

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 552.313:551.72

DOI 10.21440/2307-2091-2017-1-7-13

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГЕОХИМИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД Р. ПЫШМЫ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА) И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Е. Н. Волчек, Е. А. Слободчиков, В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, В. С. Червяковский

New data on petrogeochemistry of volcanic rocks of Sukholozhsky area of the east slope of the Middle Urals and their geodynamic interpretation

E. N. Volchek, E. A. Slobodchikov, V. N. Ogorodnikov, Yu. A. Polenov, V. S. Chervyakovskiy

The studied sections of Middle Paleozoic volcanoes are located within the eastern area of the Middle Urals, where thick strata of volcanogenic-sedimentary rocks is widespread, from the Silurian to Upper Carboniferous inclusively. Cut of the Devonian-Carboniferous rocks on the river Pyshma site attracts attention due to several factors. Metamorphosed volcanic and volcanic-sedimentary complexes of Middle Devonian and Early Carboniferous age developed relatively weakly here. The good preservation of the products of ancient volcanic eruptions allows us to estimate nature and tendency of the volcanic activity during this period. In addition, the studied territory has a well-known promising ore sites, and scientists already studied and described the petrographical composition and chemistry of the volcanic rocks from geological sections of the Pyshma River. Geochemical data on them were absent until recently. We obtained new petrogeochemical data on Middle Paleozoic volcanic rocks, including those containing scattered sulphide mineralization, from geological sections along the Pyshma River and its tributaries. Compared to the average ocean tholeiites (N-MORB) studied basalts are enriched with large-ion elements (Rb, Ba, Sr, Th) and are depleted with highly charged elements (Ti, Nb, Ta, Zr, Hf). Their analysis showed that by the content of petrogenic and trace elements studied lithophilic volcanites are close to the island arc formations of modern tectonic environments. One can use conclusions on geodynamics in solving the problem about the nature of the mineralization manifested here. The most interesting in Sukholozhsky area is the Shatinsky ore station, where we identified iron pyrite and of copper-zinc mineralization with the industrial content, found layers of rubble ore, hematite rocks with inclusions of cupreous pyrite.

Keywords: Middle Paleozoic volcanic rocks; basalts; rhyolites; petrogeochemical data; cupreous-zinc mineralization.

Изученные разрезы среднепалеозойских вулканов расположены в пределах восточной зоны Среднего Урала, где широко развиты мощные толщи вулканогенно-осадочных пород от силура до верхнего карбона включительно. Разрез девонско-каменноугольных пород на участке р. Пышмы привлекает внимание в связи с рядом обстоятельств. Здесь развиты относительно слабо метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы среднедевонского и раннекаменноугольного возраста. Хорошая сохранность продуктов древних вулканических извержений позволяет оценить характер и тенденцию вулканической деятельности за этот период времени. Кроме того, на изученной территории известны перспективные рудные участки. Петрографический состав и химизм вулканических пород из геологических разрезов р. Пышмы хорошо изучены и описаны. Геохимические данные по ним до недавнего времени отсутствовали. Авторами получены новые петрогеохимические данные по среднепалеозойским вулканическим породам, в том числе содержащим рассеянную сульфидную минерализацию, из геологических разрезов по берегам реки Пышмы и ее притоков. По сравнению со средними океаническими толеитами (N-MORB) изученные базальтоиды обогащены крупноионными элементами (Rb, Ba, Sr, Th) и обеднены высокочарядными элементами (Ti, Nb, Ta, Zr, Hf). Их анализ показал, что по содержанию петрогенных и редких литофильных элементов изученные вулканы близки к островодужным образованиям современных геотектонических обстановок. Выводы по геодинамике могут быть использованы при решении вопроса о природе проявленной здесь минерализации. Наиболее интересным в Сухоложском районе является Шатинский рудный участок, где выявлена серноколчеданная и медисто-цинковая минерализация с промышленным содержанием, встречены слои с рудными обломками, гематитовые породы с включениями медистого колчедана.

Ключевые слова: среднепалеозойские вулканические породы; базальты; риолиты; петрогеохимические данные; медисто-цинковая минерализация.

Территория реки Пышмы расположена в пределах восточной зоны Среднего Урала, где широко развиты мощные толщи вулканогенно-осадочных пород от силура до верхнего карбона включительно. Разрез девонско-каменноугольных пород на участке р. Пышмы от устья р. Рефт до р. Шаты привлекает внимание в связи с рядом обстоятельств

(рис. 1). Здесь развиты относительно слабо метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы среднедевонского и раннекаменноугольного возраста. Хорошая сохранность продуктов древних вулканических извержений позволяет оценить характер и тенденцию вулканической деятельности за этот период времени [1–3]. Кроме того, на изученной территории известны перспективные рудные участки, на которых в 1960–1970-х гг. были проведены поисковые работы на медные руды и выделены площади с серноколчеданной и медисто-цинковой минерализацией [4, 5]. Вопрос о природе этой минерализации в последнее время обсуждается в литературе. Сульфидная минерализация наложена на весь разрез вулканогенных пород и рассматривалась ранее как проявление колчеданосной базальт-риолитовой формации [5, 6]. Позднее в связи с получением данных по петрогеохимии метасоматитов Шатинского и Сухоложского рудопоявлений, абсолютному возрасту плагиориодацитов участка р. Шата, составившему 397 млн лет (U-Pb SHRIMP-II), а также установленным здесь незначительным признакам полиметаллической минерализации было высказано предположение о необходимости отнесения их к медно-порфировой группе [7].

