

УДК 55 (234.853)+551.82

НАВЫШСКИЙ ГРАБЕН-РИФТ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ КАК ФРАГМЕНТ РАННЕРИФЕЙСКОГО АВЛАКОГЕНА

© 2014 г. В. М. Горожанин, член-корреспондент РАН В. Н. Пучков, Е. Н. Горожанина,
Н. Д. Сергеева, Т. В. Романюк, Н. Б. Кузнецов

Поступило 16.04.2014 г.

DOI: 10.7868/S0869565214260168

Южный Урал — южная часть позднепалеозойского складчатого сооружения, образованного в результате коллизии восточной окраины континента Лавруссии и Казахстанского континента. При этом позднедокембрийские отложения авлакогенного этапа развития Восточно-Европейской платформы (ВЕП), распространенные на ее восточной (уральской) периферии, были вовлечены в складчато-надвиговые деформации фореги. Эти позднедокембрийские отложения налегают на кристаллические породы тараташского комплекса с возрастом около 1780–2700 млн лет, по некоторым оценкам — до 3.5 млрд лет [1], которые являются самыми древними образованиями Южного Урала. Этот комплекс обнажен на севере осевой зоны Башкирского мегантиклинория (БА) и рассматривается как выступ Волго-Уральской части фундамента ВЕП. Наиболее древние нематоморфизованные отложения БА — осадочные и вулканические породы навашской подсвиты айской свиты. Они с размывом и несогласием залегают на кристаллических породах тараташского комплекса. Трансгрессивный контакт пород навашской подсвиты и тараташского комплекса установлен по результатам изучения горных выработок и скважин [2]. Контакт осложнен разрывными нарушениями, которые фиксируются зеленосланцевыми милонитами, к зоне контакта приурочены дайки габбро-диабазов. Непосредственно в обнажениях трансгрессивный контакт айской свиты с подстилающими образованиями тараташского комплекса ранее не наблюдали [3]. Впервые он описан в левобережье р. Мисаелга

в 8 км северо-восточнее дер. Аршинка и предложен в качестве эталонного для лимитотипа (стратотипа) стратиграфической границы нижнего рифея на Южном Урале [4]. Маркирующим событием для определения изотопного возраста нижней границы рифея послужил айский вулканизм, датированный по циркону U–Pb-методом (SIMS SHRIMP-II) 1752 ± 11 млн лет [5]. По детритовым цирконам из кварцевых песчаников айской свиты вблизи трансгрессивного контакта ее с тараташским комплексом ($55^{\circ}32'34.74''$ с.ш., $59^{\circ}41'54.84''$ в.д.) получены датировки (U–Pb-метод LA-ICP-MS) от 3625 ± 53 до 1891 ± 23 млн лет [6], что не противоречит раннерифейскому возрасту навашской подсвиты.

Характеристика разрезов. Навашская подсвита айской свиты прослеживается в западном обрамлении Тараташского выступа непрерывной полосой длиной 40–50 и шириной 1–3 км (рис. 1). С юга на север вдоль контакта с Тараташским выступом можно выделить несколько типов разрезов навашской подсвиты [7] (рис. 2). Анализ изученных разрезов показывает, что на тараташском комплексе залегают разные части навашской подсвиты, причем в направлении с юга на север наблюдается омоложение ее базального уровня. Контакт во всех случаях рассматривается как трансгрессивный, фиксирующий угловое несогласие в подошве навашской подсвиты. В южном обрамлении Тараташского выступа (разрез 1) на кристаллических породах залегают конгломераты и песчаники нижней толщи навашской подсвиты, сложенные обломками метаморфических пород тараташского комплекса. В разрезах по северным отрогам горы Большой Миасс и у дер. Аршинка (разрез 2) прослежена верхняя (вулканогенно-осадочная) толща навашской подсвиты. Она сложена базальтами, их туфами и туфобрекчиями с прослоями кварцевых песчаников и гравелитов. В западном обрамлении Тараташского выступа в основании разреза навашской подсвиты наблюдается пласт (около 10–20 м) кварцевых гравелитов и песчаников. Контакт этих гравелитов с кри-

*Институт геологии Уфимского научного центра
Российской Академии наук, Уфа*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской Академии наук, Москва*

