

УДК 550.4:552.31:551.72.1(234.853)

А.О. Хотылев¹, Ал.В. Тевелев²

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ РАННЕРИФЕЙСКОГО НАВЫШСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Навышский вулканический комплекс входит в состав айской свиты нижнего рифея и залегает на архейско-раннепротерозойских образованиях тараташского комплекса. Он представлен главным образом трахибазальтами, а также дацитами и метасоматическими бостонитами. Впервые показано наличие нескольких серий вулканитов, которые отличаются по содержанию TiO_2 и ряду несовместимых элементов. Доказана метасоматическая природа бостонитов. Приведены обоснования для исключения дацитов из состава навышского комплекса.

Ключевые слова: рифей, айская свита, навышский комплекс, Южный Урал, трахибазальты, геохимические исследования.

The Navysh volcanic complex is a part of the Aisk suite (Lower Riphean). It deposits on the Archean-Early Proterozoic metamorphic rocks of the Taratash complex. It is represented mainly by trachybasalts, as well as by dacites and metasomatic bostonites. For the first time, several series of volcanics have been identified, which differ in the content of TiO_2 and in some incompatible elements. The metasomatic nature of bostonites is proved. The reasons for excluding dacites from the composition of the complex are given.

Key words: Riphean, Aisk suite, Navysh complex, South Ural, trachybasalt, geochemistry.

Введение. Осадочно-вулканогенная толща, залегающая в основании рифейских образований в обрамлении Тараташского выступа (северное окончание Башкирского мегантиклинория), была впервые выделена М.И. Гаранем в 1939 г. под названием навышской (нижней) подсвиты айской свиты. Тогда вулканические и субвулканические образования в поле навышской подсвиты были описаны М.И. Гаранем и Г.А. Смирновым как спилиты, микродиабазы, диабазовые порфириды потоков, а также их туфы и лавовые брекчии [Ленных, Петров, 1974].

Собственно айская свита с резким несогласием залегает на архейско-раннепротерозойских метаморфических образованиях тараташского комплекса. Общая мощность свиты значительно изменяется по простиранию от 500 до 2500 м. Навышская подсвита представлена грубообломочными образованиями преимущественно аркозового состава — от конгломератов до песчаников — и их метаморфизованными аналогами. Наиболее грубообломочные разности приурочены к нижним частям разреза. Мощность навышской подсвиты изменчива и может достигать 1300 м. Подробная литологическая характеристика образований айской свиты приведена в работах [Горожанин и др., 2013; Тевелев и др., 2014; Маслов и др., 2013].

Во избежание недоразумений эффузивные и субвулканические образования трахибазальтового и близкого к ним состава, единичные дайки даци-

тов, а также сопровождающие тела микроклиновых метасоматитов, развитых в поле навышской подсвиты айской свиты нижнего рифея, в рамках статьи будем называть *навышским* комплексом.

Собранные нами в ходе работ по геологическому доизучению площади листа N-40-VI (Куса) масштаба 1:200 000 в 2012–2016 гг. геохимические данные указывают на то, что среди образований, объединенных в навышский комплекс, присутствует не менее двух групп тел, которые резко различаются между собой по ряду геохимических и петрологических параметров.

Косвенными данными, указывающими на то, что реально в навышский комплекс искусственно объединены не совсем идентичные тела, служат изотопные датировки. В настоящее время возраст комплекса принят в $1\ 615 \pm 11$ млн лет, по которому и проводится граница основания нижнего рифея. Но известны датировки, охватывающие интервал от 1750 до 1415 млн лет, что явно противоречит общепринятому возрасту. Подробные сведения об изотопных датировках будут приведены ниже.

Основная цель работы заключалась в том, чтобы показать однородность или, напротив, разнородность навышских вулканитов и их возможных гипабиссальных аналогов геохимическими методами.

Петрологическая характеристика образований навышского комплекса. Навышский комплекс включает несколько типов вулканических тел: по-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; *e-mail:* akhotylev@gmail.com

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор; *e-mail:* atevelev@rambler.ru

токи и субвулканические тела (дайки и силлы) трахибазальтового состава, а также единичные дайки дацитов и метасоматические тела микроклинитов. Далее для обозначения метасоматических пород, сформировавшихся в результате интенсивной калишпатизации трахибазальтов, будет использоваться термин «бостониты».

В разрезе айской свиты по данным геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 насчитывается до 13 потоков трахибазальтов [Горожанин и др., 2013; Ленных, Петров, 1978], состав которых несколько различается. Мощность потоков по данным бурения колеблется от 10 до 55 м. Подробная петрографическая характеристика пород навышского комплекса приведена в статье Ал.В. Тевелева с коллегами [2013], поэтому здесь во избежание повторения приведем наиболее важные сведения о них.

