). Ошибка измерения $^{147}Sm/^{144}Nd$ принята 0.4%.

Датирование было выполнено посредством $^{40}Ar/^{39}Ar$ анализа методом ступенчатого прогрева по амфиболу и КПШ и U-Pb методом по циркону.

Возраст амфиболов массива Гусиха определялся $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом в геохронологической лаборатории Университета Лунда, Швеция. Зерна амфибола, свободные от включений, облучали вместе со стандартом TCR sanidine (28.34 млн лет, Renne et al., 1998) в течение 28 ч на исследовательском реакторе штата Орегон. Значения J, характеризующие поток нейтронов, рассчитывались с точностью < 0.25% и приведены для каждого образца в таблицах данных. При расчетах возраста использовались общепринятые значения констант распада (Steiger, Jäger, 1977). Измерения изотопного состава аргона проводились с помощью масс-спектрометра Micromass 5400, укомплектованного цилиндром Фарадея и электронным умножителем. Металлическая система экстракции содержит 2 геттера SAES C50-ST101 Zr-Al и палец, охлаждаемый до –155°C с помощью блока Polycold P100. Ступенчатый прогрев образцов производился с помощью дефокусированного CO_2 лазера мощностью 50 ват. Лазерный луч перекрывал область образца, обеспечивая равномерный прогрев всех зерен. Производилась регрессия для данных, собранных с 10 сканирований в диапазоне масс от 40 до 36 на момент запуска газа в камеру масс-спектрометра. Интенсивности пиков корректировались с учетом фоновых значений, масс-дискриминации, количества распавшегося ^{37}Ar и вклада образовавшихся на Ca, K и Cl нейтроногенных изотопов. Значения поправочных коэффициентов для Cd-экранированного канала Исследовательского реактора следующие: $^{36}Ar/^{37}Ar(Ca) = 0.000264$, $^{39}Ar/^{37}Ar(Ca) = 0.000695$ и $^{40}Ar/^{39}Ar(K) = 0.00073$. Фоновые значения ^{40}Ar определялись перед измерением каждого нового образца и после каждых трех температурных ступеней. При выделении возрастного плато в спектре использовались критерии (Dalrymple, Lamphere, 1971), основанные на наличии не менее трех последовательных температурных ступеней, характеризующихся статистически неразличимыми значениями возраста и составляющих не менее 50% от общего количества выделенного ^{39}Ar.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст для массива Артюшки определяли в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по мономинеральным фракциям калиевого полевого шпата (Травин и др., 2009). Навески мономинеральных фракций крупностью не менее 0.15 мм запаковывали в алюминиевую фольгу и совместно с навесками монитора (биотит МСА-11 ОСО № 129-88) помещали в кварцевую ампулу, после откачки из нее воздуха ампулу запаивали. Биотит МСА-11 (ВИМС) был аттестован

в качестве $^{40}Ar/^{39}Ar$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m и биотита LP-6 (Baksi et al., 1996). Особенностью методики является облучение кварцевых ампул с пробами в охлаждаемом водой канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (Томск). При облучении в таких условиях температура ампул с образцами не превышает 100°C, что приводит к значительному уменьшению контаминации образца во время облучения атмосферным аргоном. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в объеме образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с внешней печью. Для коррекции на мешающие изотопы аргона, образовавшиеся во время облучения Ca и K, использовались коэффициенты: $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.001279 \pm 0.000061$, $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 0.000613 \pm 0.000084$, $(^{40}Ar/^{39}Ar)_{K} = 0.0191 \pm 0.0018$, определенные по облученным навескам чистых солей. Очистка аргона производилась с помощью ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Micromass 5400. Погрешности измерений приведены для интервала $\pm 1\sigma$.

Выделение цирконов для определения возраста проводили по стандартным методикам, используя тяжелые жидкости и электромагнитный сепаратор в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

Изотопные исследования цирконов выполнены в Центре изотопных исследований ФГБУ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP II по стандартной методике (Larionov et al., 2004) с использованием эталонных цирконов “91500” и “Temora”. При расчетах использовали константы распада по (Steiger, Jäger, 1977), поправка на нерадиогенный свинец введена по модели (Stacey, Kramers, 1975), используя измеренное отношение $^{204}Pb/^{206}Pb$. Обработка результатов производилась с помощью программ SQUID и “ISOPLOT/Ex 3.22” (Ludwig, 2005).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов

Породообразующие минералы в монцонитах массива Гусиха имеют довольно однородные составы, в сиенит-порфирах массива Артюшки они представлены несколькими генерациями (табл. 2).

Таблица 2. Генерации породообразующих минералов в породах массива Артюшки

Минерал	Генерация	*Amp-Cpx* сиенит-порфиры				*Grt-Cpx* сиенит-порфиры				Фенитизированные сиенит-порфиры			Фениты	Микроксенолит
		ядро	край	кайма	микролит	ядро	край	кайма	микролит	ядро	край	кайма		
Fsp	*Pl*0													
	*Pl*1													
	*Pl*2													
	*Afs*1													
	*Afs*2													
	*Ort*0													
	*Ort*1													
	Ab													
C*px*	*Di*													
	Aeg													
Grt	*Grt*1													
	*Grt*2													
	*Grt*3													
	*Grt*4													
Amp	*Amp*1													
	*Amp*2													
	*Amp*3													

Примечание. Темно-серый цвет ячейки – генерация минерала слагает ядро, край, кайму или зерно полностью; светло-серый цвет ячейки – генерация минерала присутствует в виде реликтов или включений; белый – генерация минерала отсутствует. Характеристику и состав генераций породообразующих минералов см. в тексте.

Таблица 3. Представительные составы (мас.%) полевых шпатов из пород массивов Артюшки и Гусиха

Массив	Номер образца	Порода	Тип ПШ	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	FeO	SrO	BaO	Сумма	Ab	An	Ort
Артюшки	8007-272	*Amp-Cpx* сиенит-порфир	*Pl*1	7.5	24.99	59.38	0.36	6.08	0.2	0.88	0.15	99.54	0.68	0.30	0.02
	8007-272		*Pl*1	8.03	24.03	60.54	0.44	5.07	0.23	0.95	н.п.	99.29	0.72	0.25	0.03
	8327-442		*Pl*2	10.15	20.70	65.54	0.53	1.64	0.16	н.п.	0.15	98.88	0.89	0.08	0.03
	8327-442		*Pl*2	9.95	21.27	65.12	0.35	2.02	0.24	0.29	0.17	99.41	0.88	0.10	0.02
	8332-429	*Grt-Cpx* щелочной сиенит-порфир	*Pl*0	8.49	21.81	64.86	1.69	2.64	0.16	н.п.	0.14	99.76	0.77	0.13	0.10
	8332-365		*Afs*1	5.35	20.65	62.19	6.79	0.52	0.17	2.57	1.53	99.76	0.53	0.03	0.44
	8332-365		*Afs*1	6.33	20.58	63.97	6.17	0.71	0.17	1.88	0.46	100.27	0.59	0.04	0.38
	8327-442	*Amp-Cpx* сиенит-порфир	*Afs*2	4.56	19.18	64.73	9.80	0.37	0.17	н.п.	0.71	99.53	0.41	0.02	0.58
	8327-442		*Afs*2	3.32	19.11	63.21	11.21	0.27	0.18	0.36	1.95	99.60	0.31	0.01	0.68
	8327-442		*Ort*0	2.14	18.86	64.18	13.81	0.11	н.п.	0.37	0.15	99.62	0.19	0.01	0.81
	8327-539	Фенитизированный сиенит-порфир	*Ort*1	2.94	18.84	65.05	12.73	0.08	0.16	0.51	0.12	100.43	0.26	–	0.74
Гусиха	Гус-1-2	Монцонит	*Pl*	6.81	25.8	58.16	0.38	7.49	0.2	0.38	0.13	99.35	0.61	0.37	0.02
	Гус-1-2		*Ort*1	2.44	18.98	63.91	12.96	0.55	н.п.	н.п.	0.48	99.32	0.22	0.03	0.76

Примечание. н.п. – ниже предела обнаружения.

Полевые шпаты. Полевые шпаты в *монцонитах массива Гусиха* представлены плагиоклазом и K-Na полевым шпатом (табл. 3). Доля альбитового минала в щелочных полевых шпатах не превышает 30 мол.%. Плагиоклазы варьируют по составу от альбит-олигоклаза до лабрадора ($X_{An} = 0.1–0.6$).

В породах *массива Артюшки* (рис. 4) состав полевых шпатов разнообразен и зависит от типа породы. В *Amp-Cpx сиенит-порфирах* вкрапленники представлены зернами полевого шпата, которые в соответствии с характером зональности могут быть подразделены на два типа. Первый тип представлен зернами плагиоклаза состава $An_{45–20}$ (*Pl*1), второй тип представлен зернами, ядра которых имеют состав, аналогичный плагиоклазам первого типа, а внешние зоны представлены щелочным полевым шпатом с высоким содержанием Ba (до 3 мас.% BaO, *Afs*2). В центральных частях *Pl*1 иногда сохраняются реликты ортоклаза с высокой долей ортоклазового минала (80–90 мол.% *Ort*, *Ort*0). Калиевый полевой шпат (75–80 мол.% *Ort*, *Ort*1) во вкрапленниках либо нарастает непосредственно на *Pl*1, либо на внешние зоны, сложенные *Afs*2. *Ort*1 с большим содержанием ортоклазового минала слагает совместно с альбитом основную массу. Плагиоклаз основной массы представлен альбитом и альбит-олигоклазом (*Pl*2), он же образует каймы на вкрапленниках обоих типов.

Для Grt-Cpx щелочных сиенит-порфиров характерны два типа вкрапленников полевого шпата. Первый тип *Afs*1 представлен крупными кристаллами щелочного полевого шпата (22–61 мол.% *Ort*) с высокими концентрациями Ba (до 5.1 мас.% BaO) и Sr (до 3.6 мас.% SrO). Составы полевых шпатов этого типа лежат на линии сольвуса (рис. 4). Второй тип представлен кристаллами плагиоклаза (10–19 *An*, 6–15 мол.% *Ort*, *Pl*0), в значительной степени замещенными щелочным полевым шпатом *Afs*1, содержащим 31–62 мол.% *Ort*. В краевых зонах кристаллов этот щелочной полевой шпат *Afs*1 в свою очередь замещается олигоклаз-анортоклазом (7–17 *An*, 11–15 *Ort*, *Pl*2) и губчатым КПШ (*Ort*1, рис. 2г). В основной массе присутствуют КПШ (70–90 мол.% *Ort*, *Ort*1) и анортоклаз-олигоклазы, такие же как в краевых зонах вкрапленников *Pl*2. Состав полевых шпатов в микроксенолитах близок к *Afs*1 (рис. 4).

Для фенитизированных сиенит-порфиров характерно частичное изменение исходных

вкрапленников плагиоклаза *Pl*1, в которых также присутствуют реликты *Ort*0, с образованием полевого шпатов олигоклаз-анортоклазового состава (10–19 *An*, 11–15 *Ort*, *Pl*2), на который нарастает щелочной полевой шпат *Afs*2 и затем *Ort*1 (до 90 мол.% *Ort*), т.е. в этих породах наблюдается изменение составов полевых шпатов, сходное с отмеченным в *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфирах для краевых частей вкрапленников. Однако в фенитизированных разностях процесс замещения плагиоклаза щелочными полевыми шпатами проявлен в значительно большей степени и достигает полного замещения исходных плагиоклазов. Дальнейшее развитие метасоматического процесса приводит к тому, что щелочной полевой шпат встречается в виде крупных кристаллов с зонами замещения чистым альбитом.

Для *фенитов* характерен *Ort*1 с долей ортоклазовой молекулы – 0.8–0.9 с зонами замещения чистым альбитом.

Выделенные группы полевых шпатов различаются по концентрациям Sr и Ba (табл. 3). Так, для *Pl*1 и *Pl*2 характерны близкие концентрации Ba (до 1 мас.% BaO) и Sr (до 2 мас.% SrO), хотя средние содержания стронция в *Pl*1 выше, чем в *Pl*2. *Afs*1 и *Afs*2 также имеют близкие концентрации Ba (до 4 мас.%, один анализ *Afs*1 до 6 мас.% BaO), но разные концентрации Sr – *Afs*1 до 3.5 мас.%, *Afs*2 – до 2.5 мас.% SrO. *Ort*1, вероятно, метасоматического происхождения, содержит небольшое количество Sr (до 0.5 мас.% SrO), но близкие к *Afs* концентрации Ba (до 4 мас.% BaO). Ранний *Ort*0 имеет одинаково низкие концентрации Ba и Sr.

Клинопироксены. Клинопироксены широко распространены во всех изученных породах массива Артюшки. Они слагают вкрапленники, присутствуют в основной массе, а также образуют реакционные каймы на амфиболе и гранате. В большинстве случаев клинопироксены имеют сложную зональность, связанную как с кристаллизацией из расплава, так и с метасоматической переработкой. Включения в клинопироксенах представлены биотитом.

По составу клинопироксены делятся на диопсиды и эгирины (рис. 5а, табл. 4). Клинопироксены в *Amp-Cpx* сиенит-порфирах представлены только диопсидами, содержание акмитового минала не превышает 23 мол.% (X_{Aeg} = 0.04–0.23). На диаграмме *Di–Aeg–Hed* (рис. 5а) диопсиды образуют тренд с возрастанием железистости и доли чермакитового минала (X_{Di} = 0.21–0.77, X_{Cher} = 0.01–0.24, рис. 5б). По мере уменьшения Mg# содержание чермакитового минала возрастает и достигает 39 мол.% (рис. 5б). Вероятно, это связано с тем, что часть клинопироксенов заместила биотит, наследуя его глинозем. Это подтверждается наличием включений биотита в клинопироксене.

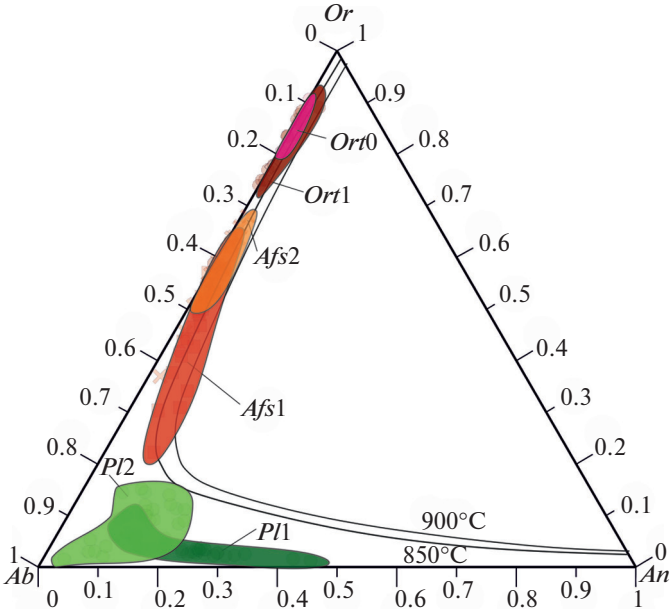

Рис. 4. Полевые шпаты из сиенит-порфиров массива Артюшки на диаграмме *Ab–An–Or*.
Составы крупных вкрапленников щелочного полевого шпата *Afs*2 лежат на линии сольвуса, соответствующего температуре 850–900°C в зависимости от заданного давления. Линии сольвуса построены (с помощью программы THERMOCALC (Wen, Nekvasil, 1994) согласно рассчитанной модели (Elkins, Grove,1990). Обозначения генераций полевых шпатов см. в тексте.

Клинопироксены в *Grt-Cpx* сиенит-порфирах представлены как диопсидом, так и эгирином. Диопсид (X_{Aeg} = 0.05–0.22, X_{Cher} = 0.1–0.25) близок к диопсиду из *Amp-Cpx* сиенит-порфиров (рис. 5а). Эгирин (X_{Aeg} = 0.63–0.92) резко обеднен глиноземом (X_{Cher} до 0.06), для него характерны высокие содержания циркония (до 1.33 мас.% ZrO_2), отсутствие магния и слабые вариации Fe^{2+}/Fe^{3+} отношения (0.1–0.2).

В клинопироксенах из фенитизированных сиенит-порфиров возрастает доля акмитового минала, для них характерно большее количество натрия (X_{Aeg} = 0.1–0.9) и практически отсутствие алюминия в структуре (X_{Cher} = 0.01–0.05) (рис. 5б). Иногда центральные зоны клинопироксенов сохраняют состав, аналогичный таковому клинопироксенов

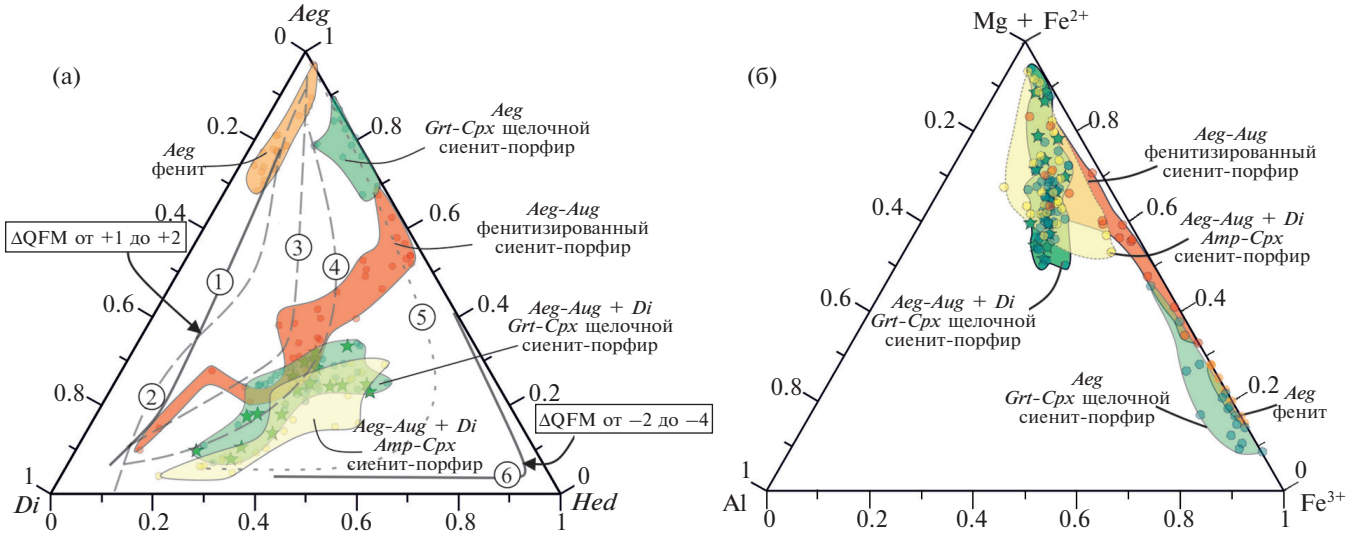

Рис. 5. Клинопироксены из сиенит-порфиров массива Артюшки на диаграмме *Di–Hed–Aeg* (а) и на диаграмме Al^{VI}–(Fe^{2+} + Mg)–Fe^{3+} (б).
Тренды изменения составов пироксенов на (а) приведены по (Marks et al., 2001; Mann et al., 2006): 1 – Катценбукель, ЮЗ Германия, 2 – Мурун, Россия, 3 – Ловозеро, Россия, 4 – Уганда, Африка, 5 – Южный Корок, Южная Гренландия, 6 – Илимауссак, Южная Гренландия.
Сравнение химического состава клинопироксенов из сиенит-порфиров массива Артюшки с клинопироксенами из близких по составу пород, для которых были проведены оценки fO_2 (Mann et al., 2006), показывает, что эгирин-авгиты из фенитизированных сиенит-порфиров и *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров кристаллизовались при низкой fO_2, а клинопироксены из фенитов – при высокой фугитивности кислорода (ΔQFM (+1)–(+2)) . Диопсиды и авгиты из остальных пород, вероятно, кристаллизовались при промежуточных значениях fO_2.