*Российский государственный университет нефти и газа
им. И.М. Губкина, Москва*

*Геологический институт
Российской Академии наук, Москва*

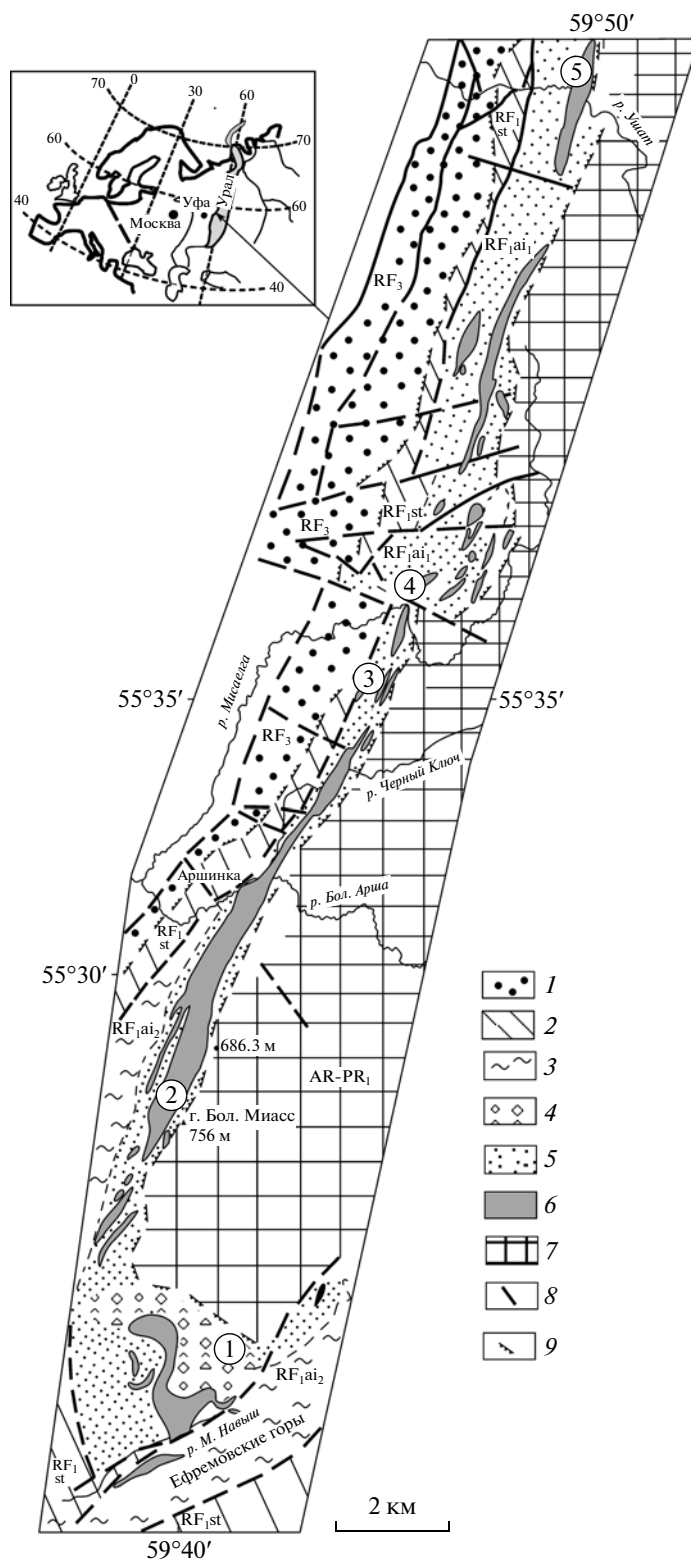


Рис. 1. Карта распространения отложений навышской подсвиты айской свиты в обрамлении Тараташского выступа и положение изученных разрезов ([5] (автор карты Н.Д. Сергеева) с изменениями): 1 – отложения верхнего рифея (RF_3); 2 – отложения саткинской свиты нижнего рифея (RF_{1st}); 3 – отложения верхней толщи навышской подсвиты айской свиты (RF_{1ai_2}); 4–6 – отложения нижней толщи навышской подсвиты айской свиты (RF_{1ai_1}): 4 – конгломераты, 5 – гравелиты, песчаники, 6 – вулканогенные породы; 7 – архей-раннепротерозойские породы тараташского комплекса ($AR-PR_1$); 8 – разломы; 9 – граница выходов пород тараташского комплекса. Цифры в кружках – положение изученных разрезов. Номер соответствует номеру разреза на рис. 2. В разрезе 3 непосредственный контакт гравелитов айской свиты (навышской подсвиты) и выветрелых пород тараташского комплекса.