Трахибазальты зеленовато-серые, изредка красноватые или бурые, темно-серые, иногда до черных, миндалекаменные, массивные, порфиоровые. Миндалины различной формы, заполнение зональное хлорит-кварц-кальцитовое или эпидотовое. Встречаются маломощные слои гиалокластитов и лавовых брекчий.

Породы практически всегда порфиоровые, сериально-порфиоровые. Вкрапленники составляют 10–40% породы и представлены существенно измененными длинными лейстами плагиоклаза. Лишь в редких случаях вкрапленники сложены призматическими выделениями клинопироксена (до 70% вкрапленников). Эти две разности отвечают обогащенной и обедненной геохимическим группам соответственно (см. ниже). По данным [Ленных, Петров, 1974], среди трахибазальтов широко развиты разности с оливином и крупными кристаллами калиево-натриевого полевого шпата, однако за 5 лет исследований мы таковых не обнаружили. Основная масса полностью сложена вторичными минералами — серицитом, кварцем, хлоритом, эпидотом.

Для оценки степени вторичных изменений сериально-порфиоровые трахибазальты были исследованы на растровом электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Породы оказались изменены значительно сильнее, чем предполагалось. От первичных минералов не осталось практически ничего, несмотря на то, что в шлифах отчетливо видны очертания длиннопризматических плагиоклазов. Значительная часть породы замещена мелкочешуйчатым агрегатом минералов группы хлорита. Доля кварца может достигать 25–30% при размере его выделений до 0,1 мм (рис. 1). Калиево-натриевый полевой шпат формирует разрозненные выделения неправильной формы размером 0,05–0,07 мм (до 10–15%) с заливами основной массы. Плагиоклаз

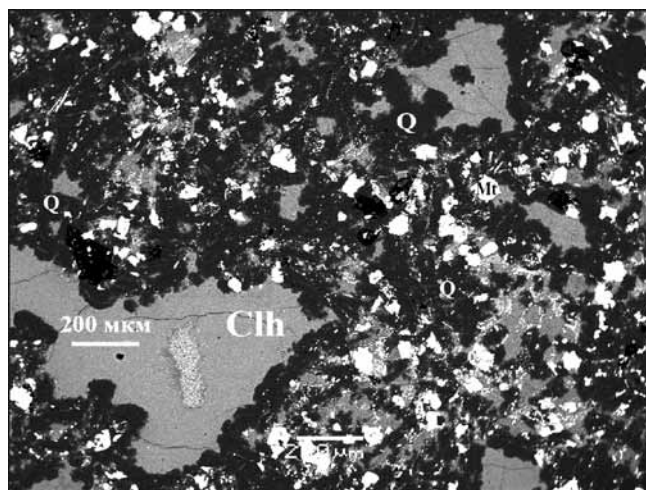


Рис. 1. Фото трахибазальтов навышского комплекса, сканирующий электронный микроскоп «Jeol JSM-6480LV». Буквы — минеральные фазы: Q — кварц, Clh — хлорит, Mt — магнетит

сохранился лишь в краевых частях кристаллов и представлен альбитом, центральные же их части замещены кварцем и хлоритом. Пироксена на изученных площадках обнаружить не удалось [Хотылев, 2016].

Для оценки минерального состава пород выполнен рентгенофазовый анализ 10 образцов трахибазальтов на приборе «ДРОН-3М» на кафедре литологии и морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик В.Л. Косоруков). Во всех пробах подтверждено наличие кварца (10–30%), калиево-натриевого полевого шпата (15–25%), плагиоклаза (7–40%), пироксена (5–8%). Хлорит в основном железисто-магнезиальный, количество его колеблется от 5–7 до 23–25%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, апатитом, эпидотом, кальцитом.

Бостониты представляют собой тела мощностью до нескольких десятков метров и протяженностью до 200 м [Ленных, Петров, 1974] и характеризуются плавными, размытыми контактами с вмещающими их трахибазальтами. Изначально предполагалось, что бостониты представляют собой жильные тела, сформировавшиеся в последнюю фазу магматизма. Однако позднее в ряде работ В.П. Парначева [1976, 1978] было показано, что они, вероятнее всего, представляют собой результат активной метасоматической переработки трахибазальтов. Породы желтовато-серые или коричневатые, массивные, порфиоровые или порфиоровидные. Нередко отмечаются мелкие прожилки (до 0,5 мм) светло-серого кварца и пятна бурых гидроксидов железа. Породы практически полностью замещены крупными пойкиловыми кристаллами калиево-натриевого полевого шпата, в котором лишь фрагментарно сохранились реликты плагиоклаза, сейчас представленные альбитом (рис. 2).