Петрографический состав и химизм вулканических пород из геологических разрезов р. Пышмы хорошо изучены и описаны в ряде работ [5, 7–10]. Геохимические данные по ним до недавнего времени отсутствовали. Авторами получены новые петрогеохимические характеристики этих образований, в том числе после вулканических, содержащих рассеянную сульфидную минерализацию. Это позволило обсудить геодинамические обстановки их формирования и может быть использовано при классификации рудной минерализации. Аналитические исследования были про-

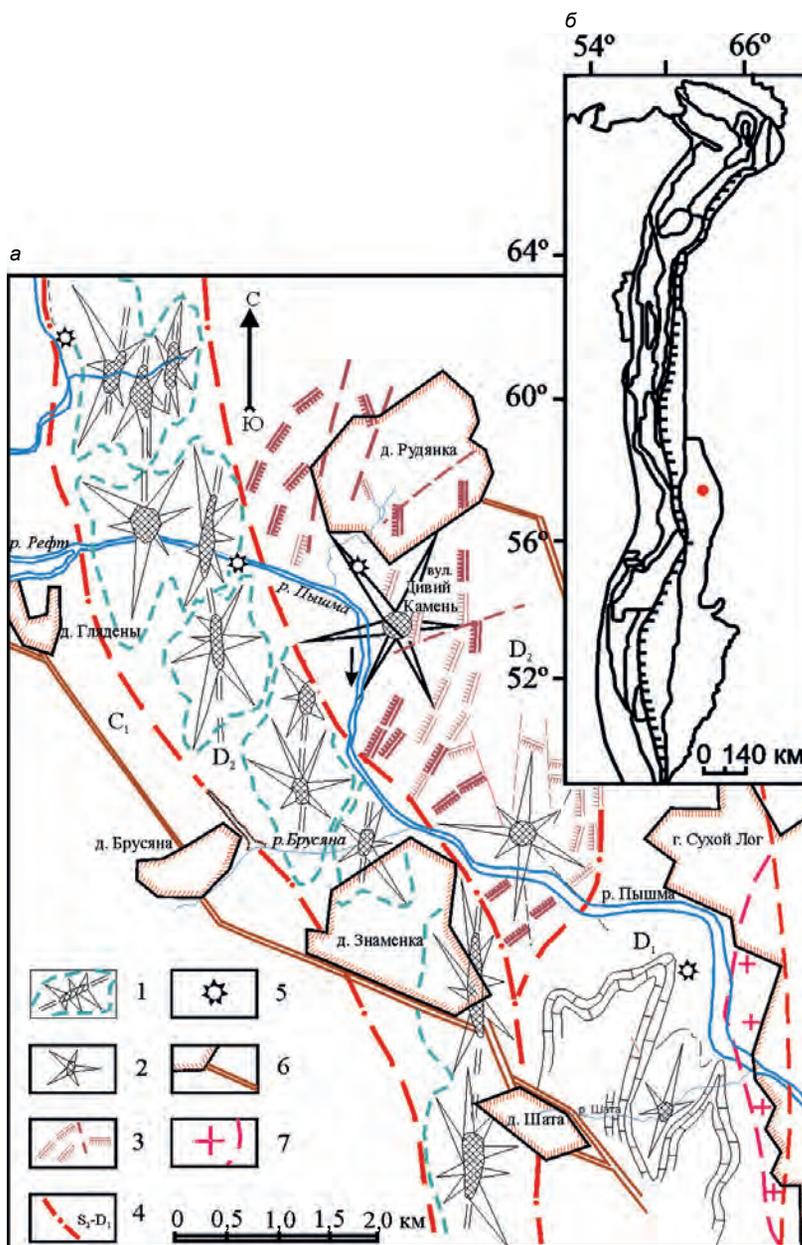


Рисунок 1. Разрез девонско-каменноугольных пород. а – схема размещения вулканических палеоструктур территории р. Пышмы [3]. 1 – вулканические структуры трещинного типа; 2 – вулканы центрального типа; 3 – структурно-тектонические элементы вулканических построек, выделенные по геофизическим данным; 4 – границы вулканогенных толщ и их возраст; 5 – вулканические жерла по данным К. П. Плюснина (1994); 6 – субвулканические тела риолитов; 7 – контуры деревень и автомобильные дороги; б – схема расположения изученной территории в структуре Урала [1].

ведены в лаборатории физических и химических методов исследования Института геологии и геохимии УрО РАН. Определение содержания редких и редкоземельных элементов выполнялось на ICP MS анализаторе ELAN 9000. Данные по окислам получены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на СРМ-18 и на EDX- 900HS (Na₂O).

Осадочные и магматические образования района изучались и картировались разными исследователями, что хорошо отражено в работе [2]. Важно отметить, что детальное изучение геологического строения описываемой территории неразрывно связано с многолетней историей Уральского государственного горного университета и именами преподавателей геологических специальностей, проводивших на расположенном здесь учебном полигоне практику для студентов-геологов [5, 8]. Специально вулканисты района изучали Т. В. Дианова [3], В. А. Коротеев и др. [9], В. Н. Огородников и др. [5].

Наибольший интерес в отношении геологического строения, состава и геодинамической позиции представляет палео-

вулкан Дивий Камень. Его возраст определен как средний девон D2 по эйфельской фауне в обломках известняков из туфо-конгломератов и глыбовых туфов нижних горизонтов разреза. Остатки этого палеовулкана представлены сложной ассоциацией лав базальтов, андезибазальтов, андезитов, андезидацитов, дацитов, риодацитов. Широким распространением пользуются также туфы различного состава. Впервые наиболее полно эти образования были описаны в составе базальт-андезит-дацит-риолитовой формации среднего девона [9]. В дальнейшем с учетом новых данных по геологии они были включены в состав эйфельско-раннеживетского базальт-андезит-дацитового комплекса [8].

Основание разреза этой вулканической постройки сложено шаровыми лавами базальтов и их туфами. Вверх по разрезу среди бомбово-глыбовых отложений распространены андезибазальтовые лавы с брекчиевидным строением кровли. Андезиты слагают лавовые потоки с признаками подушечного строения. В

разрезах широко распространены агломераты, брекчии, грубообломочные туфы, содержащие вулканические бомбы. Широкое развитие здесь получили субвулканические тела дацитов и риодацитов и даек долеритов.