Amp-Cpx сиенит-порфиров. Протяженный тренд клинопироксенов на диаграмме (рис. 5а) от диопсидовых составов до полной потери диопсидового минала отражает изменение состава *Cpx* в ходе фенитизации.

Клинопироксены *в фенитах* нарастают на арфведсониты и принадлежат исключительно к эгиринам. Они, как и эгирины из *Grt-Cpx* сиенит-порфиров, обогащены цирконием (0.4–1.0 мас.% ZrO_2) и практически не содержат глинозема.

Клинопироксены в микроксенолитах соответствуют по составу диопсиду из *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров (табл. 4).

Гранаты. Гранаты в *Grt-Cpx* щелочных сиенитах и микроксенолитах принадлежат к ряду андрадит–гроссуляр–моримотоит (табл. 5). Гранаты образуют идиоморфные зерна, часто в срастании с клинопироксеном, иногда карбонатом. Размер их варьируется от 50 до 500 мкм в диаметре.

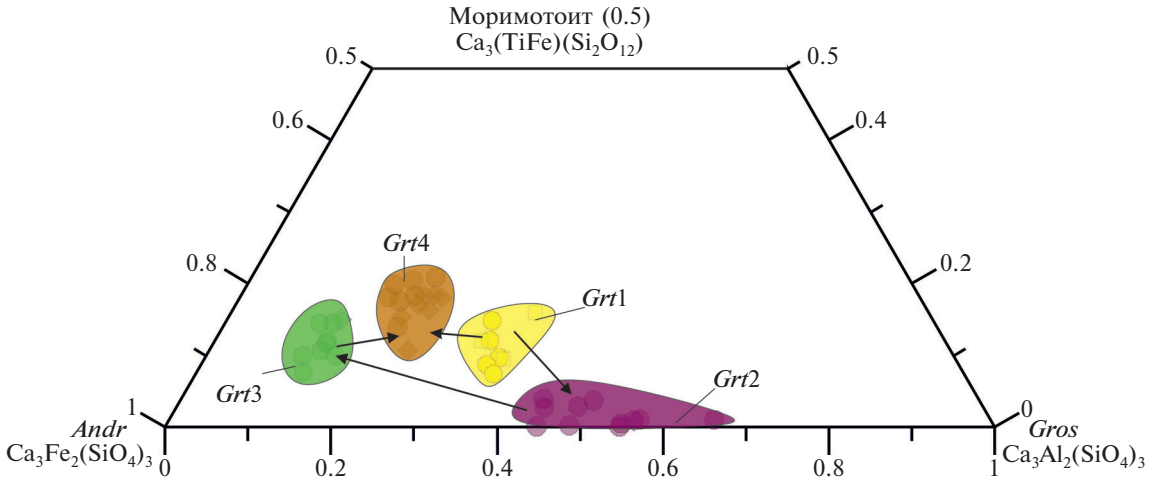

Рис. 6. Составы гранатов из *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров массива Артюшки в координатах *Andr–Gros*–Моримотоит (0.5).
Стрелочками показана последовательность зон роста в гранатах.

Таблица 4. Представительные составы (мас.%) клинопироксенов из пород массива Артюшки

Номер образца	Порода	Тип *Cpx*	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	ZrO_2	Сумма	X_{Aeg}	Mg#
8007-272	*Amp-Cpx* сиенит-порфиры	*Di*	52.48	н.п.	0.72	10.15		0.22	11.95	23.60	0.61	н.п.	99.70	0.06	68
8007-272			46.89	0.61	5.91	17.47		0.75	6.37	20.70	1.65	н.п.	100.36	0.23	39
8332-365	*Grt-Cpx* щелочные сиенит-порфиры	*Di*	52.84	0.14	0.71	11.28		0.34	11.92	22.40	0.88	н.п.	100.50	0.07	65
8332-365			52.47	0.09	0.78	13.06		0.90	10.88	21.80	0.63	н.п.	100.61	0.04	60
8332-365		*Aeg*	53.25	2.89	1.58	7.87	18.58	0.78	1.28	2.36	12.39	0.50	101.48	0.68	12
8332-365			51.70	2.25	2.34	7.75	16.72	0.77	1.31	2.36	11.92	0.80	97.92	0.66	10
8327-539	Фенитизированные сиенит-порфиры	*Di*	52.34	0.64	3.65	6.44		0.21	12.9	21.50	1.93	н.п.	99.59	0.09	78
8327-539			53.02	0.42	2.29	8.46		0.33	12.3	20.50	2.45	н.п.	99.75	0.14	72
8332-375		*Aeg*	50.07	0.5	1.48	12.85	14.28	1.60	1.20	11.40	6.77	н.п.	100.15	0.50	10
8332-375			50.29	0.3	1.81	12.27	10.71	1.64	3.52	13.40	5.82	н.п.	99.76	0.44	28
8007-220	Фениты	*Aeg*	52.91	1.23	1.05	7.93	16.37	0.49	3.33	4.96	10.68	0.40	99.35	0.65	23
8007-220			52.77	1.96	1.80	7.32	18.11	0.33	2.24	2.93	11.83	0.17	99.46	0.69	16
8332-365	Микроксенолит карбонат-силикатной породы	*Di*	52.87	1.00	1.59	11.4		0.67	10.47	21.30	1.83	н.п.	101.15	0.08	62
8332-365			47.74	1.35	3.26	20.15		1.60	4.22	18.70	2.64	н.п.	99.70	0.24	27

Примечание. н.п. – ниже предела обнаружения.

Таблица 5. Представительные составы (мас.%) гранатов из массива Артюшки

Номер образца	Порода	Группа	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	TiO_2	V_2O_5	MnO	Fe_2O_3	Сумма	*Sch*	*Mor*	*Alm*	*Gros*	*Andr*
8332-365	*Grt-Cpx* щелочной сиенит-порфир	1	0.21	7.90	35.55	32.88	3.81	0.12	1.00	17.89	99.36	0.05	0.11	–	0.30	0.49
8332-365			0.13	7.45	35.44	33.12	4.36	н.п.	0.97	17.74	99.21	0.05	0.13	–	0.29	0.48
8332-365		2	0.22	10.88	37.09	33.02	0.77	н.п.	1.04	16.57	99.59	0.02	–	0.03	0.42	0.49
8332-365			0.18	12.48	37.42	33.43	0.49	н.п.	1.1	14.54	99.64	0.01	–	0.02	0.50	0.43
8332-365		3	0.22	5.89	35.31	30.44	2.52	0.14	1.89	21.86	98.27	0.05	0.13	0.03	0.13	0.61
8332-429			0.26	5.87	34.11	31.41	5.26	0.11	1.09	20.11	98.22	0.07	0.18	0.01	0.19	0.49
8332-365		4	0.22	4.23	34.72	31.21	3.59	0.21	1.27	23.89	99.34	0.08	0.02	0.04	0.05	0.75
8332-365			0.23	4.68	34.81	31.34	3.42	0.32	1.23	21.23	97.26	0.05	0.09	0.02	0.12	0.66

Примечание. н.п. – ниже предела обнаружения.

По составу и петрографической позиции гранаты разделены на четыре группы, каждая из которых соответствует определенному типу каймы или центра зерна граната (рис. 6).

*Grt*1 является реликтовым и сохраняется в центральных зонах гранатов в микроксенолитах и центре фенокристов в *Grt-Cpx* щелочных сиенитах. Составы отвечают гроссуляр-андрадитам ($X_{Gros} = 0.29–0.33$; $X_{Andr} = 0.48–0.51$) с заметной долей моримотоитового минала ($X_{Mor} = 0.06–0.13$).

*Grt*2 образует либо нарастания на *Grt*1, либо слагает центры зерен как в микроксенолитах, так и в фенокристах. *Grt*2 представлен андрадит-гроссуляром ($X_{Gros} = 0.39–0.68$; $X_{Andr} = 0.26–0.53$) и, в отличие от *Grt*1, содержит мало моримотоитового минала (X_{Mor} до 0.04). Часто именно в *Grt*2 встречаются включения кальцита, пирита, содалита, клинопироксена (рис. 3).

*Grt*3 в породе редко встречается в центральных частях зональных фенокристов и в основном образует самостоятельные фенокристы. В микроксенолитах не выявлен. Гранаты этой группы (андрадиты: $X_{Gros} = 0.12–0.19$; $X_{Andr} = 0.49–0.66$) в наи-

Таблица 6. Представительные составы (мас.%) амфиболов из массивов Артюшки и Гусиха

Массив	Порода	Тип *Amp*	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	ZrO_2	F	Сумма	Mg#
Артюшки	*Amp-Cpx* сиенит-порфир	*Amp*1	8327-442	49.25	0.69	4.40	16.21	0.42	12.76	11.02	2.42	0.53	н.п.	н.п.	97.70	59
			8327-442	44.36	0.84	7.13	21.1	1.03	9.22	10.35	2.78	1.16	н.п.	н.п.	97.97	46
		*Amp*2	8327-442	38.51	0.37	12.63	27	2.1	3.91	10.56	2.59	2.19	н.п.	н.п.	100.17	26
			8327-442	39.03	1.54	11.80	23.83	0.91	5.75	9.98	3.08	1.98	н.п.	н.п.	97.9	35
			8007-232	39.55	1.81	14.64	19.42	0.54	7.51	10.85	2.78	1.20	н.п.	н.п.	98.3	43
			8007-232	38.08	1.48	13.95	25.37	0.74	4.27	10.73	2.33	1.76	н.п.	н.п.	98.71	26
	Grt-Cpx щелочной сиенит-порфир	*Amp*1	8332-365	49.12	0.65	4.57	15.16	0.42	14.06	10.5	2.28	0.8	н.п.	н.п.	97.56	66
			8332-429	47.05	0.70	5.26	16.73	0.97	6.07	20.60	1.98	0.02	н.п.	н.п.	99.37	61
		*Amp*2	8332-579	37.12	1.56	14.65	23.84	0.90	5.45	10.76	2.35	2.41	н.п.	н.п.	99.04	35
			8332-579	38.03	1.53	13.22	24.83	1.16	4.96	10.71	2.63	2.11	н.п.	н.п.	99.18	31
	Фенит	*Amp*3	8007-220	56.23	0.42	1.11	11.43	0.98	14.24	1.47	9.00	1.85	0.46	2.47	99.66	69
			8007-220	55.74	0.5	0.90	9.67	0.98	15.37	2.12	8.3	2.16	1.16	2.31	99.21	74
Гусиха	Монцонит	центр	Гус-1-2	43.25	1.55	8.95	21.72	0.75	8.03	10.82	1.75	1.08	н.п.	н.п.	97.90	40
		центр	Гус-1-2	43.19	1.57	9.06	21.68	0.77	8.00	10.79	2.04	1.09	н.п.	н.п.	98.19	40

Примечание. н.п. – ниже предела обнаружения.

большей степени обогащены моримотоитовым миналом (X_{Mor} = 0.11–0.18). Этот гранат преимущественно встречается в срастаниях с диопсидами. В этой же петрографической позиции отмечаются гранаты с хорошо выраженной тонкой ростовой зональностью, составы которых смещаются в сторону *Grt*1 с несколько более низкой долей моримотоита (X_{Mor} = 0.07–0.09) (рис. 6).

*Grt*4 образует каймы на кристаллах всех прочих групп как в породе, так и в микроксенолитах и, вероятно, маркирует последнюю стадию кристаллизации граната. Иногда встречаются фенокристы, полностью сложенные *Grt*4. Состав этих гранатов наиболее близок к андрадитам (X_{Gros} = 0.05–0.13; X_{Andr} = 0.62–0.75). Наряду с присутствием в составе моримотоитового минала (X_{Mor} = 0.07–0.13), они содержат до 0.07 шорломитового минала. Включения в этих гранатах не отмечались.

В основной массе микроксенолита вокруг граната образуется реакционная кайма, состоящая из высокотитанистого (5 мас.% TiO_2) Zr-содержащего эгирина, флюорита и пектолита $NaCa_2Si_3O_8(OH)$.

*Grt*1, вероятно, входит в парагенезис с щелочным полевым шпатом микроксенолитов (*Afs*2), на что указывают совместные сростки граната, карбоната и щелочного полевого шпата (рис. 3).

Амфиболы. Амфиболы из монцонитов массива Гусиха имеют зональное строение: центры зерен отвечают ферроэденитам и обогащены титаном (до 1.57 мас.% TiO_2) (табл. 6), а краевые участки имеют более магнезиальные составы (эденит) и обеднены титаном (0.2–0.5 мас.% TiO_2). По амфиболу иногда развиваются хлорит и актинолит.

Амфиболы из сиенитов массива Артюшки более разнообразны (табл. 6). Амфиболы, встречающиеся в *Amp-Cpx* сиенит-порфирах, можно разделить на две группы: центральные зоны (*Amp*1) имеют эденит-ферроэденитовый состав, а краевые зоны (*Amp*2) представлены паргасит-магнезиогастингситовыми составами.

Реликты амфиболов в *фенитизированных сиенит-порфирах* представлены ферропаргаситом-гастингситом (*Amp*2).

В *Grt-Cpx щелочных сиенит-порфирах* амфиболы также представлены двумя группами: эденитами (*Amp*1), которые либо образуют самостоятельные зерна, обрастающие диопсидом, либо представлены во включениях в гранате, и магнезиогастингситами (*Amp*2), которые встречены в виде реликтов (размером не более 50 мкм) в крупных зернах клинопироксена.

Амфиболы в *фенитах* соответствуют арфведсонитам (*Amp*3) и содержат повышенные концентрации Zr (ZrO_2 до 1.16 мас.%), они обрастают эгирином (рис. 2е).

Прочие минералы. Магматические акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом и гаюином, также отмечаются карбонат, барит и рутил.

Апатит встречается во всех породах, исключая фениты. Он образует удлиненные кристаллы размером до 0.5 мм. Преобладают фторапатиты, хотя помимо фтора в анионной позиции может присутствовать сера (0.3–0.86 мас.%) и хлор (до 0.1 мас.%). Также апатиты содержат до 0.7 мас.% SrO и до 1 мас.% $(REE)_2O_3$. В фенитах вместо апатита присутствуют F-кафит ($SrCaCa_3(PO_4)_3F$) и F-строфит ($SrCaSr_3(PO_4)_3F$), являющиеся основными концентраторами стронция и фосфора в породе. Титанит образует изометричные ромбовидные кристаллы длиной до 2 мм. Сумма REE в кристаллах варьирует от 0.3 до 1 мас.%, содержание Nb_2O_5 может достигать 1.5–2.5 мас.%. В некоторых породах титанит может содержать до 0.5 мас.% ZrO_2. Гаюин образует крупные изометричные одиночные вкрапленники размером 0.5–1 мм. Часто встречается в виде включений в кристаллах КПШ. Карбонат в щелочных породах встречается в составе микроксенолитов (рис. 3), представлен кальцитом, содержащим до 4 мас.% SrO. Барит образует мелкие включения (до 50 мкм) в полевых шпатах, часто вместе с пиритом, рутил встречается в виде включений в титаните.

Среди вторичных минералов определены магнетит, пирит, халькопирит, флюорит, F-кафит и F-строфит. Диаспор, ангидрит, целестин, анальцим и другие являются продуктами замещения полевых шпатов.

P-T-fO_2 УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Для монцонитов массива Гусиха мы смогли оценить только температуру поздних стадий кристаллизации, используя Ti-in-zircon геотермометр (Watson et al., 2006). Концентрация Ti в цирконах из монцонитов Гусиха варьирует от 1 до 2 ppm и температура оценена в 570–620°C. Применение амфиболового геобарометра (Anderson, Smith, 1995) позволило оценить давление при образовании массива в 2.5–3.3 кбар, отвечающее верхне-среднеко-

ровым условиям формирования, что не противоречит петрографическому облику пород с крупно-среднезернистой, местами порфировидной структурой.

Определение условий кристаллизации пород массива Артюшки затруднено в связи с интенсивной фенитизацией. Для определения давления был использован геобарометр (Anderson, Smith, 1995), при этом отсутствие кварца в породе заставляет с осторожностью относится к полученным оценкам *P* от 5 до 7.5 кбар. Такой диапазон указывает, что кристаллизация амфибола происходила в глубинной камере до того, как сиенитовая магма переместилась на гипабиссальный уровень окончательного становления. Для определения температуры были использованы крупные вкрапленники щелочного полевого шпата *Afs*2, составы которых лежат на линии сольвуса (рис. 4а). С помощью программы THERMOCALC (Wen, Nekvasil, 1994) были построены линии сольвуса, согласно рассчитанной модели (Elkins, Grove, 1990). В зависимости от заданного давления температура существования таких составов варьирует от 850 до 900°С. Оценка фугитивности кислорода по калибровкам (Anderson, Smith, 1995) по составу амфиболов на качественном уровне показала, что окислительно-восстановительные условия соответствовали средней и высокой фугитивности кислорода. Также, на основании сравнения трендов химического состава клинопироксенов массива Артюшки с клинопироксенами из близких по составу пород (рис. 5а), для которых были проведены оценки fO_2 (Mann et al., 2006), можно утверждать, что окислительно-восстановительные условия изменялись в течение кристаллизации. Так, эгирин-авгиты из фенитизированных сиенит-порфиров и *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров близки к клинопироксенам из Южного Корока с низкой фугитивностью (ΔQFM = –2 – –4, Marks, Markl, 2001). Составы клинопироксенов из фенитов соответствуют тренду клинопироксенов из массива Катценбукель, отвечающему высокой фугитивности кислорода (ΔQFM = +1 – +2). Диопсиды и авгиты из остальных пород близки по составу к клинопироксенам массива Ально (Vuorinen et al., 2005), который характеризуется промежуточными значениями fO_2 между отмеченными выше массивами (Mann et al., 2006).