Однако калиево-натриевый полевой шпат совершенно отчетливо сохраняет очертания удлинен-

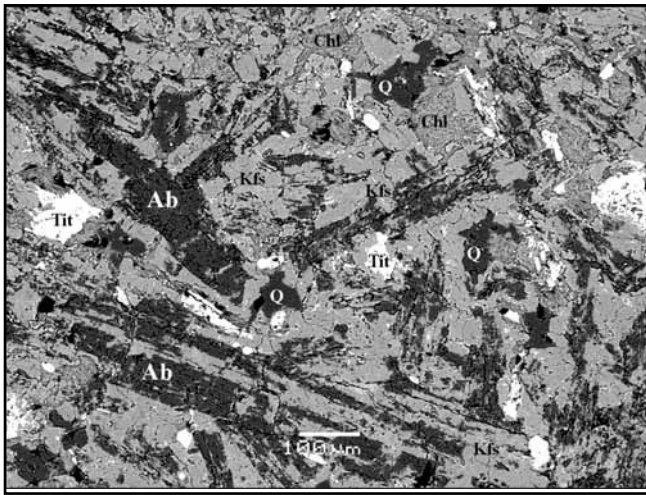


Рис. 2. Фото бостонитов навьшского комплекса, сканирующий электронный микроскоп «Jeol JSM-6480LV». Буквы — минеральные фазы: Q — кварц, Chl — хлорит, Ab — альбит, Kfs — калиево-натриевый полевой шпат, Tit — титанит

ных призм первоначального плагиоклаза. Кварц развит слабо, в виде отдельных ксеноморфных выделений (не более 5–7%). Темноцветные минералы представлены мелкочешуйчатым магнезиально-железистым хлоритом (20–25%). Рудные минералы — сфен, рутил и титаномагнетит — представлены агрегатами длиннопризматических, игольчатых выделений, реже имеют заливисто-неправильную форму, размер 0,05–0,2 мм (до 5–7%). Среди прочих аксессуарных минералов присутствует рассеянный призматический апатит (размер выделений до 0,01–0,005 мм). По данным рентгенофазового анализа количество калиевого полевого шпата в бостонитах достигает 90%.

Дацинты образуют единичные дайки протяженностью до нескольких сотен метров. Породы светлые, бежеватые, порфиоровые, иногда вариолитовые, реже массивные. Вкрапленники представлены резорбированным кварцем и оплавленным, полностью хлоритизированным плагиоклазом.

Геохимическая характеристика. В работе использованы геохимические данные, опублико-

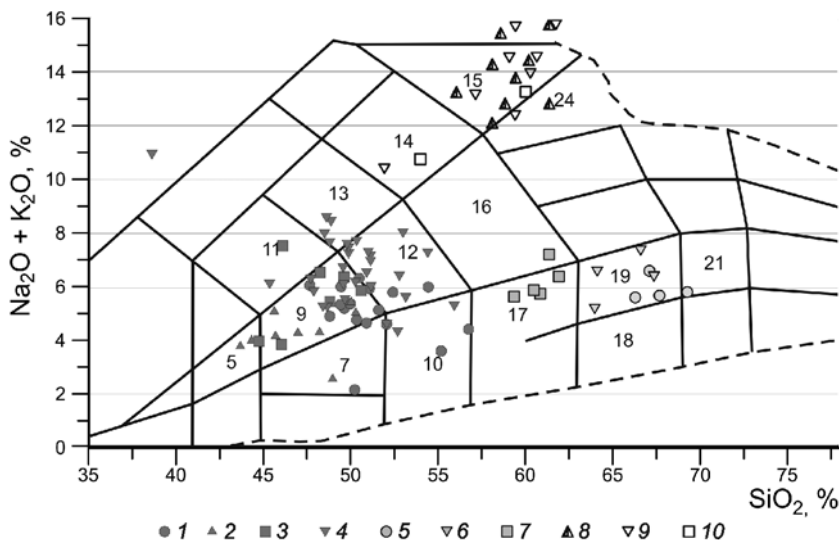


Рис. 3. Диаграмма TAS для образований навьшского вулканического комплекса. Поля на диаграмме: 5 — умеренно-щелочные базальты; 7 — базальты; 9 — трахибазальты; 10 — андезитобазальты; 11 — щелочные базальты; 12 — трахиандезитобазальты; 13 — фонотэфриты; 14 — тэфрифенолиты; 15 — фенолиты; 16 — трахиандезиты; 17 — андезиты; 18 — низкощелочные дациты; 19 — дациты; 21 — риодациты; 24 — щелочные трахиты. 1–4 — трахибазальты; 5–7 — дациты и андезидациты; 8–10 — бостониты (1, 5 — наши данные; 2 — по [Горожанин и др., 2008]; 3, 7, 10 — по [Краснобаев и др., 1992]; 4, 6, 9 — по [Ленных, Петров, 1992]; 8 — по [Парначев, 1978])