Главные выходы вулканитов эффузивной фации сосредоточены в бортах русла р. Рудянки. Они представлены массивными и миндалекаменными базальтами и андезитами с порфировой структурой с плагиоклазом, реже пироксеном во вкрапленниках. Пироксен замещен серпентином, зональный плагиоклаз слабо прениitized, основная масса гиалопилитовая с буро-зеленым разложившимся стеклом. Отдельные потоки имеют признаки подушечного строения, что свидетельствует об их подводном происхождении. Лавовые фации занимают подчиненное положение относительно пирокластических.

Основным реликтом палеовулкана является скалистый массив Дивий Камень размером 220 × 55 м с отвесными склонами, расположенный на левом склоне р. Пышмы, в 400 м ниже устья р. Рудянки. В пределах массива породы преимущественно пирокластические (рис. 2, а, б). Это средне-крупнообломочные, кристаллокластические туфы андезибазальтового и андезитового составов. Обломки представлены андезитами с мелкопорфировой структурой и интерсертальной и гиалопилитовой основной массой с обилием разложившего бурого стекла. Также в обломках встречаются базальты с миндалекаменной, пемзовой текстурой,

с гломеропорфировой, порфировой структурой, с гиалиновой, гиалопилитовой, пилотакситовой, интерсертальной основной массой. Цемент преимущественно пепловый. На северном окончании массива туфы интенсивно карбонатизированы и сульфидизированы. Здесь же встречаются толщи туфов среднего-кислого составов, состоящие из обломков андезитов и дацитов. В верхних частях массива обнажаются агломератовые туфы, содержащие включения шаровидных и сплюснутых вулканических бомб размером 0,1–0,3 м и глыб. Бомбово-глыбовые агломератовые туфы подстилают агглютинаты. Обломки лав агглютинатов представлены миндалекаменными андезибазальтами с порфировыми выделениями плагиоклаза и пироксена, мелкопорфировыми плагиоклазовыми андезитами, массивными порфировыми базальтами с пироксен-плагиоклазовыми вкрапленниками. Обломки имеют угловатую, округлую форму, наблюдаются подплавленные границы. Агглютинаты картируются на вершине скалы, спускаясь в средней части обнажения и образуя в пространстве концентрическое тело с падением внутрь скалы.

По скоплению грубообломочной сваренной пирокластики, бомбовых туфов, кластолав, небольших субвулканических тел здесь был намечен предполагаемый центр извержения [5, 9].

Массив сечется телами даек долеритов и андезитов. Мощность даек 0,5–1,2 м, контакты имеют зону закалывания. В южной части обнажения развиты субвулканические тела порфировых

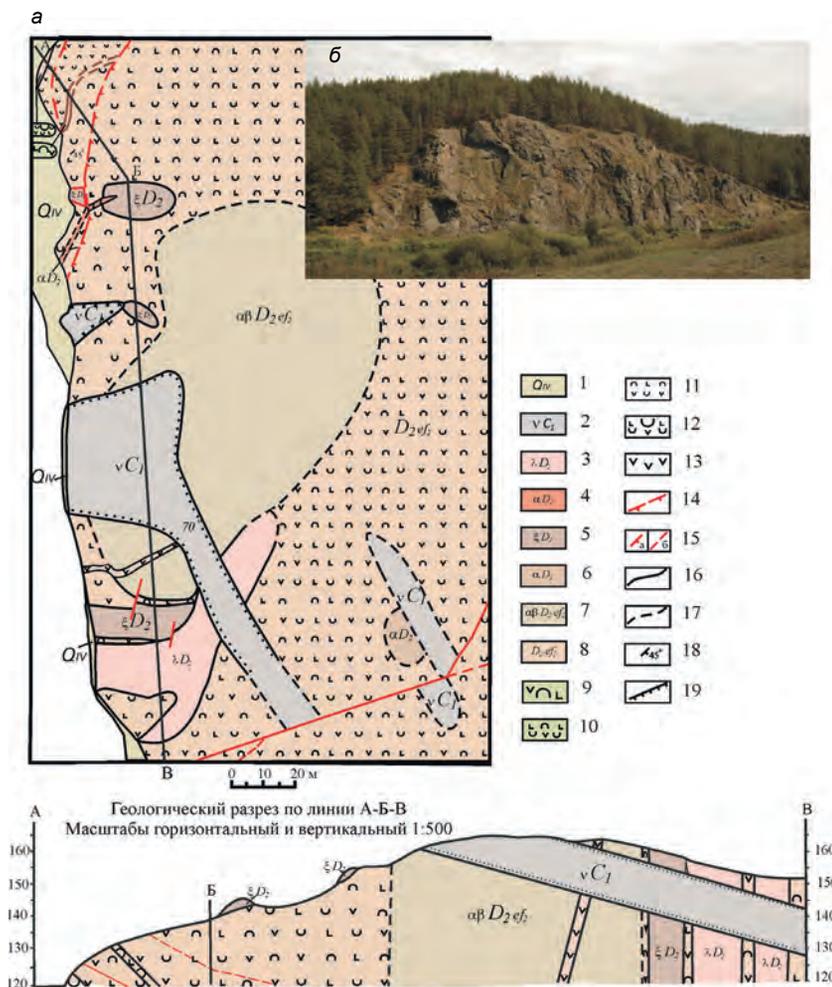


Рисунок 2. Массив Дивий Камень. а – геологическая карта и разрез массива; масштаб 1 : 500. Авторы Е. А. Слободчиков, Е. Н. Гарин, 1998 г. 1 – аллювиальные отложения; 2 – дайка долеритов; 3 – субвулканическое тело риолитов; 4 – дайка андезитов; 5 – субвулканическое тело дацитов; 6 – субвулканическое тело андезитов; 7 – агломератовые туфы жерловой фации; 8 – разнообломочные литокристаллокластические туфы; 9 – крупнообломочные литокристаллокластические туфы андезибазальтового состава; 10 – средне-мелкообломочные литокристаллокластические туфы андезибазальтового состава; 11 – мелкообломочные литокристаллокластические туфы андезибазальтового состава; 12 – мелкообломочные литокристаллокластические туфы андезибазальтового состава с редкими крупными обломками; 13 – андезиты; 14 – разрывные нарушения, надвиги; 15 – разрывные нарушения установленные (а), предполагаемые (б); 16 – установленные геологические границы; 17 – предполагаемые геологические границы; 18 – элементы залегания слоистости; 19 – зоны закалывания; б – массив Дивий Камень.