ГЕОХИМИЯ ПОРОД

На диаграмме TAS (рис. 7а) большая часть пород массива Артюшки попадают в поле сиенитов, а *Grt-Cpx* сиениты этого массива – в поле щелочных сиенитов. Породы массива Гусиха попадают в поле монцонитов. Породы обоих массивов метаглиноземистые,

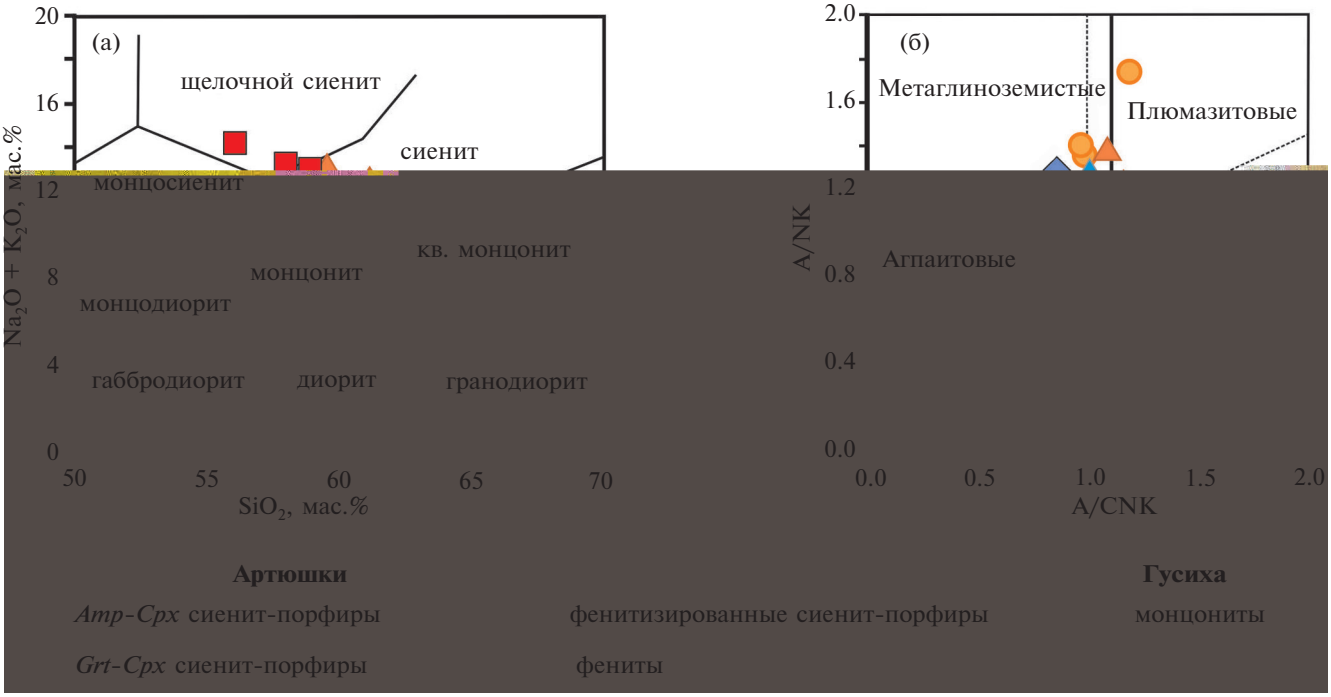

Рис. 7. Составы пород массивов Артюшки и Гусиха на диаграммах SiO_2–($Na_2O + K_2O$) (а) и A/CNK–A/NK (б). Поля на (а) показаны по (Cox et al., 1979); поля на (б) по (Maniar, Piccoli, 1989); A/CNK = Al/(Na + K + 2Ca), A/NK = Al/(Na + K) в моль %.

Таблица 7. Химический состав пород из массивов Артюшки и Гусиха

Компоненты	Артюшки															Гусиха		
	8007-232	8007-272	8327-442	8327-453	8332-365	8332-429	8332-579	8327-531	8327-539	8007-230	8327-400	8332-313	8332-235	8332-240	8007-220	Гус-1-1	Гус-1-2	Гус-1-5
	Amp-Cpx сиенит-порфиры				*Grt-Cpx* щелочные сиенит-порфиры			фенитизированные сиенит-порфиры					фениты			монцониты		
SiO_2	62.75	55.94	62.04	58.56	56.05	58.88	57.97	63.72	59.36	61.10	59.54	62.52	59.07	59.59	58.88	59.88	59.22	56.60
TiO_2	0.17	0.43	0.20	0.11	0.24	0.20	0.22	0.21	0.25	0.17	0.20	0.24	0.13	0.13	0.20	0.22	0.42	0.82
Al_2O_3	19.36	19.43	19.36	21.44	20.49	20.35	20.53	18.44	19.31	19.44	20.21	18.40	19.46	19.66	19.58	18.37	17.82	20.2
Fe_2O_3	2.34	6.25	2.74	3.32	2.76	2.08	2.22	1.73	4.23	2.49	2.48	1.89	2.18	1.92	2.65	4.978	5.628	2.285
MnO	0.07	0.09	0.09	0.04	0.16	0.13	0.12	0.06	0.06	0.03	0.03	0.11	0.10	0.12	0.08	0.07	0.07	0.03
MgO	0.42	0.86	0.42	0.29	0.25	0.23	0.23	0.34	0.56	0.56	0.95	0.39	0.88	0.50	0.68	1.30	1.66	2.84
CaO	2.15	4.24	2.35	1.12	2.43	2.34	2.39	1.52	1.57	0.84	0.67	2.34	2.14	2.47	2.07	2.81	3.17	2.95
Na_2O	6.80	6.88	7.34	8.14	9.18	7.67	8.22	6.62	6.19	5.11	3.59	6.85	4.45	4.39	5.63	4.26	3.76	1.3
K_2O	4.00	3.52	3.73	4.49	5.01	5.25	4.98	5.36	5.73	7.42	9.50	4.42	6.19	7.25	6.64	6.00	6.00	8.75
P_2O_5	0.03	0.17	0.03	0.02	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.05	0.07	0.02	0.02	0.04	0.20	0.23	0.2
S	0.02	0.49	0.17	0.58	0.15	0.06	0.17	0.21	0.10	0.42	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05	–	–	–
П.п.п.	1.32	0.94	0.79	1.42	2.36	1.67	1.82	0.96	1.70	1.95	2.07	2.66	5.03	3.54	2.98	1.66	0.88	4.15
Сумма	99.43	99.24	99.26	99.53	99.13	98.90	98.91	99.20	99.11	99.58	99.32	99.91	99.68	99.63	99.48	99.75	98.86	100.1
Li	28	23	6.3	73	36	44	27	6.0	19	11	120	17	51	72	80	17	15	31
Be	н.п.	н.п.	4.3	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	4.0	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	н.п.	4.6	10	2.0	2.3	2.4
Sc	4.5	7.3	2.5	3.7	7.5	6.0	6.6	0.33	8.8	1.5	0.93	1.5	7.5	0.5	1.0	6.0	5.7	13
V	19	86	25	47	56	33	42	24	63	46	78	39	13	12	54	45	58	90
Cr	9.4	17	30	9.8	12	5.0	6.3	25	12	20	9.0	12	26	34	38	163	70	79
Co	1.47	10.37	2.7	6.43	1.70	1.10	1.65	1.5	1.83	3.7	1.2	1.8	0.88	0.57	2.4	14.3	10.1	5.1
Ni	5.6	20	1.7	13	1.2	24	24	1.7	24	6.9	4.9	3.4	19	н.п.	10	130	56	39
Cu	7.0	65.0	н.п.	62.3	10.2	3.7	2.6	н.п	2.9	18.9	15.8	9.43	3.97	н.п.	н.п	13.7	37.5	13.4
Zn	56	108	43	110	111	92	98	52	37	40	24	58	85	136	71	42	46	22
Rb	93	73	69	86	98	83	82	66	70	189	221	121	91	180	71	134	86	222
Sr	2419	9843	2863	3453	2746	4562	4538	2385	2707	1224	2533	1596	479.1	705.5	680.1	1164	1113	476

Компоненты	Артюшки															Гусиха		
	8007-232	8007-272	8327-442	8327-453	8332-365	8332-429	8332-579	8327-531	8327-539	8007-230	8327-400	8332-313	8332-235	8332-240	8007-220	Гус-1-1	Гус-1-2	Гус-1-5
	Amp-Cpx сиенит-порфиры				*Grt-Cpx* щелочные сиенит-порфиры			фенитизированные сиенит-порфиры					фениты			монцониты		
Y	11.9	18.0	9.7	14.1	14.1	11.1	11.6	6.4	7.2	12.2	10.9	17.1	2.4	2.1	6.7	11.9	16.8	20.5
Zr	228	219	256	369	304	288	293	152	194	225	126	262	313	326	165	171	355	527
Nb	82	60	72	86	109	82	82	56	81	84	83	95	73	64	95	16	19	33
Cs	1.7	2.3	0.8	2.2	3.7	5.4	1.8	0.4	3.6	1.9	3.4	1.0	5.9	3.1	1.0	1.8	1.8	7.6
Ba	1136	1144	1509	851	1226	1942	1584	1676	1787	1148	2463	1355	454	587	1550	2136	1325	1363
La	22	63	24	41	96	66	60	26	30	19	67	49	16	17	17	22	28	33
Ce	39	115	44	69	165	112	106	52	52	36	120	92	30	32	44	43	60	64
Pr	4.3	12.7	5.0	6.8	16.9	12.1	11.6	5.8	5.7	3.8	12.2	9.5	3.4	3.6	3.3	5.3	7.2	7.2
Nd	16	47	18	22	54	40	39	20	19	13	40	31	11	12	11	22	30	29
Sm	2.8	7.8	3.3	3.7	7.7	6.0	6.1	3.2	3.2	2.6	6.8	5.6	1.7	1.6	2.1	4.2	5.7	6.0
Eu	1.07	2.40	0.935	1.20	2.22	1.92	1.86	0.83	1.20	1.03	2.23	1.86	0.48	0.33	0.48	2.96	2.94	1.63
Gd	2.24	4.98	2.09	2.26	3.36	2.81	3.31	1.94	1.81	2.67	6.05	5.55	0.72	0.74	1.43	3.06	4.31	5.14
Tb	0.37	0.76	0.35	0.43	0.57	0.47	0.46	0.28	0.29	0.31	0.54	0.58	0.08	0.08	0.22	0.40	0.57	0.75
Dy	1.91	3.37	1.88	2.27	3.02	2.43	2.43	1.44	1.57	1.74	2.15	2.83	0.41	0.35	1.26	2.21	3.13	4.14
Ho	0.39	0.61	0.39	0.45	0.51	0.42	0.42	0.29	0.29	0.34	0.35	0.48	0.06	0.07	0.27	0.40	0.57	0.73
Er	1.11	1.53	1.04	1.35	1.23	1.01	0.97	0.72	0.71	0.91	0.86	1.27	0.15	0.15	0.67	1.14	1.68	2.13
Tm	0.18	0.22	0.14	0.23	0.20	0.15	0.16	0.10	0.12	0.16	0.12	0.20	0.03	0.020	0.10	0.16	0.22	0.32
Yb	1.18	1.38	1.01	1.57	1.28	1.07	0.99	0.70	0.75	1.20	0.92	1.45	0.23	0.17	0.76	1.09	1.57	2.35
Lu	0.19	0.22	0.17	0.24	0.20	0.16	0.15	0.11	0.11	0.20	0.13	0.23	0.03	0.033	0.11	0.16	0.23	0.35
Hf	4.60	4.70	4.75	6.72	5.67	5.51	5.24	3.19	3.82	4.59	2.41	4.71	6.01	5.80	3.73	3.85	7.67	13.34
Ta	2.92	2.63	2.69	2.72	3.74	3.05	3.06	2.22	2.16	2.03	2.47	2.80	1.73	1.57	2.43	0.75	0.85	2.12
Pb	22.7	38.1	24.7	56.4	29.8	26.9	25.2	15.6	10.6	16.0	11.7	53.3	16.7	46.8	28.2	17.1	15.6	15.1
Th	7.24	12.0	6.7	38.1	29.4	18.6	17.1	12.9	10.9	7.3	21.0	17.4	13.5	10.9	14.8	1.65	1.70	15.2
U	10.2	6.46	10.0	19.2	15.8	12.3	11.9	7.90	12.9	12.2	6.49	11.2	10.4	11.0	17.6	1.51	1.80	3.31

Примечание. н.п. – ниже предела обнаружения.

Совместимые и халькофильные элементы. Монцониты массива Гусиха резко обогащены Cr и Ni по сравнению с породами массива Артюшки при равных вариациях содержания SiO_2 (рис. 8). Их концентрации составляют 5–38 и 70–163 ppm Cr, 1.7–24 и 39–130 ppm Ni для массивов Артюшки и Гусиха, соответственно (табл. 7). Распределение Zn также контрастно в породах двух массивов: в *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфирах Артюшки его концентрация почти в 5 раз выше, чем в монцонитах Гусихи; фенитизация приводит к значительным вариациям содержания Zn (табл. 7).

Несовместимые элементы. Породы обоих массивов сильно обогащены LILE (рис. 8, 9), но их распределение разное: для монцонитов Гусихи характерно обогащение Ba и Rb и высокие отношения Rb/Sr (0.1–0.5) и Ba/Sr (1.2–2.9), тогда как породы Артюшки обогащены Sr относительно Rb и Ba: Rb/Sr = 0.01–0.3, Ba/Sr = 0.1–2.2. И те и другие отношения возрастают в фенитизированных породах и фенитах.

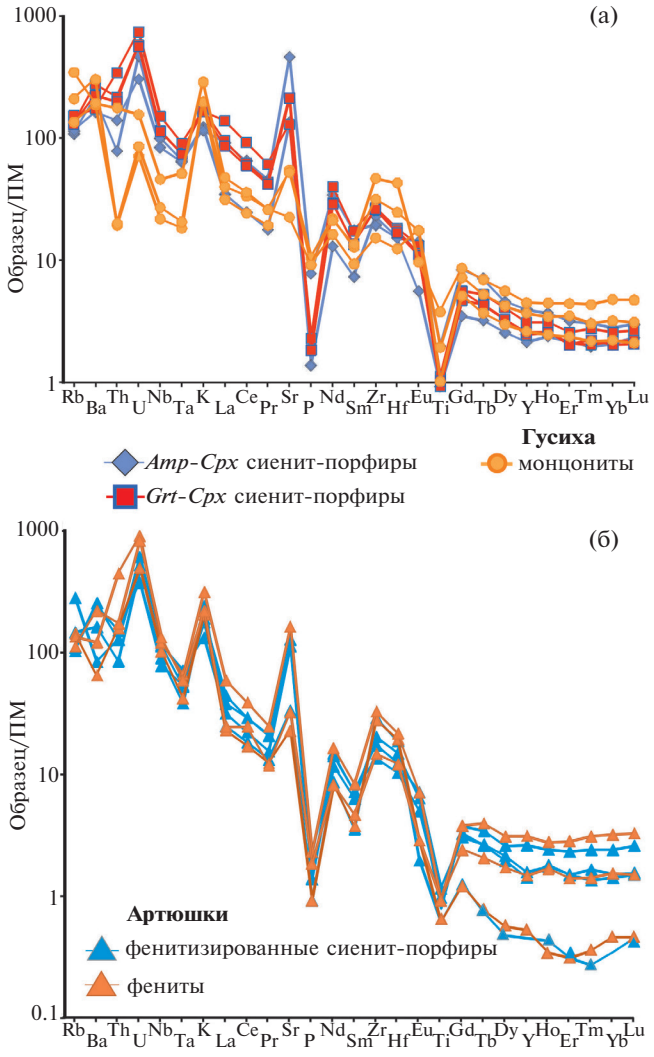

Рис. 9. Мультиэлементные диаграммы для пород массивов Артюшки и Гусиха: (а) – *Amp-Cpx* сиенит-порфиры и *Grt-Cpx* щелочные сиенит-порфиры массива Артюшки и монцониты массива Гусиха; (б) – фенитизированные сиенит-порфиры и фениты массива Артюшки. Концентрации нормированы на примитивную мантию, по (Sun, McDonough, 1989).

Породы обоих массивов также обогащены HFSE (рис. 8, 9): для пород Артюшки характерны высокое содержание Nb (до 109 ppm) и низкое Zr/Nb (3–5), тогда как в монцонитах Гусихи отмечается высокое содержание Zr (до 527 ppm) при низком содержании Nb (до 33 ppm) и высоком Zr/Nb (11–18). Различия в распределении HFSE хорошо отражают мультиэлементные диаграммы (рис. 9), на которых для пород массива Гусиха выражена отрицательная Nb-Ta аномалия (Nb/Nb* = 0.5–0.9), нехарактерная для пород массива Артюшки (0.7–2.2). В породах обоих массивов выражена отрицательная аномалия Ti, кроме того, для пород Гусихи отмечается положительная Zr-Hf и отрицательная U-Th аномалии, менее выраженные в породах Артюшки. В последних отмечается высокое Zr/Hf (46–56), причем высокие значения этого отношения установлены как в фенитизированных сиенит-порфирах и фенитах, так и в породах, слабо затронутых метасоматическими процессами (*Amp-Cpx* и *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфирах).

Распределение REE. Для пород обоих массивов легкие и тяжелые лантаноиды заметно фракционированы. Причем, в породах массива Артюшки это наиболее выражено ($(La/Sm)_n$ = 4–8 и 3.1–3.5; $(Gd/Yb)_n$ = 2.0–3.0 и 1.8–2.3 для массивов Артюшки и Гусиха, соответственно). *Grt-Cpx* щелочные сиениты массива Артюшки отличаются наиболее сильным фракционированием легких REE ($(La/Sm)_n$ = 6–8). Для всех пород характерна небольшая положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0.9–1.5). В фенитах и фенитизированных сиенит-порфирах наблюдаются заметные изменения в распределении тяжелых REE: их профиль приобретает плоский ($(Gd/Yb)_n$ может уменьшатся до 1.6–1.2) или вогнутый вид (рис. 9б), значения Y/Ho отношения повышаются до 30–43 относительно хондритового значения, равного 28 (Irber, 1999). Количественно тетрад-эффект в распределении REE в метасоматизированных породах выражен слабо ($TE_{1,3}$ не выше 1.1, Irber, 1999). Монцонитам массива Гусиха (рис. 9а) свойственно и меньшее обогащение легкими

REE, и меньшая степень их фракционирования, но более выраженная положительная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0.9–2.5).

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Массив Гусиха. Монцониты массива Гусиха были датированы двумя методами: U-Pb методом по цирконам и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по амфиболу. Из монцонитов была выделена однородная популяция идиоморфных зерен циркона, магматического облика, размером до 600 мкм в длину и 200–300 мкм в ширину, призматического и длиннопризматического габитусов ($K_{удл.}$=1.5–3). Зерна прозрачные, бледно-розовой окраски со слабым коричневым оттенком. В цирконах встречаются включения рутила и апатита, а также расплавные включения. Свечение в катодных лучах обнаруживает тонкую ритмичную (осцилляторную) концентрическую зональность роста (рис. 10б). Результаты изотопных исследований (табл. 8) свидетельствуют об отсутствии значимых нарушений U-Pb изотопной системы цирконов. Конкордантный возраст (14 анализов) составляет 514 ± 2 млн лет (рис. 10а).

Для определения $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста из монцонитов были отобраны свободные от включений кристаллы амфибола. На рис. 11а представлены результаты двух сессий датирования амфибола. Наилучший возраст, рассчитанный по плато в соответствии с критериями, разработанными в (Dalrymple, Lanphere, 1971), составляет 522 ± 3 млн лет, тогда как интегральный возраст составил 515 ± 5 млн лет, что близко к возрасту цирконов.

Расхождения в датировках пород U-Pb методом по цирконам и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по амфиболам, превышающие аналитические ошибки, могут быть связаны с присутствием в решетке минерала некоторого количества избыточного радиогенного ^{40}Ar, либо с частичным изменением амфибола, выраженным в развитии по нему хлорита и актинолита, что наблюдалось при петрографических исследованиях. Несмотря на небольшие расхождения в датировках (до 13 млн лет), результаты, полученные обоими методами, указывают на формирование массива Гусиха в раннем кембрии с лучшей оценкой по цирконам в 514 ± 2 млн лет.

Массив Артюшки. Ранее полученная U-Pb (циркон) датировка сиенитов массива Артюшки составляла 524 ± 3 млн лет (Скрябин и др., 2015).

