

УДК 553.411+553.491

НОВЫЙ ТИП БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ШАТАКСКОГО ГРАБЕНА (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2006 г. С. Г. Ковалев, И. В. Высоцкий*

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН
450000 Уфа, ул. К. Маркса, 16/2;
E-mail: kovalev@anrb.ru*

** Государственное унитарное предприятие “Башгеоцентр”
450077 Уфа, ул. Ленина, 37*

Поступила в редакцию 04.07.2005 г.

Приводятся материалы по новому, нетрадиционному для Урала типу благороднометальной (платино-золото-железооксидной) минерализации, приуроченной к терригенным толщам машакской свиты среднего рифея, распространенной в пределах западного склона Южного Урала. Показано, что формирование минерализации обусловлено проникновением в верхние горизонты коры восстановленных мантийных флюидов на ранних стадиях рифтогенеза и их инверсией в коровых условиях с переотложением рудообразующих элементов.

Шатакский грабен, входящий в состав средне-рифейской палеорифтогенной структуры, расположен в южной части восточного крыла Ямантауского антиклинория, осложняющего Башкирский мегантиклинорий (рис. 1). В его строении принимают участие терригенные, магматические и вулканогенно-осадочные образования машакской свиты (R_2). По литологическому составу и последовательности напластования свита расчленяется на восемь подсвит, из которых первая и шестая являются вулканогенно-осадочными, вторая и четвертая – существенно вулканогенными, а третья, пятая, седьмая и восьмая – терригенными [Ротарь и др., 1982]. Терригенные породы, слагающие около 75% объема свиты, представлены преимущественно грубозернистыми образованиями (песчаниками и конгломератами кварц-кварцитового состава) при подчиненной роли алевролитов и углеродсодержащих сланцев. Конгломераты широко развиты в составе кузьелгинской (R_{2ms_1}), куянтавской (R_{2ms_5}) и каранской (R_{2ms_6}) подсвит, слагая горизонты мощностью до 20–25 м и протяженностью 10–12 км. Они представлены мелко- и валунногалечными разновидностями, между которыми существуют все переходы. Обломочный материал состоит из хорошо окатанных галек и валунов кварцитопесчаников, кварцитов и реже кварца. Цемент конгломератов кварц-серицитовый и кварц-серицит-хлоритовый, реже кварц-эпидот-хлоритовый со значительным содержанием магнетита и гематита и небольшим количеством сульфидов.

Магматические породы, входящие в состав свиты, представлены вулканитами основного и кислого состава в покровной (эффузивной и пи-

рокластической) и субвулканической (силлы и дайки) фациях. Кроме того, в основании свиты располагается дифференцированное тело диабаз-пикритового состава, являющееся, по нашему мнению, первой порцией недифференцированного мантийного расплава, сформировавшегося на ранней стадии заложения рифтогенной структуры [Ковалев, Высоцкий, 2003].

В результате детального изучения терригенных толщ (в первую очередь конгломератов кузьелгинской и каранской подсвит), проведенных в последнее время, нами были получены оригинальные материалы по их металлоносности и выделен новый для Урала тип благороднометального оруденения.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ

Кузьелгинская подсвита распространена на западном склоне хребта Большой Шатак и прослеживается в виде субмеридиональной полосы шириной от 300 до 700 м на расстоянии свыше 11 км. Внутреннее строение подсвиты характеризуется переслаиванием пачек конгломератов и песчаников в нижней части разреза (85–100 м), конгломератов и диабазов в средней ее части (130–140 м) и риолитов (до 180 м) – в верхней.

Сводный геологический разрез подсвиты (см. рис. 1) выглядит следующим образом (снизу вверх).

1. В основании разреза расположена пачка переслаивающихся углистых кварц-серицит-хлоритовых, хлорит-серицитовых сланцев, алевролитов и кварцитовидных песчаников юшинской