риодацитов и риолитов с фельзитовой бурой основной массой, которые далее на юг, на контакте со среднеобломочными туфами переходят в афировые. Этот контакт крутой, неровный, изгибается к реке и, по-видимому, вскрыт на плоскости обнажения эрозией. Об этом свидетельствуют три оставшихся останца туфов в средней части субвулканического тела как выступающие ксенолиты. Серповидная форма фельзитового тела свидетельствует о его внедрении по кольцевому разлому [5]. Мощность порфировых риолитов около 6 м в нижней части обнажения. Афировые вулканы представлены массивными плотными породами розовато-бурого цвета с сиреневатым оттенком флюидальной текстуры. Флюидалность имеет субвертикальную ориентировку вдоль контакта. Всю постройку рассекает мощное тело долеритов, имеющее субмеридиональное простирание, вследствие чего за счет продольного среза на плоскости обнажения занимает большую площадь на фронтальном срезе. Внедрение базальтовой лавы осуществлялось в систему пересекающихся трещин, поэтому в верхней части наблюдается усложнение контактов и формы самого тела. Породы имеют офитовую структуру, переходящую на контакте в диабазовую.

По геологическому строению (широкое развитие пирокластических фаций, наличие жерловых образований, субвулканических и дайковых тел), соотношению с осадочными отложениями предполагается, что формирование палеовулкана происходило в морских условиях на небольших глубинах или в пределах вулканических островов [5].

Полученные авторами петрогеохимические данные по вулканикам из разрезов левого берега р. Рудянки и массива Дивий Камень подтверждают широкий спектр их составов и позволяют охарактеризовать геохимические. Проанализированные образцы представлены базальтами, андезитами, дацитами и риодацитами. Для них характерна умеренно высокая суммарная щелочность, близкая к граничным значениям известково-щелочных и субщелочных серий. Это низкокалиевые породы с натриевым типом щелочности ($K_2O/Na_2O = 0,2-0,4$). По соотношению FeO/MgO все вулканики относятся к известково-щелочной серии. По коэффициенту глиноземистости они являются умеренно- и высокоглиноземистыми ($Al = 0,8-2,7$). Для долеритов даек характерны более высокие по сравнению с базальтами концентрации TiO_2 (2,38 масс. % – малая дайка; 2,46 масс. % – большая дайка; 0,61 масс. % TiO_2 в базальте р. Пышмы, от лога, ограничивающего с юга массив Дивий Камень; 0,41 масс. % TiO_2 в плагиопорфировом базальте р. Рудянки), $FeO_{общ}$ (15,38

масс. % – малая дайка; 2,46 масс. % – большая дайка; 12,11 масс. % – базальт р. Пышмы, 11,84 масс. % – плагиопорфировый базальт р. Рудянки) [11, 12]. Химический состав андезитов даек идентичен с составом лав. Сумма щелочных металлов в них составляет 5,9–7,3 масс. % при несколько более высоких значениях содержаний K_2O в андезитах лавовой фации. Для дацитов и риодацитов характерно увеличение содержаний оксида калия. Туфы по петрохимическому составу отвечают андезитам.

Базальтам свойственны низкие содержания Ni (5–20 г/т), Sr (33–115 г/т).

Содержание РЗЭ в них низкое. В образце базальта, отобранного за логом у южного контакта массива Дивий Камень вниз по течению р. Пышмы, сумма РЗЭ составляет 34 г/т, в плагиопорфировом базальте р. Рудянки Σ РЗЭ 37 г/т, в андезите р. Рудянки – 51 г/т. В кислых породах по сравнению со среднеосновными общее содержание РЗЭ возрастает (72 г/т в риодаците). Спектры распределения РЗЭ для всех пород характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми редкими землями и выраженным дефицитом европия ($La/Yb = 2,6-4,7$; $Eu/Eu^* = 0,7-0,9$) (рис. 3, а), что типично для надсубдукционных вулкаников. Содержание Rb в базальтах низкое (3–8 г/т), содержание Sr колеблется в пределах 114–260 г/т. Породы характеризуются относительно стабильным содержанием Zr (35–46 г/т), отношение Zr/Y низкое, равное 3,2–3,5. Анализ распределения редких элементов, нормированных к примитивной мантии [13], показал, что составы среднеосновных вулкаников обеднены Ta, Nb, Ti, Zr и обогащены Ba, Sr, Pb, что характерно для вулкаников островных дуг. Кривые распределения микроэлементов для дацитов повторяют в общих чертах кривые для пород среднеосновного состава, что может свидетельствовать об их генетической общности [14], но имеют менее глубокие Ta и Nb минимумы и минимум Sr. Долериты имеют более высокие значения содержаний РЗЭ, Rb, Ba, Ti, Zr, Nb, чем базальты (рис. 3, а; 4, а).

Вулканики, отобранные авторами ниже дер. Глядены, представлены базальтами, андезибазальтами, дацитами и риодацитами. Породы нормальной щелочности умеренно- и высококалиевые К-Na-типа ($Na_2O + K_2O = 5-8\%$, $Na_2O/K_2O = 0,6-2,8$). По соотношению FeO/MgO и SiO_2 вулканики относятся к известково-щелочной серии. Содержание РЗЭ в андезибазальтах низкое, вполне сопоставимо с его количеством в аналогичных по составу разностях палеовулкана Дивий Камень ($\Sigma = 51-61$ г/т). Характер распределения РЗЭ в них схож (рис. 3, б). Среднеосновные вулканики по сравнению с породами из других обнажений имеют более высокое содержание

