

**ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ПОЛОВИНЫ ЗОНЫ УРАЛТАУ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)****GEOLOGY AND PETROGEOCHEMISTRY OF VOLCANIC ROCKS IN THE NORTHERN PART OF URALTAU ZONE (THE SOUTHERN URAL)**

В работе рассмотрены геологические и петрогеохимические особенности вулканогенных пород мазаринской и аршинской свит, развитых в северной части зоны Уралтау. Субплатформенный тип магматизма связывается с неоднократной активизацией рассматриваемой территории в период ее рифейско-вендского развития. Авторами показано, что барангуловские габброиды и мазаринские метавулканиды являются комагматами и принадлежат единому вулcano-интрузивному комплексу пород. Установлено, что мазаринский метавулканический комплекс сопоставим с покровно-силловыми образованиями, свойственными начальным стадиям континентального рифтогенеза, тогда как метавулканиды аршинской свиты близки базальтам рифтовых зон с хорошо развитой континентальной корой.

This paper considers geological and petrogeochemical features of Mazarin and Arshin suite volcanic rocks developed in the northern part of Uraltau zone. Subplatform type of magmatism is connected with multiple activation of the territory under consideration in the period of its Riphean-Vendian evolution. It is shown by the authors that Barangulov gabbroids and Mazarin metavolcanics are comagmatic and belong to the single volcano intrusive rock complex. It is determined that Mazarin metavolcanic complex is comparable with blanket-sill formations typical for initial stages of continental rifting whereas Arshin suite metavolcanics are close to rift zone basalts with well-developed continental crust.

Сначёв В.И., Рыкус М.В.

**Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа, Российская Федерация  
ФГБОУ ВПО «Уфимский государственный нефтяной технический университет», г. Уфа, Российская Федерация**

V.I. Snachev, M.V. Rykus

**Institute of Geology, Ufa Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, the Russian Federation  
FSBEI of HPE Ufa State Petroleum Technological University, Ufa, the Russian Federation**

**Ключевые слова:** мазаринский комплекс, аршинский комплекс, вулканиды, диабазы, ортопороды, рифт, магматизм.

**Keywords:** complex, Arshin complex, volcanites, diabases, orthorocks.

Уралтауский мегантиклинорий, расположенный между Главным Уральским разломом на востоке, Зилаирским мегасинклиниорием и Башкирским мегантиклинорием на западе, прослеживается в долготном направлении от широты с. Кирыбинское до Мугоджар (рисунок 1).

Основы стратиграфии метаморфических толщ Уралтауского мегантиклинория были заложены Д.Г. Ожигановым [10] в процессе геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000.

В дальнейшем при проведении крупномасштабных работ на отдельных участках был получен обширный и разнообразный материал по геологии рассматриваемого региона, что позволило уточнить, а в ряде случаев и пересмотреть существующие стратиграфические построения.

Итогом этих работ явилось создание местных «автономных», часто не увязанных между собой стратиграфических схем для южной, центральной и северной частей Уралтау, что связано со сложностью геологического строения территории, высоким метаморфизмом слагающих ее толщ и отсутствием в них ископаемых органических остатков.

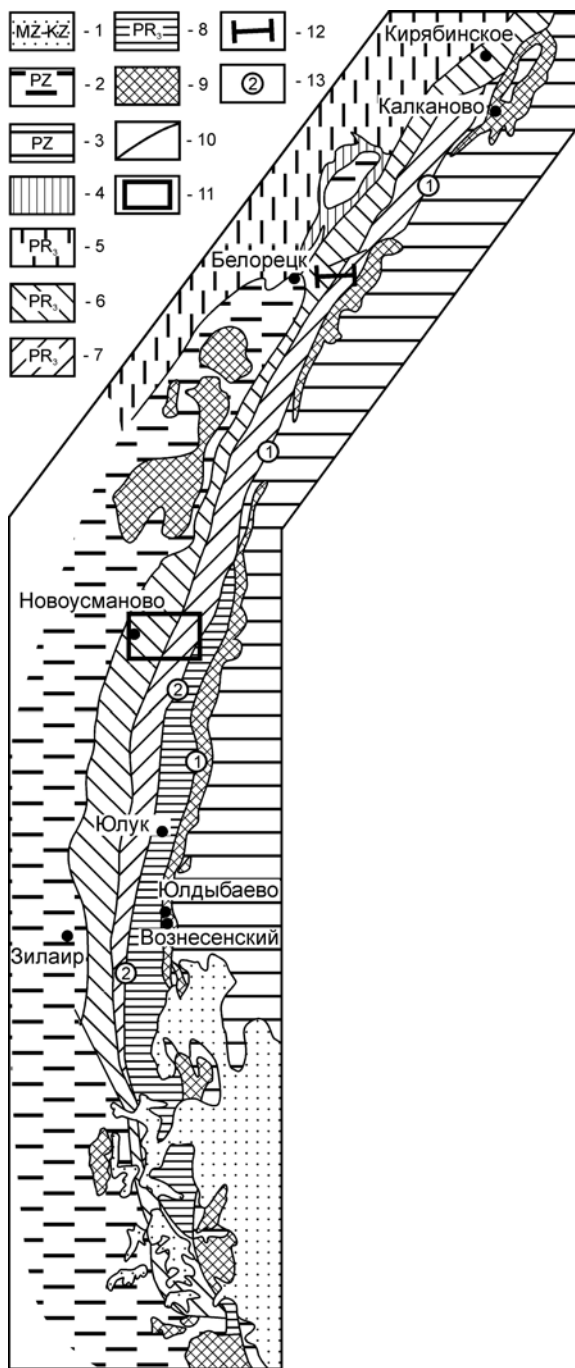
До недавнего времени эта зона выделялась на всех геологических картах как допалеозойская (рифей - вендская) антиклинорная структура асим-

метричного строения с пологим западным и крутым восточным крыльями, состоящая из сочетания крупных брахиформных складок, осложненных более поздней изоклиальной вторичной складчатостью [7]. В последнее время в связи с новыми находками фауны наметилась тенденция к пересмотру стратиграфии и структуры этого региона [3]. Уралтауский мегантиклинорий трактуется как ранне – среднепалеозойская (возможно с реликтами более древнего субстрата, объемы которого не ясны); ее главными структурными элементами считаются дислокации чешуйчато-надвигового характера, повсеместно сопровождаемые интенсивной принадвиговой складчатостью, рассланцеванием и будинированием пород, а местами и развитием зон меланжа и милонитизации.

