

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНДЕЗИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНО- САРМАТСКИЙ ОРОГЕН): ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

Р. А. Терентьев, К. А. Савко, Ю. Н. Стрик

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 13 января 2016 г.

Аннотация: в данной статье представлены геохимические данные для пироксен-плагиоклазовых андезитов и связанных с ними пород в пределах Лосевского блока Восточно-Сарматского орогена (ВСО). Для андезитов Байгоровского ареала (БА) характерна реликтовая гиалопилитовая или пилотакситовая структура основной массы и преобладание фенокристаллов плагиоклаза. Андезиты и связанные с ними породы БА с 51,15–58,44 мас.% SiO₂, 0,60–0,70 мас.% TiO₂ характеризуются высокой магниальностью в некоторых образцах (МГ# до 0,68). Андезиты обогащены легкими РЗЭ и элементами с крупными ионными радиусами, демонстрируют относительно примитивной мантии отрицательные аномалии Nb, Ti, подразумевающие метасоматизированный мантийный источник магм. Геохимические особенности андезитов БА связываются с разной ролью контаминации и фракционной кристаллизации в их петрогенезисе. Основываясь на составах клинопироксенов и основной массы андезитов, а также на составах Fe-Ti-оксидов и химизме валовых проб оценены физико-химические параметры андезитовых расплавов: температуры до 1179 °С и давления до 11,3 кбар, содержание воды 4–5 % и фугитивность кислорода вдоль буфера МН.

Ключевые слова: Восточно-Сарматский ороген, андезиты, петрогенезис, геохимия.

THE PALEOPROTEROZOIC ANDESITES IN THE EASTERN PART OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF, THE EAST SARMATIAN OROGEN: GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS

ABSTRACT HERE WE PRESENT PETROLOGY, MINERAL CHEMISTRY AND BULK CHEMISTRY FROM ANDESITES AND RELATED ROCKS IN THE LOSEVO BLOCK OF THE EAST-SARMATIAN OROGEN (ESO). ANDESITES OF THE BA DISPLAY A HYALOPHILITIC OR A PILOTAXITIC MATRIX TEXTURE, AND THE PREDOMINANT PHENOCRYST PHASES ARE PLAGIOCLASE, CLINOPYROXENE. THE ANDESITES AND RELATED ROCKS OF THE BA, WITH 51,15–58,44 WT% SiO₂ AND 0,60–0,70 WT% TiO₂ ARE CHARACTERIZED BY HIGH MAGNESIUM CONTENTS IN SOME SAMPLES (MG# UP TO 0,68). THE ANDESITES ARE DEPLETED IN REE AND HIGH FIELD-STRENGTH ELEMENTS (HFSE), EXHIBIT NEGATIVE Nb, Ti ANOMALIES RELATIVELY TO PRIMITIVE MANTLE SUGGEST THAT THE MAGMAS WERE MOSTLY DERIVED FROM METASOMATIZED MANTLE SOURCE. THE TECTONIC FEATURES OF THE BA ANDESITES ARE ATTRIBUTED TO DIFFERENT DEGREES OF CONTAMINATION AND FRACTIONAL CRYSTALLIZATION. BASED ON THE CHEMISTRY OF PYROXENES AND WHOLE ROCKS, AS WELL AS FE-TI-OXIDES, WE ESTIMATE TEMPERATURE RANGE UP TO 1179 °C, PRESSURES UP TO 11,3 KBAR, WATER CONTENT OF 4–5 WT%, AND OXYGEN FUGACITY CLOSE TO THE MH BUFFER.

KEY WORDS EAST SARMATIAN OROGEN; ANDESITES; PETROLOGY, GEOCHEMISTRY.

Введение

Андезиты – широко распространенные вулканогенные породы. Их минералогические, геохимические, изотопные характеристики являются критически важной информацией для понимания петрогенезиса средних магм, формирующихся на границе корамантия, особенно в зонах субдукции [1]. Петрогенезис андезитов до сих пор остается дискуссионным, однако существуют мнения, что андезитовые магмы формируются либо в надсубдукционной мантии, либо в перекрывающей ее коре [2]. Большинство нормаль-

ных андезитов образуются из базальтовых магм в результате таких процессов как: кристаллизационная дифференциация и/или коровая контаминация [3], плавление перидотитов мантийного клина [4] или ранее образованной базальтовой коры, смешение кислых и базитовых магм [5].

Одним из важных источников информации о тектонической природе Лосевского блока Восточно-Сарматского орогена (ВСО), Восточно-Европейский кратон, могут служить представленные здесь средние вулканы, которые несут в себе информацию о со-

стае и возрасте коры, а также о геодинамических режимах ее формирования. Расшифровка этой информации и является целью настоящей статьи.

Андезитовый вулканизм в регионе связывают с орогенным этапом развития восточной части Сарматии [6]. В более ранних работах ему приписывалась рифтогенная (тафрогенная) [7] или субдукционная природа [8]. Нашими задачами являются исследование геохимических особенностей и оценка условий кристаллизации и происхождения андезитовых магм для определения тектонической обстановки их формирования.

Геологическая позиция

Лосевский блок (террейн) является частью палеопротерозойского Восточно-Сарматского орогена (ВСО), который разделяет докембрийские ядра Сарматского и Волго-Уральского сегментов Восточно-Европейского кратона [9]. Лосевский террейн на западе граничит с архейскими структурами Сарматии.

Лосевский террейн сложен метаморфизованными терригенными образованиями с различной долей туфогенного и вулканомиктового материалов, вулканитами контрастной базальт-плагиориолитовой (~2140 млн лет) [10] и полимодальной базальт-андезит-плагиориолитовой ассоциаций (стрелицкая и подгоренская толщи, соответственно) [11], которые прорываются метаморфизованными габброидами рождественского комплекса (~2120 млн лет) [11], известково-щелочной серией пород от габбродиоритов до трондземитов и интрузиями трондземит-гранодиоритового состава усманского комплекса (~2065 млн лет) [11, 12]. Всеми исследователями палеотектоническое положение стратифицированных толщ Лосевского террейна признается как надсубдукционное [6, 10, 11] с обсуждением геодинамической обстановки: полагая субдукция андского типа [6] или западно-тихоокеанский тип субдукции с раскрытием задугового бассейна [11].

С размытием и структурным несогласием лосевскую и, предположительно, воронцовскую серии [13], перекрывают слабо метаморфизованные грубо-терригенные породы и филлиты воронежской свиты, заполняющие грабен-синклинальные структуры [14] и представляющие собой верхнюю молассу [15]. Среди терригенных пород встречаются вулканогенные постройки палеопротерозойского возраста. Наиболее обширные ареалы распространения вулканогенных пород (рис. 1) вскрыты глубокими скважинами – Байгоровская вулканогенная постройка [16] и соседняя с ней Безымянная постройка, которые для краткости мы будем называть Байгоровским ареалом (БА).