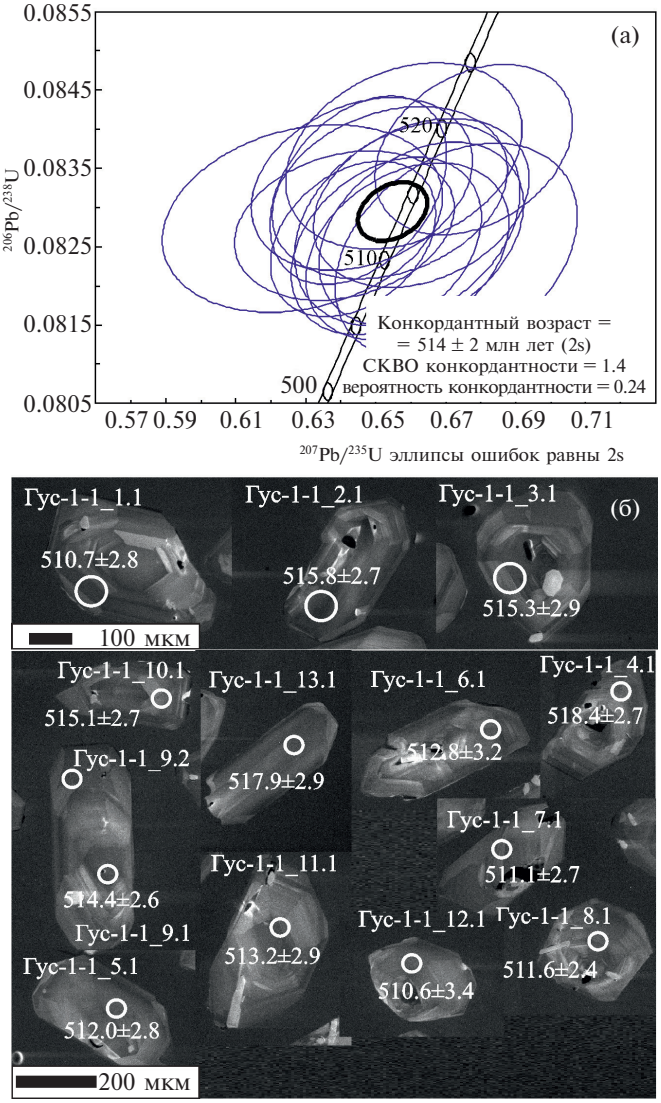

Рис. 10. Диаграмма с конкордией для цирконов (n = 14) из монцонитов массива Гусиха (обр. Гус-1-1), датированных SIMS методом: (а) CL-изображения датированных цирконов, (б) места анализа, номера точек и $^{206}Pb/^{238}U$ изотопный возраст в млн лет, соответствующие табл. 8.

Для подтверждения возраста этого массива было выполнено датирование $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по КПШ из *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров. На рис. 11б показано хорошее плато (92% выделенного ^{39}Ar) с возрастом 526.4 ± 5.0 млн лет. Полученная датировка в пределах ошибки согласуется с U-Pb возрастом цирконов. Эти результаты показывают, что массив Артюшки также был сформирован в раннем кембрии, возможно, несколько ранее, чем массив Гусиха. Температура закрытия изотопной U-Pb системы в цирконе ≥ 900°C, в то время как для K/Ar изотопной системы в полевом шпате она порядка 200–250°C (Hodges, 2004). Совпадение датировок изотопных систем,

Таблица 8. Результаты U-Pb датирования цирконов из пород массива Гусиха

Номер анализа	$^{206}Pb_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb^*$	$^{206}Pb/^{238}U$, млн лет	$^{207}Pb/^{206}Pb$, млн лет	*D*, %	$^{238}U/^{206}Pb^*$, ±%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$, ±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$, ±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$, ±%	Ошибка корр.
Гус-1-1_1.1	0.00	270	50	0.19	19.1	510.7 ± 2.8	530 ± 37	4	12.13 ± 0.56	0.0580 ± 1.7	0.659 ± 1.8	0.08244 ± 0.56	0.318
Гус-1-1_2.1	0.16	278	101	0.38	19.9	515.8 ± 2.7	462 ± 42	–10	12.00 ± 0.54	0.0562 ± 1.9	0.646 ± 2	0.0833 ± 0.54	0.274
Гус-1-1_3.1	0.00	308	83	0.28	22	515.3 ± 2.9	461 ± 33	–10	12.02 ± 0.59	0.0562 ± 1.5	0.645 ± 1.6	0.08322 ± 0.59	0.370
Гус-1-1_4.1	0.06	276	60	0.23	19.9	518.4 ± 2.7	557 ± 35	7	11.94 ± 0.53	0.0587 ± 1.6	0.678 ± 1.7	0.08374 ± 0.53	0.317
Гус-1-1_5.1	0.00	233	83	0.37	16.6	512.0 ± 2.8	537 ± 37	5	12.10 ± 0.58	0.0582 ± 1.7	0.663 ± 1.8	0.08266 ± 0.58	0.325
Гус-1-1_6.1	0.00	184	44	0.25	13.1	512.8 ± 3.2	521 ± 43	2	12.08 ± 0.64	0.0578 ± 1.9	0.659 ± 2	0.08279 ± 0.64	0.314
Гус-1-1_7.1	0.00	253	89	0.36	18	511.1 ± 2.7	507 ± 36	–1	12.12 0.56	0.0574 ± 1.6	0.653 ± 1.7	0.08251 ± 0.56	0.325
Гус-1-1_8.1	0.03	339	132	0.40	24.1	511.6 ± 2.4	472 ± 31	–8	12.11 ± 0.49	0.0565 ± 1.4	0.6435 ± 1.5	0.08260 ± 0.49	0.328
Гус-1-1_9.1	–	294	109	0.38	20.9	514.4 ± 2.6	526 ± 39	2	12.04 ± 0.53	0.0579 ± 1.8	0.663 ± 1.9	0.08306 ± 0.53	0.286
Гус-1-1_9.2	0.16	376	76	0.21	26.8	512.7 ± 2.3	458 ± 43	–11	12.08 ± 0.47	0.0561 ± 2	0.641 ± 2	0.08277 ± 0.47	0.236
Гус-1-1_10.1	0.22	287	101	0.36	20.6	515.1 ± 2.7	492 ± 44	–5	12.02 ± 0.54	0.0570 ± 2	0.654 ± 2.1	0.08319 ± 0.54	0.264
Гус-1-1_11.1	0.38	233	85	0.38	16.6	513.2 ± 2.9	413 ± 56	–19	12.07 ± 0.59	0.0550 ± 2.5	0.629 ± 2.6	0.08286 ± 0.59	0.232
Гус-1-1_12.1	0.00	165	32	0.20	11.7	510.6 ± 3.4	576 ± 43	13	12.13 ± 0.69	0.0593 ± 2	0.673 ± 2.1	0.08243 ± 0.69	0.327
Гус-1-1_13.1	0.17	245	90	0.38	17.7	517.9 ± 2.9	492 ± 44	–5	11.95 ± 0.58	0.0570 ± 2	0.658 ± 2.1	0.08366 ± 0.58	0.279

Примечание. D, % – дискордантность.

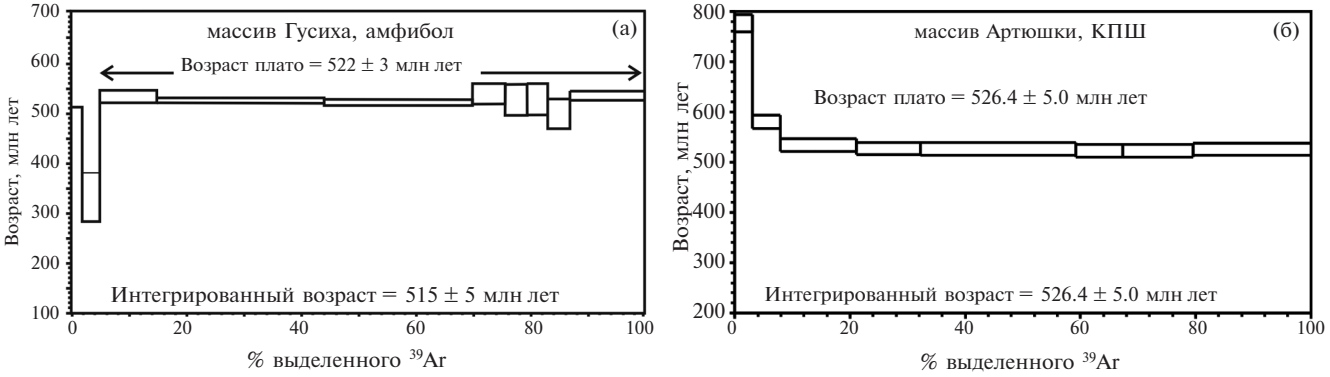

Рис. 11. Результаты определения $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста: (а) – амфибол из монцонитов массива Гусиха (обр. Гус-1-1); (б) – КПШ из *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров массива Артюшки (обр. 8332-429).

характеризующихся столь различной температурой закрытия, свидетельствует в пользу образования *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров массива в условиях малоглубинной фации (не более 8–10 км) либо быстрого его подъема и охлаждения сразу после формирования. При этом в дальнейшей истории массива не проявилось никаких наложенных термических событий.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd

Изотопный состав стронция и неодима был проанализирован в двух образцах монцонитов массива Гусиха и в шести образцах сиенитов массива Артюшки (табл. 9).

Монцониты массива Гусиха характеризуются радиогенными начальными изотопными отношениями стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{520} = 0.705204$ и 0.705320). Изотопный состав Nd монцонитов в момент их формирования был низкорадиогенным ($\varepsilon_{Nd}(520) = -6.7 - -7.0$). Модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ имеют палеопротерозойские значения 1.68–1.78 млрд лет.

Породы массива Артюшки контрастно отличаются от монцонитов массива Гусиха изотопным составом и Sr, и Nd. Изотопный состав Sr валовых проб очень низкорадиогенный: значения начальных изотопных отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{520}$ находятся в интервале 0.703066–0.703615. Величины $\varepsilon_{Nd}(520)$ варьируют от –0.69 до 1.64, причем *Grt-Cpx* сиенит-порфиры характеризуются положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(520)$, а *Amp-Cpx* и фенитизированные сиенит-порфиры – отрицательными (табл. 9). Значения модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ лежат в области 0.90–1.24 млрд лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Коровая контаминация

Контаминация коровым материалом расплавов, сформировавших массивы Артюшки и Гусиха, прослеживается в геохимических и изотопных характеристиках пород, а для массива Артюшки имеет геологические подтверждения.

Массив Артюшки. Контаминация сиенит-порфиров массива Артюшки вмещающими породами не вызывает сомнений. Это подтверждается как обнаружением небольших (до 6 см) ксенолитов метапесчаников воронцовской серии в керне скважин, так и присутствием дискордантных цирконов с возрастом пересечения конкордии 2.1 млрд лет (Скрябин, 2015), что совпадает с возрастом метапесчаников воронцовской серии (Савко и др., 2011). Несмотря на прямые свидетельства контаминации коровым веществом, отражение этого процесса в геохимических и изотопно-геохимических характеристиках сиенит-порфиров имеет сложный характер. Такие стандартные индикаторы вклада корового вещества, как сильные вариации изотопного состава Sr при высоких значениях $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ или высокие La/Nb и Th/La отношения (например, Foland et al., 1993; Fowler, 1988; Wang et al., 2017) оказались нечувствительными к коровому вкладу. Изотопный состав Sr остается примитивным на уровне значений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.703066–0.703615$ во всей изученной совокупности образцов сиенит-порфиров (табл. 9). Такое поведение Rb-Sr изотопной системы может быть связано с очень высокой концентрацией Sr в расплавах (1796–4815 ppm, табл. 9), что делает их Rb-Sr изотопную систему мало чувствительной к добавке вещества с низкой

Таблица 9. Rb-Sr, Sm-Nd изотопные системы пород массивов Артюшки и Гусиха

Массив	Номер образца	Порода	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$*	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (T = 520)	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd} (T = 520)	Мод. возраст, млрд лет
Артюшки	8332-429	*Grt-Cpx* щелочной сиенит-порфир	105	4815	0.0632	0.703619 ± 6	0.703151	6.40	45.6	0.0849	0.512341 ± 4	1.64	0.90
	8332-365		131	2967	0.1278	0.704235 ± 9	0.703288	8.10	59.4	0.0825	0.512260 ± 4	0.22	0.98
	8007-232	*Amp-Cpx* сиенит-порфир	107	2433	0.1271	0.704008 ± 11	0.703066	2.71	14.72	0.1112	0.512269 ± 4	−1.52	1.24
	8007-272		87.6	3411	0.0743	0.703983 ± 11	0.703432	7.13	43.9	0.0982	0.512230 ± 4	−1.42	1.16
	8327-442		86.4	2974	0.0840	0.704072 ± 9	0.703449	3.29	18.86	0.1054	0.512250 ± 6	−1.51	1.20
	8332-313	Фенитизированный сиенит-порфир	126	1796	0.203	0.705120 ± 9	0.703615	5.88	34.5	0.1029	0.512283 ± 7	−0.69	1.13
Гусиха	Гус-1-2	Монцонит	132	1230	0.331	0.707658 ± 9	0.705204	5.60	30.0	0.1135	0.511998 ± 7	−7.0	1.68
	Гус-1-5		238	536	1.287	0.714858 ± 9	0.705320	5.50	28.0	0.1209	0.512036 ± 8	−6.7	1.76

Примечание. Модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ в млрд лет рассчитаны с учетом изотопного состава деплетированной мантии по (White, 2015), $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.213$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51310$.
* Погрешность 87Rb/86Sr принята 1 %.

и умеренной концентрацией Sr (100–400 ppm в метаосадках воронцовской серии, Савко и др., 2011) с любым изотопным составом. Геохимические индикаторные отношения с использованием легких REE, отвечающие ранним магматическим стадиям, нарушаются на поздних стадиях дифференциации с участием флюида, поэтому составы фенитов не могут быть использованы для обнаружения коровой контаминации по геохимическим данным.

Однако Sm-Nd система сиенит-порфиров и ряд геохимических индикаторов указывают на вклад древнего корового вещества в расплавы массива Артюшки. На диаграмме рис. 12а можно видеть, что величины ε_{Nd} принимают менее радиогенные значения по мере снижения Ce/Pb отношения, которое рассматривается как надежный индикатор корового вклада в мантийные расплавы (Ce/Pb в OIB = 25, Sun, McDonough, 1989, Ce/Pb в континентальной коре = 3.91, Rudnick, Gao, 2003), в том числе и для сиенитовых комплексов (Marks et al., 2004). Показательно, что индекс SiO_2 насыщенности SSI, отражающий возможность расплава кристаллизовать либо нефелин, либо кварц (Motoki et al., 2015) также переходит из области отрицательных значений (SiO_2-недосыщенной) в область умеренных положительных значений (SiO_2-насыщенной) по мере уменьшения величины ε_{Nd} в породах массива Артюшки (рис. 12б). Это указывает на то, что изменение состава расплава в сторону SiO_2-пересыщенных жидкостей за счет контаминации древним коровым материалом могло контролировать эволюцию расплавов.

Как было показано в (Foland et al., 1993), для простой изотермической модели в *Qz–Nph–Kfs* системе, если контаминация фонолитовой жидкости гранитным веществом происходит в температурных условиях ниже полевошпатового минимума (865°C при 1 кбар H_2O), то жидкость полностью кристаллизуется на *Ab–Or* линии, а при дальнейшем добавлении контаминанта происходит появление SiO_2-насыщенной жидкости, уменьшение количества полевого шпата и обогащение его состава ортоклазом. На диаграмме *Qz–Nph–Kfs* положение точек *Grt-Cpx* сиенит-порфиров близко к линии эволюции фонолитового расплава в сухой системе, тогда как точки *Amp-Cpx* сиенит-порфиров образуют тренд в сторону поля кварца (рис. 13). Это может указывать, что в петрогенезисе массива

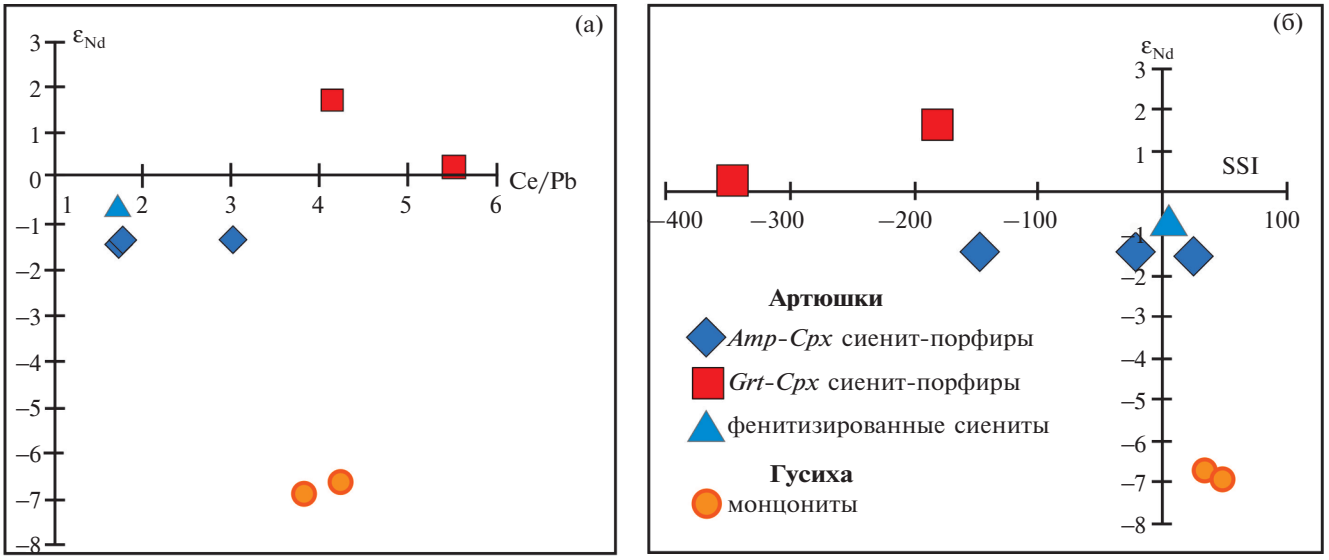

Рис. 12. Диаграммы ε_{Nd}–Ce/Pb (а) и ε_{Nd}–индекс SiO_2 насыщенности SSI (Motoki et al., 2010) (б) для пород массивов Артюшки и Гусиха.
В породах массива Артюшки ε_{Nd} снижается по мере уменьшения значений Ce/Pb отношения и SSI (Motoki et al., 2010), что указывает на коровый вклад в мантийные расплавы.