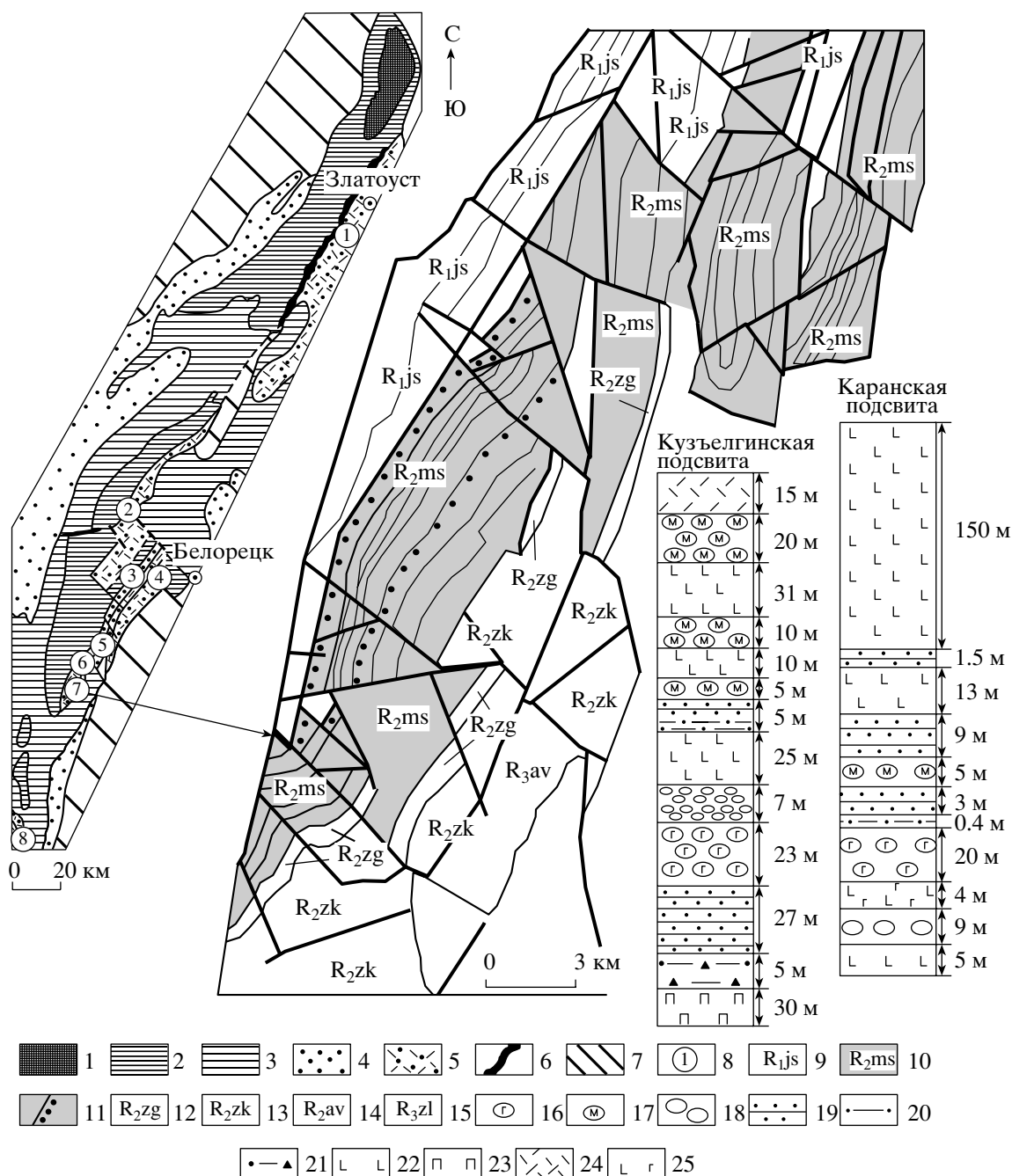


Рис. 1. Геологические схемы западного склона Южного Урала и литологические разрезы машакской свиты.

1 – архей-протерозойский Тараташский комплекс; 2 – нижнерифейские отложения; 3 – среднерифейские осадочные отложения; 4 – верхнерифейско-вендские отложения нерасчлененные; 5 – среднерифейские вулканогенно-осадочные отложения; 6 – Кусинско-Копанский интрузивный комплекс; 7 – палеозойские отложения нерасчлененные; 8 – структурно-вещественные комплексы среднерифейской палеорифтогенной структуры (1 – Кувашский, 2 – Машакский, 3 – Ишлинский, 4 – Белетарский, 5 – Узьянский, 6 – Кухтурский, 7 – Шатакский, 8 – Кургасский); 9 – юшинская свита (R₁); 10 – машакская свита (R₂); 11 – горизонты конгломератов; 12 – зигальгинская свита (R₂); 13 – зигазино-комаровская свита (R₂); 14 – авзянская свита (R₂); 15 – зильмердакская свита (R₃); 16 – конгломераты с гематитом; 17 – конгломераты с магнетитом; 18 – гравелиты; 19 – песчаники; 20 – алевропесчаники; 21 – тектонические брекчии; 22 – метабазалты; 23 – дифференцированная диабаз-пикритовая интрузия; 24 – риолиты; 25 – гематитизированные породы основного состава.

свиты (R₁). На контакте с вышележащими отложениями кузьелгинской подсвиты породы осветлены и содержат значительное количество хлоритоида.