Байгоровский ареал (БА). Вулканогенные породы БА контрастно выделяются по положительным значениям гравимагнитного поля и группируются в серию вытянутых в север-северо-западном направлении тел (Безымянная постройка, скв. 7758, 7760) или образуют высокомагнитную кольцеобразную Байгоровскую вулканогенную постройку размером

около 8х12 км, прорванную в центре штоком дифференцированным от мелкозернистых гранодиоритов до порфировых тонкозернистых андезит-дацитовых порфиритов (рис. 2). По структурным особенностям (порфировая, иногда мегпорфировая структура, раскристаллизованная основная масса) наиболее мелкие тела относятся к субвулканическим образованиям андезибазальтового состава. Эффузивная и пирокластические фации представлены, главным образом, пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и андезитами в контуре Байгоровской постройки. Дайки спессартитов, микрогаббро, авгитовых долеритов секут вулканогенную толщу, вскрытую глубокими (более 500 м) скважинами Б-12 и 7768. Обобщенно, снизу вверх в эффузивных породах уменьшается основность от базальтов до андезитов, увеличивается количество миндалин и доля эффузивно- и взрывообломочных пород.

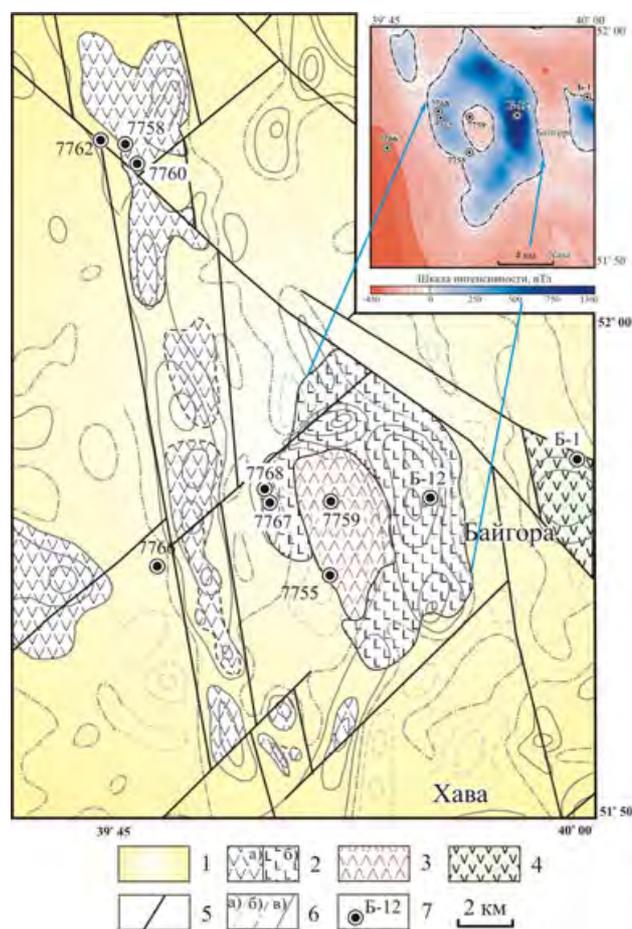


Рис. 1. Геолого-геофизическая схема строения докембрийского фундамента района Байгоровской постройки (на врезке схема магнитного поля): 1 – груботерригенные отложения воронежской свиты; Байгоровский ареал: 2 – андезибазальты и андезиты эффузивной и пирокластической (а) и субвулканической (б) фаций, 3 – гранодиориты и андезит-дацитовые порфириты; 4 – метавулканиты базальт-андезит-дацитовых формации подгоренской толщи лосевской серии; 5 – тектонические нарушения; 6 – аномалии гравитационного поля отрицательные (а), нулевые (б) и положительные (в); 7 – положение и номер скважин.

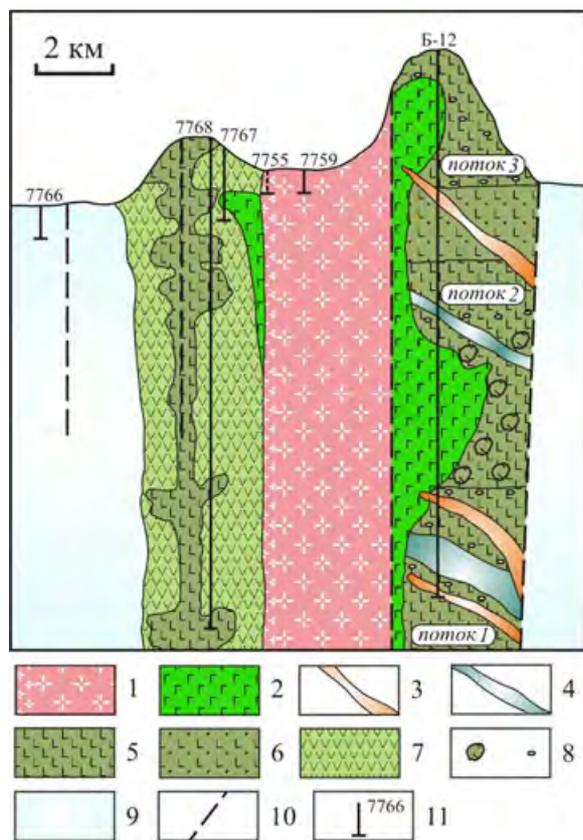


Рис. 2. Принципиальная схема строения Байгоровской вулканогенной постройки: 1 – гранодиориты и андезит-дацитовые порфириды, 2 – микрогаббро, 3 – спессартиты, 4 – долериты, 5 – андезибазальты и базальты, 6 – туфы андезибазальтов, 7 – андезиты, 8 – обломки андезибазальтов (слева) и участки с миндалекаменной текстурой (справа), 9 – метапесчано-сланцевая толща воронцовской серии, 10 – разрывные нарушения, 11 – скважины.

Контакты между фаціальными разновидностями вулканогенных пород отчетливые, под углом 30–70° к оси керна.

Все вулканогенные и секущие их дайковые породы БА подвержены постмагматическим изменениям – эпидотизация плаггиоклаза, амфиболизация темноцветных силикатов.

Сингенетичные кристаллы циркона из андезитов БА демонстрируют одинаковые дискордантный U-Pb и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 2047 ± 17 млн лет при низком СКВО (0,09) и высокой вероятности (0,97) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста [17].

Аналитические методы

Локальные анализы минералов выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380LW с системой количественного энергодисперсионного анализа «Inca» (аналитик к.г.-м.н. Н.С. Базиков, ВГУ). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,2 мА, время набора спектра 70 сек, диаметр пучка 1–3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контро-

лировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

Анализы химического состава проб производили на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V в ИГЕМ РАН. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0,5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0,5 мас. %. Малые и редкие элементы определяли методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород, в зависимости от их состава, проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Пределы 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, Ga, 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, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