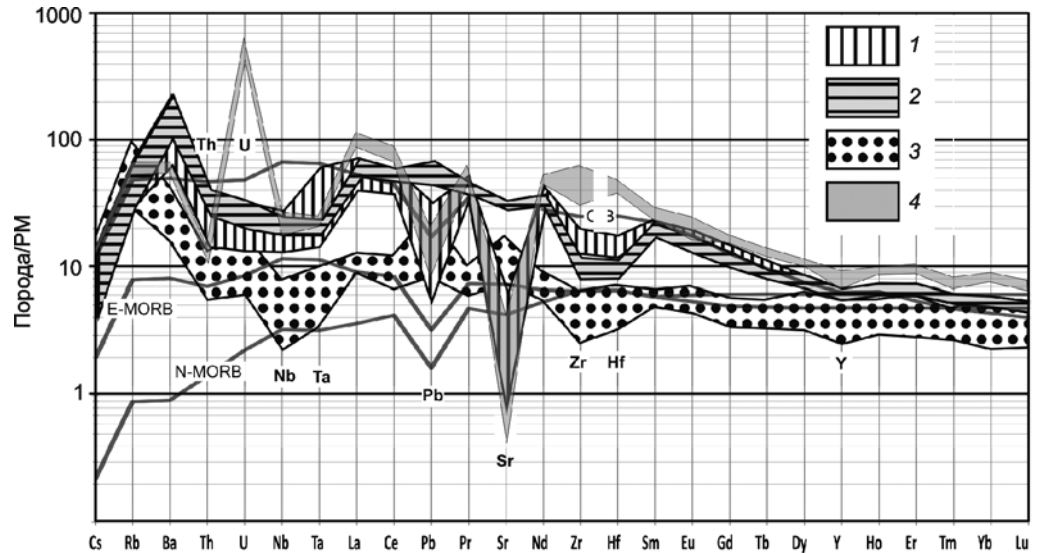
ванные в работах В.И. Ленных и В.И. Петрова, А.А. Краснобаева, В.М. Горожанина и других, а также данные авторов статьи. Анализы на петрогенные оксиды проводились в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (г. Миасс) стандартными методами комплексонометрии. Рассеянные элементы анализировались методом ICP-MS в лаборатории кафедры геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (аналитик Я.В. Бычкова) с разложением по стандартным методикам спекания и в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (г. Миасс, аналитик М.Н. Маляренко). Всего в работе использовано 30 собственных анализов и 85 анализов из внешних источников.

Образования навьшского комплекса представлены преимущественно субщелочными породами основного состава, их фигуративные точки образуют плотное облако в полях трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, а некоторые попадают и в поле щелочных трахибазальтов. Единичные более кислые разности отвечают андезитобазальтам и андезитам. Бостониты образуют изолированное облако в полях фонотэфритов и фенолитов; таким образом, они резко отличаются повышенной щелочностью (рис. 3).

В трахибазальтах присутствует 5–9% MgO, что нормально для оливиновых базальтов и трахибазальтов. Однако в отдельных пробах содержание MgO достигает 15–16%. Это может свидетельствовать о том, что по крайней мере часть расплава достаточно быстро, без дифференциации, поднималась на поверхность или же плавление в источнике было неравномерным.

Среди пород отчетливо выделяются две группы: низкотитанистые и высокотитанистые, причем последние преобладают. Далее для обозначения этих групп будут использоваться термины «высокотитанистая» (или «обогащенная») — для первой

Рис. 4. Мультиэлементная диаграмма для образований навышского комплекса, значения содержания нормированы на примитивную мантию (PM). Значения всех эталонов (PM, OIB, E-MORB, N-MORB) приведены по [Sun, McDonough, 1989]. В диаграмме также использованы данные [Горожанин и др., 2008; Ernst et al., 2006; Краснобаев и др., 2013]: 1 — обогащенная группа; 2 — трахибазальты с возрастом 1752 млн лет [Краснобаев и др., 2013]; 3 — обедненная группа; 4 — дациты



группы и «низкотитанистая» (или «обедненная») — для второй.

Низкотитанистые разности характеризуются обеднением TiO_2 (1–1,2%) и Fe_2O_{3tot} (9–11%), обогащением CaO (6,0–8,5%). Эти же параметры для высокотитанистых базальтов составляют 1,5–3,5; 12–16 и 1–5% соответственно. И именно в последней группе отмечено высокое содержание MgO . Содержание K_2O в базальтах высокотитанистой группы ощутимо варьирует — есть разности низко- (0,8–1%), средне- (1,6–2,6%) и высококалиевые (3,2–4,2%), в то время как низкотитанистая группа характеризуется только средним составом (1,7–2,5% K_2O). Для обеих групп содержание Al_2O_3 находится в интервале 13–18%, Na_2O — от 0,5 до 6%.