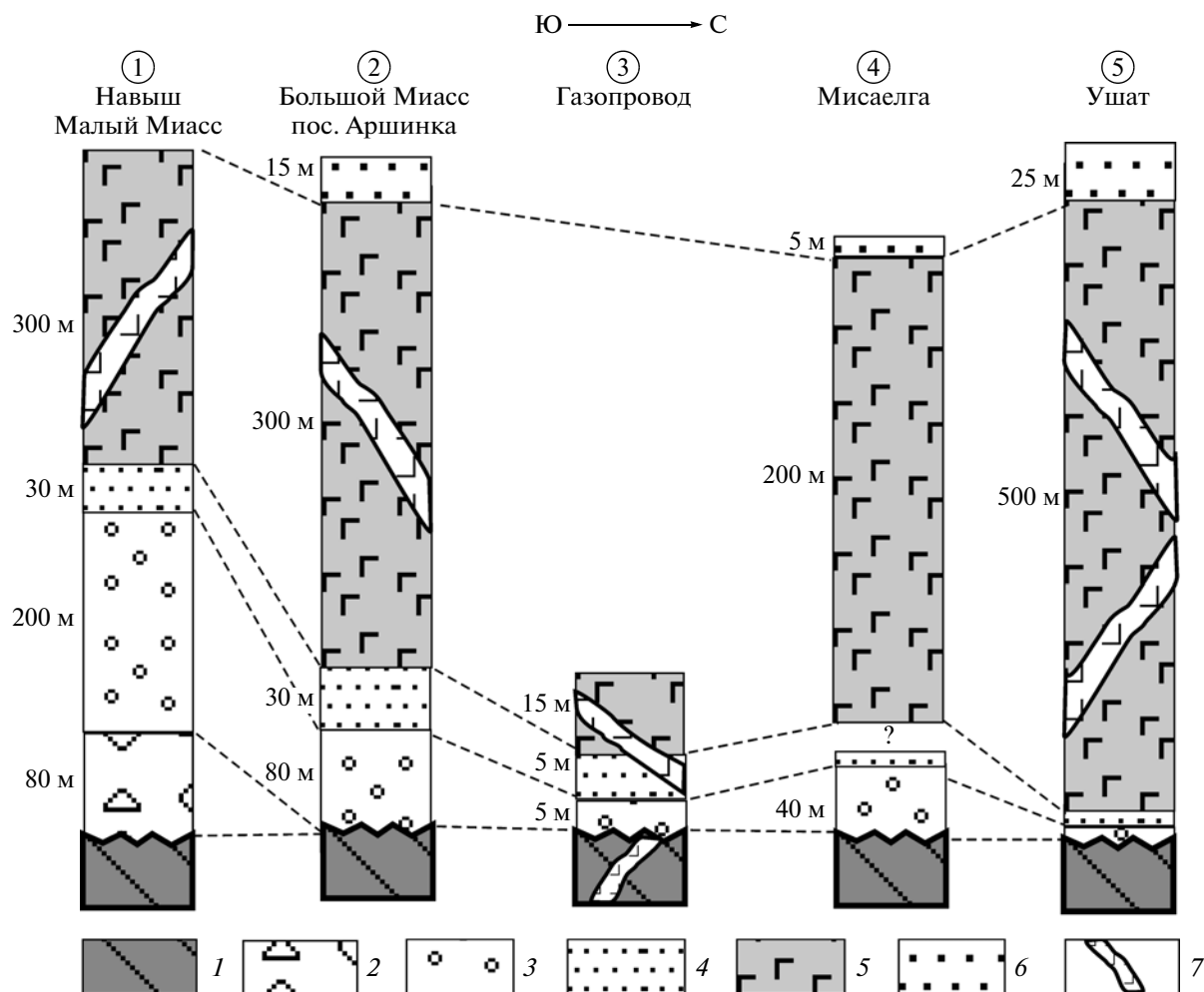


Рис. 2. Схема сопоставления типовых разрезов навышской подсвиты айской свиты. Положение разрезов показано на рис. 1: 1 — тараташский кристаллический комплекс; 2 — конгломерато-брекчии с обломками пород тараташского комплекса; 3 — гравелиты, песчаники кварц-полимиктовые; 4 — песчаники, алевролиты кварц-полимиктовые; 5 — вулканогенные породы (трахибазальты, туфы, туфопесчаники); 6 — кварцевые песчаники (аналоги липовской подсвиты [3]); 7 — дайки диабазов.