Результаты исследования

Петрография и минералогия. В БА вулканогенные породы классифицируются как пироксен-плаггиоклазовые андезибазальты, андезиты, базальты и имеют, в зависимости от соотношения микролитов и раскристаллизованного и измененного стекла, гиалопилитовую или пилотакситовую структуру. Плаггиоклаз (15–40 об.%) и амфиболизированный клинопироксен (2–18 об.%) – преобладающие фенокристаллические фазы, в меньшей степени представлены редкие (менее 0,5 об.%) реликты хлоритизированного ортопироксена, Fe-Ti оксидов и хромшпинелидов. Комплементарные вулканогенным породам субвулканические породы представлены мегаплаггиофировыми андезибазальтовыми порфиридами с гиалопилитовой основной массой и вкраплениями плаггиоклаза (до 50 об.%) и роговой обманки (до 5 об.%). Во всех породах присутствуют кварц-хлоритовые и/или кварц-эпидот-амфиболовые отчетливо зональные миндалины. Основная масса вулканогенных и субвулканических средних пород представлена часто хорошо сохранившимися микролитами плаггиоклаза, Fe-Ti оксидами и метаморфическими – актинолитом, эпидотом, кварцем, хлоритом. Обособленно выглядят породы центрального штока Байгоровской постройки, которые в субвулканической фации представлены андезит-дацитовыми порфиридами с вкраплениями измененного плаггиоклаза, оплавленного кварца и тонкозернистой основной массой амфибол-биотит-кварц-альбитового состава. Фенокристаллы плаггиоклаза из андезитов БА состоят, главным образом, из лабрадора и андезина ± биотовнит (An_{36-74} , рис. 3а). В наиболее крупных вкраплениях можно выделить ядро и кайму. Ядро характеризуется постоянным составом (An_{41-62}) с незначительными вариациями анортитового минала

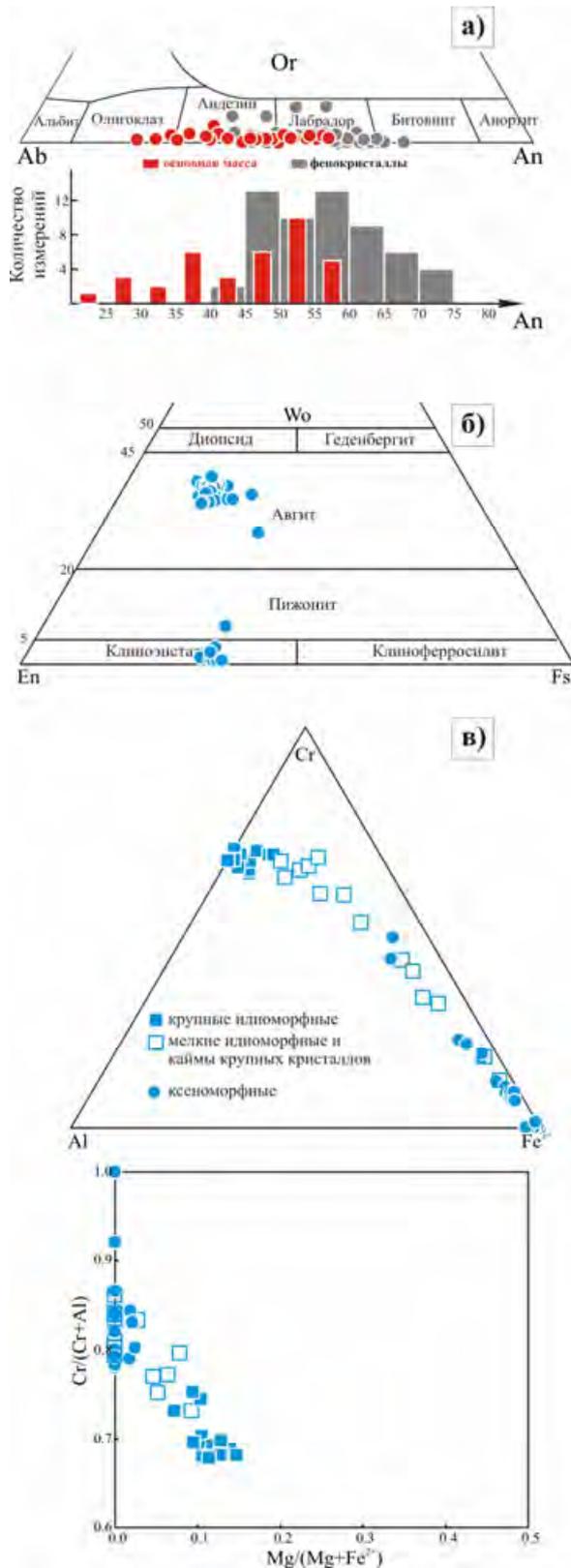


Рис. 3. (а) Фрагмент диаграммы Or–Ab–An и гистограмма аортитового минала, демонстрирующие составы плагиоклазов андезитов БА. (б) Фрагмент диаграммы Wo–Ep–Fs [18], демонстрирующая составы пироксенов. (в) Составы минералов группы шпинели на диаграммах Cr–Al–Fe³⁺ и Cr/(Cr+Al)–Mg/(Mg+Fe²⁺).

в отдельно взятом кристалле и характерной ситовидной структурой. Состав каймы имеет более основной состав по сравнению с ядром и характеризуется осциляционной зональностью с общим падением основности от центра к краю (рис. 4а). Сохранившиеся лейсты матрикса характеризуются относительно фенокристаллов низким содержанием CaO (An_{26–61}) с лабрадорным центром и андезин–олигоклазовой оболочкой. Клинопироксеновые фенокристаллы из андезитов и андезибазальтов БА демонстрируют следующие вариации составов: SiO₂ (49,87–53,38 мас.%), Al₂O₃ (0,27–3,39 мас.%), MgO (14,40–17,95 мас.%) и Mg# (0,69–0,86), CaO (15,83–22,44 мас.%) и Cr₂O₃ (часто ниже предела обнаружения, максимум до 0,68 мас.%). Все составы клинопироксенов классифицируются как авгиты (рис. 3б). Клинопироксены, как правило, характеризуются обратной зональностью с ростом магнезиальности от центральных частей зерен к краевым (рис. 4б). В краевых зонах крупных кристаллов наблюдается осциляционная зональность с частым чередованием низко- и высокомагнезиальных зон. Мелкие фенокристаллы ортопироксена чаще всего замещены вторичными минералами, реликтовые участки представлены гиперстеном Ep_{60–66}, а редкие включения в клинопироксенах достигают состава пижонита Wo₈Ep₅₉ (рис. 3б). В андезитах БА широко представлены вкрапления хромшпинелидов размером до 250 мкм. Хромшпинелиды представлены изоморфным рядом от хромита до хромистого магнетита (рис. 3в). Идиоморфные и наиболее крупные хромшпинелиды обладают отчетливой химической зональностью с ростом Cr# (Cr/(Cr+Al)), Fe³⁺ и падением Al от центра к краю (рис. 3в). В целом, мелкие (менее 30 мкм) идиоморфные кристаллы по сравнению с крупными обладают высокими содержаниями формульных единиц Fe³⁺. Падение Cr# и максимальный рост Fe³⁺ наблюдается в ксеноморфных кристаллах и сопровождающих их магнетитах.