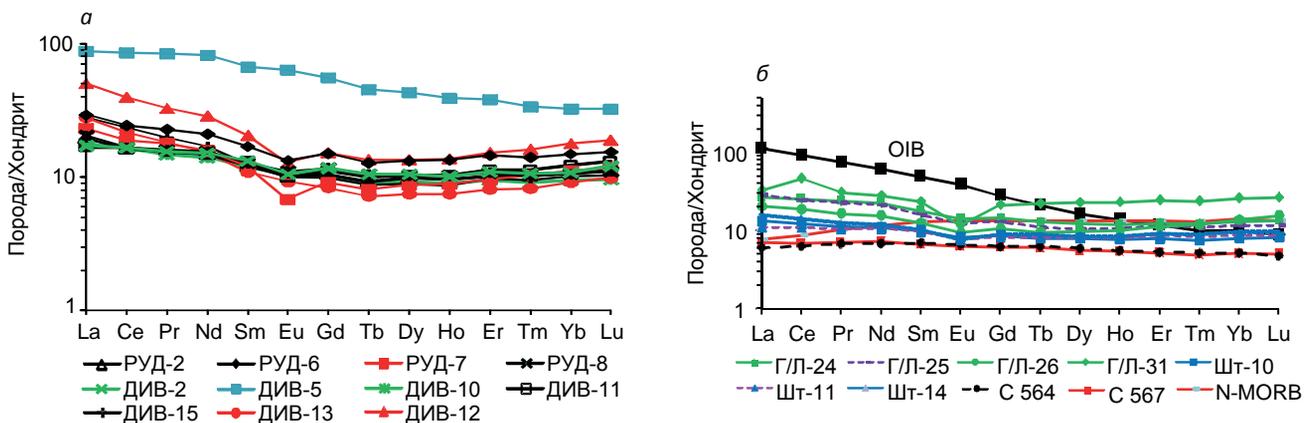


Рисунок 3. Графики распределения редкоземельных элементов в вулканических породах территории течения р. Пышмы. Содержания элементов нормированы к составу хондрита [7]. Здесь и далее: С 564, С 5716 – базальты докальдерного вулкана Прибрежный Южный Карымского вулканического центра Курило-Камчатской островной дуги по [8]. а – массив Дивий Камень: ДИВ-2 – туф базальтового состава; ДИВ-5 – долерит (основное тело); ДИВ-8 – риодацит (субвулканическое тело, грива сверху, около восточного контакта с долеритами); ДИВ-14 – туфолова; ДИВ-15 – андезит (дайка). Вниз по течению р. Пышмы от лога, ограничивающего с юга массив Дивий Камень: ДИВ-10 – базальт; ДИВ-11 – андезит; ДИВ-12 – риодацит; ДИВ-13 – дацит. Устье р. Рудянки, левый берег р. Пышмы: РУД-2 – андезит (лавовый поток); РУД-6 – андезит с миндалинами; РУД-7 – риодацит (субвулканическое тело); РУД-8 – плагиопорфировый базальт (андезибазальт); б – р. Пышма ниже дер. Глядены: Г/Л-24; Г/Л-25 – дацит, Г/Л-26 – андезибазальт, Г/Л-31 – риодацит; р. Шата: Шт-10, Шт-11, Шт-14 – андезибазальт.

Cs (0,9–2,1), Rb (18–29 г/т), Ba (186–486 г/т). На графиках содержания микроэлементов, нормированных по примитивной мантии [7], в вулканитах, отобранных ниже дер. Глядены, прослеживаются минимумы по Ta и Nb, Ti, Zr (рис. 4, 6).

Авторами были проанализированы также вулканические образования из разрезов р. Шаты. Здесь выходят на поверхность горизонты туфопесчаников и туфоконгломератов, а также лавовые потоки базальтов, андезибазальтов, андезитов и их туфов с обломками известняков. Возраст этих образований принят как D2 на том основании, что на андезибазальтах и туфах залегают рифогенные известняки с фауной эйфеля. Кислые вулканиды представлены дацитами.

Сумма щелочных металлов во всех породах не превышает 5 % при содержаниях K_2O 0,5–1,1. Это низкотитанистые, умеренно глиноземистые породы. Редкоэлементный состав базальтов и андезибазальтов характеризуется низкими концентрациями когерентных (8–15 г/т Ni, 16–19 г/т Cr, 30–35 г/т Co) и высокозарядных (0,8–1,1 г/т Nb, 1,3–2,1 г/т Hf, 40–58 г/т Zr, 9–15 г/т Y) элементов, что соответствует типичным островодужным толеитам. В отличие от них изученные вулканиды содержат больше Ta. Содержание Rb в породах составляет 11–15 г/т, что выше, чем в аналогичных по составу образованиях палеовулкана Дивий Камень, Cs – 0,3–0,9 г/т, Ba – 120–141 г/т, Sr – 42–79 г/т. Содержание РЗЭ в них невысокое ($\Sigma PЗЭ = 33–40$ г/т). Графики распределения РЗЭ имеют форму, близкую к горизонтальной, со слабым отрицательным наклоном (LaN/YbN 1,2–1,6). Во всех породах проявлен дефицит европия (Eu/Eu* 0,85–0,87) (рис. 3, 6).

По сравнению со средними океаническими толеитами (N-MORB) изученные базальтоиды обогащены крупноионными элементами (Rb, Ba, Sr, Th) и обеднены высокозарядными элементами (Ti, Nb, Ta, Zr, Hf), что сближает их с базальтами островных дуг. Подобный характер распределение элементов-примесей и РЗЭ имеют базальты Карымского вулканического центра Курило-Камчатской островной дуги (рис. 3, 4) [15]. Долериты обладают высоким содержанием Ti и Zr на уровне внутривулканических базальтов типа OIB. В то же время по сравнению с OIB они обеднены Nb и Ta и обогащены тяжелыми редкими землями (рис. 4, а).