сталлическими сланцами вскрыт выемкой вдоль газопровода (разрез 3) и скважинами в районе пос. Мисаелга [2] (разрез 4). В северном разрезе по р. Ушат (разрез 5) на породах тараташского комплекса залегает верхняя вулканогенная толща навышской подсвиты. Она сложена лавами афировых и порфировых трахибазальтов, с прослоями кварцевых песчаников. Из пород дайкового комплекса, распространенного в поле навышских вулканитов, были датированы цирконы (SHRIMP), возраст которых оказался палеозойским [8]. Завершает разрез навышской подсвиты толща аркозовых песчаников, мощностью до 100 м, которая сопоставляется с песчаниками липовской подсвиты айской свиты Липовской антиклинали [4].

Тектоно-седиментационная модель. Породы айской свиты отнесены к грабеновой формации [2].

Песчаники и конгломераты навышской подсвиты имеют признаки субконтинентального мелководного генезиса, о чем свидетельствуют красноцветность пород и наличие в них косой слоистости. Вулканогенные породы представлены лавами и лавовыми брекчиями с прослоями крупно- и среднеобломочных туфов, субвулканические породы — дайками диабазов, реже дацитов. В зоне контакта базальтов с вмещающими алевролитами развиваются гематитизированные корки закалки, указывающие на субаэральные условия вулканизма [9]. Лавовые покровы дифференцированы: в нижней части это зеленые диопсидовые трахибазальты, в средней — серые трахибазальты. Верхние части покровов сложены вишневыми афировыми миндалекаменными трахибазальтами, отмечаются лавобрекчии. Среди лавовых покровов залегают светлые аркозовые косослоистые песча-

Таблица 1. Содержание ряда петрогенных окислов (%) и микроэлементов (г/т) в трахибазальтах навышской под-
свиты айской свиты нижнего рифея Южного Урала

Элемент	Обр. Р-75	Обр. Р-76	Элемент	Обр. Р-75	Обр. Р-76	Элемент	Обр. Р-75	Обр. Р-76	Элемент	Обр. Р-75	Обр. Р-76
Na ₂ O	3.8	1.1	Zn	170	140	Sb	0.43	0.52	Tm	0.39	0.39
MgO	4.8	5.9	Ga	24	28	Te	0.05	0.05	Yb	2.9	2.7
Al ₂ O ₃	15	14				Cs	0.15	0.26	Lu	0.35	0.37
K ₂ O	3.5	3.8	As	2.7	2.7	Ba	1400	650	Hf	3.6	3.7
CaO	4.9	2.8	Se	1	1	La	50	43	Ta	0.99	0.86
TiO ₂	3.2	2.5	Rb	44	120	Ce	110	100	W	0.94	2.4
MnO	0.14	0.09	Sr	95	47	Pr	14	12	Re	0.003	0.003
Fe ₂ O ₃	15	14	Y	33	32	Nd	57	52	Ir	0.01	0.01
Li	19	44	Zr	230	270	Sm	10	9.6	Pt	0.05	0.05
Be	1.7	1.5	Nb	25	22	Eu	3.4	3	Au	0.1	0.1
Sc	29	28	Mo	1.2	1.3	Gd	9	8.3	Hg	0.5	0.5
V	520	420	Rh	0.02	0.02	Tb	1.3	1.2	Tl	0.15	0.27
Cr	36	45	Pd	0.4	0.4	Dy	6.9	6.3	Pb	13	3.7
Co	46	50	Ag	0.2	0.2	Ho	1.2	1.1	Bi	0.052	0.021
Ni	55	67	Cd	0.16	0.11				Th	3.1	2.7
Cu	57	33	Sn	2.2	2.1	Er	3.3	3.1	U	0.74	0.68

Примечание. Образцы базальтов взяты в 6.2 км к северо-востоку (азимут 20°) от горы Большой Миасс (отм. 756.6 м); анализы выполнены масс-спектральным методом с индуктивно-связанной плазмой (масс-спектрометр Elan-6100 "Perkin Elmer") и атомно-эмиссионным с индуктивно-связанной плазмой (спектрометр Optima-4300 DV "Perkin-Elmer") (лаборатория ВИМС).