По химическому составу эффузивные и субвулканические породы БА относятся к андезибазальтам, андезитам и, в меньшей степени, базальтам нормальной щелочности с вариациями SiO₂ от 51,15 до 58,44 мас.% (табл. 1). Все образцы образуют единый тренд на диаграмме TAS и относятся к известково-щелочным изверженным породам (рис. 5). На диаграмме K₂O–SiO₂ образцы попадают в поля среднекалиевых и реже высококалиевых пород. Большинство вулканогенных пород БА характеризуются умеренными содержаниями MgO (3,92–7,08 мас.%), что характерно для нормальных андезитов. Только часть образцов мегаплагиофировых андезибазальтовых порфиритов сопоставима с высокомагнезиальными андезитами. Тем не менее, значения Mg# варьируют от 0,46 до 0,68 (табл. 1). Все образцы обогащены Cr (122–480 ppm) и Ni (59,4–152,4 ppm). Четкой корреляции Cr, Ni с Mg# в субвулканических мегаплагиофировых андезибазальтовых порфиритах не наблюдается, в отличие от эффузивов из скважины Б-12.

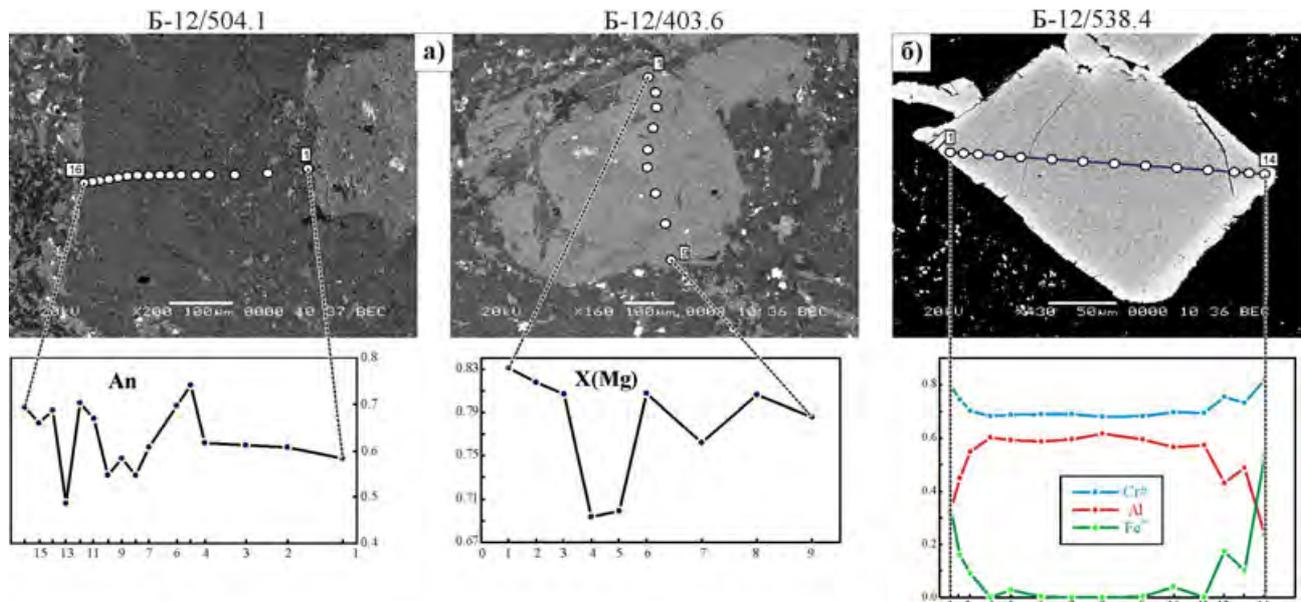


Рис. 4. Фотографии в отраженных электронах фенокристаллов с графиками, демонстрирующими тип зональности: (а) плагиоклаз (слева) и клинопироксен (справа) из андезибазальта и базальта БА, соответственно (скв. Б-12, глуб. 504,1 и 403,6 м) (б) хромшпинель из андезибазальта БА (скв. Б-12, глуб. 538,4 м).

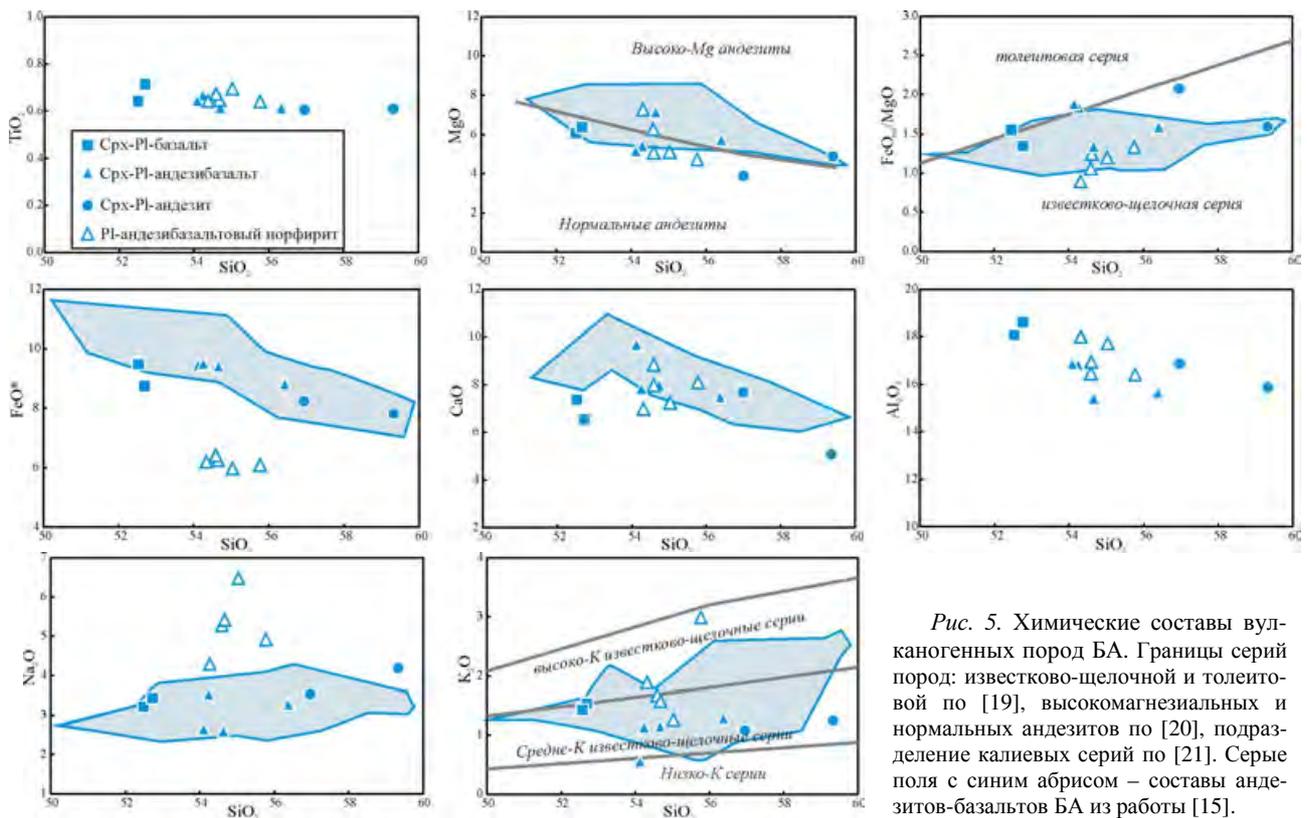


Рис. 5. Химические составы вулканогенных пород БА. Границы серий пород: известково-щелочной и толеитовой по [19], высокомагнезиальных и нормальных андезитов по [20], подразделение калиевых серий по [21]. Серые поля с синим абрисом – составы андезитов-базальтов БА из работы [15].