Согласно Унифицированным схемам Урала [13], утверждённым МСК метаморфические образования региона подразделяются на два крупных комплекса – максютовский и суваянский, из которых последний пользуется наибольшим распространением в северной части зоны Уралтау.

В составе суваянского комплекса зоны Уралтау вулканогенные породы распространены незначительно. В пределах рассматриваемой территории они достаточно уверенно выделяются среди мазаринских парасланцев Кирыбинско-Узянбашского района и метатерригенных отложений аршинской свиты Тирлянского района.

Первые сведения о наличии эффузивов на различных уровнях метаосадочного разреза зоны Уралтау содержатся в трудах Н.Н. Дингельштедта [2]



**Рисунок 1.** Обзорная геологическая схема Уралтауского мегантиклинория (по А.А. Алексею [1], с изменениями авторов)

Условные обозначения: 1 – мезозойско-кайнозойские отложения, 2 – палеозойские отложения Зилаирского мегасинклинория и Тирлянской синклинали, 3 – палеозойские отложения Магнитогорского мегасинклинория, 4 – аршинская свита Тирлянской синклинали, 5 – рифей Башкирского мегантиклинория, 6 – белейская, акбикская, ушук-арвякская и мазаринская свиты суваянского комплекса, 7 – миндякская, курташская и уткальская свиты суваянского комплекса, 8 – максютковский комплекс, 9 – палеозойские ультрабазиты, 10 – геологические границы, 11 – контур Новоусмановской площади, 12 – разрез углеродистых отложений по трассе Белорецк-Магнитогорск (вне масштаба), 13 – цифры в кружках: 1 – Главный Уральский разлом, 2 – Янтышевско-Юлукский разлом

и А.И. Иванова [4]. По результатам последующих работ [1, 6, 11], уточнившим площади распространения вулканитов, их петрографо-петрохимический состав и фаціальную принадлежность, были выделены два самостоятельных метавулканических комплекса – мазаринский и аршинский.

При формационном расчленении магматических пород вулканиты первого комплекса отнесены к орогенной базальтовой формации, завершающей развитие рифейской геосинклинали, а аршинские metabазальты по ряду признаков отождествлялись с щелочными оливиновыми базальтами трахибазальтовой формации континентов [1, 11].

Следует отметить, что имеющиеся сведения о химическом составе вулканитов мазаринского комплекса базируются исключительно на данных силикатных анализов петрогенных компонентов, что явно недостаточно для надежного определения их формационной принадлежности. Наши исследования в какой-то мере восполняют этот пробел.

Вулканиты **мазаринского комплекса**, приуроченные к одноименной свите, известны в 3,5 км западнее г. Барангул и в правом борту руч. Городской Ключ. Во всех осмотренных нами обнажениях вулканогенные породы интенсивно метаморфизованы и практически представлены ортосланцами с эпизодически сохранившимися реликтами первичной структуры, текстуры и состава. Выявление фаціальной природы магматитов в связи с этим сильно затруднено, можно лишь предположить по ряду косвенных признаков, что в их составе присутствуют продукты как эффузивной так и субвулканической фацій.

Наиболее представительный разрез метавулкани-тов обнажен в правом борту руч. Городской Ключ. Ортосланцы стратиграфически приурочены к верхней части разреза мазаринской свиты. Они слагают крутопадающий в северо-западном направлении горизонт, прослеженный по простиранию более чем на 1,0 км при мощности около 200 метров. Строение горизонта неоднородно, в его составе снизу вверх можно выделить: 1) тонкополосчатые вулканогенно-осадочные породы близкие к туффитам, состоящие из ритмично чередующихся слоев кварцевого, серицитового и хлоритового составов; мощность отложений около 30 м; 2) зеленые сланцы по основным эффузивам, представляющие собой сочетание лавовых потоков с характерной для них изменчивостью текстурно-структурных особенностей; мощность метаэффузивов около 80 м; 3) зеленые сланцы тонкозернистой однородной структуры, образованные по массивному покрову диабазов мощностью 60 м; 4) ортосланцы по туфам диабазовых плагноклазовых порфиритов мощностью около 10 м.

К субвулканическим аналогам метаэффузивов мазаринского комплекса относятся небольшие межпластовые согласные тела основных пород, залегающие на разных уровнях мазаринской и арвякской

свит. Эти тела, структурно и во времени тесно связанные с метавулканиитами, отличаются от последних не только формой залегания, но и большей текстурно-структурной однородностью и лучшей сохранностью первично-магматических особенностей пород. Субвулканическая природа многих из них надежно устанавливается по наличию характерных зон закалки в их приконтактных частях.

Подобные тела, по характеру и форме залегания представляющие собой силлы, наблюдались нами в западном обрамлении Барангуловского габбро-гранитного массива в 4 км к юго-западу от г. Барангул, а также в западной приконтактной части Кирябинского габбрового массива в левом борту р. Бирси на юго-западной окраине с. Кирябинское. Типовой чертой магматических тел является мелкозернистое строение слагающих их диабазов и габбро-диабазов, интенсивное рассланцевание и преимущественно тонкозернистый облик пород в приконтактных зонах, наличие обильной вкрапленности магнетита.

Породы мазаринского метавулканического комплекса пространственно приурочены к зоне сочленения Уралтауского и Башкирского мегантиклинорий и наследуют разрывные нарушения преобладающе северо-восточного направления. По геофизическим данным эта зона диагностируется как область повышенной трещиноватости и проницаемости коры, соответствующая крупным региональным разломам глубинного заложения [7, 9]. Общность структурно-геологической позиции эффузивных и субвулканических пород, близость их стратиграфического положения и состава, небольшой объем магматитов по сравнению с вмещающими их осадочными отложениями, позволяют относить рассматриваемый метавулканический комплекс к числу покровно-силловых образований свойственных начальным стадиям континентального рифтогенеза.