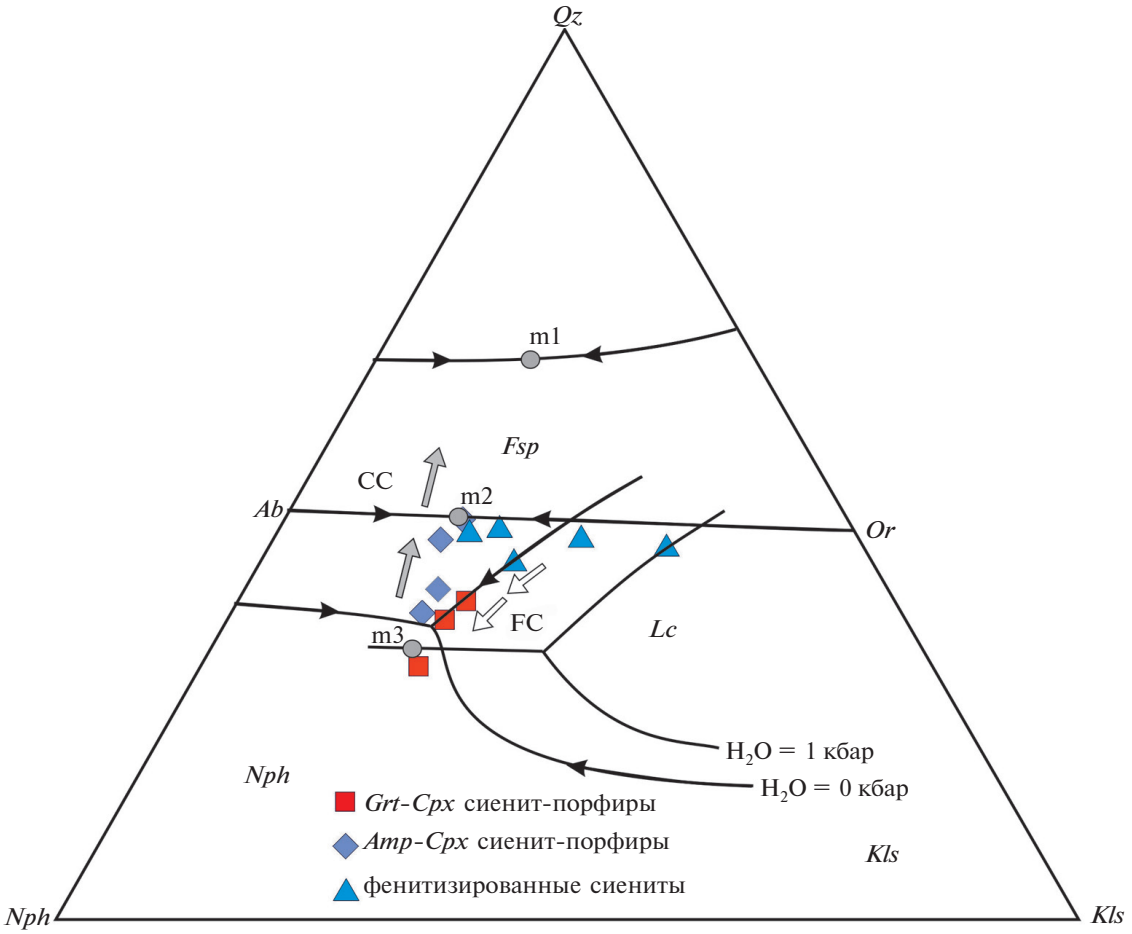

Рис. 13. Тренды эволюции щелочной магмы массива Артюшки на диаграмме кварц (*Qz*)–нефелин (*Nph*)–кальсилит (*Kls*). Соотношения ликвидусных фаз при P_{H2O}, m1 – гранитная, m2 – сиенитовая, m3 – фонолитовая магмы, по (Henderson, 1984), в сухой системе по (Schairer, Bowen, 1935), нормативные составы пород рассчитаны по (Hamilton, MacKenzie, 1960), тренды фракционной кристаллизации (FC) и коровой контаминации (CC) по (Motoki et al., 2010).

Артюшки участвовали два расплава, один из которых (*Amp-Cpx* сиенит-порфиров) испытал значительную коровую контаминацию, в отличие от второго (*Grt-Cpx* сиенит-порфиров), для которого этот процесс не был значимым.

Массив Гусиха. Изотопный состав Sr и Nd монцонитов этого массива заметно отличается от соответствующих параметров массива Артюшки более высоким $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и отрицательными величинами ε_{Nd} (табл. 9), что, как и многие геохимические характеристики монцонитов (например, выраженная отрицательная Nb-Ta аномалия, Nb/Nb* = 0.5 и высокое Ba/Sr), позволяет предполагать либо чисто коровое происхождение монцонитов за счет плавления или флюидной проработки относительно молодого (мезопротерозойского) протолита, либо допускают гетерогенный источник расплавов с вкладом как мантийных, так и коровых расплавов. Значительные вариации геохимических характеристик, например, таких как содержания Cr и Ni (табл. 7), или значения такого индикаторного отношения для корового вклада, как Th/Ta, варьирующего от 2.0 до 7.2 (Th/Ta = 2.1 в примитивной мантии, Sun, McDonough, 1989), свидетельствуют, скорее, в пользу гетерогенного источника. Малое количество вещественных данных по массиву Гусиха затрудняет решение вопроса об объеме корового вклада, тем не менее имеющиеся данные указывают на его существенную роль.

Кристаллизация сиенитовых расплавов

Особенностью кристаллизации богатых летучими SiO_2-ненасыщенных расплавов является низкая температура солидуса, что обеспечивает значительный температурный интервал кристаллизации и появление на последних стадиях дифференциации весьма фракционированных расплавов, переходных к растворам или солевым расплавам, а также интенсивную автометасоматическую переработку пород на постмагматической стадии (например, Marks, Markl, 2017 и ссылки в этой работе). Такой характер дифференциации приводит к появлению текстурно-структурных признаков неравновесности ранних и поздних минеральных ассоциаций (резорбция, замещение) и микрогетерогенности в основной массе породы. Нами наблюдались эти характерные петрографические черты в породах массива Артюшки, что отмечено выше.

Сложный характер дифференциации сиенитовых расплавов, выражающийся: а) сменой ранних ассоциаций минералов, имеющих низкие коэффициенты распределения редких элементов поздними минералами с высокими коэффициентами распределения этих элементов (например, Zr в авгите и эгирине, Marks et al., 2004); б) фазы, акцессорные в обычных породах (например, апатит), могут приобретать породообразующую роль; в) перекристаллизацией затвердевшей части породы на поздней магматической, и особенно гидротермальной, стадиях формирования сиенитов – значительно усложняет реконструкцию их фракционной кристаллизации.

Следует подчеркнуть, что геохимические различия между *Amp-Cpx* сиенит-порфирами и *Grt-Cpx* щелочными сиенит-порфирами существенны. Они выражены сдвигом вторых к агпаитовым составам, характеризуются индексом агпаитности A/NK > 0.9, имеют более высокие содержания LREE и HFSE, более фракционированные HREE (рис. 7–9). Метасоматизированные (фенитизированные) разности становятся более калиевыми и приобретают геохимические признаки, свидетельствующие о флюидном воздействии (высокое Y/Ho отношение, признаки тетрад-эффекта в распределении REE, сильные вариации содержаний Zn и др.).

Петрографические особенности пород, такие как включения одних минералов в другие, структурные взаимоотношения минералов, их состав и зональность (табл. 1, 2), а также петро- и геохимические характеристики пород, детально рассмотренные выше, дают основания предполагать, что формирование сиенит-порфиров массива Артюшки контролировалось: 1) фракционной кристаллизацией и коровой контаминацией, 2) смешением двух расплавов (A1 и A2), а также 3) метасоматической переработкой на поздних стадиях.

Ранние стадии кристаллизации расплава A1 (контаминированного). Мы полагаем, что первой минеральной ассоциацией, кристаллизовавшейся из расплава A1, родоначального для *Amp-Cpx* сиенит-порфиров, является ассоциация фенокристов *Di* + *Pl*1. В минералах этой ассоциации отсутствуют включения каких-либо минеральных фаз. При этом клинопироксен *Di* имеет наиболее высокую магнезиальность (0.77) и наиболее низкое содержание глинозема, а *Pl*1 – наиболее кальцевый

состав (X_{An} = 0.45–0.25). На основании этих характеристик ассоциация считается наиболее ранней. Далее начинает кристаллизоваться ассоциация биотита и *Amp*1, причем отмечаются сростки *Di* и *Amp*1, свидетельствующие об их одновременной кристаллизации. Появление *Bt* и *Amp*1 (эденита-ферроэденита) маркирует увеличение калия и флюидной составляющей в расплаве, а также «умеренную» фугитивность кислорода. Описанная стадия кристаллизации могла иметь место на среднекоровых глубинах, согласно оценкам амфиболового геобарометра при давлении от 5 до 7.5 кбар (Anderson, Smith, 1995).

На следующей стадии можно предполагать резкое изменение условий кристаллизации: *Bt* и *Amp*1 замещаются *Cpx* с высокой долей чермакитового минала (рис. 5), в котором *Bt* и *Amp*1 сохраняются в виде реликтовых включений. Изменение состава *Cpx* в сторону увеличения чермакитового минала указывает на его формирование путем реакций замещения глиноземистых фаз, таких как слюда и амфибол. Рост эгиринового минала в *Cpx*, как и появление менее железистого *Amp*2 могут быть связаны с возрастанием фугитивности кислорода (рис. 5а). В дальнейшем продолжается кристаллизация клинопироксена с увеличением железистости и доли чермакитового минала и плагиоклаза с постепенным возрастанием в его составе альбитового минала.

Ранние стадии кристаллизации расплава А2. В *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфирах присутствуют карбонатно-силикатные микроксенолиты (включения), имеющие порфировидную структуру и содержащие как фенокристы высоко-Sr кальцита, так и включения его в клинопироксене и гранате. Это указывает на первичное магматическое происхождение карбоната. Вероятно, такие микроксенолиты были сформированы в результате кристаллизации раннего расплава (возможно, на стенках камеры). Составы гранатов из микроксенолитов (*Grt*1 и *Grt*2) соответствуют ранним фенокристам гранатов из *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров и содержат включения кальцита (рис. 3). Следовательно, этот расплав имел карбонатно-силикатный состав и был SiO_2-недосыщенным, таким образом, второй родоначальный расплав *Grt-Cpx* щелочных сиенитов А2 содержал карбонатный компонент. Последнее могло обеспечить развитие фенитизации во вмещающих породах.

В щелочном расплаве А2 на ранних стадиях (до смешения) кристаллизовались фенокристы гаюина и гранаты составов *Grt*1 и *Grt*2, несколько позже, но также до смешения, кристаллизовались диопсид-авгиты и *Grt*3.

Смешение расплавов и кристаллизация *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров. Смешение расплава А2 и деривата расплава А1 (расплав А1') подтверждается присутствием в *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфирах вкрапленников, происходящих из обоих расплавов (щелочного *Cpx*, граната, щелочного полевого шпата, гаюина и диопсида *Di*, плагиоклаза *Pl*2).

Кристаллизация щелочного полевого шпата происходит уже после смешения щелочного расплава А2 с расплавом А1', поскольку наряду с фенокристами высоко-Ba щелочного полевого шпата *Afs*1, состав которого лежит на высокотемпературном сольвусе (от 800 до 850°C, рис. 4а), наблюдаются каймы *Afs*1 на плагиоклазе *Pl*2.

Поздние стадии кристаллизации сиенит-порфиров. Поздние стадии магматической кристаллизации сиенитовых расплавов характеризуются высоким содержанием флюидов в расплаве, поскольку высокая щелочность таких расплавов обеспечивает высокую растворимость в них F, Cl и других флюидных компонентов (Marks, Markl, 2017 и ссылки в этой работе). Высокое содержание флюидов приводит к низким температурам солидуса и кристаллизации поздней минеральной ассоциации с обогащенными летучими фазами (например, флюорита) и реакционным соотношениям между минералами ранней и поздней ассоциаций. Осложняют позднюю кристаллизацию эпизоды отделения флюида, который взаимодействует с закристаллизованной частью породы. Таким образом, кристаллизация сиенитов на поздних стадиях носит характер взаимодействия расплав–флюид–кристаллы. Эти особенности поздней кристаллизации наиболее отчетливо видны в *Grt-Cpx* сиенит-порфирах. На позднемагматической стадии в них происходила кристаллизация эгирина, арфведсонита и, вероятно, кристаллизация *Grt*4. Появление флюида, обогащенного Na и F, способного транспортировать значительные количества HFSE (Migdisov et al., 2011; Timofeev et al., 2015), приводило к кристаллизации обогащенного Zr эгирина, пектолита и флюорита

при взаимодействии его с гранатом по реакции:

$$(OH) + (Zr) + 3(Na) + 2(F) + \\ + Ca_3(Ti,Fe)_2(SiO4)_3(\text{гранат}) \rightarrow \\ \rightarrow NaCa_2Si_3O_8(OH)(\text{пектолит}) + CaF_2 + \\ + 2Na(Fe,Ti)(Zr,Si)_2O_6.$$

Отделение на магматической стадии флюида с низким K/Na отношением согласуется с наблюдениями для щелочной гранит-сиенитовой серии рифта Осло (Hansteen, Burke, 1990). На этой же стадии, когда остаточный раствор-расплав был сильно обогащен летучими компонентами, кристаллизовалась основная масса *Grt-Cpx* сиенит-порфиров с апатитом, титанитом, нефелином, анальцимом, гаюином и содалитом.

В *Amp-Cpx* сиенит-порфирах в позднюю стадию появляются каймы *Afs*2 на *Pl* и происходит нарастание эгирина на амфибол, что приводит к исчезновению самостоятельных фенокристов плагиоклаза и амфибола в наиболее фенитизированных разностях *Amp-Cpx* сиенит-порфиров. Потеря Na с флюидной фазой могла привести к относительному обогащению калием на отдельном этапе дальнейшей дифференциации остаточного расплава. Наиболее поздним магматическим процессом как в *Amp-Cpx*, так и в *Grt-Cpx* сиенит-порфирах была, вероятно, кристаллизация *Ort*1 и *Pl*2 в качестве кайм как на всех остальных полевых шпатах, так и в основной массе (табл. 2).

Переход от позднемагматической к гидротермальной стадии в щелочных породах, в том числе сиенитах, часто не очевиден при петрографических наблюдениях (например, Marks, Markl, 2017). Вероятно, к гидротермальной стадии формирования сиенит-порфиров можно отнести развитие *Ab* и *Ort*1, а также появление Sr фосфатных фаз (срастания фторкафита и фторстрофита), выделения барита и кристаллизацию прочих сульфатов. Судя по формирующимся минеральным фазам, состав растворов был преимущественно карбонатно-водным.

На основании совпадения датировок, полученных U/Pb методом по сингенетичным зернам циркона из щелочных сиенитов, формировавшихся в глубинных магматических камерах, и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по калиевому полевому шпату из *Grt-Cpx* щелочных сиенит-порфиров, формировавшихся на верхних уровнях земной коры, можно сделать вывод о том, что рассматриваемая эволюция от магматических до позднемагматических гидротермальных минеральных парагенезисов прошла в течение короткого времени, не превышающего погрешность изотопного датирования, – нескольких млн лет.

ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

В качестве петрогенетических моделей формирования сиенитов обычно предполагается либо плавление метасоматизированной литосферной мантии (Gahlan et al., 2016; Carvalho et al., 2014), либо смешение мантийных базитовых расплавов и выплавок из коровых пород, которая сопровождается дифференциацией получившегося гибридного расплава (Jung et al., 2005; Peng et al., 2008). Для происхождения монцонитов, входящих в состав гранитоидных комплексов, рассматривается плавление обогащенной (метасоматизированной) мантии и вовлечение нижнекоровых выплавок (например, López de Luchi et al., 2017 и ссылки в этой работе).

Массив Артюшки. Полученные петрографические, геохимические и изотопно-геохимические данные для сиенит-порфиров массива Артюшки позволяют предположить, что основным источником расплавов была метасоматизированная мантия.

В метасоматизированной мантии основными флюидсодержащими фазами являются флогопит, амфибол и карбонат (например, Furman, Graham, 1999). Некоторые геохимические индикаторы могут указывать на флюидсодержащую фазу, вклад которой в генерацию расплавов был преобладающим. Так, соотношение Rb, Ba, Sr в породе информативно для определения присутствия флогопита или амфибола в мантийном источнике (Furman, Graham, 1999). Из соотношений этих элементов можно предполагать, что в источнике расплавов массива Артюшки присутствовал амфибол, причем вклад амфибола не был значительным, так как поле составов перекрывается с составом PM (рис. 14).

Присутствие карбонатсодержащих микроксенолитов магматического облика в сиенит-порфирах массива Артюшки (рис. 3) свидетельствует о содержании в расплавах некоторой доли карбонатного компонента. Состав микроксенолита демонстрирует близкие к карбонатизированным лерцолитам (Dasgupta, Hirschmann, 2007) составы, исключая более низкое Ca/Al отношение и более высокое содержание щелочей, что может ука-

зывать на плавление на небольших глубинах и присутствие флогопита или амфибола в источнике. В экспериментах (Tumiati et al., 2013) по плавлению флогопит- и амфиболсодержащего лерцолита в присутствии C-O-H флюида при $T = 900–1050°C$, $P = 1.6–3.2$ ГПа и fO_2 от 0 до 1 QFM было показано, что при низких давлениях ($P < 2.1$ ГПа) выплавки имеют силикатный трахиандезитовый состав, а при высоких ($P > 2.1$ ГПа) – карбонатно-силикатный. При низких давлениях для составов метасоматизированного шпинелевого лерцолита (KLZ, Fumagalli et al., 2009) устойчива ассоциация ортопироксен + оливин + доломит + флогопит + амфибол + гранат в присутствии $H_2O + CO_2$ флюида. В случае, если система ненасыщенна флюидом, устойчивой фазой становится клинопироксен. Появление карбоната за счет реакции амфибола, клинопироксена и оливина с флюидом в перидотитах с повышенным содержанием Al и щелочей (т.е. метасоматизированных) приводит также к появлению граната, флогопита, ортопироксена и амфибола с большей долей рихтеритового компонента (Tumiati et al., 2013 и ссылки в этой работе).

С одной стороны, такие петрохимические особенности сиенит-порфиров, как высокое содержание глинозема при низком содержании Ca, т.е. низкие CaO/Al_2O_3 отношения, указывают на генерацию расплавов при низких давлениях (например, Herzberg, 1992). С другой стороны, заметное фракционирование тяжелых REE, которое отражает относительно высокие значения $(Gd/Yb)_n = 1.6–3.6$, наблюдаемые в этих породах, может быть связано с присутствием в источнике граната. Это противоречие может быть снято, если принять во внимание, что гранат может появляться в ходе карбонатизации перидотитов при $P < 2$ ГПа (Tumiati et al., 2013).

Сравнение составов выплавок, полученных в экспериментах по плавлению метасоматизированных (Condamine, Medard, 2014; Conceicao, Green, 2004) и фертильных (Leporte et al., 2014) перидотитов при давлении $P = 1.0–1.6$ ГПа с составами изученных сиенит-порфиров и монцонитов (рис. 15) показывает, что составы сиенит-порфиров близки фонолитовым выплавкам малых степеней плавления из лерцолитов с умеренным (отвечающему PM) и повышенным содержанием калия, полученным в экспериментах по плавлению фертильных перидотитов (Leporte et al., 2014).