Геохимия. Представительные химические составы изученных образцов БА приведены в табл. 1.

Все образцы БА обогащены легкими редкоземельными элементами (LREE) относительно хондрита в 40–60 раз $[(La/Sm)_N = 2,53–3,42 (La/Yb)_N = 5,53–11,12]$. Спектры РЗЭ фракционированные, значимые европиевые аномалии отсутствуют ($Eu/Eu^* =$

0,89–0,98). Андезиты БА (рис. 6, табл. 1) обогащены относительно примитивной мантии в 50 раз крупноионными литофильными элементами Rb, Ba, K, обеднены Nb, Ti, характеризуются низким отношением $Sr/Y = 31–52$. Приведенные выше геохимические особенности характерны для островодужных андезитов.

Таблица 1
Химические составы (мас.%) и концентрации редких и рассеянных элементов (PPM) пород БА
(скв. Б-12, 7758, 7755)

Скважина	Б-12	Б-12	Б-12	Б-12	Б-12	Б-12	Б-12	Б-12
Глубина, м	257,5	319,6	328,4	343,3	366,4	403,6	516,8	538,4
Породы	Срх-Р1 Б	Срх-Р1 АБ	Срх-Р1 А	Срх-Р1 АБ	Срх-Р1 А	Срх-Р1 Б	Срх-Р1 АБ	Срх-Р1 АБ
SiO ₂	51,15	53,35	58,44	53,59	56,39	52,04	54,06	55,61
TiO ₂	0,63	0,63	0,60	0,65	0,61	0,70	0,60	0,60
Al ₂ O ₃	17,60	16,55	15,62	16,63	16,71	18,43	15,09	15,43
Fe ₂ O ₃ (общ)	10,2	10,17	8,5	10,3	9,06	9,58	10,28	9,57
MnO	0,128	0,148	0,089	0,134	0,091	0,127	0,14	0,128
MgO	5,91	4,95	4,8	5,09	3,92	6,34	7,08	5,49
CaO	7,18	9,54	4,96	7,74	7,49	6,45	7,89	7,23
Na ₂ O	3,1	2,58	4,12	3,42	3,5	3,39	2,53	3,23
K ₂ O	1,37	0,51	1,23	1,08	1,07	1,5	1,1	1,23
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,12	0,18	0,16	0,14	0,10	0,12
S	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02
ППП	2,37	1,2	1,24	0,93	0,71	1,02	0,79	1,06
Total	99,75	99,76	99,75	99,74	99,71	99,72	99,68	99,70
FeO	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.	Н.д.
K ₂ O/Na ₂ O	0,44	0,20	0,30	0,32	0,31	0,44	0,43	0,38
Mg#	0,53	0,49	0,53	0,49	0,46	0,57	0,58	0,53
Be	0,732	0,772	0,832	0,932	0,913	0,772	0,550	0,716
Sc	26,8	24,0	20,7	23,2	23,2	25,0	25,3	23,8
V	173	178	185	194	200	196	165	184
Cr	148	182	186	214	211	160	480	242
Co	34,1	38,5	28,5	32,7	24,9	34,5	36,8	30,2
Ni	63,0	76,5	69,8	79,8	81,8	71,7	152,4	73,0
Cu	12,5	58,1	14,7	17,8	22,6	41,9	14,8	20,1
Zn	94,9	87,9	78,2	77,4	64,0	96,6	83,3	78,5
Ga	19,9	19,5	16,2	17,6	18,2	22,1	15,8	16,2
Rb	52,7	22,5	32,7	36,3	33,7	42,4	31,6	41,4
Sr	480	522	408	480	600	546	453	527
Y	15,7	15,7	13,3	15,7	15,6	16,7	14,6	15,1
Zr	112	117	97,5	107	106	126	112	122
Nb	4,48	4,76	4,02	4,32	4,41	4,95	3,90	4,20
Mo	1,56	2,23	2,45	2,47	2,83	1,47	1,98	2,17
Cs	0,79	1,19	1,79	1,40	1,25	2,35	1,93	0,854
Ba	529	221	243	377	418	411	429	398
La	13,8	16,0	12,7	15,7	17,4	16,5	15,7	18,3
Ce	30,8	35,2	29,0	34,4	37,3	36,9	34,2	39,9
Pr	3,83	4,34	3,55	4,14	4,45	4,50	4,15	4,71
Nd	15,2	17,0	14,3	16,5	17,7	17,9	16,4	18,4
Sm	3,43	3,73	3,09	3,59	3,83	3,87	3,57	3,84
Eu	1,05	1,07	0,892	1,02	1,13	1,11	1,01	1,16
Gd	3,31	3,42	2,80	3,38	3,46	3,68	3,29	3,42
Tb	0,495	0,518	0,442	0,490	0,502	0,560	0,481	0,500
Dy	2,99	2,99	2,51	2,95	2,97	3,17	2,77	2,83
Ho	0,614	0,615	0,520	0,602	0,597	0,648	0,571	0,580
Er	1,85	1,81	1,53	1,81	1,82	1,95	1,66	1,75
Tm	0,254	0,250	0,215	0,249	0,255	0,281	0,244	0,245
Yb	1,68	1,68	1,44	1,73	1,65	1,80	1,58	1,63
Lu	0,268	0,263	0,227	0,260	0,247	0,274	0,236	0,248
Hf	2,97	3,06	2,56	2,89	2,81	3,28	2,82	3,07
Ta	0,360	0,379	0,291	0,333	0,339	0,386	0,279	0,319
Th	1,98	2,06	1,76	1,93	1,98	2,08	2,12	2,64
U	0,678	0,667	0,567	0,759	0,660	0,701	0,383	0,674
Pb	5,06	5,11	4,82	4,85	7,82	5,64	5,02	5,16
Sr/Y	31	33	31	31	39	33	31	35
(La/Yb)N	5,5	6,4	6,0	6,1	7,1	6,2	6,7	7,6
Eu/Eu*	0,94	0,90	0,91	0,89	0,93	0,89	0,89	0,96

Таблица 1 (окончание)