Петрографический состав ортосланцев по эффузивам определяется почти исключительно вторичными минералами. Лишь в редких случаях в породах сохраняется реликтовая диабазовая структура, обусловленная выделениями беспорядочно ориентированных лейстовидных микрокристаллов альбитизированного плагиоклаза и ксеноморфных кристаллов роговой обманки. Из вторичных минералов наиболее часто встречаются ассоциации амфибол-эпидотового, хлорит-эпидотового, амфибол-хлорит-эпидотового и хлорит-эпидот-альбитового состава, т.е. типичные парагенезисы зеленосланцевой фации метаморфизма. Содержание перечисленных минералов варьирует от 10 до 6%. Постоянно присутствуют в небольших количествах кварц и кальцит, а из рудных отмечаются пирит и иногда ильменит. Как уже отмечалось, характерным рудным минералом в ортосланцах является магне-

тит, образующий идиоморфные октаэдрические кристаллы размером до 0,5 см. Его содержание составляет в среднем 3-5%, в зонах интенсивного рассланцевания пород количество магнетита возрастает до 7-1%. По данным А.А. Алексеева [1] магнетит почти полностью лишен элементов-примесей железистой группы и содержит, в основном, небольшое количество титана (0,02-0,06%).

Метадиабазы и метагаббро-диабазы субвулканической фации характеризуются близким минеральным составом. Как и у ортосланцев, типовыми минералами в них являются хлорит, амфибол, эпидот, кварц, кальцит, магнетит. В зависимости от количественных соотношений вторичных минеральных ассоциаций среди ортопород можно выделить эпидот-амфиболовые, эпидот-хлорит-амфиболовые и альбит-эпидот-амфиболовые разновидности. Всем им свойственно сланцеватое строение и полное отсутствие первично-магматических минералов исходных пород.

Вместе с тем, в наименее измененных разностях пород можно наблюдать хорошо сохранившиеся реликты первичного строения и состава магматитов. В массивных диабазах и габбро-диабазх под микроскопом видны идиоморфные удлиненно-таблитчатые кристаллы плагиоклаза андезин-лабрадорного типа, неравномерно корродированные эпидотом, кальцитом и альбитом. Лейсты плагиоклаза, как правило, различно ориентированы, в угловатых промежутках между ними заключены ксеноморфные выделения моноклинного пироксена, большей частью замещенные амфиболом. Количество породообразующих минералов меняется незначительно, в среднем для плагиоклаза оно составляет 40-60%, а для пироксена – 35-45%. Типовыми реликтовыми структурами являются микродиабазовая, микропойкилоофитовая, диабазовая, габбро-диабазовая.

**Аршинский метавулканический комплекс** в наиболее полном объеме представлен в Тирлянском районе. На рассматриваемой территории выходы вулканиитов известны только вдоль западного крыла Уралтауского антиклинория на участке его сочленения с Тирлянкой синклиналию. Здесь можно наблюдать лишь небольшие фрагменты вулканогенного комплекса, обнаженного по ручьям Городскому и Вишневому, дающие самые общие представления о составе входящих в него эффузивов. Фактически обоснованные сведения о внутреннем строении, составе и петро-геохимических особенностях аршинских вулканиитов получены при геолого-съёмочных и тематических исследованиях Тирлянского района [6, 11]. Они использованы нами при характеристике метавулканического комплекса.

Структурно-текстурные исследования магматических пород аршинской свиты позволили выделить среди них преимущественно поверхностные вулканогенные образования, включающие продукты лаво-

вой, лавокластической, пирокластической и вулканогенно-осадочной фаций субэвральской и мелководно-морской обстановок.

Лавовые потоки чаще всего имеют незначительную мощность и отмечаются в средней части разреза комплекса. Они сложены массивными афировыми метабаазальтами, имеющими миндалекаменное строение в верхней краевой части.

Лавокластические и пирокластические отложения включают: 1) кластолавы с агломератовыми обломками массивных, пористых и миндалекаменных метабаазальтов; 2) ксенотуфы глыбовые, агломератовые и лапиллиевые; 3) туфы литокристаллокластические, гравийные и пепловые.

В группу вулканогенно-осадочных пород входят туффиты алевритовые, алевро-псаммитовые слоистые, а также вулканомиктовые песчаники и алевролиты.

Важной особенностью строения метавулканического комплекса является стратифицированный характер входящих в него образований. Почти во всех разрезах можно наблюдать переслаивание глыбовых и пепловых ксенотуфов, туфов, брекчиевых лав, кластолав и единичных маломощных потоков метабаазальтов. Гравийные туфы нередко сочетаются в едином горизонте с вулканогенными песчаниками и алевролитами. Кроме того, вулканогенные породы комплекса, особенно в средней его части, разделены прослоями метаосадочных пород – кварцитов, песчаников, алевролитов, что указывает на прерывистость и полицикличность аршинского вулканизма. Судя по значительной мощности вулканического пород (до 780 м) и обилию пирокластического материала, вулканогенная деятельность в аршинское время имела значительные масштабы и преимущественно эксплозивный характер. Обращает внимание почти полное отсутствие субвулканических, дайково-силловых форм залегания пород, что существенно отличает рассматриваемый комплекс от мазаринского метавулканического комплекса.

Все эти особенности вполне объяснимы общим структурным положением аршинского метавулканического комплекса, его приуроченностью к осевой наиболее прогнутой части крупного Зилаирско-Верхнебельского грабена с повышенной ролью региональных разломов и, соответственно, наибольшей в количественном отношении ролью магматических образований [5]. Зилаирско-Верхнебельская зона венд-палеозойских грабенообразных прогибов пространственно совпадает с областью сопряжения Башкирского и Уралтауского поднятий. В ее состав входят Тирлянский и Западно-Уралтауский разломы, южное продолжение которых перекрыто отложениями Зилаирского прогиба. Наиболее характерной чертой прогибов является их неоднородное горст-грабеновое строение с общим погружением поверхности гранито-гнейсового слоя с севера на юг по

простирацию зоны, от 4-5 км на севере до 8-9 км на юге [7]. Значительное утонение коры в осевой части зоны и ее повышенная тектоническая раздробленность, по-видимому, способствовали более интенсивному, чем в соседних зонах проявлению магматической деятельности, преимущественно в эффузивной, а не субвулканической форме.

Петрографические особенности вулканитов в значительной мере определяются их вторичными изменениями. Породы лавовой, пирокластической и вулканогенно-осадочной фаций в той или иной мере подверглись зеленокаменным преобразованиям с характерным развитием в них хлорит-эпидот альбитовой минеральной ассоциации.