В центральной части Шатакского грабена, в зоне контакта юшинской и машакской свит, расположено расслоенное тело диабаз-пикритового состава мощностью 20 м и протяженностью 3 км,

в котором выделяются следующие горизонты (снизу вверх).

Нижний горизонт представлен пикродиабазой, интенсивно измененными вторичными процессами. Из первичных минералов по псевдоморфозам устанавливается клинопироксен; присутствие плагиоклаза проблематично (относительно редко встречаются нечетко выраженные таблички, замещенные вторичными минералами). Вторичные минералы представлены: амфиболом, сфеном, лейкоксеном, хлоритом, серпентином, альбитом, карбонатом, апатитом, тальком и серицитом. Амфибол чаще всего бесцветный тремолит, но в ограниченных количествах присутствуют и зеленоватые кристаллики актинолита. Альбитизация и серпентинизация развиваются локально (по соответствующим минералам). Рудный минерал представлен скелетными выделениями лейкоксенизированного титанита, который развивается, вероятнее всего, по первичному титаномagnetиту. Кроме того, отмечены включения халькопирита в количестве до 2–5%, а также единичные ксеноморфные выделения красной шпидели (пикотит?).

Центральная часть интрузии сложена пикритами, первичными минералами которых являются оливин, клинопироксен, ортопироксен и роговая обманка. Вторичные минералы представлены амфиболом, тальком, хлоритом, эпидотом, серпентином, мусковитом (серицитом), магнетитом, сфеном, апатитом. Породы сильно изменены и практически полностью превращены в тальк-амфибол-серпентиновый агрегат. Амфибол представлен тремолитом, актинолит встречается гораздо реже. Ортопироксен не сохранился, его наличие определяется по единичным баститовым псевдоморфозам. Магнетит присутствует в виде субидiomорфных и идиоморфных кристалликов, рассеянных по всей породе. Сфен образует зернистые массы неправильной формы. Характерной чертой этого горизонта является псевдослоистое (полосчатое) строение, обусловленное чередованием кумулятивных “слоев” существенно оливинового и пироксенового составов.

Породы верхней “эндоконтактной” зоны представлены метадиабазой с микродиабазовой и микродolerитовой структурами. Минеральный состав: пироксен, плагиоклаз, магнетит, хлорит, сфен, эпидот, актинолит, апатит, альбит. Плагиоклаз имеет идиоморфную, лейстовидную форму и иногда образует “спутанно-волоknистые” агрегаты. Пироксен не сохранился, он полностью псевдоморфно замещен хлоритом (пеннин) и игольчатыми кристалликами актинолита. Эпидот образует изолированные зернистые массы, а также развивается по прожилкам. Магнетит (8–10%) представлен субидiomорфными и ксеноморфными выделениями. Он часто наблюдается в ассоци-

ации с лейкоксенизированным титанитом (сфеном), образующим мелкозернистые агрегаты.

В пределах верхнего экзоконтакта дифференцированного тела присутствует горизонт тектонических брекчий, представленных хлоритизированными алевропесчаниками с дресвой и щебнем осветленных сланцев.

2. Песчаники кварцитовидные, розовато-серого цвета, толсто плитчатые, от среднезернистых в нижней части слоя до крупнозернистых в верхней и гравелитов в кровле. В составе обломочного материала преобладает кварц, реже встречаются кварциты, микрокварциты и сланцы. Цемент представлен кварц-серицитовым и хлорит-серицитовым агрегатом. Рудный минерал – гематит – содержится в количестве до 10–15%. Из новообразованных минералов отмечаются обильные выделения хлоритоида.

3. Конгломераты крупногалечные и валунные (с содержанием валунно-галечного материала 70–80%) в нижней части разреза и мелкогалечные в верхней, постепенно переходящие в гравелиты, а затем в крупнозернистые песчаники. Валунны и галька состоят из кварцитов, реже кварца. Цемент сложен кварц-серицит-хлоритовым агрегатом. Рудная минерализация, как и в подстилающих песчаниках, представлена гематитом. В незначительном количестве (<1%) отмечается пирит.

4. Диабазы зеленовато-серого цвета со столбчатой отдельностью, массивной текстурой и микродolerитовой, микродиабазовой структурами. Минеральный состав: хлорит, эпидот, актинолит, сфен, пренит, кварц.

5. Алевролиты зеленовато-серого цвета тонкоплитчатые, состоящие из зерен кварца размером менее 0.01 мм и серицит-хлоритового цемента.