Скважина	7758	7758	7758	7758	7758	7755
Глубина, м	365,2	372,5	376,5	382,9	387,7	344,5– 353,0
Породы	Pl AB-п	АД-п				
SiO ₂	54,01	53,25	53,24	53,72	54,98	65,76
TiO ₂	0,67	0,62	0,63	0,65	0,63	0,43
Al ₂ O ₃	17,27	17,64	16,41	16,18	16,05	16,00
Fe ₂ O ₃ (общ)	6,45	6,59	6,66	6,85	6,51	3,88
MnO	0,11	0,11	0,12	0,12	0,11	0,044
MgO	4,87	6,92	4,82	6,03	4,52	1,72
CaO	6,98	6,80	8,59	7,76	7,80	4,38
Na ₂ O	6,27	4,14	5,21	5,09	4,74	4,36
K ₂ O	1,24	1,81	1,53	1,61	2,9	2,02
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,16	0,15	0,14	0,09
S	0,11	0,01	0,11	0,23	0,19	0,10
ППП	2,117	2,23	2,633	1,83	1,625	1,473
Total	100,25	100,26	100,11	100,22	100,19	100,26
FeO	2,41	3,00	2,51	2,90	2,51	2,20
K ₂ O/Na ₂ O	0,20	0,44	0,29	0,32	0,61	0,46
Mg#	0,60	0,68	0,59	0,64	0,58	0,47
Be	1,11	1,18	1,34	1,36	1,32	2,47
Sc	22,6	24,3	25,1	25,9	26,4	35,3
V	102	118	93,0	96,0	128	95,8
Cr	128	125	127	122	130	170
Co	21,6	26,6	26,8	27,8	24,4	14,2
Ni	65,1	68,5	59,4	62,4	60,9	22,6
Cu	10,8	13,0	7,2	8,0	47,7	18,5
Zn	51,9	67,9	60,2	68,8	59,3	76,4
Ga	17,1	18,0	18,7	17,6	17,0	22,0
Rb	28,0	79,2	40,8	40,9	81,9	82,9
Sr	507	574	559	579	535	641
Y	12,3	11,1	11,7	12,2	11,3	7,59
Zr	129	122	119	123	132	185
Nb	4,30	4,59	6,14	5,88	4,35	8,27
Mo	0,890	0,860	0,860	0,950	2,30	3,78
Cs	1,35	1,26	1,00	0,630	0,960	5,36
Ba	217	399	411	467	700	706
La	19,8	18,6	18,7	19,5	17,9	17,6
Ce	42,7	39,7	41,1	42,7	38,6	39,2
Pr	5,03	4,74	4,92	4,96	4,61	4,07
Nd	20,1	18,3	19,3	19,9	18,4	15,4
Sm	3,71	3,45	3,66	3,59	3,47	3,20
Eu	0,990	1,00	1,01	0,980	0,910	0,760
Gd	2,78	2,62	2,80	2,75	2,57	2,04
Tb	0,400	0,380	0,380	0,400	0,370	0,278
Dy	2,38	2,15	2,29	2,32	2,16	1,51
Ho	0,480	0,440	0,470	0,470	0,440	0,295
Er	1,32	1,24	1,32	1,33	1,23	0,808
Tm	0,210	0,190	0,190	0,200	0,190	0,126
Yb	1,20	1,15	1,20	1,23	1,13	0,73
Lu	0,180	0,180	0,180	0,180	0,170	0,118
Hf	3,07	2,96	3,05	3,02	3,24	4,81
Ta	0,310	0,300	0,390	0,510	0,320	0,793
Th	3,00	2,73	2,71	2,82	2,66	3,82
U	0,920	0,940	0,710	0,580	0,660	1,49
Pb	2,00	2,00	1,60	1,00	1,40	121
Sr/Y	41	52	48	47	47	84
(La/Yb) _N	11,1	10,9	10,5	10,7	10,7	16,2
Eu/Eu*	0,91	0,98	0,93	0,92	0,89	0,85

Примечание к таблице: Типы пород: AB-п, АД-п – андезибазальтовый и андезидацитовый порфирит; А, AB и Б – андезит, андезибазальт и базальт; перед сокращенным названием породы приведен преобладающий минерал фенокристаллов. Н.д. – нет данных.

Обсуждение

Условия кристаллизации андезитовых магм. Средние температуры и давления родоначальных расплавов могут быть рассчитаны по экспериментальным данным, установленным по составам клинопироксена и пары клинопироксен-жидкость [23]. Основываясь на микрозондовых анализах клинопироксеновых фенокристаллов, химических составах пород и составах основной массы пород вычислены следующие P-T условия (мы предполагаем, что по составам ядер клинопироксенов и пород в целом оцениваются P-T-условия родоначального расплава, при условии их слабой контаминации, или P-T-условия расплава при подъеме его в нижней-средней коре, при условии сильной контаминации; а по составам краевых зон клинопироксенов и основной массы – P-T-условия кристаллизации магм при извержении). Для андезитов БА по краевым зонам клинопироксенов температуры (T) составили от 1000 до 1127 °C при среднем значении 1050±19 °C и давления (P) ≤ 3,4 кбар, по ядерным частям клинопироксенов – T = 1120–1179 °C при среднем значении 1144±8 °C и P = 6,1–11,3 кбар при среднем значении 8,3±0,7 кбар. Оценки P-T условий по составам ядер клинопироксенов, хорошо согласуются с вероятными физическими условиями существования родоначальных расплавов [23]. Полученные нами параметры можно было бы считать таковыми, если полностью исключить ассимиляцию и фракционную кристаллизацию (assimilation–fractional crystallization, AFC), наиболее важные процессы эволюции магм [24].

Андезиты БА содержат значительное количество Fe–Ti оксидов, что позволило нам оценить фугитивность кислорода при их кристаллизации. Фугитивность кислорода определялась по сосуществующим магнетиту и ильмениту методом с помощью геооксометра Андерсона и Линдсли [25] и варьирует от -7,4 до -14,36 log при температурах от 631 до 960 °C (рис. 7). Самое высокое значение

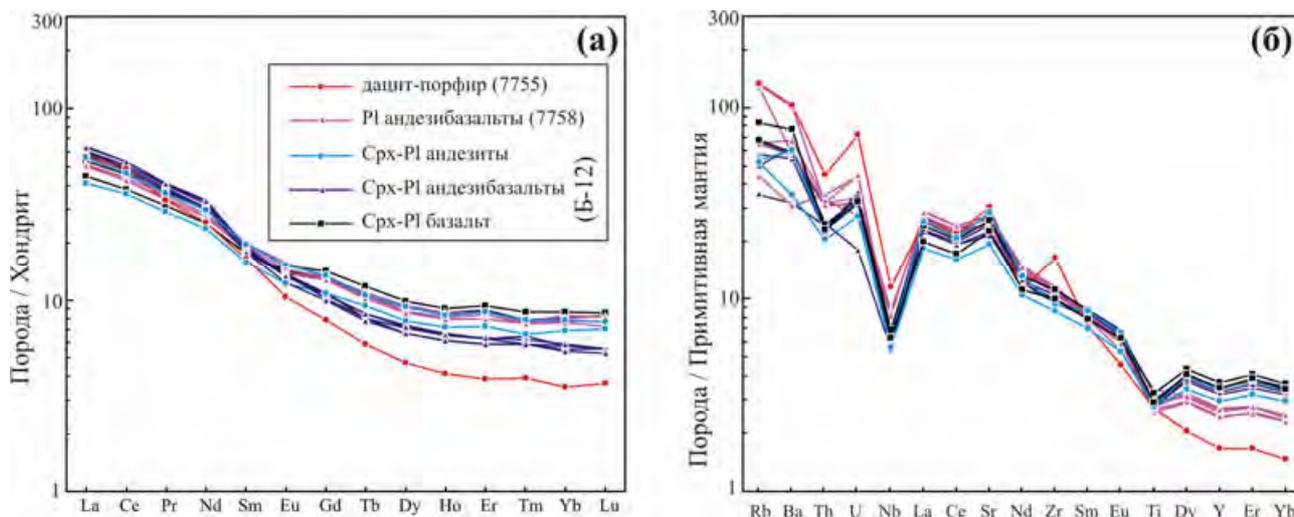


Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов в вулканогенных породах БА. Хондрит С1, примитивная мантия по [22].