ники (косые слои в них обогащены рудными минералами) [2, 4].

Песчано-гравийно-конгломератовые осадки основания навышской подсвиты отнесены к фации подножий склонов и прибрежных полос. Гравийно-песчаные осадки отнесены к фации русел равнинных рек. Песчаники с косой однонаправленной слоистостью с алевроито-глинистыми прослоями рассматриваются как пойменные образования. Светло-серые среднезернистые песчаники перекрывающей липовской толщи с косой слоистостью и линзами крупнозернистого и гравийного материала формировались в условиях прибрежно-аллювиальной равнины [4, 10, 11].

Химический состав базальтов (по данным А.А. Алексеева, К.П. Иванова, Н.А. Румянцева, В.П. Парначева, А.А. Краснобаева и др.) свидетельствует об их повышенной щелочности, высокой калиевоности (K₂O 3–6%) и титанистости (TiO₂ 2–3%). Изучение петрохимических особенностей вулканических пород дало основание представлениям о континентально-рифтовой природе навышского магматизма. По геохимическим особенностям трахибазальты айской свиты отличаются от базальтов других рифейских комплексов (табл. 1). Их характеризует резкое преобладание легких редких земель (La, Ce) над тяжелыми (Yb, Lu) и отсутствие Eu-аномалии (рис. 3). Базальты имеют отрицательную Nb-аномалию (так называ-

емая субдукционная метка), которая ассоциирует с аномалией по Sr и Ta, что нетипично для надсубдукционных магматитов. Вероятно, это связано с особенностями составов верхней мантии или контаминированного субстрата. В целом картина распределения редких элементов указывает на обогащенный мантийный источник. По геохимическим параметрам формирование трахибазальтов навышской подсвиты соответствует обстановкам континентального рифтогенеза [9, 12].

Приведенные особенности строения разрезов навышской подсвиты вписываются в модель формирования асимметричной грабен-рифтовой структуры (рис. 4). Формирование навышского грабен-рифта происходило в 3 стадии. На ранней стадии рифтогенеза формировалась толща грубо-обломочных пород (южные разрезы), накопление которых происходило в результате обрушения и размыта образовавшихся тектонических уступов с последующим разносом кластики временными потоками и реками. Характерно, что гравелиты и песчаники основания большинства разрезов не содержат вулканогенного материала. В основную стадию рифтогенеза, в условиях аллювиально-прибрежного мелководья, произошли мощные трещинные излияния щелочных базальтов. В завершающую стадию рифтогенеза формировались песчаники липовской толщи, заполнившие и перекрывшие грабен. Общая последовательность

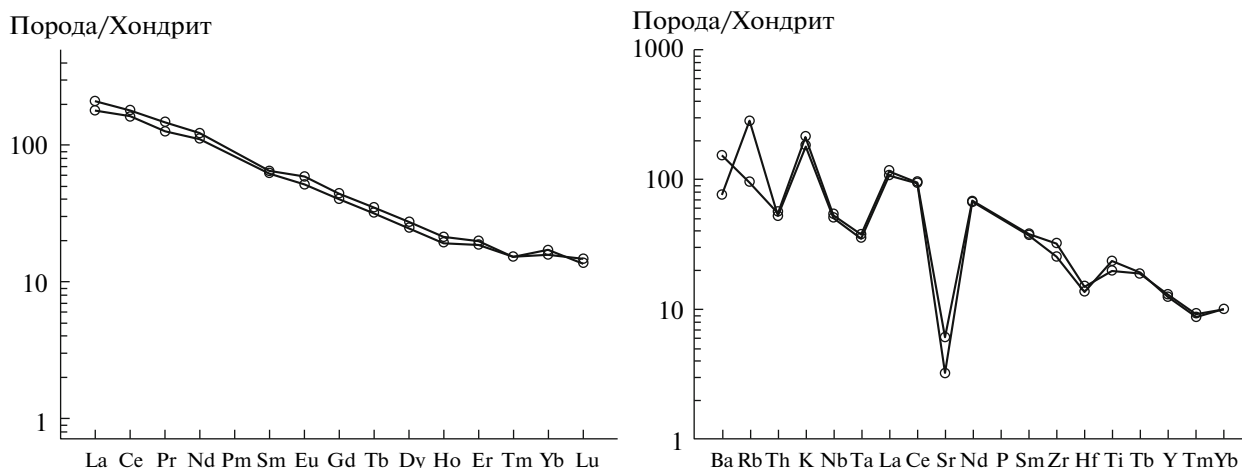


Рис. 3. Геохимические характеристики трахибазальтов айской свиты (гора Большой Миасс, отм. 756.6 м).