Метавулканиты лавовой фации обычно представлены сланцеватыми или массивными породами с хорошо сохранившимися реликтами миндалекаменного строения. В шлифах это преимущественно тонкозернистые однородные образования, состоящие из переменного количества хлорита (20-50%), эпидота (10-40%) и альбита (30-60%). В небольших количествах встречаются также мелкие зерна ильменит-магнетита (5-10%), сфена (3-8%), кальцита (до 10%), иногда серицита [11]. Широко развиты бластические структуры основной массы, среди которых преобладают гранобластовая и нематобластовая, иногда встречаются реликты микропорфировой структуры, обусловленной выделениями более крупных альбитизированных плагиоклазов.

Породы пирокластической фации имеют тот же минеральный состав, но отличаются от метаэффузивов хорошо выраженным обломочным строением. По размерности обломков среди стратифицированных пирокластических отложений можно выделить полный ряд от грубообломочных глыбовых ксенотуфов до среднеобломочных лапиллиевых и тонкообломочных пепловых кристаллокластических разностей, содержащих единичные включения метабаазальтов. Крупные обломки, как правило, освещены и по периферии обрамлены тонкой коркой закалки, а мелкие стекловатые литокласты обычно полностью замещены гидрослюдистыми минералами [11]. Пирокластический материал сцементирован гематит-хлоритовой массой.

Вулканогенно-осадочные образования наиболее широко развиты в верхней части метавулканического комплекса. Они связаны постепенными переходами как с подстилающими их лаво- и пирокластическими породами, так и с вышележащими кварцитами аршинской свиты. Характерной отличительной особенностью этих пород является хорошо проявленное слоистое строение. Обломки псаммитовой и алевритовой размерности сцементированы гидрослюдисто-хлоритовой массой, насыщенную пылевидным рудным веществом.

Для петрохимической характеристики метавулканитов нами использованы аналитические данные,

Таблица 1. Химический состав метавулканитов мазаринского и аршинского комплексов (вес. %)

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O
1	43,54	2,84	14,72	7,83	6,57	12,63	6,78	0,19	0,14
2	48,40	3,00	14,10	3,89	7,99	8,61	7,57	0,19	0,06
3	46,52	2,28	14,23	5,53	5,65	10,92	8,70	0,14	0,21
4	47,74	1,16	12,91	8,04	8,59	9,76	5,96	0,23	0,22
5	45,92	1,69	16,65	2,94	7,88	8,64	7,64	0,13	-
6	47,61	2,04	11,20	11,33	9,18	7,20	5,86	0,25	-
7	46,24	1,85	14,67	7,03	4,21	7,30	11,36	0,10	1,50
8	49,80	2,64	13,53	8,91	6,36	9,93	4,30	0,18	
9	46,38	2,17	13,16	6,96	8,02	10,27	7,93	0,18	0,13
10	48,50	2,03	14,44	4,83	6,86	8,64	7,38	0,19	0,11
11	43,16	2,80	14,18	5,95	8,38	9,75	9,57	0,21	0,10
12	48,45	1,74	14,14	4,11	6,97	9,97	7,32	0,17	0,53
13	47,22	1,86	14,43	4,06	8,57	11,50	6,86	0,18	0,52
14	47,53	1,98	13,00	4,09	9,87	10,36	7,05	0,21	0,37
15	48,75	1,76	13,15	3,33	8,67	10,22	7,46	0,20	-
16	48,96	2,52	12,27	4,72	9,45	9,75	6,28	0,04	0,37
17	48,64	2,23	12,69	2,98	9,35	10,09	6,24	0,18	0,30
18	44,49	1,86	13,69	1,69	9,79	10,10	6,46	0,21	0,22
19	47,67	2,06	12,79	4,17	10,07	10,36	6,15	0,17	0,30
20	42,70	4,00	17,16	15,85	2,66	2,94	3,40	0,17	3,13
21	43,42	3,40	14,56	10,95	3,74	11,34	5,90	0,21	0,12
22	45,10	3,30	14,82	9,57	3,45	9,94	5,60	0,23	0,01
23	46,40	3,50	14,50	11,75	3,75	5,74	5,40	0,25	0,02
24	50,04	2,76	13,00	11,00	2,09	12,74	3,40	0,29	0,03
25	45,85	3,12	15,40	8,65	6,98	5,74	4,60	0,21	0,08
26	44,90	3,12	14,35	8,33	7,09	7,98	4,90	0,23	0,04
27	46,40	2,96	14,72	8,45	6,26	9,38	4,60	0,21	0,04
28	46,40	2,12	15,60	14,48	1,73	6,02	2,60	0,34	0,80
29	50,04	2,72	17,03	11,51	5,04	3,78	3,20	0,15	0,80
30	43,92	1,66	18,78	12,41	2,52	6,72	3,20	0,52	0,80
31	44,44	2,96	16,90	14,53	3,67	4,20	3,80	0,29	1,04
32	44,32	3,28	15,40	14,85	3,38	4,90	4,50	0,18	1,30
33	51,20	3,08	16,90	15,41	2,52	0,70	1,60	0,05	1,13
34	47,61	3,04	17,94	10,25	6,26	1,26	4,00	0,38	0,78
35	43,20	2,00	19,24	6,53	4,03	11,34	5,30	0,26	0,02
№ п/п	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	сумма	a'	f'	Na <sub>2</sub> O/ K <sub>2</sub> O	Kf	f
1	2,41	0,39	2,68	100,72	0,6950	24,02	17,21	68,0	0,54
2	0,24	0,27	4,38	98,70	0,7249	22,45	4,00	61,1	0,33
3	2,87	0,20	3,02	100,27	0,7158	22,16	13,67	56,2	0,49
4	2,06	0,17	3,09	99,93	0,5715	23,75	9,36	73,6	0,48
5	3,46	0,18	4,22	99,35	0,9020	20,15	-	58,6	0,27