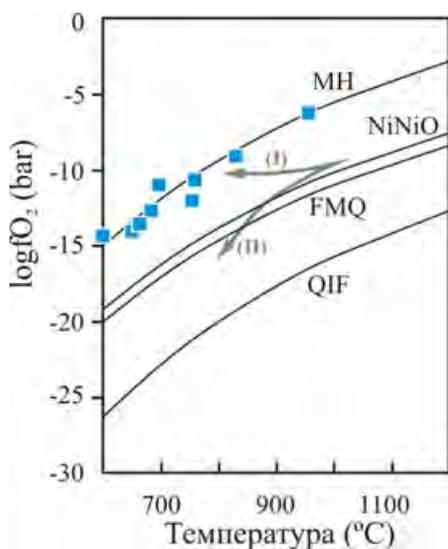


Рис. 7. Положение расчетных параметров андезитов БА (магнетит-ильменитовый фугометр) на диаграмме фугитивность кислорода – температура по [26]. Буферы: МН – магнетит-гематит; NiNiO – никель-оксид никеля; FMQ – фаялит-магнетит-кварц; QIF – кварц-железо-фаялит. Стрелками показаны направления дифференциации магм в окислительных (I) и восстановительных (II) условиях по [27].

температуры, рассчитанное по составам наиболее богатого железом ильменита и наиболее богатого титаном магнетита, согласуется с температурами, полученными по двупироксеновому геотермометру. Таким образом, андезиты БА кристаллизовались при высокой фугитивности кислорода вблизи МН (магнетит-гематит) буфера при температурах около 950 °С.

Наличие миндалин, иногда очень обильное до 5–7 % и 10–15 %, в андезитах БА, свидетельствует об определенной степени газифлюидонасыщенности магм в доэруптивную стадию. Присутствие некоторых количеств водного флюида подтверждается и появлением роговообманковых фенокристаллов в субвулканических мегаплагиофировых андезибазальтах БА. Со-

держания воды в доэруптивную стадию были определены используя метод Сиссона и Гроува [28] и метод "толеитового индекса" [29] и составили около 4–5 % и около 4,2 % при $TNI = 0,8$, соответственно. Высокое содержание водного флюида в магмах БА подтверждается ранней кристаллизацией Fe–Ti оксидов в эффузивных фациях и амфиболов в субвулканических фациях, согласующаяся с экспериментальными данными по островодужным базальтам в условиях средне-нижнекоревых давлений [28].

Природа андезитовых магм. Рассмотрим андезиты БА с позиции возможных AFC-процессов. Относительно крупные кристаллы хромитов из андезитов БА сильно дифференцированы от хромистых к железистым разновидностям, от идиоморфных к ксеноморфным кристаллам (см. рис. 3в, 4б). Такие вариации составов хромитов в одном и том же типе лав объясняется равновесными условиями существования хромитов с остаточными расплавами и диффузионным обменом Mg, Al, Cr, Fe хромитов с расплавом [30]. Постепенное изменение составов хромитов – признак длительного остывания магм, особенно это касается лав обогащенных фенокристаллами [31]. Таким образом, лавы БА в значительной степени дифференцированы и/или контаминированы относительно родоначального состава. Кроме того, о длительном остывании расплавов БА свидетельствуют такие факты. Температуры расплава на пути его движения в нижней-средней коре по термометру клинопироксен-жидкость составляют 1144 ± 8 °С и согласуются с данными по двупироксеновому геотермометру [32] от 1048 до 1185 °С (включения ортопироксена в центре фенокристалла клинопироксена). Температуры кристаллизации при извержении составляют по клинопироксен-жидкость термометру (краевые зоны клинопироксенов) 1050 ± 19 °С при давлении менее 3,4 кбар (чаще всего около 0,5 кбар), а по двупироксеновому термометру (вычислены по составам краевых зон клинопироксенов и соседних с ними реликтов орто-

пироксена) варьируют от 820 до 996 °С. Последние значения на 200–300 °С ниже температур расплава при движении его в нижней-средней коре. К тому же, ситовидная структура ядер фенокристаллов плагиоклаза в андезитах БА интерпретируется как результат быстрой декомпрессии [33], возможной при движении расплава через мощную литосферу, с одной стороны, а формирование осцилляционной зональности краевых зон плагиоклаза, с более высокой долей анортитового минала по сравнению с ядрами, является следствием медленного роста из расплава [34] и постоянного добавления его новых порций [35], обеспечивающее длительное остывание, с другой стороны. Возможность длительного остывания расплава благоприятна для асимилиации пород по пути следования расплава. Преобладание ассимиляционной составляющей в петрогенезисе андезитов БА над фракционной кристаллизацией подтверждается и отсутствием корреляции Mg# с Ti, Ni, Cr, Zr. Наблюдаемая слабая корреляция Mg# и Sr, вероятно, обусловлена фракционированием плагиоклаза. Возможным контаминантом андезитов БА послужили метавулканогенные и метавулканогенно-осадочные породы лосевской серии, сформировавшейся в надсубдукционной обстановке и обогащенные Al₂O₃, CaO, Na₂O (приведены наиболее легкоплавкие элементы).

Выводы

1. Андезиты имеют типичные островодужные геохимические признаки.
2. Предполагается метасоматизированный мантийный-нижнекоровый источник магм. Геохимические особенности андезитов БА связываются с разной ролью контаминации и фракционной кристаллизации в их петрогенезисе.
3. Основываясь на составах клинопироксенов и основной массы андезитов БА, а также на составах Fe-Ti оксидов и химизме валовых проб, оценены температуры выплавления средних магм до до 1179 °С и давления и до 11,3 кбар, содержание воды 4–5 % и фугитивность кислорода вдоль буфера МН.