Для низкотитанистых пород характерно обеднение редкоземельными (REE) и высокочargedными (HFSE) элементами и легкое обогащение Sr , Pb (рис. 4, группа 3). В целом они схожи с N-MORB, отличаясь незначительным обогащением Pb , Rb и Ba , что обычно для магматических образований, сформированных на мощной континентальной коре. По распределению рассеянных элементов эта группа очень похожа на самые обедненные разности позднерифейских габбровых комплексов [Ковалев, 2011].

Для высокотитанистых разностей характерно обогащение всем набором рассеянных элементов — их спектры практически полностью совпадают с распределением в OIB (рис. 4, группы 1 и 2). Для всех образцов этой группы характерно в разной степени обеднение Zr и Hf на 10–20 единиц нормированного содержания ниже эталона OIB (практически до уровня в E-MORB). С чем это связано, пока не ясно, но, судя по спектрам для разновозрастных габбро [Ковалев, 2011], обеднение этими элементами часто встречается в породах рифейских габбровых комплексов Башкирского антиклинория. Отметим отчетливое обеднение Nb и Ta , что обычно считается признаком надсубдук-

ционной обстановки, но встречается и в породах траптовой формации типичного внутриплитного происхождения [Криволицкая, 2012; Соболев и др., 2009].

Но при этом для обогащенной группы отмечены и различия в распределении ряда элементов. Так, часть проб характеризуется значительным обеднением Sr (в 20–30 раз, т.е. почти до содержания в PM). На этот счет существуют две гипотезы: это объясняется, во-первых, кристаллизационным фракционированием, так как Sr по свойствам весьма близок к кальцию и может занимать его позицию в кристаллической решетке, а, во-вторых, связью с более поздними метасоматическими процессами. С одной стороны, в пользу первой гипотезы свидетельствует отчетливая корреляция содержания CaO и Sr (высокотитанистые разности обеднены CaO) и отсутствие корреляции между CaO и K_2O в метасоматитах (породы претерпели активнейший метасоматоз с привнесом K_2O), что можно рассматривать как свидетельство отсутствия миграции CaO в этом процессе. С другой стороны, при фракционировании плагиоклаза, одного из главных носителей кальция, в трахибазальтах обычно наблюдается обеднение Eu , что не выявлено в высокотитанистых разностях (но оно формируется лишь в восстановительных обстановках). Другой носитель кальция, за счет фракционирования которого могла бы формироваться такая отрицательная аномалия, — клинопироксены. Однако уменьшение содержания Cr , V , Sc , Ni , которые накапливаются в клинопироксене и могли бы фиксировать его осаждение, не наблюдается. Поэтому пока этот вопрос остается открытым.

Для сравнения нами были использованы данные о вулканитах аналогичного состава для Эфиопского плато (данные из базы геохимических данных GEOROCK [Интернет-ресурс..., 2017]). Среди вулканитов основного состава нормальной и повышенной щелочности и кислых вулканитов Эфиопского плато также прослеживаются две

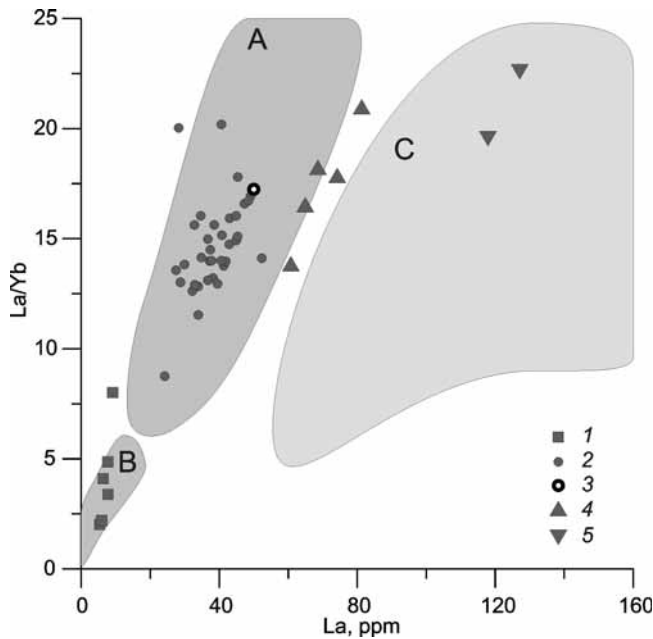


Рис. 5. Диаграмма La–La/Yb для вулканитов навышского комплекса: 1 — обедненная группа; 2 — обогащенная группа; 3 — трахибазальты с возрастом 1752 млн лет, по [Краснобаев и др., 2013]; 4 — дациты, наши данные; 5 — дациты, по [Ernst et al., 2006]; A, B — поля основных вулканитов Эфиопского плато; C — поле кислых вулканитов Эфиопского плато. В диаграмме также использованы данные из работы [Горожанин и др., 2008]

серии, отвечающие обогащенной и обедненной сериям в навышском комплексе (рис. 5).