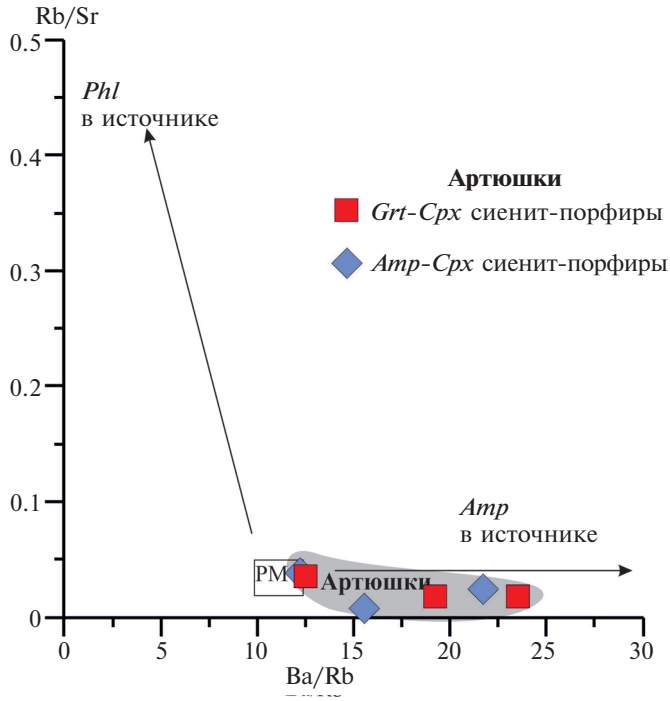

Рис. 14. Породы массивов Артюшки на диаграмме Rb/Sr–Ba/Rb (Furman, Graham, 1999)

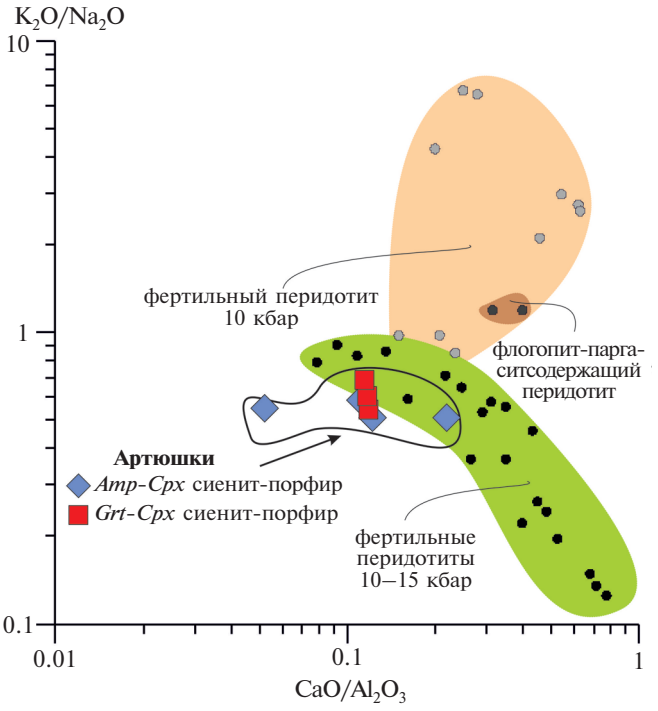

Рис. 15. Составы сиенит-порфиров массива Артюшки в сравнении с составами расплавов, полученных в экспериментах по плавлению фертильных перидотитов при 1.0–1.6 ГПа (Leporte et al., 2014), флогопитизированных перидотитов при 1 ГПа (Condamine, Medard, 2014) и флогопит-паргаситсодержащих перидотитов при 1.0 ГПа (Conceicao, Green, 2004) на диаграмме $CaO/Al_2O_3–K_2O/Na_2O$

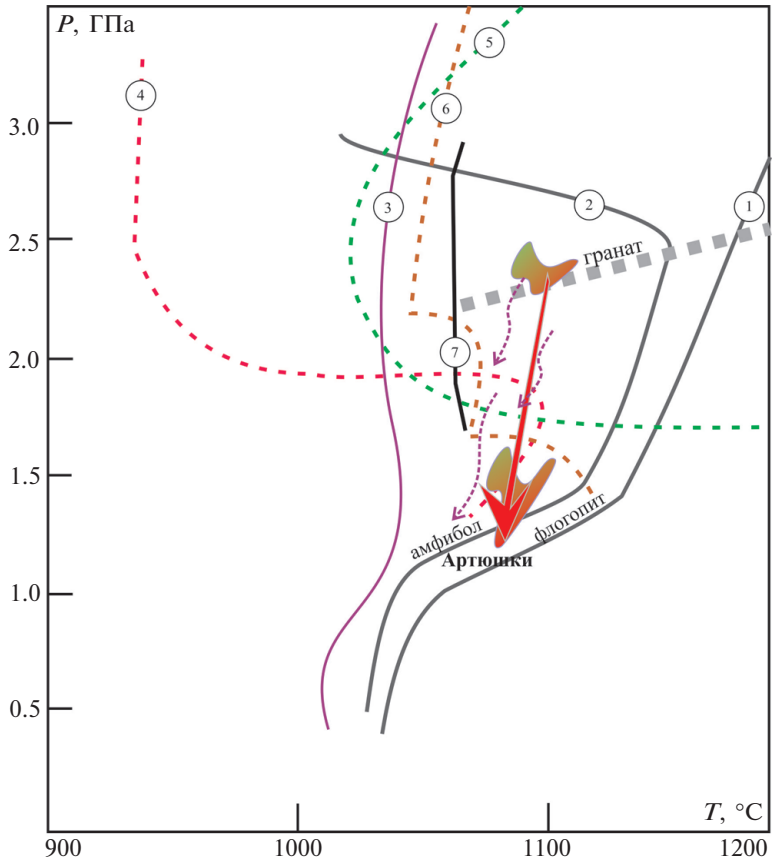

Рис. 16. Схема, иллюстрирующая условия формирования расплавов массива Артюшки.
Показано положение солидуса метасоматизированных перидотитов: 1 – флогопитсодержащих и 2 – амфибол-флогопитсодержащих, при 0.35–0.4 мас.% H_2O, 3 – водонасыщенный солидус по (Conceicao, Green, 2004); 4 – содержащих 3.0 мас.% H_2O и 0.5–2.4 мас.% CO_2, по (Falloon, Green, 1989); 5 – содержащих 2.4 мас.% CO_2, по (Wallace, Green, 1988); 6 – содержащих 0.3 мас.% H_2O и 0.7 мас.% CO_2, по (Olafsson, Eggler, 1983); 7 – COH-насыщенного при QFM-1, по (Tumiati et al., 2013). Стрелками показаны *P-T* пути подъема мантийного диапира, предполагаемых мантийных источников расплавов массива Артюшки. Основной объем расплавов формировался на меньших глубинах и имел силикатный состав.

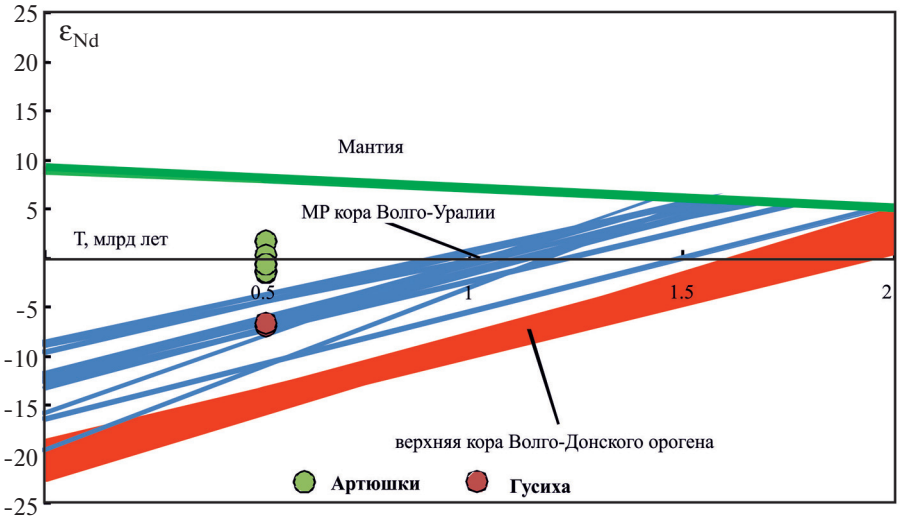

Рис. 17. Диаграмма ε_{Nd}–возраст для пород массивов Артюшки и Гусиха.
Эволюция изотопного состава Nd верхней коры Волго-Донского орогена рассчитана для пород южноволжского комплекса, по (Бибикова и др., 2009), мезопротерозойской коры Волго-Уралии – для пород сиенитового массива Сибирка (1354 ±7 млн лет, Kholodnov et al., 2018; Шагалов и др., 2014).

Проведенный сравнительный анализ наших данных с результатами экспериментов по плавлению метасоматизированных перидотитов (рис. 15) позволяет предположить последовательность генерации расплавов для массива Артюшки (рис. 16). Генерация расплавов начиналась выше солидуса H-C-O-содержащих перидотитов в области устойчивости граната, где выплавки имели карбонатно-силикатный состав. Основной объем расплавов формировался на меньших глубинах и имел силикатный состав. В целом сравнение с экспериментальными данными указывает на выплавку первичных расплавов на небольших мантийных глубинах из метасоматизированных (амфиболсодержащих) перидотитов, а также дает основание предположить фонолитовый (не базитовый) и карбонатсодержащий характер этого расплава.

Массив Гусиха. Геохимические характеристики массива Гусиха, как было отмечено выше, указывают на гетерогенность источника расплавов. Такие геохимические черты, как повышенные содержания Cr и Ni, довольно высокая Mg#, низкое Th/Ta отношение (табл. 7) указывают на участие фракционированных базитовых выплавок в формировании массива. С одной стороны, изотопный состав Sr и Nd в монцонитах не согласуется с мантийным источником их расплавов, так как является более радиогенным для Sr и менее радиогенным для Nd (табл. 9), чем следовало бы ожидать в этом случае, и указывает на коровый вклад. С другой стороны, эти же данные не позволяют рассматривать в качестве источника коровые палеопротерозойские толщи с возрастом не моложе 2.1 млрд лет (Бибикова и др., 2009), которые слагают Волго-Донской ороген, вмещающий массив Гусиху (рис. 17). Эти толщи также вряд ли могли быть коровым контаминантом мантийных расплавов, поскольку требуется вклад до 40–50% кислых пород южноволжского комплекса, чтобы сдвинуть изотопный состав Nd до наблюдаемых значений от предположительного соответствующего OIB (по простой модели смешения). Поэтому вклад палеопротерозойской коры, исходя из изотопных данных, представляется маловероятным.

Однако Волго-Уральская область в мезопротерозое испытала мощное тектоно-термальное событие (машакское событие) – в ее восточной части формировалась Камско-Бельская крупная магматическая провинция (см. рис. 1а). В ходе машакского события произошло образование большого объема магматических комплексов, причем не только базитовых эффузивов и интрузивов, но и кислых вулканитов и гранитоидных массивов, в том числе с сиенитами, возрасты этих комплексов составляют около 1390–1330 млн лет. Изотопные характеристики гранитоидов этих комплексов свидетельствуют как о переработке существовавшей раннедокембрийской коры, так и формировании ювенильной мезопротерозойской коры (Холоднов и др., 2006; Puchkov et al., 2013; Носова и др., 2012; Ларин, 2008 и ссылки в этих работах). Вполне вероятно, что подобные события могли иметь место и в западной части Волго-Уралья, в ходе эволюции Пачелмского авлакогена. В раннем кембрии эта новообразованная нижняя кора могла испытывать плавление под действием базитовых расплавов, доминировавшие коровые выплавки смешивались с фракционированными базитовыми расплавами и служили источником монцонитовых массивов. Такое предположение согласуется с изотопными данными (рис. 17).

Тектонический контекст

Тектоническая типизация массивов. Породы массивов Артюшки и Гусиха, несмотря на многие сходные петрохимические характеристики (содержание SiO_2 в интервале средних пород, высокие концентрации щелочных оксидов и, соответственно, принадлежность к субщелочной и щелочной сериям, метаглиноземистый характер и др.), значительно отличаются геохимическими характеристиками. Сиениты и щелочные сиениты массива Артюшки обогащены как LILE, так и HFSE. В монцонитах массива Гусиха отчетливо выражена двойственность: с одной стороны, они содержат большую долю мафического компонента (высокие Mg#, содержания Cr, Ni и пр.), а с другой – сильно обогащены LILE (высокие содержания Rb, Ba). Подобный дуализм является характерной чертой посторогенного (постколлизионного) магматизма и присущ таким его производным, как посторогенные адакиты (например, Lu et al., 2013). Различия двух массивов хорошо отражают величины отношений Rb/Nb и Y/Nb (0.7–1.2 и 0.1–0.3 для Артюшки, 5–9 и 0.6–0.9 для Гусихи соответственно) и Nb/Zr отношение (3–5 для Артюшки и 11–18 для Гусихи), что подчеркивает для сиенитов массива Артюшки геохи-

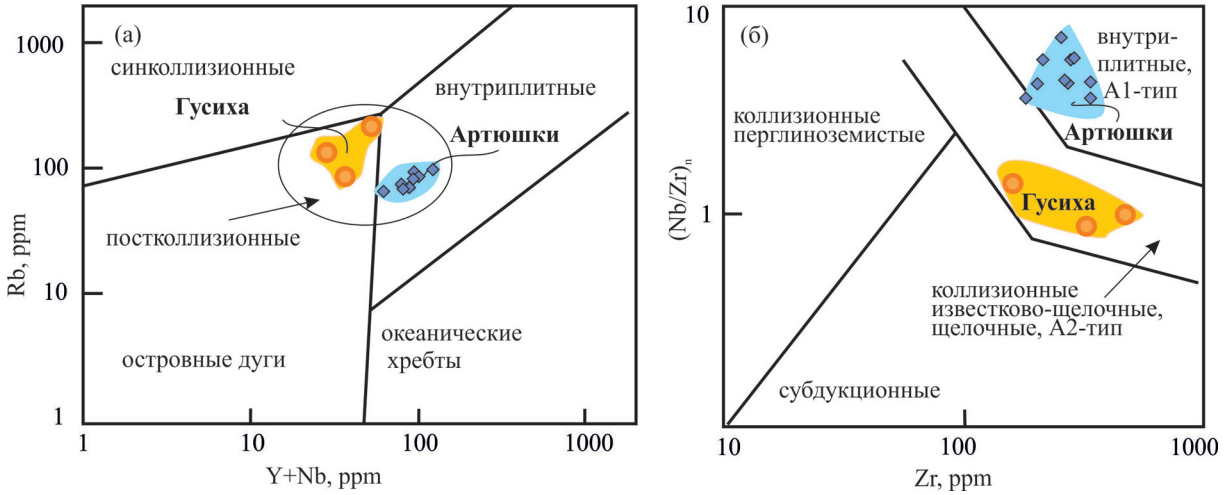

Рис. 18. Составы пород массивов Артюшки и Гусиха на геотектонических дискриминационных диаграммах (Nb+Y)–Rb (Pearce, 1996) (а) и Zr–$(Nb/Zr)_n$ (Thiéblemont, Tégyey, 1994) (б).
Концентрации Zr/Nb нормированы к ПМ, по (Sun, McDonough, 1989).

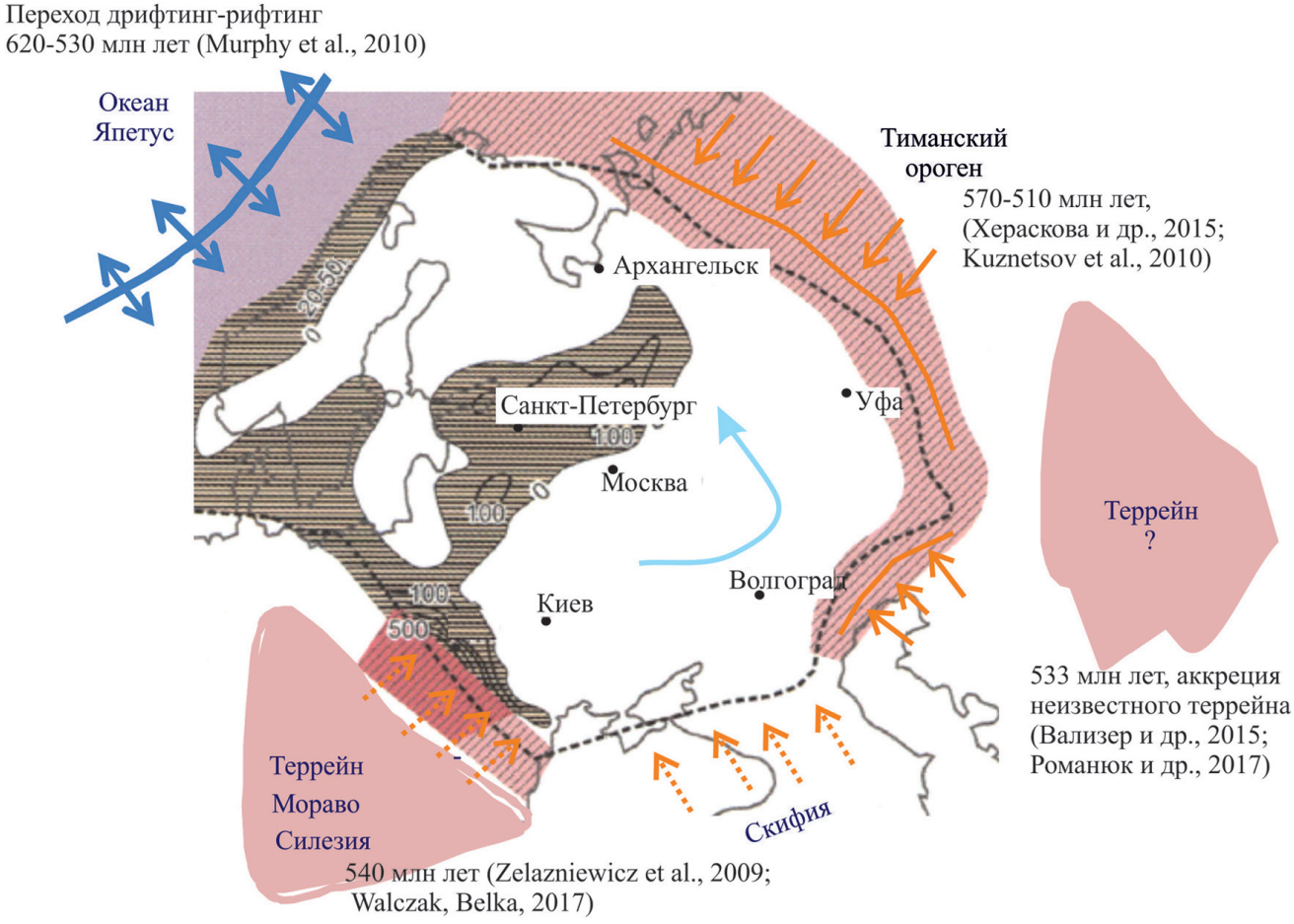

Рис. 19. Геодинамическая ситуация на ВЕП в раннем кембрии (геологическая основа и область распространения раннекембрийских отложений по (Sliaupa et al., 2006)).
Тиманский орогенный пояс (570–510 млн лет, Хераскова и др., 2015; Kuznetsov et al., 2010) непрерывно протягивается по северо-восточной, восточной и южной окраинам ВЕП. Вдоль западного края ВЕП установлены деформации неопротерозойских и кембрийских толщ в Малопольском террейне (Walczak, Belka, 2017). Коллизия террейнов с ВЕП на востоке, юге(?) и юго-западе могла быть причиной раннекембрийского магматизма.