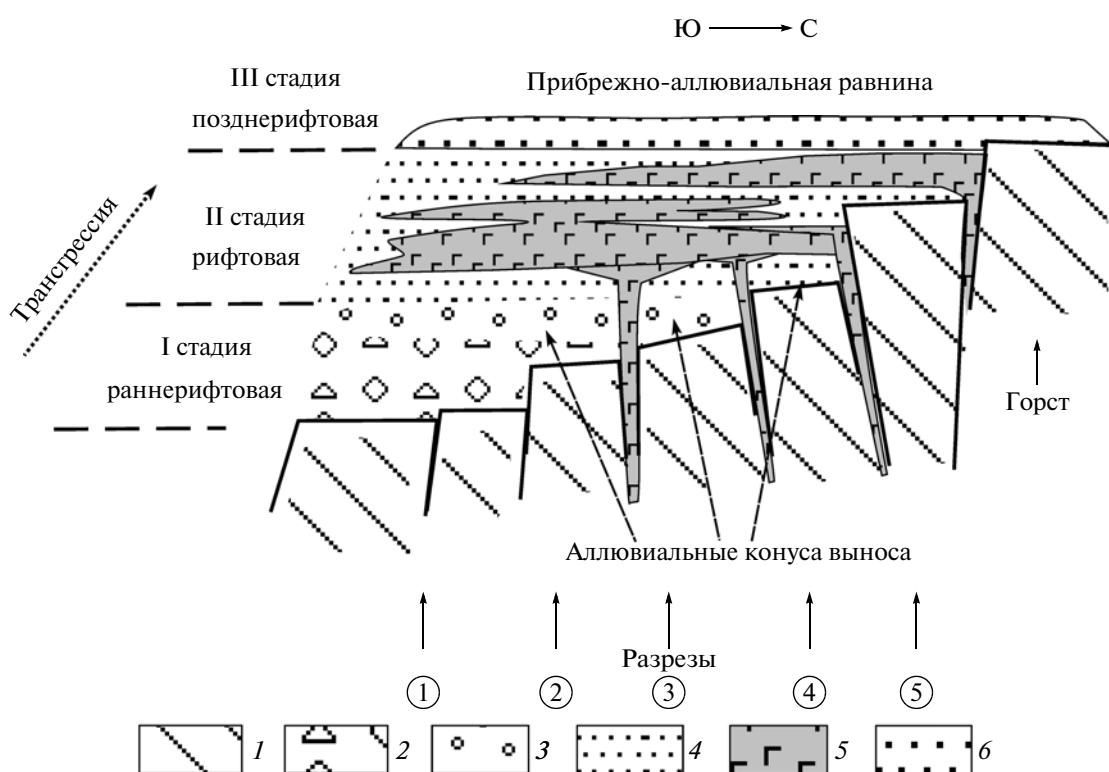


Рис. 4. Тектоно-седиментационная модель формирования навышского грабен-рифта и положение изученных разрезов (вне масштаба): 1 – тараташский кристаллический комплекс; 2 – конгломерато-брекчии с обломками пород тараташского комплекса; 3, 4 – отложения аллювиальных конусов выноса: 3 – гравелиты и песчаники кварц-полимиктовые, 4 – песчаники и алевролиты кварц-полимиктовые; 5 – вулканогенные породы (трахибазальты, туфы, туфопесчаники); 6 – кварцевые песчаники прибрежно-аллювиальной равнины.

смены осадков от пролювиально-аллювиальных к пойменным и прибрежным указывает на трансгрессивный характер осадконакопления в условиях конседиментационной рифтогенной впадины. В противоположность им существуют рифтовые впадины с регрессивным характером осадконакопления [11].

Наличие в составе навышской подсвиты мощной толщи субшелочных базальтов позволяет привлечь модель формирования грабеновой структуры в процессе рифтогенеза активного типа, когда образованию грабена предшествует горстовидное сводовое поднятие, а проявление магматизма несколько запаздывает

по отношению к началу накопления осадков грабеновой формации.