Дациты по характеру распределения редкоземельных элементов близки к высокотитанистым трахибазальтам, хотя относительно последних несколько обогащены REE. Кроме того, дациты значительно обогащены Zr и Hf, но, как и высокотитанистые трахибазальты, обеднены Nb, Ta, Pb и Sr. Бросается в глаза резкий максимум U, причина возникновения которого не очевидна. Отметим, что на диаграммах La–La/Yb, Nb/Y–Zr/Y, La–Sm точки, отвечающие дацитам, образуют самостоятельные поля, отчетливо отделенные от всех трахибазальтов. На диаграмме Nb–La поле кислых вулканитов Эфиопского плато находится на уровне столь высоких содержаний Nb, что даже не представляется возможным показать их на одном рисунке (рис. 6). При этом дациты навышского комплекса характеризуются значительно более умеренным содержанием Nb, при близких значениях его содержания в трахибазальтах навышского комплекса и Эфиопского плато, т.е. дациты не попадают на тренд дифференциации трахибазальтов. Это позволяет предположить, что происхождение дацитов напрямую не связано с дифференциацией трахибазальтовых магм.

Бостониты по характеру распределения рассеянных элементов совершенно не отличаются от обогащенных трахибазальтов. Большинство несовместимых элементов, в противоположность подвижным Na₂O и K₂O, весьма плохо мигрирует

при метасоматозе. Это позволяет рассматривать сходство между бостонитами и трахибазальтами как подтверждение метасоматического происхождения первых.

Изотопные данные. Возраст навышского комплекса неоднократно становился объектом исследований, так как он маркирует основание стратотипа рифейских образований на территории Башкирского антиклинория. Первоначально при геологосъемочных работах 1967–1969 гг. вулканиты были датированы K–Ar методом как вендские [Ленных, Петров, 1974]. В дальнейшем их возраст неоднократно переоценивался. А.А. Краснобаев с коллегами [1992], проведя тщательные изотопные исследования K–Ar, Rb–Sr и U–Pb систем, пришли к выводу, что более вероятным можно считать возраст 1615±45 млн лет. Одновременно указанными авторами установлены и возможные этапы вторичных преобразований: 1350±15, 846±24 и 630 млн лет. Любопытно, что в этой же работе получены и значения возраста в интервале 1440–1460 млн лет, однако исключенные авторами из конечной оценки возраста, при этом упомянуто, что исследованы цирконы как из основных, так и из кислых разностей.

Позднее Ю.Л. Ронкин и О.П. Лепехина [2008] методом U–Pb SHRIMP-II по цирконам из трахибазальтов получили конкордантный возраст в 1400±10 млн лет. К сожалению, в этой работе не приведены ни геохимические, ни петрологические данные о изученных породах.

В.М. Горожанин с коллегами [2008] получили Rb–Sr эрохронный возраст для высокотитанистых трахибазальтов навышского комплекса, который составил 717±78 млн лет, что достаточно близко к возрасту вторичных преобразований, полученному А.А. Краснобаевым [1992] — 846±24 млн лет. Однако нам кажется, что важнее всего то, что В.М. Горожанин объединил свои данные с данными А.А. Краснобаева, при этом обнаружилось, что низкотитанистые разности не укладываются на одну эрохрону с высокотитанистыми. Указанное можно рассматривать в качестве еще одного подтверждения разновозрастности низко- и высокотитанистых разностей или по крайней мере разной истории их преобразований.

Относительно недавно А.А. Краснобаевым [2013] с коллегами получены гораздо более древние датировки для трахибазальтов навышского комплекса — 1752±11 млн лет, что практически на 100 млн лет древнее их возраста, принятого на данный момент. Проанализированные трахибазальты близки к высокотитанистой группе (рис. 4, группа 2), что можно рассматривать как свидетельство в пользу разновозрастности образований комплекса, хотя единичная датировка требует подтверждения.

Датирование тел дацитов выполнено Ал.В. Тевелевым с коллегами [2014]. Методом U–Pb

SHRIMP-II по цирконам был получен их возраст в 1415 ± 12 млн лет, что не совпадает с общепринятым возрастом комплекса. Высокая достоверность этой датировки заставляет предполагать, что дациты формировались в самостоятельный и значительно отделенный во времени этап [Хотылев, 2016]. Однако это не исключает и их одновременного формирования с трахибазальтами, так как контрастные серии весьма характерны для внутриконтинентальных рифтовых систем.