Продолжение таблицы 1

6	0,34	0,36	4,61	99,98	0,4247	28,41	-	77,8	0,55
7	2,75	-	3,52	100,53	0,6491	24,45	1,83	49,7	0,62
8	1,52	0,37	3,10	100,64	0,6914	22,21	-	78,0	0,58
9	0,36	0,22	3,97	99,75	0,5744	25,08	2,77	65,4	0,46
10	3,87	0,16	3,08	100,09	0,7572	21,10	35,18	61,3	0,41
11	1,23	0,24	4,49	100,06	0,5933	26,70	12,30	59,9	0,41
12	3,26	0,34	2,66	99,60	0,7685	20,14	6,15	60,2	0,37
13	2,12	0,06	2,96	100,34	0,7404	21,35	4,08	64,8	0,32
14	2,50	0,08	2,93	99,97	0,6188	22,99	6,76	66,4	0,29
15	2,60	0,11	2,88	99,13	0,6757	21,22	-	61,7	0,28
16	2,74	0,23	2,09	99,42	0,6000	22,97	7,40	69,3	0,33
17	2,48	0,08	3,86	99,12	0,6834	20,80	8,27	66,4	0,24
18	1,60	0,08	10,57	100,76	0,7631	19,80	7,27	64,0	0,15
19	2,36	0,09	2,90	99,09	0,6273	22,45	7,87	69,8	0,29
20	3,20	0,75	3,86	99,62	0,7832	25,91	1,02	84,5	0,86
21	0,62	0,65	5,74	99,75	0,7071	23,99	5,17	71,3	0,74
22	1,54	0,65	5,44	99,64	0,7959	21,92	154,00	69,9	0,73
23	3,32	0,71	4,36	99,69	0,6938	24,40	166,00	74,2	0,76
24	0,55	0,64	3,29	99,83	0,7884	19,25	18,33	79,4	0,84
25	3,30	0,35	5,32	99,60	0,7612	23,35	41,25	77,3	0,55
26	2,20	0,34	6,48	99,96	0,7062	23,44	55,00	75,9	0,54
27	1,50	0,34	5,20	100,16	0,7623	22,27	37,50	76,2	0,57
28	3,70	1,53	3,39	99,71	0,8293	20,93	4,63	86,2	0,89
29	3,57	0,63	4,58	99,82	0,8623	22,47	4,46	83,8	0,69
30	3,36	0,67	3,97	98,53	1,0359	19,79	4,20	82,3	0,83
31	3,32	0,60	3,80	99,55	0,7682	24,96	3,19	82,7	0,80
32	3,02	0,56	4,10	99,79	0,6775	26,01	2,32	80,2	0,81
33	2,20	0,32	4,54	99,63	0,8653	22,61	1,95	91,8	0,86
34	1,94	0,42	5,95	99,83	0,8747	23,55	2,49	80,5	0,62
35	2,00	0,34	5,34	99,59	1,2131	17,86	100,00	66,6	0,62

Примечание: 1-19 – мазаринский метавулканический комплекс: 1, 3-8 – ортосланцы; 2, 9-19 – метабаазальты; 3-19 – данные А.А. Алексеева [1]; 20-35 – аршинский метавулканический комплекс по данным В.П. Парначева [11]: 20-31 – метабаазальты; 32-35 – кластолавы.

заимствованные из работ А.А. Алексеева [1] и В.П. Парначева [11]. Результаты химических анализов и некоторые петрохимические параметры приведены в таблице 1.

Ортосланцы и метадиабазы **мазаринского комплекса** характеризуются относительно невысоким содержанием кремнезема (43-50%) с небольшим дефицитом нормативного кремния в их составе. Породам свойственны также низкие концентрации глинозема (11,0-15,0%) при умеренном и повышенном накоплении MgO (6,0-11,0%). По величине коэффициента глиноземистости ( $al' \leq 0,75$ ) абсолют-

ное большинство метавулкаников принадлежит к низкоглиноземистому типу. Характерной чертой рассматриваемых ортопород является повышенное содержание в них общего железа (11,0-20,0%) при явном преобладании его закисной формы над окисной. Отмечается отчетливая обратная корреляция между коэффициентом глиноземистости и фемичностью ( $f'$ ) метавулкаников. По значению  $f'$  (21-28) низкоглиноземистые ортопороды являются меланократовыми.

Из других особенностей следует отметить высокие показатели коэффициента железистости (59-78),

выходящие за рамки стандартных значений не только оливиновых базальтов, но и обычных пироксен-плагиоклазовых пород семейства базальтов и долеритов.

Содержания  $K_2O$  в породах варьируют в широком диапазоне – от низких (0,06-0,1%) до умеренных (0,11-0,37%) и высоких (0,52-1,5%) значений, что может быть связано с частичным перераспределением  $K_2O$  при метаморфизме. Ортопороды относятся к типично натриевым сериям с преобладанием натрия над калием в 4-35 раз. Обращает внимание устойчиво высокое содержание  $TiO_2$ , свойственное как метабазальтам (1,9-2,8%), так и их субвулканическим аналогам (1,8-3,0%), а также низкое отношение  $K_2O/TiO_2$  ( $\ll 0,8$ ) в обеих группах пород, что сближает их с толеитовыми базальтами континентальных рифтовых зон.

Несколько иными петрохимическими свойствами обладают метабазальты **аршинского комплекса**. Большинство из них относится к классу пород насыщенных кремнекислотой с более широкими вариациями содержаний  $SiO_2$  (42,7-51,2%). Особенностью этих пород является более высокая концентрация глинозема (13,0-19,0%) при относительном дефиците  $MgO$  (2,6-5,9%). В группе метабазальтов по величине коэффициента глиноземистости присутствуют как низкоглиноземистые ( $al' < 0,75$ ), так и умеренноглиноземистые ( $al' = 0,75-1,0$ ) разности пород. При высоком суммарном содержании железа (13,0-18,0%) основной объем в его балансе занимает окисная форма, обеспечивающая явное возрастание степени окисленности железа ( $f$ ) в аршинских метабазальтах по сравнению с мазаринскими ортопородами. Лишь небольшая часть умеренноглиноземистых метавулканитов аршинского комплекса по величине  $f'$  принадлежит к мезократовым породам, большинство же низкоглиноземистых и умеренноглиноземистых разностей метаэффузивов является мезократовыми с весьма высокими значениями коэффициентов фракционирования железа.

По соотношению щелочей описываемые породы относятся к натриевому типу с многократным преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$  при их невысоком суммарном значении. Обращают на себя внимание широкие вариации концентраций  $K_2O$ , отличающиеся на целый порядок внутри единой породной группы. Для некоторых метабазальтов концентрации  $K_2O$  оказались слишком заниженными, что указывает на их явное остаточное происхождение.