Шатинский рудный участок – наиболее интересный в Сухоложском районе, где была выявлена серноколчеданная и медисто-цинковая минерализация с промышленным содержанием, встречены слои с рудными обломками, гематитовые породы с включениями медистого колчедана. На участке по р. Шате и Оруденный лог в г. Сухой Лог и его окрестностях (рис. 5) имеется благоприятная геологическая обстановка: наличие афировых базаль-

товых эффузивов, субвулканических и жерловых тел дацитового и риолитового составов, интенсивная тектоническая нарушенность и гидротермальные изменения и рудная пирит-халькопиритовая минерализация в виде прожилковой вкрапленности, реже арсенопирит, галенит и другие рудные минералы (Дианова, 1974; Бурасов и др., 1978). Рудная минерализация встречается в поисковых и картировочных скважинах 517, 352, 324, 342, 321, 330, мощности рудных зон изменяются от 0,2 до 12 м (рис. 6). В скважинах 330, 321, 324 и 517, вскрывающих верхнюю часть субвулканического тела кварцевых риолитов, встречается в основном полиметаллическая минерализация: медь 0,07–0,16 %, цинк 0,31–1,57 %, свинец 0,05–0,7 %. В то же время скв. 342 и 348, пройденные к востоку и северо-востоку от скв. 324 в тех же сильно измененных кварцевых риолитах, на тех же глубинах, подсклели сплошной брекчированный пиритовый колчедан (342) и цинково-медную (сфалерит-халькопиритовую) вкрапленность (308). Скв. 308: медь 0,67 %, цинк 0,63 %, золото 0,7 г/т, серебро 60,2 г/т, скв. 342: медь 0,01 %, цинк 0,02 %. В более низких частях разреза по тем же скважинам 342, 324 и 352 характер рудной минерализации меняется. Медистые минералы халькопирит, борнит встречаются чаще, содержание меди на этих участках 0,18–0,32 %, цинка 0,01–0,22 %, свинца 0,05 %. В скв. 181 на глубине 15 м встречен обломок колчедана, в котором пирит составляет 75–80 %, халькопирит около 1 %, блеклая руда около 1 % в колломорфных выделениях.

Наличие подобного прожилково-вкрапленного оруденения отмечено в скв. 322 и 335, оно связано с порфиритами андезибазальтового состава и кварцевыми риолитами нижних горизонтов разреза (контрастная базальт-риолитовая формация). Скв. 335/435,7 – прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация: пирит 33–38 %, халькопирит 1–5 %, сфалерит, блеклая руда. Крупные выделения халькопирита до 2,2 мм встречены в ассоциации с пиритом. Содержание меди 0,13–0,3 %, цинка 0,28–0,48 %. По скв. 322: меди 0,09 %, цинка 0,25–3,14 %, свинца 0,19–0,7 %. Очень часто наблюдаются переходы сульфидной минерализации в гематит.

На протяжении 2 км к северу прослеживается цепочка геохимических аномалий. В пределах этой зоны скв. 236, 512, 244, 506 вскрыты гематитизированные породы, аналогичные скв. 322, 335. В этих же зонах отмечаются серицитизация и сульфидная вкрапленность. В скв. 304 встречены обломки и вкрапленность сульфидов на глубине 118,1–122,2; 147–157; 264,8–271,6 м.

Наличие золото-мышьякового оруденения отмечено в скв. 310 на глубине 58,6 м. Встречены два прожилка арсенопирита мощностью 0,2 м с интенсивной вкрапленностью пирита и халькопирита в окружающих породах. Арсенопирит – в виде ромби-

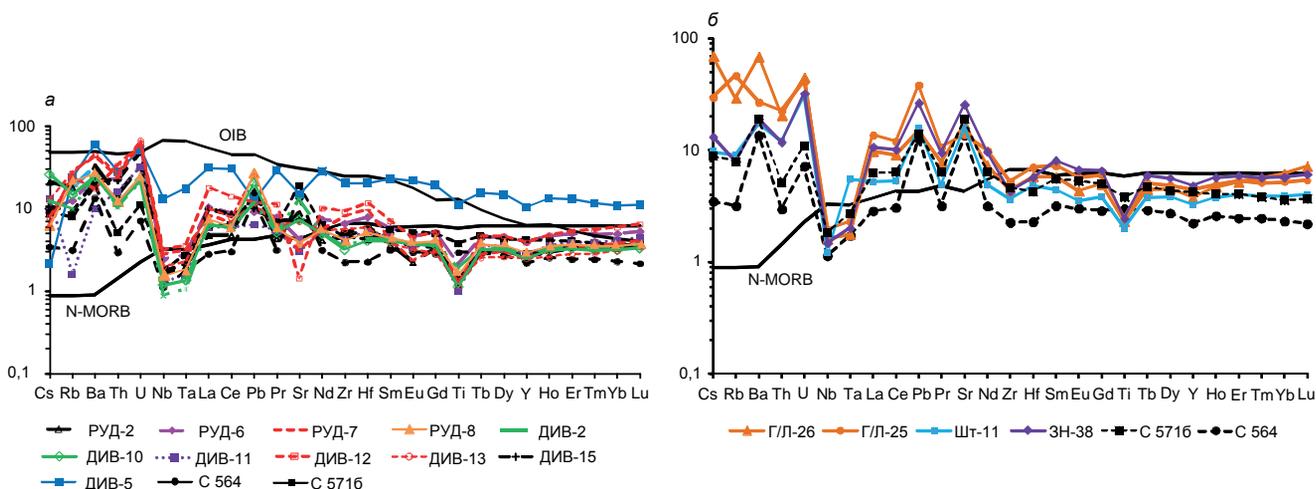


Рисунок 4. Графики распределения микроэлементов в вулканических породах территории течения р. Пышмы. а, б – графики содержания элементов, нормированных к составу примитивной мантии [7]. Условные обозначения см. на рис. 3.