Недавно В.Н. Пучков с коллегами [2017] провели датирование цирконов методами SHRIMP и ID-TIMS из *риодацитов* и *трахириодацитов* багрушинского комплекса. Он включает в себя ряд гипабиссальных тел кислого состава, расположенных в поле авзянской свиты на Багрушинских горах, на юго-западе от г. Куса. И вместо предполагаемого вендского возраста были получены значения возраста в интервале 1348–1370 млн лет. Но по петрографическому облику и ряду петрохимических характеристик эти породы схожи с телами дацитов навышского комплекса, что позволяет рассматривать эти датировки как еще одно косвенное подтверждение того, что дациты сформировались значительно позже навышского комплекса и не относятся к нему

Закключение. По петрологическим, а главным образом по геохимическим данным среди вулканитов основного состава навышского комплекса выделено не менее двух сильно различающихся групп пород.

Обогащенные разности характеризуются повышенным содержанием TiO_2 , обогащены всем спектром рассеянных элементов и близки по их распределению к породам океанических островов (OIB). Кроме того, они отличаются более низким содержанием CaO, отчетливыми отрицательными аномалиями Nb, Ta, Zr, Hf.

Для пород обедненной группы характерно содержание $TiO_2 \leq 0,5 \div 0,7\%$ и повышенная концентрация CaO по сравнению с обогащенной группой. Обедненные разности по спектрам рассеянных элементов наиболее близки к обогащенным базальтам срединно-океанического хребта (E-MORB), менее отчетливо они обеднены Ta, Nb, Zr, Hf.

Различия между группами прослеживаются не только в геохимических особенностях, но и в минеральном составе: породы обогащенной группы содержат преимущественно лейсты плагиоклаза и значительное количество рудных минералов, в то время как в породах обедненной группы присутствует около 25% клинопироксена и значительно меньше более мелкого рудного минерала, представленного преимущественно магнетитом и титаномагнетитом.

Отметим, что среди тел кургасского и сумского дайковых комплексов, развитых в поле архейско-протерозойских образований тараташского комплекса, наблюдается совершенно ана-

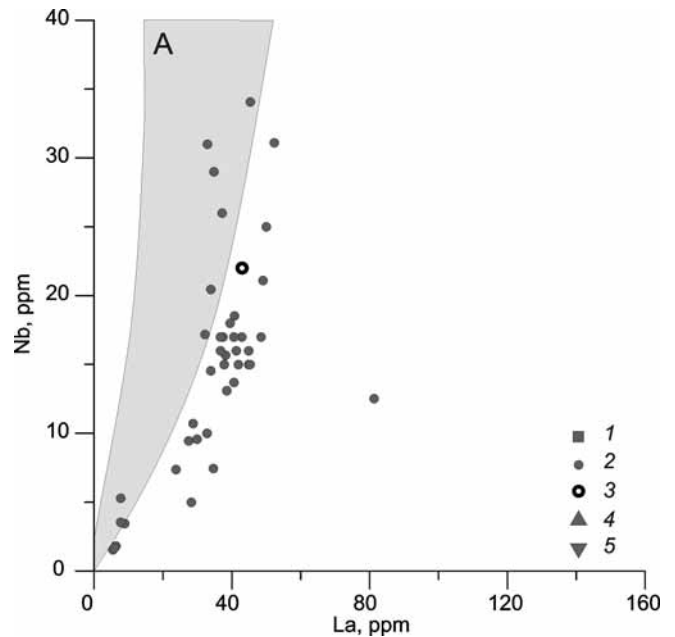


Рис. 6. Диаграмма La–Nb для вулканитов навышского комплекса: 1 — обедненная группа; 2 — обогащенная группа; 3 — трахибазальты с возрастом 1752 млн лет [Краснобаев и др., 2013]; 4 — дациты, наши данные; 5 — дациты, по [Ernst et al., 2006]; A — поле основных вулканитов Эфиопского плато; в диаграмме также использованы данные [Горожанин и др., 2008]

логичная картина — обнаружены разности с нормальным (0,5–1%) и повышенным содержанием ($\geq 1,5\%$) TiO_2 . И при этом обедненная группа навышского комплекса очень близка, в том числе, и по характеру распределения рассеянных элементов к сумскому комплексу, а обогащенная — к кургасскому [Хотылев, Тевелев, 2017].

В результате микронзондовых исследований показано, что породы изменены очень сильно. В отдельных образцах трахибазальтов по данным электронной микроскопии до 25–30% поверхности шлифа занято фазой, состав которой отвечает кварцу, а остальное пространство — смесью минералов группы хлорита. При этом валовый состав соответствует трахибазальтам или базальтам и фиксирует лишь миграцию щелочей.