Авлакоген. Ранний рифей — время заложения Камско-Бельского авлакогена, расположенного в восточной части ВЕП, тянущегося в юго-восточном—северо-западном направлении и раскрывающегося в Южный Урал. По [13], айская свита сопоставляется с норкинской, ротковской и минаевской свитами кыргинской серии раннего рифея, вскрытых глубокими скважинами в бортовой зоне Камско-Бельского авлакогена. Норкинская свита по положению в разрезе рифея, особенностям состава и строения сопоставлена с навышской подсвитой. В стратотипическом разрезе скв. Арланская-7000 норкинская свита сложена полевошпат-кварцевыми и аркозовыми алевритами, часто содержащими примесь песчаного и гравийного материала, с прослоями песчаников того же состава и подчиненными прослоями доломитов, аргиллитов, доломитовых мергелей и имеет мощность 247 м. Максимальная мощность (970 м) норкинской свиты зафиксирована в скв. Сарапульская-1, где с нижележащими карбонатно-терригенными отложениями сарапульской подсерии отмечается постепенный переход. В других скважинах песчаники, гравелиты норкинской свиты с размывом и несогласием залегают на породах кристаллического фундамента (скв. Мензелино-Актанышская-183, Карачевская-20005), а в составе свиты присутствуют прослои полимиктовых конгломератов с галькой доломитов (скв. Новоурнякская-50). В скв. Карачевской-20005 отмечен прослой оливинных базальтов (данные В.М. Горожанина). Анализ данных бурения показывает, что отложения норкинской свиты формировались в грабеновой обстановке. Породы норкинской свиты прорваны (скв. Мензелино-Актанышская-183) габбро-долеритами с U—Pb-возрастом 1391 ± 2 млн лет (SHRIMP-II по циркону) [14], близким по возрасту машакскому вулканическому комплексу восточного крыла БА. Следует отметить, что в разрезах айской свиты по р. Малый Навыш часть выделенных из диабазов цирконов также имела машакский возраст [5], что свидетельствует об одновременности процессов в разных частях авлакогена. Положение выходов навышского комплекса на Южном Урале соответствует северо-восточной бортовой зоне Камско-Бельского авлакогена, которая в палеозое была вовлечена в складчатость. Значительная мощность вулканогенных отложений отличает айскую свиту от ее возрастных аналогов, вскрытых скважинами на платформе. Это может быть указанием на то, что вулканизм этого этапа проявлен на платформе локально. Таким образом, вулканогенно-осадочные отложения

навышской подсвиты айской свиты и ее аналога на платформе (норкинской свиты) рассматривают как образования начальной фазы раннерифейского авлакогенного этапа развития ВЕП.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 12–05–01063, 09–05–00845 и 12–05–00709), программы ОНЗ РАН № 10, Министерства образования и науки РФ (грант 2330 РГУ НиГ им. И.М.Губкина и контракт № 14.Z50.31.0017 ИФЗ РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.
2. Ленных В.И., Петров В.И. Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 33–44.
3. Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н. и др. Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.
4. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Ратов А.А. Геологический сборник № 10. Информационные материалы. Уфа: ИГ Уф НЦ РАН, 2013. С. 64–70.
5. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др. // ДАН. 2013. Т. 448. № 4. С. 437–442.
6. Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др. // ДАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.
7. Горожанин В.М., Сергеева Н.Д., Горожанина Е.Н., Пучков В.Н. и др. Геологический сборник № 7. Информационные материалы. Уфа: ИГ Уф НЦ РАН, 2008. С. 167–178.
8. Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Геологический сборник № 9 ИГ УНЦ РАН. Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2011. С. 36–43.
9. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Закирова А.Д. и др. Геологический сборник № 7. Информационные материалы. Уфа: ИГ Уф НЦ РАН, 2008. С. 167–178.
10. Парначев В.П., Швецов П.Н., Крупенин М.Т. Строе и условия седиментации отложений нижнего рифея Тараташского антиклинория на Южном Урале. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 71 с.
11. Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности. Уфа: Принт, 1998. 225 с.
12. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., et al. Геологический сборник № 5. Информационные материалы. Уфа: ИГ Уф НЦ РАН, 2006. С. 119–161.
13. Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Геологический сборник. № 7. ИГ УНЦ РАН. Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2008. С. 179–192.
14. Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., et al. // Lithos. 2013. V. 174. № 1. P. 109–124.