мические черты A1-гранитоидов, а для монцонитов массива Гусиха – A2-гранитоидов. Соответственно, первые имеют геохимический облик типично внутриплитных магматитов, а вторые – пород, в генезисе которых участвовала кора, недавно прошедшая орогенный цикл (Eby, 1992; Ларин, 2011).

Положение составов обоих массивов на тектонических дискриминационных диаграммах на границе внутриплитных и надсубдукционных производных (рис. 18) указывает на совместный вклад астеносферного/плюмового и литосферного/корового источников, причем роль второго может быть более значительна для монцонитов массива Гусиха, что согласуется с их общим посторогенным (постколлизионным) геохимическим обликом.

Проявления посторогенного магматизма раннекембрийского возраста в пределах Восточно-Европейской платформы служит прямым указанием на то, что континент Балтика был вовлечен в коллизионные события в самом конце неопротерозоя–начале палеозоя.

Коллизионные и аккреционные события на окраинах континента Балтика в раннем кембрии

К настоящему времени установлено, что тиманский-кадомский орогенный пояс (570–510 млн лет, Хераскова и др., 2015; Kuznetsov et al., 2010) почти непрерывно протягивается по северо-восточной (Пучков, 2010; Kuznetsov et al., 2010 и др.), восточной (Петров, 2017; Kuznetsov et al., 2010; Иванов и др., 2014; Селезнева, 2017 и др.) и южной (Волож и др., 2009; Хераскова и др., 2015; Буш, 2014) окраинам ВЕП. Вдоль западного края ВЕП также выявлены деформации неопротерозойских и кембрийских толщ в Малопольском террейне (Walczak, Belka, 2017) (рис. 19).

Коллизионные/аккреционные события на северо-восточной и восточной периферии ВЕП в раннем кембрии коррелируются с высокобарным метаморфизмом и внедрением гранитов посторогенного типа (рис. 19). Метаморфизм фации высоких давлений и низких температур (HP/LT), ответственный за формирование голубых сланцев в тиманидах Кваркушского антиклинория Среднего Урала, по результатам Rb-Sr датирования, произошел 536 ± 6 млн лет назад (минеральная изохрона по белым слюдам, глаукофану и альбиту, Beckholmen, Glodny, 2004). UHP метаморфизм максютовского комплекса на Южном Урале с возрастом 533 ± 4.6 млн лет (Вализер и др., 2015) может маркировать аккрецию неизвестного террейна к восточному краю Балтики. На причленение к Уральскому краю кратона крупного террейна с мезо- и ранненеопротерозойской корой также указывают возрасты и Hf-изотопный состав ($\varepsilon_{Hf} > 0$) детритовых цирконов из ордовикских отложений юго-востока ВЕП (Романюк и др., 2017). В пределах Тиманского орогена гранитоиды, геологическая позиция и геохимические особенности которых отвечают коллизионным и постколлизионным событиям в позднем неопротерозое и в раннем кембрии, имеют возрастной диапазон от 560 до 510 млн лет (Петров и др., 2017; Шардакова, 2016; 2017; Кузнецов, Романюк, 2009). Кроме этого, обнаружены деформации рифейского осадочного чехла в Прикаспийской впадине (Хераскова и др., 2010). Таким образом, проявление коллизионных/аккреционных событий на северо-восточной и восточной окраине ВЕП в раннем кембрии, около 540–510 млн лет назад, имеет явные геологические и геофизические подтверждения.

На сегодняшний день раннекембрийская история западной части ВЕП изучена достаточно детально. Были получены данные о возрастах детритовых цирконов в песчаниках не только саблинской и тосненской свит Южного Приладожья (Кузнецов и др., 2011; Орлов и др., 2011; Ивлева и др., 2018), но и более западных частей Балтийской синеклизы: свит Тискре (Tiskre) и Люкати (Lukati) раннего кембрия в Эстонии (Isozaki et al., 2014) и в Ленинградской области (Ивлева и др., 2016; Подковыров и др., 2017). В обоих регионах найдены цирконы с поздненеопротерозойскими и раннекембрийскими U-Pb возрастами в интервале 516–636 млн лет (Ленинградская область) и 537–750 млн лет (Эстония). В качестве источника таких цирконов рассматривается Тиман, поскольку считается, что в западных областях в раннекембрийских отложениях цирконов этого возраста найдено меньше (Ивлева и др., 2018). Однако устойчивое присутствие раннекембрийских цирконов в соответствующих отложениях западных частей ВЕП не согласуется с этой точкой зрения. На крайнем западе Восточно-Европейской платформы, в скважине Окунев (Okuniew IG-1, Польша) среднекембрийские песчаники содержат цирконы с U-Pb возрастами в интер-

вале 533–620 млн лет (Valderde-Vaquero et al., 2000). Источником кембрийских цирконов вряд ли могли быть базальты, кислые породы и их туфы неопротерозойской Волынско-Брестской провинции, протягивающейся вдоль западной границы ВЕП (Носова и др., 2008), поскольку магматизм этой провинции имел место в эдиакарии, 571 ± 13 млн лет назад (Shumlyanskyy et al., 2016). Пепловые прослои, широко распространенные в эдиакарских отложениях западной, северной и северо-восточной частей ВЕП, датированы как 567–550 млн лет (Гражданкин, 2011 и ссылки в этой работе). Наиболее вероятным источником кембрийских цирконов на западе ВЕП являлись небольшие, возможно композитные, террейны авалонского происхождения (Zelazniewicz et al., 2009; Walczak, Belka, 2017 и ссылки в этих работах). Предполагается, что причленение композитного TTA (Teisseyre-Tornquist Terrane Assemblage), включавшего Малопольский и Мизийский террейны, произошло на границе эдиакария и кембрия (Zelazniewicz et al., 2009) либо в начале среднего кембрия (Walczak, Belka, 2017).

Геодинамический контекст южной границы ВЕП в конце неопротерозоя–начале палеозоя остается неясным. В юго-восточной части ВЕП, перекрытой отложениями фанерозойского чехла, сейсмическими исследованиями установлены комплексы тиманид, свидетельствующие о продолжении тиманского орогена вплоть до Прикаспийской впадины (Селезнева, 2017). Фундамент этой впадины в ее Восточно-Прикаспийском сегменте также сложен комплексами тиманской/кадомской консолидации, на что указывают сейсмические исследования (Волож и др., 2009; Леонов и др., 2010; Хераскова и др., 2015). К юго-западу через крупную сдвиговую структуру фундамент Прикаспия стыкуется со Скифской плитой (Волож и др., 2009). В Скифской плите, на основании данных аэромагнитных и аэрогравиметрических съемок, также установлен кадомский фундамент, представленный аналогами бечасынской серии Большого Кавказа, в составе которого выявлен предположительный офиолитовый комплекс (Буш, 2014). Далее к западу структуры Скифской плиты, вероятно, сочленяются с Добруджей и Истанбульской зоной Понтид, которые рассматриваются как перигондванские террейны авалонского происхождения (Okay, Nikishin, 2015). Принадлежность Южной части Скифской плиты (Бечасынская зона) к перигондванским террейнам авалонского происхождения сомнений не вызывает (Somin, 2011; Okay, Nikishin, 2015).

Что же касается природы северной части Скифской плиты, как и времени ее аккреции к ВЕП, если таковая имела место, то здесь существует значительная неопределенность. Скифскую плиту принято рассматривать как пассивную окраину ВЕП, переработанную позднепалеозойскими и более поздними тектоническими событиями (Yegorova et al., 2004; Saintot et al., 2006 и ссылки в этой работе). Однако сопряжение с тиманским орогеном на северо-востоке в Прикаспии, а также положение девонских и карбоновых орогенных комплексов Большого Кавказа к югу от сутуры не согласуется с причленением северной части Скифии к ВЕП только в позднем палеозое. Это дает основание предположить, что, по-крайней мере, часть Скифской плиты была причленена к ВЕП в позднем неопротерозое–самом раннем палеозое (не позднее раннего ордовика) в ходе тиманской орогении (Saintot et al. 2006; Okay, Nikishin, 2015). Фундамент Южной Добруджи также, скорее всего, представлен комплексами ВЕП (Zelazniewicz et al., 2009).

Таким образом, для западной части ВЕП имеются геологические свидетельства аккреционно-коллизионных событий в начале кембрийского времени, а для южной части есть основания предполагать подобные события. Коллизионный характер сочленения западной и южной окраин ВЕП со Скифской плитой и авалонскими/кадомскими террейнами подтверждается сейсмическими данными (Starostenko et al., 2015; Saintot et al., 2006; Пашкевич и др. 2018), которые показывают поддвиг ВЕП под эти структуры.

Коллизия Балтики со Скифией могла быть важным фактором постколлизионного растяжения на юго-востоке ВЕП в раннем кембрии.

Расширение океана Япетус. Альтернативным постколлизионному растяжению тектоно-термальным событием, вызвавшим раннекембрийский магматизм, могло быть растяжение, связанное с открытием океана Япетус. Открытие океана Япетус произошло 620–570 млн лет назад (Murphy et al., 2010). В эдиакарии – начале кембрия, Балтика находилась под влиянием расширяющегося Япетуса, и, судя по палеомагнитным данным, после отделения от Лаврентии около

590 млн лет она испытала вращение против часовой стрелки на 90° между 600 и 550 млн лет (Cawood et al., 2016; Levashova et al., 2013; Lubnina et al., 2014), что могло привести к кардинальным сдвиговым латеральным смещениям внутри континента и косой коллизии Балтики с другими континентальными блоками в режиме транспрессии (Хераскова и др., 2010) (рис. 19).

К сожалению, палеомагнитные данные для конца венда–раннего кембрия (около 550–500 млн лет) крайне недостаточны для надежной палеогеографической реконструкции положения Балтики относительно других континентальных блоков (Meert, 2014). Однако, можно предполагать, что ее вращение в разных направлениях продолжалось и могло активизировать деформации растяжения ВЕП вдоль более древних зон сдвигов, ограничивающих Пачелмский авлакоген, и реактивировать их магматическую деятельность.

Литосферная мантия юго-востока ВЕП в раннем кембрии. Геохимические, Sr и Nd изотопные характеристики магматизма, сравнительный анализ составов расплавов и результатов экспериментов по плавлению метасоматизированных перидотитов дают основание предполагать, что во внутренней части юго-восточного сегмента ВЕП (массив Артюшки) в мантийном источнике в качестве метасоматических минералов присутствовали амфибол и карбонат. Изотопный состав Sr и Nd в наименее контаминированных породах массива Артюшки не предполагает вклад древней литосферы и соответствует обогащенному источнику мантийно-плюмового типа. Nd-модельный возраст этих пород варьирует в интервале 0.9–1.26 млрд лет. Вариации величин $T_{Nd}(DM)$ связаны с контаминацией расплавов палеопротерозойскими метаосадками, а время метасоматоза литосферной мантии приближено к возрасту магматизма около 520 млн лет.

Sr и Nd изотопные характеристики массива Гусиха, напротив, указывают на преобладающий коровый вклад и на то, что литосферная мантия в восточной части Волго-Уральского сегмента ВЕП могла испытать интенсивный метасоматоз в ходе предшествующего мезопротерозойского магматического события. Это же событие могло сформировать ювенильную нижнюю кору, которая перерабатывалась уже в раннем кембрии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В фундаменте юго-восточной части Восточно-Европейской платформы на юго-западном и северо-восточном бортах Пачелмского авлакогена известны проявления сиенитового магматизма: артюшковский (Канцеров и др., 1987) и гусихинский (Государственная ..., 2009; Рыскин и др., 1997) комплексы. До сих пор им приписывался либо раннепротерозойский возраст (Чернышов и др., 1990; Государственная ..., 2009), либо возраст моложе 1.65 млрд лет (Кузнецов и др., 2017), соответственно.

Нами были проведены геохронологические, петрологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования сиенитов и щелочных сиенитов массива Артюшки (артюшковский комплекс) и монцонитов массива Гусиха (гусихинский комплекс). Показано, что массивы не являются палеопротерозойскими, они имеют близкие раннекембрийские возрасты: 524 ± 3 и 514 ± 2 млн лет (U-Pb по цирконам), а по $^{40}Ar/^{39}Ar$ 526 ± 2 млн лет (КПШ) и $(522 \pm 2)/(515 \pm 2)$ (амфибол).

В петрогенезисе массива Артюшки участвовали два расплава, один из которых (*Amp-Cpx* сиенит-порфиров) испытал значительную коровую контаминацию, в отличие от второго (*Grt-Cpx* сиенит-порфиров), для которого этот процесс не был значимым. Формирование сиенит-порфиров этого массива контролировалось, главным образом, фракционной кристаллизацией и коровой контаминацией, смешением контаминированного и неконтаминированного расплавов, а также метасоматической переработкой на поздних стадиях. Кристаллизация сиенит-порфиров начиналась при низкой фугитивности кислорода (ниже буфера QFM), и fO_2 повышалась по мере дифференциации. Ранние фазы кристаллизовались при температуре не ниже 800–850°C. Дифференциация сиенитовых расплавов сопровождалась значительным накоплением летучих (фтора, хлора, серы) и эпизодами отделения флюида и носила характер взаимодействия расплав–флюид–кристаллы.

Основной объем первичных расплавов массива Артюшки имел фонолитовый состав и образовывался при плавлении умеренно метасоматизированной (амфибол- и карбонатсодержащей) литосферной мантией. Вероятно, плавление начиналось в области устойчивости граната при темпертурах выше солидуса H-C-O-содержащих перидотитов, и первые выплавки имели карбонатно-силикатный состав.

Изотопный состав Sr и Nd в наименее контаминированных породах массива Артюшки не указывает на вклад древней литосферы и соответствует обогащенному источнику плюмового типа. Модельный Nd возраст этих пород варьирует в интервале 0.90–1.24 млрд лет. Вариации величин $T_{Nd}(DM)$ связаны с контаминацией расплавов палеопротерозойскими метаосадками. Возрасты $T_{Nd}(DM)$ существенно моложе таковых для пород раннедокембрийского фундамента ВЕП, что исключает коровый источник сиенитов.

Монцониты массива Гусиха, вероятно, формировались за счет гетерогенного источника. Геохимические, Sr и Nd изотопные характеристики этих пород указывают на преобладающий коровый вклад и на то, что литосферная мантия в восточной части Волго-Уральского сегмента ВЕП могла испытать интенсивный метасоматоз в ходе предшествующего мезопротерозойского магматического события. Это же событие могло сформировать нижнюю кору, которая перерабатывалась уже в раннем кембрии.

Положение составов обоих массивов на геотектонических дискриминационных диаграммах на границе внутриплитных и надсубдукционных производных указывает на посторогенный (постколлизионный) характер магматизма. Проявления посторогенного магматизма раннекембрийского возраста в пределах Восточно-Европейской платформы служит прямым указанием на то, что континент Балтика был вовлечен в коллизионные и/или аккреционные события в самом конце неопротерозоя–начале палеозоя.

Установленный раннекембрийский возраст изученных массивов дает основания к новому взгляду на эволюцию магматизма ВЕП на рубеже неопротерозоя и палеозоя, а также указывает на переработку литосферной мантии ВЕП вследствие коллизии платформы с тиманскими и восточно-авалонскими/кадомскими террейнами.

Благодарности. Помощь Л.П. Поповой (РГУНГ им. Губкина) в поиске образцов керна была неоценимой. Авторы благодарят Ю.О. Ларионову, Е.А. Минервину, А.И. Якушева (ИГЕМ РАН), В.К. Карандашева (ИПТ РАН), Е.В. Гусеву (МГУ) за помощь в аналитических исследованиях. Замечания рецензента А.В. Самсонова были исключительно полезны и способствовали улучшению статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках Базовой темы ИГЕМ РАН (№ 0136-2018-0030), в рамках проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003), а также Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабаянц П.С., Блох Ю. Карта локальной намагниченности пород фундамента Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 2500000. М.: Аэрогеофизика, 2001.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.

Буш В.А. Глубинное строение фундамента Скифской плиты // Геотектоника. 2014. Т. 6. С. 39–54.

Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. UHPM эклогит Максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2015. № 3. Т. 461. С. 316–321.

Владыкин Н.В., Сотникова И.А., Котов А.Б., и др. Строение, возраст и рудоносность Бурпалинского редкометального щелочного массива (Северное Прибайкалье) // Геология рудн. месторождений. 2014. Т. 56. С. 272–290. doi: 10.7868/S0016777014040066.

Гражданкин Д.В. Хроностратиграфия верхнего венда (на примере разрезов северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западного склона Среднего Урала). Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, 2011. 32 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Восточно-Европейская. Лист M-38. Волгоград. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 399 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-38. Пенза. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2019.

Дубина А.В., Кривдик С.Г., Шарыгин В.В. Геохимия нефелиновых и щелочных сиенитов Украинского щита (по данным ICP MS) // Геохимия. 2014. Т. 10. С. 907–923. doi: 10.7868/S0016752514080020.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Ерохин Ю.В., и др. Состав и возраст кристаллического фундамента Северо-Западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 5. С. 607–611.

Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., и др. Результаты U-Pb (La-ICP-MS) датирования

обломочных цирконов из верхневендско-нижнекембрийских отложений Востока Балтийской моноклизы // Докл. АН. 2016. Т. 468. № 4. С. 441–446.

Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., и др. U-Pb LA-ICP-MS возраст обломочных цирконов из отложений нижнего рифея и верхнего венда Лужско-Ладожской моноклинали // Докл. АН. 2018. Т. 480. № 4. С. 439–443.

Канцеров В.А., Быков И.Н., Бочаров В.Л. О формационной принадлежности даек щелочных пород на востоке Воронежского кристаллического массива // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1987. № 8. С. 18–25

Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю., и др. Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. Т. 82. № 7. С. 6–15.

Когарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1230–1241.

Когарко Л.Н. Геохимия процессов разделения когерентных элементов (Zr, Hf) при глубокой дифференциации высокощелочных магматических систем (Ловозерский комплекс) // Геохимия. 2016. № 1. С. 4–10. doi: 10.7868/S0016752516010088.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Уточнение времени формирования коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид: 540–510 млн лет // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI тектонического совещания. 2014. С. 219–224.

Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л., и др. Первые результаты U/Pb датирования детритных цирконов из раннепалеозойских и девонских песчаников Южного Приладожья // Докл. АН. 2011. Т. 438. № 6. С. 787–793.

Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Белоусова Е.А., и др. Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из ордовикских терригенных толщ Соль-Илецкого блока Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2017. Т. 473. № 6. С. 453–458.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

Леонов Ю. Г., Волож Ю. А., Антипов М. П., и др. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования. М.: ГЕОС, 2010. 64 с.

Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В., и др. Неопротерозойская Волынско-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона: особенности внутриплитного магматизма в области древней шовной зоны // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 115–147.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., и др. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. №. 4. С. 392–392.

Орлов С.Ю., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Л., и др. Возрастные ограничения Протоуральско-Тиманской орогении по детритным цирконам // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 1. С. 87–92.

Пашкевич И.К., Русаков О.М., Кутас Р.И., и др. Строение литосферы по комплексному анализу геолого-геофизических данных вдоль профиля DOBREfraction›99/DOBRE-2 (Восточно-Европейская платформа – Восточно-Черноморская впадина) // Геофизический журнал. 2018. 40. 5. С. 98-136.

Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., и др. Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда–нижнего кембрия Северо-Востока Балтийской моноклинали // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 3–23.