Обнаруженные в бостонитах реликтовые структуры плагиоклазов служат доказательством их метасоматического происхождения. Еще одно подтверждение этой гипотезы — сходство спектров рассеянных элементов между трахибазальтами и бостонитами, эти элементы практически не мигрируют при метасоматозе. И если бы бостониты были самостоятельными магматическими образованиями, то они неизбежно отличались бы от трахибазальтов именно по содержанию рассеянных элементов.

Различия между группами трахибазальтов навышского комплекса обусловлены составом источника, поставившего расплав. Учитывая широкий интервал изотопных датировок, можно предполагать, что вулканиты, объединенные в айскую свиту, относятся к разновозрастным ком-

плексам. При этом с достаточной уверенностью можно говорить, что один из этапов пришелся на интервал 1615–1650 млн лет.

В то же время аналогичные обедненная и обогащенная серии прослеживаются и в вулканических породах Эфиопского плато, которое представляет собой геодинамический аналог навьшского комплекса. На Эфиопском плато обе серии формировались практически одновременно [Интернет-ресурс..., 2017], а значит, и в навьшской структуре они могли формироваться в одно и то же время.

Дациты, также традиционно относимые к айской свите, с высокой вероятностью не связаны с ней, и их нужно вывести из состава навьшского комплекса. Об этом свидетельствуют несколько иные геохимические характеристики, которые не уклады-

ваются в тренд дифференциации ни обогащенных, ни обедненных трахибазальтов. Дополнительный аргумент — изотопный возраст, составляющий 1415 млн лет и сильно отличающийся от общепринятого возраста айских вулканитов. Вероятнее всего, формирование дацитов связано с началом магматизма машакского уровня, который распространен достаточно широко [Puchkov et al., 2014].

Благодарности. Авторы выражают благодарность М.В. Мосейчуку, А.Ю. Бычкову, В.Л. Косорукову, Б.Б. Шкурскому, В.О. Япаскурту за возможность проведения аналитических исследований и неоценимую помощь в их интерпретации и понимании, а также А.Р. Колаеву за полезные обсуждения наиболее интересных вопросов рифейского магматизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Закирова А.Д., Панова Н.П. Геохимия и геохронология основных вулканитов навьшского комплекса раннего рифея (Южный Урал) // Геол. сб. № 7. Юбил. вып. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. С. 167–178.

Горожанин В.М., Сергеева Н.Д., Горожанина Е.Н. и др. Тектоно-седиментационные модели образования вулканогенно-осадочных отложений айской свиты в навьшское время (Южный Урал) // Геол. сб. № 10. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2013. С. 3–20.

Интернет-ресурс URL: geogoc.mpch-mainz.gwdg.de/geogoc/ (дата обращения: 21.03.2017).

Ковалев С.Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.

Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25–40.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др. Цирконология навьшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. 2013. Т. 448, № 4. С. 1–6.

Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразования и Норильском районе: Автореф. докт. дисс. М., 2012.

Ленных В.И., Петров В.И. О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении тараташского комплекса // Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974.

Ленных В.И., Петров В.И. Стратиграфия айской свиты и проблемы ее возраста // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 33–44.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Ковалев С.Г. Литогеохимические особенности терригенных породы айской свиты нижнего рифея Башкирского антиклинория: новые данные // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 118–122.

Парначев В.П. Калиевые метасоматиты айской свиты западного склона Южного Урала. Ежегодник-1976. Уфа, 1977. С. 49–50.

Парначев В.П. Петрология бостонитов западного склона Южного Урала // Вулканизм, метаморфизм и

железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Уфа: УНЦ АН СССР, 1978. С. 56–58.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. и др. Стратиграфические следствия новых изотопно-геохимических данных по Багрушинскому комплексу риодацитовых порфиров (Тараташский антиклинорий, Южный Урал) // Геол. сб. № 13. Информационные материалы. СПб.: Свое издательство, 2017. С. 3–15.

Ронкин Ю.Л., Лепехина О.П. Новые U-Pb SHRIMP II данные о возрасте вулканитов айской свиты бурзянской серии Башкирского мегантиклинория и проблема возраста нижней границы рифея // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Мат-лы V Всеросс. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 203–207.

Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 276–310.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О. и др. Особенности строения и эволюции Айского вулканического рифейского комплекса (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 19–28.

Хотылев А.О. Новые данные о геохимических особенностях трахибазальтов навьшского (айского) вулканического комплекса рифея (Южный Урал) // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. 2016. № 4. С. 56–61.

Хотылев А.О., Тевелев Ал.В. Рифейские дайковые комплексы Тараташского выступа (Южный Урал) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин // Мат-лы XLIX Тектон. совещ., посвященного 100-летию акад. Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 275–280.

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геол. сборник ИГГ УрО РАН. 2006. № 5. С. 1–45.

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

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 31–345.