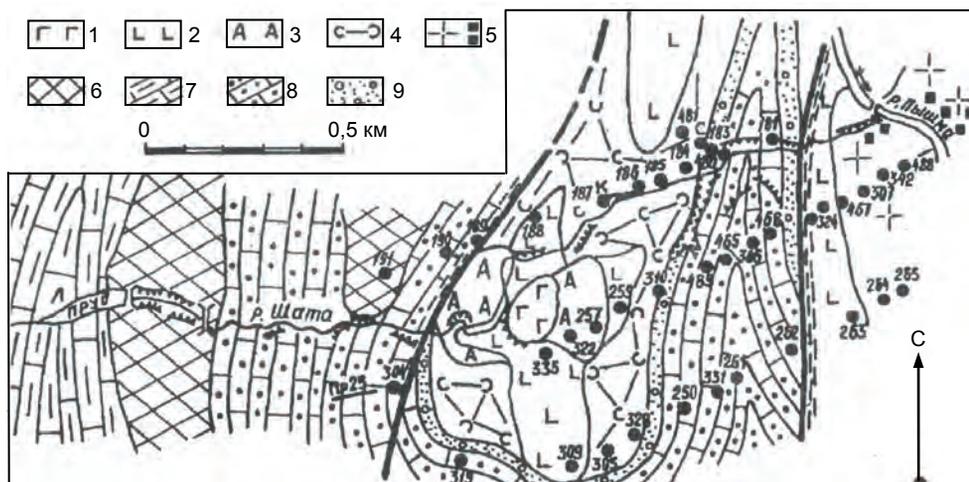


Рисунок 5. Схематический геологический план Шатинского рудного участка (Огородников и др., 2002, с использованием материалов Л. Г. Бурасова и др., 1973). 1 – миндалекаменные порфировые базальты; 2 – лавовые потоки андезибазальтов; 3 – агломеративные туфы прижерловой фации; 4 – псефитовые туфы андезибазальтового и базальтового состава; 5 – субвулканическое тело риолитов с контактовой зоной брекчий и сульфидной минерализацией; 6 – рифогенные известняки; 7 – отложения лагунной фации; 8 – рифогенно-аккумулятивные отложения; 9 – туфоконгломераты и туфопесчаники.

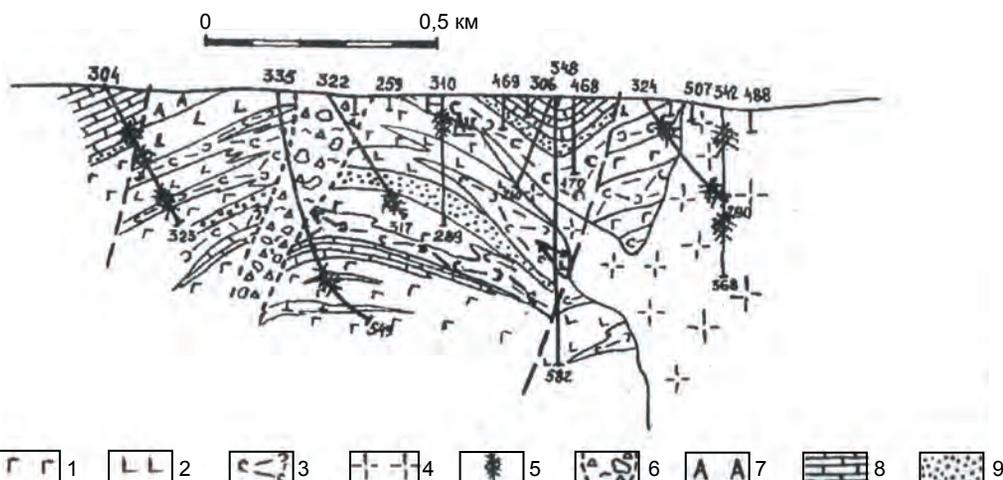


Рисунок 6. Разрез по линии 25+300 (Огородников и др., 2002, с использованием материалов Л. Г. Бурасова и др., 1973). 1 – базальты; 2 – андезибазальты; 3 – туфы различного состава; 4 – кварцевые риолиты; 5 – сульфиды; 6 – жертвовые агглютинаты и лавобрекчии; 7 – агломеративные туфы; 8 – рифогенно-аккумулятивные известняки; 9 – туфоконгломераты и туфопесчаники

чески удлиненных кристаллов и их сростков размером 1–3 мм. Зона дробления сцементирована молочно-белым кварцем. Содержание меди 0,1 %, золота 3 г/т, серебра 0,8 г/т, мышьяка 0,43 %. В скв. 315 на глубине 103,1–107,4 м и 202,5–207,5 м содержание золота 0,1–0,4 г/т, серебра 0,6–1,6 г/т. В шлихах золото встречено по рекам Рефт, Брусьяне, Шате, Пышме.

«Уральский» тип, к которому принадлежат большинство месторождений Южного и Среднего Урала, а также некоторые месторождения Кавказа, Калифорнии, Южных Аппалачей и Албании, определяется преобладанием продуктов серноколчеданной и пространственно совмещенных с ними продуктов медно-цинковоколчеданной стадий рудообразования при незначительном развитии барит-полиметаллических руд. Рудовмещающими являются контрастные и непрерывные комплексы базальт-риолитовой формации, характеризующиеся преобладанием базальтов над кислыми и средними породами и гомодромной схемой развития.

Таким образом, вулканические породы из береговых обнажений р. Пышмы обладают геохимическими характеристиками, типичными для островодужных образований. Долеритам свойственны смешанные геохимические признаки, признаки базальтов надсубдукционных и внутриплитных обстановок. Выводы по геодинамике могут быть использованы при изучении проявленной здесь сульфидной минерализации.

Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России...», руководитель проекта академик РАН В. А. Коротеев, и Президиума УрО РАН № 15-11-5-17. Кроме того, исследования частично финансировались по госзаданию ФАНО по теме 0393-2014-0022 «Геохимические факторы зарождения и эволюции эндогенных рудогенерирующих систем складчатых областей», руководитель доктор геол.-минерал. наук В. В. Мурзин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Козин Б. П. Остатки палеозойских вулканов центрального типа на восточном склоне Среднего Урала // Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968. С. 109–123.
2. Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 260 с.
3. Дианова Т. В. О некоторых фациях раннекаменноугольных вулканитов Восточной зоны // Палеовулканизм Урала. Свердловск, 1975. С. 99–107.
4. Огородников В. Н., Слободчиков Е. А., Поленов Ю. А. В краю потухших вулканов. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1997. 228 с.
5. Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Сазонов В. Н. и др. Геологические маршруты по Сухоложскому и Каменскому полигонам. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. 296 с.