Из других характерных особенностей метабазальтов необходимо отметить устойчиво высокие содержания в них  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ , в среднем составляющие 2,9 и 0,53% соответственно, что наряду с прочими петрохимическими показателями позволяет сопоставлять данные породы с базальтами нормальной щелочности, формирующимися в рифтовых зонах с хорошо развитой континентальной корой.

На классификационной диаграмме  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  (рисунок 2) частные значения составов метавулканитов обоих комплексов образуют широкий ореол и располагаются в полях магматических пород субщелочного состава и нормальной щелочности. Диаграмма AFM (рисунок 3) дает убедительные свидетельства толеитового направления эволюции рассматриваемых вулканитов. Как можно заметить на этой диаграмме, точки составов аршинских ортопород несколько смещены относительно мазаринских метавулканитов в область более высоких значений суммарного железа (вершина диаграммы F) и образуют индивидуальный тренд дифференциации фенеровского типа.

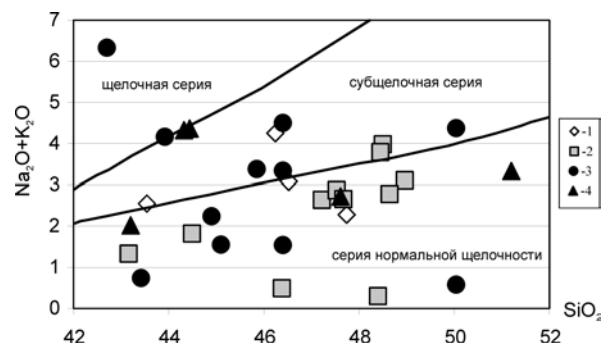


Рисунок 2. Диаграмма  $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$  для метавулканитов мазаринского и аршинского комплексов

Условные обозначения: 1-2 – мазаринский комплекс: 1 – ортолавы, 2 – метабазальты; 3-4 – аршинский комплекс: 3 – метабазальты, 4 – кластолавы

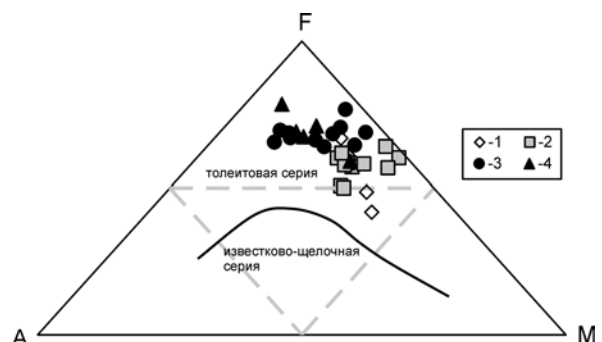


Рисунок 3. Диаграмма AFM для метавулканитов мазаринского и аршинского комплексов. Условные обозначения те же, что и на рисунке 2

Аналогичным образом на диаграмме  $Al_2O_3-TiO_2$  (рисунок 4) точки составов метавулканитов двух комплексов, занимая место в области высоких значений титана, формируют два дискретных поля со средними величинами  $TiO_2$  равными 1,9 и 2,9%. Большинство умереннотитанистых метабазальтов мазаринского комплекса тяготеют к среднему составу траппов Сибирской платформы, тогда как аршинские ортопороды обнаруживают сходство с высокотитанистыми оливиновыми базальтами Африкано-Аравийской континентальной рифтовой системы.

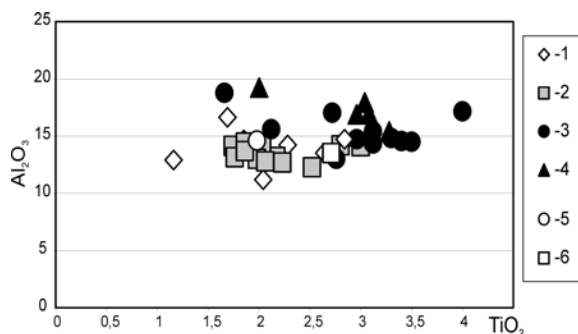


Рисунок 4. Диаграмма  $Al_2O_3$ – $TiO_2$  для метавулканитов мазаринского и аршинского комплексов

Условные обозначения: 1-4 – см. рисунок 2; 5 – трапп Сибирской платформы; 6 – базальт стратойдной серии Афара.

Геохимические особенности вулканогенных пород рассматриваются на основании изучения наиболее информативных и относительно стабильных элементов-примесей, таких как Rb, Sr, Zr, Ba, Co, Ni, Cr, PЗЭ (таблица 2).

Значимые содержания Rb, установленные только в двух пробах ортопород мазаринского комплекса, составляют 12,6 и 21,2 г/т, что близко к среднему толеиту континентальных рифтов [8]. По концентрациям Sr, несмотря на их значительный разброс, метавулканиты обоих комплексов также похожи на континентальные рифтовые базальты и существенно отличаются от геосинклинальных базальтов, обычно содержащих меньшее количество Sr.

Таблица 2. Содержание элементов примесей в метавулканитах мазаринского и аршинского комплексов (г/т).