ЛИТЕРАТУРА

1. GROVE, T. LPetrogenesis of andesites / T. L. Grove and R. J. Kinzler // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 1986. – V. 14. – P. 417–454.
2. RUDNICK, Making continental crust / R. Rudnick // Nature. – 1995. – V. 378. – P. 571–578.
3. GILL, J. B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics / J. B. Gill. – Springer-Verlag Berlin, New York, 1981. – 390 p.
4. KELEMEN, P. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust / P. B. Kelemen // Contrib. Mineral. Petrol. – 1995. – V. 120. – P. 1–19.
5. REUBI, O. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites / O. Reubi, J. Blundy // Nature. – 2009. – V. 461. – P. 1269–1273.
6. Щипанский, А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский, А. В. Самсонов, А. Ю. Петрова, Ю. О. Ларионова // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
7. Чернышов, Н. М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии / Н. М. Чернышов, В. М. Ненахов, И. П. Лебедев, Ю. Н. Стрик // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21–30.
8. Бондаренко, С. В. Природа андезитовых порфиритов Байгоровской вулканоплутонической структуры Воронежского кристаллического массива (ВКМ) / С. В. Бондаренко, Г. С. Золотарева, В. М. Ненахов // Вулканизм и геодинамика. – Т. 1. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. – 2009. – С. 283–286.
9. BOGDANOVA, S. East European Craton. In: Selley, R., Cocks, R., Plimer, I. (eds.), Encyclopedia of Geology, Elsevier / S. V. Bogdanova, R. Gorbatshev, R. G. Garetsky. – Amsterdam, 2005. – V. 2. – P. 34–49.
10. Терентьев, Р. А. Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, К. А. Савко, А. В. Самсонов, А. Н. Ларионов // Доклады РАН. – 2014. – Т. 454. – № 5. – С. 575–578.
11. Терентьев, Р. А. Раннепротерозойские толщи и магматические комплексы Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива: геологическая позиция, вещественный состав, геохимия, палеогеодинамика / Р. А. Терентьев // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2014. – Т. 22. – № 2. – С. 7–31.
12. Скрябин, В. Ю. Трондьемит–гранодиоритовый интрузивный магматизм Лосевской структурно-формационной зоны Воронежского кристаллического массива / В. Ю. Скрябин, Р. А. Терентьев // Доклады РАН. – 2014. – Т. 458. – № 5. – С. 578–581.
13. Зайцев, Ю. С. Докембрийские конгломераты восточной части Воронежского кристаллического массива / Ю. С. Зайцев // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1979. – № 11. – С. 23–30.
14. Раскатов, Г. И. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла / Г. И. Раскатов, В. Ф. Лукьянов, А. А. Старухин. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та – 1976. – 120 с.
15. Терентьев, Р. А. Калачевская постколлизонная структура Воронежского кристаллического массива / Р. А. Терентьев, В. Ю. Скрябин // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. – 2014. – № 3. – С. 14–34.
16. Раскатова, Л. Г., К вопросу о возрасте грязинской толщи / Л. Г. Раскатова, Л. Н. Небекикутина // Некоторые вопросы стратиграфии осадочного чехла Воронежской антеклизы. – Воронеж. – 1975. – С. 5–17.
17. TERENTIEV, R. Paleoproterozoic crustal evolution in the East Sarmatian Orogen: petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb geochronology of andesites from the Voronezh massif, Western Russia / R. A. Terentiev, K. A. Savko, M. Santosh // Lithos. – 2016. – V. 246–247. – P. 61–80.
18. MORIMOTO, Nomenclature of pyroxenes / N. Morimoto [et al.] // American Mineralogist. – 1988. – V. 73. – P. 1123–1133.
19. MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins / A. Miyashiro // American Journal of Science. – 1974. – V. 274. – P. 321–355.
20. MCCARRON, J. Tectonic implications of forearc magnesian and generation of high-magnesian andesites: Alexander island Antarctica / J. J. McCarron, and J. L. Smellie // Journal of the Geological Society, London. – 1998. – V. 155. – P. 269–280.
21. EWART, The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: Thorp, R.S. (ed.) Andesites:

- Orogenic Andesites and Related Rocks / A. Ewart. – John Wiley and Sons, New York, 1982. – P. 25–95.
22. SUN, S.-S. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes / Sun, S.-S., McDonough, W. F. // Journal of the Geological Society of London, Special Publications. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.
23. PUTIRKA, K. Thermometers and barometers for volcanic systems / K. D. Putirka // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. – 2008. – V. 69. – P. 61–120.
24. DEPAOLO, D. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization / D. J. DePaolo // Earth and Planetary Science Letters. – 1981. – V. 53. – P. 189–202.
25. ANDERSON, D. Internally consistent solution models for Fe–Mg–Mn–Ti oxides: Fe–Ti oxides / D. J. Anderson, D. H. Lindsley // American Mineralogist. – 1988. – V. 73. – P. 714–726.
26. FROST, B. Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. In: Lindsley D.H. (ed.) "Reviews in Mineralogy" / B. R. Frost // Mineralogical Society of America. – 1991. – V. 25. – 509 p.
27. DE ALBUQUERQUE, C. A. R. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal / C. A. R. de Albuquerque // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1973. – V. 37. – P. 1779–1802.
28. SISSON, T. W. Temperatures and H₂O contents of low MgO high-alumina basalts / Sisson, T. W., Grove, T. L. // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1993. – V. 113. – P. 167–184.
29. ZIMMER, M. M. The Role of Water in Generating the Calc-alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index / M. M. Zimmer, T. Plank, E.H. Hauri [et al.] // Journal of Petrology. – 2010. – V. 51. – P. 2411–2444.
30. SCOWEN, P. A. H. Reequilibration of chromite within Kilauea Iki lava lake, Hawaii / P. A. H. Scowen, P. L. Roeder, R. T. Helz // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1991. – V. 107. – P. 8–20.
31. TATSUMI, Y. High-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, southwestern Japan: analogy to Archean magmatism and continental crust formation? / Y. Tatsumi // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 2006. – V. 34. – P. 467–499.
32. LINDSLEY, D. H. Pyroxene thermometry / D. H. Lindsley // American Mineralogist. – 1983. – V. 68. – P. 477–493.
33. NELSON, S. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression / S. T. Nelson, A. Montana // American Mineralogist. – 1992. – V. 77. – P. 1242–1249.
34. SIBLEY, D. F. The origin of oscillatory zoning in plagioclase: a diffusion and growth controlled model / D. F. Sibley, T. A. Vogel, B. M. Walker, G. Byerly // American Journal of Science. – 1976. – V. 276. – P. 275–284.
35. PERUGINI, D. Strange attractors in plagioclase oscillatory zoning: petrological implications / D. Perugini, G. Poli, L. Valentini // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2005. – V. 149. – P. 482–497.

Воронежский государственный университет

Терентьев Р. А., директор учебно-научно-производственного центра "Поисковая геохимия", кандидат геолого-минералогических наук
E-MAIL: TERENTIEV@GEOL.VSU.RU
Тел.: 8 (473) 222-73-63

Савко К. А., доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования
E-MAIL: KSAVKO@GEOL.VSU.RU
Тел.: 8-915-544-21-64

Стрик Ю. Н., кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры полезных ископаемых и недропользования
Тел.: 8-(473)-222-64-19

VORONEZH STATE UNIVERSITY

TERENTIEV R. A., THE DIRECTOR OF THE EDUCATIONAL- AND -RESEARCH-AND-PRODUCTION CENTER "SEARCH GEOCHEMISTRY", CANDIDATE OF GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL SCIENCES
E-MAIL: TERENTIEV@GEOL.VSU.RU
TEL.: 8 (473) 222-73-63

SAVKO K. A., DOCTOR OF GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL SCIENCES, PROFESSOR, HEAD OF THE MINERAL RESOURCE DEPARTMENT
E-MAIL: KSAVKO@GEOL.VSU.RU
TEL.: 8-915-544-21-64

STRIK YU. N., CANDIDATE OF GEOLOGICAL AND MINERALOGICAL SCIENCES, ASSOCIATE PROFESSOR OF THE MINERAL RESOURCE DEPARTMENT
TEL.: 8-(473)-222-64-19