6. Свяжина И. А., Петров Г. А., Слободчиков Е. А. Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // Литосфера. 2008. № 4. С. 22–34.

7. Грабежев А. И., Коровко А. В. Потенциально промышленная Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона (Средний Урал) // Литосфера. 2015. № 3. С. 79–92.

8. Душин В. А., Рыбалко В. А., К. Б. Алешин. Учебная геологическая практика. Сухоложский полигон. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2012. 240 с.

9. Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. Л.: Наука, 1979. 129 с.

10. Смирнов В. Н., Коровко А. В. Палеозойский вулканизм восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование: сб. науч. тр. Екатеринбург, 2007. С. 395–420.

11. Волчек Е. Н., Нечехин В. М. Особенности формирования восточного сегмента Уральского палеозойского орогена в условиях аккреции и коллизии // Литосфера. 2014. № 6. С. 45–52.

12. Волчек Е. Н., Огородников В. Н., Слободчиков Е. А., Червяковский В. С. Палеозойские вулканические постройки на востоке Среднего Урала и их петрогеохимия // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. статей. Пермь: ПГНИУ, 2015. Вып. 18. С. 185–191.

13. Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceanic Basins. Blackwell, Oxford, 1989. P. 313–345.

14. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

15. Гриб Е. Н., Леонов В. Л., Перепелов А. Б. Поперечная геохимическая зональность на примере Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2012. № 5. С. 25–40.

REFERENCES

1. Ogorodnikov V. N., Polenov Yu. A., Sazonov V. N., Shevaley V. P., Slobodchikov E. A., Dubeykovskiy S. G. 2002, *Geologicheskie marshruty po Sukholozhskomu i Kamenskomu poligonam* [Geological routes across Sukholozhsky and Kamensky polygons], Ekaterinburg, 296 p.

2. Grabezhev A. I., Korovko A. V. 2015, *Potentsial'no promyshlennaya Alapaevsko-Sukholozhskaya medno-porfirovaya zona (Sredniy Ural)*

[Potentially industrial Alapaevsk-Sukholozhsky copper-porphyry zone (Middle Urals)]. *Litosfera* [Litosfera], no. 3, pp. 79–92.

3. Koroteev V. A., Dianova T. V., Kabanova L. Ya. 1979, *Srednepaleozoyskiy vulkanizm Vostochnoy zony Urala* [Middle Paleozoic Volcanism of the Eastern zone of Urals], Leningrad, 129 p.

4. Smirnov V. N., Korovko A. V. 2007, *Paleozoyskiy vulkanizm vostochnoy zony Srednego Urala* [Paleozoic volcanism of the eastern zone of Middle Urals]. *Geodinamika, magmatizm, metamorfizm i rudoobrazovanie. Sbornik nauchnykh trudov* [Geodynamics, magmatism, metamorphism and mineralization. Collection of scientific papers], Ekaterinburg, pp. 395–420.

5. Svyazhina I. A., Petrov G. A., Slobodchikov E. A. 2008, *Paleomagnetizm, tektonika i geodinamika paleozoya sredneural'skogo fragmenta Vostochno-Ural'skoy megazoni* [Paleomagnetism, tectonics and geodynamics of the Paleozoic of the Middle Urals fragment of the East Ural megazone]. *Litosfera* [Litosfera], no. 4, pp. 22–34.

6. Volchek E. N., Necheukhin V. M. 2014, *Osobennosti formirovaniya vostochnogo segmenta Ural'skogo paleozoyskogo orogena v usloviyakh akkretsii i kollizii* [Features of formation of the eastern segment of the Ural Paleozoic orogen in terms of accretion and collision]. *Litosfera* [Litosfera], no. 6, pp. 45–52.

7. Volchek E. N., Ogorodnikov V. N., Slobodchikov E. A., Chervyakovskiy V. S. 2015, *Paleozoyskie vulkanicheskie postroyki na vostoке Srednego Urala i ikh petrogeokhimiya* [Paleozoic volcanic structures on the east of the Middle Urals and their petrogeochemistry]. *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Sb. nauch. statey. Perm. nats. issled. un-t.* [Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Collection of scientific articles. Perm National Research University], Perm, vol. 18, pp. 185–191.

8. Sun S.-s., McDonough W. F. 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Magmatism in the Oceanic Basins*, Oxford, pp. 313–345.

9. Frolova T. I., Burikova I. A. 1997, *Magmaticheskie formatsii sovremennykh geotektonicheskikh obstanovok* [Magmatic formations of modern tectonic environments], Moscow, 320 p.

10. Grib E. N., Leonov V. L., Perepelov A. B. 2012, *Poperechnaya geokhimitskaya zonal'nost' na primere Karym'skogo vulkanicheskogo tsentra* [Transverse geochemical zonation of the example of Karym'sky volcanic center]. *Vulkanologiya i seysmologiya* [Journal of Volcanology and Seismology], no. 5, pp. 25–40.

Елена Николаевна Волчек,
volchek@igg.uran.ru
Василий Станиславович Червяковский,
Институт геологии и геохимии УрО РАН
Россия, Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15

Евгений Александрович Слободчиков,
Виталий Николаевич Огородников,
Юрий Алексеевич Поленов,
fgg.gl@ursmu.ru
Уральский государственный горный университет
Россия, Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Elena Nikolaevna Volchek,
volchek@igg.uran.ru
Vasilii Stanislavovich Chervjakovskiy,
Institute of Geology and Geochemistry
of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences
Ekaterinburg, Russia

Evgeniy Aleksandrovich Slobodchikov,
Vitaliy Nikolaevich Ogorodnikov,
Yuriy Alekseevich Polenov,
fgg.gl@ursmu.ru
Ural State Mining University
Ekaterinburg, Russia