№ п/п	№ обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb		
1	Бр-99-98	11,7	27,7	3,99	20,0	6,38	0,6	8,45	1,26		
2	Бр-99-95	28,4	65,0	8,55	39,7	11,6	0,87	16,9	2,51		
3	Бр-98-265/1	8,08	18,6	2,52	11,6	3,59	0,4	4,78	0,7		
4	Кир-98-34	21,6	44,1	5,4	22,5	6,23	2,19	7,41	1,1		
5	Мз-98-107	11,5	27,2	3,7	18,0	5,45	1,34	7,92	1,3		
6		22,4	44,2	5,0	23,0	4,2					
7		40,8	82,9	10,2	40,0	8,4					
8		13,9	27,1	4,2	15,4	3,8					
№ п/п	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Na(%)	K(%)	Rb	Cs	Ca(%)
1	7,1	1,52	4,2	0,58	3,1	0,49	0,96		12,5	0,8	7,32
2	15,1	3,55	9,7	1,48	8,1	1,32	0,27		15,5	2,67	7,09
3	4,29	0,92	2,52	0,37	1,82	0,33	0,017		21,2	0,62	7,6
4	6,15	1,3	3,55	0,49	2,62	0,41	1,3				11,7
5	8,15	1,95	5,91	0,92	5,41	0,97	3,39			1,89	4,31
6	3,7		1,7								
7	4,6		3,5								
8	2,6		2,3								
№ п/п	Sr	Ba	Sc	Cr	Fe(%)	Co	Ni	Zn	Se	As	
1	215		33,5	85,6	7,8	35,5	320		0,56	16,5	
2	0,0	560	31,1	163,7	8,34	31,4			2,49	6,3	
3	285	270	37,2	68,7	8,7	38,8			3,09	6,47	
4	1 825	135	31,3	140,6	12,7	46,5	220	130	4,15	5,46	
5	675	250	47,2	78,7	11,1	49,3	720	10	7,6	4,82	
6											
7	170-820	70-620		20-62		100-120	10-56				
8											
№ п/п	Sb	Th	U	Br	Hf	Ta	Zr	Au	Gd (+Eu)	Tb+Y	
1	0,7	1,23	2,16	0,26	2,77		97	0,047			
2	0,75	0,35	0,59	0,35	4,04		19	0,066			
3	0,28	3,46	3,14	0,71	0,44						
4	1,25	3,17	3,45	0,024	3,35		255				
5	1,5	1,62	2,71	0,009	3,53	1,51					
6									5,7	7,5	
7									7,2	11,1	
8									3,6	2,6	

Примечание: 1-5 – мазаринский комплекс: 1-2 – ортосланцы, 3-5 – метадиабазы; 6-8 – аршинский комплекс [11]: 6 – ксенотуф, 7 – кластолава, 8 – туф кристалловитрокластический.



Принадлежность metabazaltov к рифтогенным континентальным обстановкам подтверждается и данными по содержаниям в породах циркония и бария.

Не столь однозначные выводы можно сделать в отношении распределения в породах элементов группы железа (Co, Ni, Cr). По всем тугоплавким микрокомпонентам metabazaltovы рассматриваемых комплексов резко отличаются друг от друга и обладают индивидуальными геохимическими особенностями.

Так, например, ортопороды мазаринского комплекса только по содержаниям Co могут быть сопоставимы с толеитами континентальных рифтов, по уровню же концентрации Ni и Cr они явно отличаются от последних и ближе всего стоят к толеитовым базальтам COX. Следует подчеркнуть, что по величине концентрации Ni мазаринские metabazaltovы в 2-3 раза превосходят все известные породы COX и выходят за рамки стандартных трендов океанических толеитов, обнаруживая при этом черты сходства с ультрабазитами офиолитовых серий.

Аршинские ортопороды, напротив, показали очень низкие концентрации никеля – в среднем 17 г/т, что гораздо ниже, чем в типовом толеите и оливинном базальте континентальных рифтов. Они относятся к базальтам с пониженными, никак не рифтогенными содержаниями Cr (20-62 г/т) и явно повышенными (в 2-3 раза выше нормы) концентрациями Co.

Вместе с тем, известно [8], что чисто рифтовые особенности поведения элементов группы железа в континентальных рифтовых базальтах не всегда удается уловить. Эти элементы в вулканитах континентальных и океанических рифтов обладают конвергентностью и на геохимических диаграммах тренды базальтов двух структур плотно примыкают друг к другу. В океанических базальтах на фоне увеличивающейся щелочности содержания железа возрастают, а тугоплавких Mg, Cr, Ni снижаются. В оливинных базальтах континентальных рифтов с увеличением концентраций K и Ti, также происходит возрастание содержания железа и уменьшается Mg, Cr, Ni [8]. Кроме того, в базальтах континентальных рифтов с увеличением глубины резко возрастают ультраосновные тенденции в микрокомпонентном составе, что также осложняет выявление особенностей поведения элементов группы железа и придает породам специфический геохимический характер.

Исходя из этого можно заключить, что из двух рассматриваемых метавулканических комплексов, показавших океанические тенденции в распределении элементов группы железа, более глубинными являются мазаринские metabazaltovы, отличающиеся от аршинских ортопород хром-никелевой геохимической специализацией. Это вполне согласуется с положением комплексов в общей структуре

Зилаирско-Верхнебельского грабенообразного прогиба – приуроченностью малоглубинных аршинских metabazaltov к его осевой наиболее прогнутой области, а более глубинных мазаринских ортопород к приподнятой бортовой части структуры с относительно мощной континентальной корой.

Содержания редкоземельных элементов (рисунок 5) в мазаринских и аршинских метавулканитах сопоставимы между собой и в целом не отличаются от таковых в базальтах рифтогенных континентальных обстановок. Хорошо проявлен асимметричный характер нормированных кривых, обусловленный более высокими концентрациями легкой группы РЗЭ; отношения Ce/Yb составляют 4-8, что явно выше, чем у типичных океанических базальтов типа N-MORB и E-MORB [14].

Обращает на себя внимание резко выраженная отрицательная европиевая аномалия, что может объясняться сильным фракционированием европия при процессах кристаллизационной дифференциации.

Характерно, что фракционирование лантаноидов в metabazaltovых имеет ту же направленность, что и в габброидах барангуловского комплекса [12]; в сравниваемых группах пород абсолютные значения концентраций легких, средних и тяжелых РЗЭ, также как и отношения Ce/Yb сопоставимы. Из этого можно сделать вывод о комагматичности габброидов и метавулканитов и их принадлежности к единому вулканогинтрузивному рифтогенному комплексу пород.

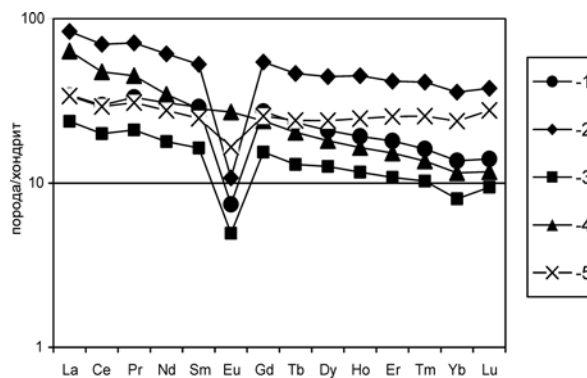


Рисунок 5. Нормированные по хондриту содержания редкоземельных элементов в metabazaltovых мазаринского комплекса

Условные обозначения: 1-5 – состав пород из таблицы 2: 1 – Бр-99-98, 2 – Бр-99-95, 3 – Бр-98-265/1, 4 – Кир-98-34, 5 – Мз-98-107.