Петров Г.А. Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса. Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2017. 42 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) // Уральский геол. журнал. 2010. 280 с.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., и др. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика обломочных цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // Докл. АН. 2017. Т. 472. № 1. С. 433–436.

Рыскин М.И., Смилевец Н.П., Боброва Д.В. К комплексной интерпретации геофизических данных в едином координатном пространстве // Геология и разведка. 1997. Т. 4. С. 90–94.

Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н. Физико-химические параметры кристаллизационной дифференциации и формирования Fe-Ti руд в магматической системе массива Елеть–Озеро (Северная Карелия) // Геохимия. 2016. С. 233–255. doi:10.7868/S0016752516030043.

Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С. Метатерригенные породы воронцовской серии воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2011. С. 70–94.

Селезнева Н.Н. Рифейско-среднедевонские отложения Юго-Восточного склона Волго-Уральской антеклизы. Автореферат дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2017. 26 с.

Середкин М.В., Зотов И.А., Карчевский П.И. Геолого-генетическая модель формирования Ковдорского массива и связанного с ним апатит-магнетитового месторождения // Петрология. 2004. Т. 12. С. 586–608.

Скрябин В.Ю., Савко К.А., Скрябин М.В., и др. Кембрийская магматическая активизация Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 5. С. 581–581.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., и др. Распад Родинии и ранние стадии развития палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. Т. 44. С. 3–44.

Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., и др. Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. Т.1. С. 31–59.

Шагалов Е.С., Холоднов В.В., Носова А.А., и др. К вопросу о возрасте вмещающих пород редкометалльного месторождения Сибирка: Sm-Nd и U-Pb (циркон) изотопные данные // Тр. ИГГ УрО РАН. 2014. Вып. 161. С. 362–366.

Шардакова Г.Ю. Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия. 2016. № 7. С. 607–622.

Шардакова Г.Ю. Гранитоиды и базиты разных этапов геодинамической эволюции западного склона южного Урала: геохимические и изотопные различия, источники, вопросы // Уральская минералогическая школа. 2017. Т. 23. С. 238–245.

Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Кузнецов Н.С. Новые венд-кембрийские возрасты гранитоидов и ортопород западного склона Урала: очередные свидетельства Кадомского орогенеза // XI Петрографическое совещание. Екатеринбург. 2010. С. 330–331.

Чернышов Н.М., Пономаренко А.Н., Бартницкий Е.Н. Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива // Докл. АН УССР. 1990. Сер. Б. № 6. С. 11–19.

Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // Amer. Mineral. 1995. V. 80. P. 549–559.

Andersen T., Elburg M., Erambert M. The miaskitic-to-agpaitic transition in peralkaline nepheline syenite (white foyaite) from the Pilanesberg Complex, South Africa // Chem. Geol. 2017. V. 455. P. 166–181.

Baksi A.K., Archibald D.A., Farm E. Intercalibration of $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating standards // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 307–324.

Beckholmen M., Glodny J. Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarkush metamorphic basement, Northern Urals, Russia // Geol. Soc. 2004. V. 30. P. 125–134.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R. Europe East European Craton // E. Scott. 2016. P. 1–18.

Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatschev R., et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. № 1–2. P. 23–45.

Carvalho B.B., Janasi V.D.A., Henrique-Pinto R. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: Implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil // Lithos. 2014. V. 205. P. 39–59.

Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., et al. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.

Conceição R.V., Green D.H. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite + pargasite lherzolite // Lithos. 2004. V. 72. P. 209–229.

Condamine P., Médard E. Experimental melting of phlogopite-bearing mantle at 1 GPa: Implications for potassic magmatism // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 397. P. 80–92.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. The Interpretation of Igneous Rocks. London: George Allen and Unwin Press, 1979. 450 p.

Dalrymple G.B., Lanphere M.A. $^{40}Ar/^{39}Ar$ technique of K-Ar dating: a comparison with the conventional technique // Earth Planet. Sci. Lett. 1971. V. 12. P. 300–308.

Dasgupta R., Hirschmann M. Effect of Variable Carbonate Concentration on the Solidus of Mantle Peridotite Effect of variable carbonate concentration on the solidus of mantle peridotite // Amer. Mineral. 2007. V. 92. P. 370–379.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.

Elkins L.T., Grove T.L. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models // Amer. Mineral. 1990. V. 75. P. 544–559.

Falloon T.J., Green D. The solidus of carbonated, fertile peridotite // Lett. Planet. Sci. 1989. V. 94. P. 364–370.

Foland K.A., Landoll J.D., Henderson C.M.B., et al. Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites // Geochim. Cosmohim. Acta. 1993. V. 57. P. 697–704.

Fowler M.B. Elemental evidence for crustal contamination of mantle-derived Caledonian syenite by metasediment anatexis and magma mixing // Chem. Geol. 1988. V. 69. P. 1–16.

Fumagalli P., Zanchetta S., Poli S. Alkali in phlogopite and amphibole and their effects on phase relations in metasomatized peridotites: A high-pressure study // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 158. P. 723–737.

Furman T., Graham D. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province // Lithos. 1999. V. 48. P. 237–262.

Gahlan H., Azer M., Asimow P., et al. Late Ediacaran post-collisional A-type syenites with shoshonitic affinities,

northern Arabian-Nubian Shield: a possible mantle-derived A-type magma // Arab. J. Geosc. 2016. V. 9. P. 603.

Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 489–508.

Isozaki Y., Põldvere A., Bauert H., et al. Provenance shift in Cambrian mid-Baltica: detrital zircon chronology of Ediacaran-Cambrian sandstones in Estonia // Eston. J. Earth Sci. 2014. V. 63. P. 251–256.

Hamilton D.L., MacKenzie W.S. Nepheline Solid Solution in the System $NaAlSiO_4$-$KAlSiO_4$-SiO_2 // J. Petrol. 1960. V. 1. № 9. P. 56–72.

Hansteen T.H., Burke E.A. J. Melt-mineral-fluid interaction in peralkaline silicic intrusions in the Oslo Rift, southeast Norway. II: High-temperature fluid inclusions in the Eikeren-Skrim complex // Norges Geologiske Undersøkelse. 1990. V. 417. P. 15–32.

Harris C., Marsh J.S., Milner S.C. Petrology of the alkaline core of the Messum igneous complex, Namibia: evidence for the progressively decreasing effect of crustal contamination // J. Petrol. 1999. V. 40. № 9. P. 1377–1397.

Herzberg C. Depth and degree of melting of komatiites // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 4521–4540.

Henderson C.M.B. Feldspathoid stabilities and phase inversions – a review / Ed. William L. Brown. Feldspars and Feldspathoids, Structures, Properties and Occurrences. *University* of *Manchester*, 1984. P. 471–472.

Jung S., Hoernes S., Hoffer E. Petrogenesis of cogenetic nepheline and quartz syenites and granites (northern Damara orogen , Namibia): enriched mantle versus crustal contamination petrogenesis of cogenetic nepheline and quartz syenites and granites (northern Damara orogen , Namibia): enriched mantle versus crustal contamination // J. Geol. 2005. V. 113. P. 651–672.

Kamenetsky V.S., Naumov V.B., Davidson P., et al. Immiscibility between silicate magmas and aqueous fluids: a melt inclusion pursuit into the magmatic-hydrothermal transition in the Omsukchan Granite (NE Russia) // Chem. Geol. 2004. V. 210. P. 73–90.

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., et al. Sheared peridotite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin // Geosci. Front. 2017. V. 8. P. 653–669.

Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Fershtater G.B., et al. The Riphean magmatism preceding the opening of Uralian paleoocean: geochemistry, isotopes, age, and geodynamic implications // Geodynamics Tectonophysics. 2018. V. 9. P. 365–389.

Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., et al. Geochronological , geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Res. 2010. V. 17. P. 583–601.

Laporte D., Lambart S., Schiano P., et al. Experimental derivation of nepheline syenite and phonolite liquids by partial melting of upper mantle peridotites Experimental derivation of nepheline syenite and phonolite liquids by partial melting of upper mantle peridotites // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 404. P. 319–331.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G., et al. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. 2004. V. 30. P. 69–74.

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran : Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Res. 2013. V. 236. P. 16–30.

López de Luchi M. G., Siegesmund S., Wemmer K., et al. Petrogenesis of the postcollisional Middle Devonian monzonitic to granitic magmatism of the Sierra de San Luis, Argentina // Lithos. 2017. V. 288–289. P. 191–213.

Lu Y.J., Kerrich R., Mccuaig T.C., et al. Geochemical, Sr-Nd-Pb, and Zircon Hf-O isotopic compositions of eocene – oligocene shoshonitic and potassic adakite-like felsic intrusions in Western Yunnan, SW China: Petrogenesis and Tectonic Implications // J. Petrol. 2013. V. 54. P. 1309–1348.

Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Puchkov V.N., et al. New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm // Int. J. Earth Sci. 2014. V. 103. P. 317–334.

Ludwig K. User`s manual for Isoplot/Ex. 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronol. Center. Sp. Publ. 2005. 71 p.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101. P. 635–43.

Mann U., Marks M., Markl G. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany // Lithos. 2006. V. 91. P. 262–285.

Marks M., Halama R., Wenzel T., et al. Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral–melt trace–element partitioning B // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 185–215.

Marks M., Markl G. Fractionation and assimilation processes in the alkaline augite syenite unit of the Ilimaussaq Intrusion, South Greenland, as deduced from phase equilibria // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 1947–1969.

Marks M.A.W., Markl G. A global review on agpaitic rocks // Earth Sci. Rev. 2017. V. 173. P. 229–258.

Migdisov A.A., Williams-Jones A.E., van Hinsberg V., et al. An experimental study of the solubility of baddeleyite (ZrO_2) in fluoride-bearing solutions at elevated temperature // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 7426–7434.

Motoki A., Sichel S.E., Vargas T., et al. Geochemical evolution of the felsic alkaline rocks of tanguá and rio bonito intrusive bodies, state of Rio de Janeiro, Brazil // São Paulo UNESP, Geociências. 2010. V. 29. P. 291–310.

Motoki A., Sichel S.E., Vargas T., et al. Geochemical behaviour of trace elements during fractional crystallization and crustal assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of Rio de Janeiro, Brazil // Anais da Academia Brasileira de Ciências. 2015. V. 87. P. 1959–1979.

Murphy J.B., Keppie J.D., Nance R.D., Dostal J. Comparative evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a North America perspective // Gondwana Research. 2010. V. 17. P. 482-499.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., et al. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonoph. 1996. V. 268. P. 23–63.

Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // Intern. Geol. Rev. 2015. V. 57. P. 1051–1076.

Olafsson M., Eggler D.H. Phase relations of ampibole, ampibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 305–315.

Pearce J.A. Sources and setting of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19. P. 120–125.

Peng P., Zhai M.I., Guo J., et al. Petrogenesis of Triassic post-collisional syenite plutons in the Sino-Korean craton: an example from North Korea // Geol. Magaz. 2008. V. 145. P. 637–647.

Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. V. 174. P. 109–124.

Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., et al. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 117–152.

Saintot A., Stephenson R. A., Stovba S., et al. The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest precambrian–early palaeozoic to the Early Cretaceous // Geol. Soc. 2006. V. 32. P. 481–505.

Schairer J.F., Bowen N.L. Preliminary report on equilibrium-relations between feldspathoids, alkali-feldspars, and silica // Trans. Amer. Geoph. Union. 1935. V. 16. P. 325–328.

Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., et al. The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant the U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant // GFF. 2016. V. 138. P. 17–30.

Sliaupa S., Fokin P., Lazauskiene J., et al. The Vendian–Early Palaeozoic sedimentary basins of the East European Craton the Vendian–Early Palaeozoic sedimentary basins of the East European Craton // Geol. Soc. 2006. V. 32. P. 449–462.

Somin M.L. Pre-jurassic basement of the Greater Caucasus: brief overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. V. 20. P. 545–610.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.

Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., et al. Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula // Geoph. J. Inter. 2015. V. 201. P. 5–8.

Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. 1989. V. 42. P. 313–345.

Thiéblemont D., Tégyey M. Une discrimination géochimique des roches différenciés témoin de la diversité d'órigine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins // Acad. Sci. 1994. V. 319. P. 87–94.

Thirlwall M.F. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // Chem. Geol. 1991.V. 94. P. 85–104

Timofeev A., Migdisov A.A. Williams-Jones A.E. An experimental study of the solubility and speciation of niobium in fluoride-bearing aqueous solutions at elevated temperature // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 158. P. 103–111.

Tumiati S., Fumagalli P., Tiraboschi C. An experimental study on C-O-H-bearing peridotite up to 3.2 GPa and implications for crust – mantle recycling // J. Petrol. 2013. V. 54. P. 453–479.

Valverde-Vaquero P., Dörr W., Belka Z., et al. U-Pb single-grain dating of detrital zircon in the Cambrian of central Poland: implications for Gondwana versus Baltica provenance studies // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 184. P. 225–240.

Van Staal C.R., Dewey J.F., Mac Niocaill C., et al. The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus // Geol. Soc. 1998. V. 143. P. 197–242.

Vuorinen J.H. The Alnö alkaline and carbonatitic complex, east central Sweden – a petrogenetic study. Dr. Sc. Thesis. Stockholm. 2005. 130 p.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. 413 p.

Wang Y., Prelević D., Buhre S., Foley S.F. Constraints on the sources of post-collisional K-rich magmatism: the roles of continental clastic sediments and terrigenous blueschists // Chem. Geol. 2017. V. 455. P. 192–207.

Walczak A., Belka Z. Fingerprinting Gondwana versus Baltica provenance: Nd and Sr isotopes in Lower Paleozoic clastic rocks of the Małopolska and Łysogóry terranes, southern Poland // Gondwana Res. 2017. V. 45. P. 138–151.

Wallace M.E., Green H.D. An experimental determination of primary carbonatite magma composition // Lett. Nature. 1988. V. 335. P. 343–346.

Wen S., Nekvasil H. SOLVALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry // *Computers* & Geosciences. 1994. V. 20. P. 1025–1040.

Wu F., Arzamastsev A.A., Mitchell R.H., et al. Emplacement age and Sr-Nd isotopic compositions of the Afrikanda alkaline ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // Chem. Geol. 2013. V. 353. P. 210–229.

Yegorova T.P., Stephenson R.A., Kostyuchenko S.L., et al. Structure of the lithosphere below the southern margin of the East European Craton (Ukraine and Russia) from gravity and seismic data // Tectonophysics. 2004. V. 381. P. 81–100.

Zartman, R.E., Kogarko L.N. Lead isotopic evidence for interaction between plume and lower crust during emplacement of peralkaline Lovozero rocks and related rare-metal deposits, East Fennoscandia Kola Peninsula, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 2017. V. 172.

Zhang X., Zhang H., Jiang N., et al. Early Devonian alkaline intrusive complex from the northern North China craton: a petrological monitor of post-collisional tectonics // J. Geol. Soc. 2010. V. 167. P. 717–730.

Żelaźniewicz A., Buła Z., Fanning M., et al. More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and south-eastern Romania // Geol. Quart. 2009. V. 53. P. 93–123.

EARLY CAMBRIAN SYENITE AND MONZONITE MAGMATISM IN THE SOUTHEAST OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM: PETROGENESIS AND TECTONIC SETTING

A.A. Nosova[1, *], A.A. Voznyak[1, 2], S.V. Bogdanova[3, 4], K.A. Savko[5], N.M. Lebedeva[1], A.V. Travin[6, 7], D.S. Yudin[6, 7], L. Page[3], A.N. Larionov[8], A.V. Postikov[9]

[1] Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences
Moscow, 119017, Russia

[2] Geological Faculty, Moscow State University
Moscow, 119899, Russia

[3] Department of Geology, Lund University
Lund, SE 22362, Sweden

[4] Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan (Volga Region) Federal University
Kazan, 420008, Russia

[5] Voronezh State University
Voronezh, 394006, Russia

[6] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences
Novosibirsk, 630090, Russia

[7] Novosibirsk State University
Novosibirsk, 630090, Russia

[8] Karpinskii All-Russia Research Institute of Geology
St. Petersburg, 199106, Russia

[9] Gubkin Russian State University of Oil and Gas
Moscow, 119991, Russia

**E-mail: nosova@igem.ru*

The paper reports new geochronological, petrological, and isotope-geochemical data on the syenites and alkali syenites of the Artyushki massif, and the monzonites of the Gusikha massif. These massifs are located along the southwestern and northeastern margins of the Pachelma aulacogen, in the southeastern part of the East European Platform (EEP). They have Early Cambrian ages of 524 ± 3 (Artyushki) and 514 ± 2 Ma (Gusikha) obtained by the U-Pb zircon method and similar ages of amphibole and K-feldspar by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method. This time period has previously been regarded as amagmatic in the EEP evolution.

The Artyushki massif is made up of *Amp-Cpx* syenite porphyries and *Grt-Cpx* alkali syenite porphyries and their fenitized varieties. As compared to the *Amp-Cpx* varieties the *Grt-Cpx* rocks are more peralkaline (A/NK > 0.9) and have higher LREE and HFSE, and fractionated HREE

patterns. The metasomatized (fenitized) varieties are more potassic and bear geochemical evidence of fluid reworking (high Y/Ho ratios, significant Zn variations, and etc.). Bulk samples have weakly radiogenic Sr isotopic compositions: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{520}$ are within 0.703066–0.703615. The values of $\varepsilon_{Nd}(520)$ vary from –0.69 to +1.64. The *Grt-Cpx* syenite porphyries have the positive $\varepsilon_{Nd}(520)$, while the *Amp-Cpx* and fenitized syenite porphyries feature negative ε_{Nd}.

The Gusikha massif consists of biotite-amphibole and biotite monzonites. Similar to the Artyushki syenites in SiO_2 contents, the Gusikha monzonites have higher Mg# (0.22–0.54 and 0.34–0.71 for the Artyushki and Gusikha massifs, respectively). They are also characterized by a negative Nb-Ta anomaly (Nb/Nb* = 0.5), high Ba/Sr ratio, and highly radiogenic $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{520}$ = 0.705204 and 0.705320. Their Nd-isotopic compositions correspond to $\varepsilon_{Nd}(520)$ = –6.7 and –7.0.

Two melts contributed to the formation of the Artyushki massif. One was a strongly contaminated melt (*Amp-Cpx* syenite porphyries, the other was weakly contaminated (*Grt-Cpx* syenite porphyries). The main contribution was phonolitic melt derived from the melting of a moderately metasomatized (carbonate- and amphibole-bearing) shallow lithospheric mantle. The earliest and deepest melt portions were carbonate-silicate in composition.

The geochemical, as well as the Sr and Nd isotopic compositions of the Gusikha monzonites indicate a predominant crustal contribution and pervasive reworking of the lithospheric mantle beneath southeastern Volgo-Uralia of the EEP in the Mesoproterozoic.

Both massifs feature the geochemistry of within-plate and supra-subduction derivatives, which suggests a postorogenic tectonic setting of the magmatism.

The presence of the Early Cambrian postorogenic magmatism within the East European Platform/Baltica is direct evidence for the involvement of Baltica in the collisional and/or accretionary events during the terminal Neoproterozoic – the beginning of the Paleozoic. This suggests reworking of the lithospheric mantle of Baltica during its collision with Timanian and East Avalonian/Cadomian terranes, including Scythia.

Key words: syenite, monzonite, Early Cambrian, collision, lithospheric mantle, East European Platform, Baltica continent, Scythia

DOI: https://doi.org/10.31857/S0869-5903274357-400