### Выводы

Таким образом, весь комплекс приведенных в работе геологических и петрогеохимических данных указывает, что мазаринский метавулканический комплекс сопоставим с покровно – силловыми образованиями, свойственными начальным стадиям континентального рифтогенеза, тогда как метавулканиты аршинской свиты близки базальтам рифтовых зон с хорошо развитой континентальной корой.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Алексеев А.А. Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тай. М.: Наука, 1976. 170 с.
2. Дингельштедт Н.Н. Геологические исследования в Тирлянском районе Южного Урала. Тр. ВГРО, Л.-М., 1933. Вып. 277. 52 с.
3. Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау: препринт УНЦ РАН. Уфа, 1994. 29 с.
4. Иванов А.И. Древние "немые" свиты Южного Урала. Свердловск, 1956. С. 56-59.
5. Иванов К.П., Червяковский Г.Ф. Поздневендско-раннепалеозойский вулканизм тафрогенного типа Приуралтауской зоны западного склона Южного Урала. // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР. 1981. С. 3-17.
6. Козлов В.И., Краев Ю.П., Богатырева Г.И. Вулканогенные и интрузивные породы Тирлянского района. // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973. С. 98-104.
7. Козлов В.И., Пацков А.А. Соотношение Башкирского мегантиклинория и антиклинория Урал-Тай на Южном Урале. // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 121-129.
8. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
9. Огаринов И.И., Сенченко Г.С. Криптоэвгеосинклинальная зона на Южном Урале // Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 41-53.
10. Ожиганов Д.Г. Метаморфические толщи хребта Урал-Тай // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. XIII. С. 78-97.
11. Парначев В.П., Козлов В.И., Титунина И.В. Новые данные о строении, составе и условиях формирования аршинского метавулканического комплекса Южного Урала (поздний докембрий). // Древний вулканизм Южного Урала, Свердловск, 1981. С. 69-86.

12. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау./ Рыкус М.В. [и др.] БГУ. Уфа, 2002. 268 с.
13. Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1993. 152 с.
14. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: изд-во МГУ, 1997. 320 с.

## REFERENCES

1. Alekseev A.A. Magmatic complexes of the Ural-Tau zone. M.: Nauka, 1976. 170 s. [in russian].
2. Dingel'shtedt N.N. Geological investigations in the Tiryansky district of the Southern Ural. Tr. VGRO, L.-M., 1933. Vyp. 277. 52 s. [in russian].
3. Zaharov O.A., Puchkov V.N. On the tectonic nature of the Maksyutovskiy complex of the Uraltau zone: preprint UNC RAN. Ufa, 1994. 29 s. [in russian].
4. Ivanov A.I. Drevnie "nemye" svity Yuzhnogo Urala. Sverdlovsk, 1956. S. 56-59. [in russian].
5. Ivanov K.P., Chervyakovskii G.F. Pozdnevendsko-rannepaleozoiskii vulkanizm tafrogenno tipa Priuraltauskoj zony zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala. // Drevnii vulkanizm Yuzhnogo Urala. Sverdlovsk, UNC AN SSSR. 1981. S. 3-17. [in russian].
6. Kozlov V.I., Kraev Yu.P., Bogatyreva G.I. Vulkanogennye i intruzivnye porody Tirlyanskogo raiona. // Magmatizm i endogennaya metallogeniya zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala. Ufa, 1973. S. 98-104. [in russian].
7. Kozlov V.I., Puckov A.A. Sootnoshenie Bashkirskogo megantiklinoriya i antiklinoriya Ural-Tau na Yuzhnom Urale. // Tektonika i magmatizm Yuzhnogo Urala. M.: Nauka, 1974. S. 121-129. [in russian].
8. Lutc B.G. Geohimiya okeanicheskogo i kontinental'nogo magmatizma. M.: Nedra, 1980. 247 s. [in russian].
9. Ogarinov I.I., Senchenko G.S. Kriptoevgeosinklinal'naya zona na Yuzhnom

Urale // Tektonika i magmatizm Yuzhnogo Urala. M.: Nauka, 1974. S. 41-53. [in russian].

10. Ozhiganov D.G. Metamorficheskie tolshi hrebta Ural-Tau // Geologiya SSSR. M.: Nedra, 1964. T. XIII. S. 78-97. [in russian].

11. Parnachev V.P., Kozlov V.I., Titunina I.V. Novye dannye o stroenii, sostave i usloviyah formirovaniya arshinskogo metavulkanicheskogo kompleksa Yuzhnogo Urala (pozdnii dokembrii). // Drevnii vulkanizm Yuzhnogo Urala, Sverdlovsk, 1981. S. 69-86. [in russian].

12. Osadkonakoplenie, magmatizm i rudoznost' severnoi chasti zony Uraltau./ Rykus M.V. [i dr.] BGU. Ufa, 2002. 268 s. [in russian].

13. Stratigraficheskie shemy Urala (Dokembrii, paleozoi). Ekaterinburg: Mezhd. Stratigr. Komitet Rossii, 1993. 152 s. [in russian].

14. Frolova T.I., Burikova I.A. Magmatiche formacii sovremennyh geotektonicheskikh obstanovok. M.: izd-vo MGU, 1997. 320 s. [in russian].

*Сначёв В.И., д-р геол.-минерал. наук, проф., заведующий лабораторией рудных месторождений, Институт геологии Уфимский научный центр РАН г. Уфа, Российская Федерация*

*V.I. Snachev, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Head of Ore Field Laboratory, Institute of Geology, Ufa Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, the Russian Federation*

*Рыкус М.В., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры «Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений», ФГБОУ ВПО УГНТУ. г. Уфа, Российская Федерация*

*M.V. Rykus, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor of the Chair «Geology and Oil and Gas Field Exploration», FSBEI of HPE Ufa State Petroleum Technological University, Ufa, the Russian Federation  
e-mail: rykusmihail@mail.ru*