6. Конгломераты валунно-галечные с кварц-серицит-хлоритовым и эпидот-хлоритовым цементом. Из рудных минералов преобладают идиоморфные кристаллы магнетита. Пирит в виде мельчайших (единицы микрон) включений присутствует в магнетите и нерудных минералах. В зоне контакта с нижележащими диабазой отмечается халькопирит (до 2–3%), реже пирротин, а также единичные зерна самородного железа, представленные выделениями серого цвета с металлическим блеском удлиненно-неправильной, “червеобразной” формы с размерами до 2–3 мм по удлинению. В его составе микрозондовым методом установлены (в атомных %): Fe – 97.62–99.33; Mn – 0.54; Au – 0.3–0.33; Pt – 0.4 и Cr – 0.34–1.14 [Ковалев, Высоцкий, 2000].

7. Диабазы со столбчатой отдельностью, рассланцованные и хлоритизированные в подошве; массивные в средней части и миндалекаменные в кровле.

Таблица 1. Содержания благородных металлов в осадочных и магматических породах Шатакского комплекса (г/т)

Порода	Au	Ag	Pt	Pd
Конгломерат с магнетитом	0.20	5.25	1.75	0.30
Песчаник с гематитом	0.25	1.00	<0.5	<0.1
Диабаз с магнетитом	<0.1	1.75	<0.5	<0.1
Конгломерат с сульфидами	0.10	1.00	<0.5	<0.1
Конгломерат	0.35	1.25	н/о	н/о
Конгломерат с гематитом	1.80	1.45	н/о	н/о
Конгломерат с магнетитом	1.60	2.50	1.30	0.30
Конгломерат с магнетитом	1.20	1.00	1.50	0.20
Магнетитовая руда	1.20	1.75	<0.5	<0.1
Конгломерат с магнетитом	2.15	1.20	1.40	0.20
Конгломерат	0.20	1.38	н/о	н/о
Конгломерат	0.30	1.25	<0.5	<0.1
Углеродистый сланец с сульфидами	0.20	1.36	<0.5	<0.1
Конгломерат	<0.1	1.00	<0.5	<0.1
Конгломерат	0.20	1.25	<0.5	<0.1
Конгломерат	0.20	1.00	н/о	н/о
Конгломерат	0.15	0.75	н/о	н/о
Конгломерат	0.20	0.75	0.85	0.20
Конгломерат	0.20	0.75	0.60	0.20
Конгломерат	1.80	1.40	1.25	0.35
Конгломерат	1.60	2.55	1.30	0.30
Конгломерат с гематитом	1.85	1.70	0.50	0.10
Гравелит с гематитом	0.20	0.50	<0.5	<0.1
Конгломерат	0.10	0.50	н/о	н/о
Песчаник с гематитом	0.20	1.25	н/о	н/о
Конгломерат	2.00	0.75	0.80	0.30
Конгломерат	0.10	1.00	н/о	н/о
Конгломерат	0.10	0.50	н/о	н/о
Диабаз с магнетитом	<0.1	1.75	<0.5	<0.1
Углеродистый сланец	0.20	1.38	н/о	н/о

Примечание. Анализы выполнены в ОАО "Унипромедь" атомно-абсорбционным методом.

8. Валунно-галечные конгломераты с размером валунов до 25–30 см, сложенных кварцитами, реже кварцем. Цемент представлен кварц-серицит-хлоритовым и эпидот-хлоритовым агрегатом. Из рудных минералов преобладает магнетит.

9. Диабазы зеленовато-серого цвета, рассланцованные и ожелезненные в подошве; в центральной части и кровле массивные с отдельными миндалинами, выполненными гидроксидами меди, кварцем и эпидотом.

10. Алевролиты фиолетового цвета, плитчатые, с идиоморфными кристаллами магнетита в количестве до 10–15%.

11. Конгломераты валунно-галечные. Обломки состоят из хлоритизированных кварцитов. Цемент тонкозернистый, кварц-хлорит-серицитового состава с новообразованными выделениями цоизита лучистой формы и зернистыми массами эпидота. Рудная минерализация представлена идиоморфными кристаллами магнетита, располагающимися как в цементе, так и в гальке конгломератов.

12. Риолиты и риодациты порфирированной структуры с микролитовой структурой основной массы и разноориентированной текстурой. Порфирированные выделения представлены серицитизированным полевым шпатом. Основная масса породы замещена микрозернами кварца и имеет полевошпатово-кварцевый состав с примесью хлоритизированного и эпидотизированного биотита. Рудный минерал – магнетит – образует субизометричные "оплавленные" кристаллы размером до 1 мм в количестве 3–5%.

По минеральным парагенезисам, слагающим осадочные породы, и характеру рудной минерализации в составе подсветы выделяются две толщи – нижняя и верхняя. Для первой характерен регрессивно-трансгрессивный тип разреза с колебанием мощности в различных обнажениях от 80 до 100 м. Наиболее распространенным рудным минералом в этих породах является гематит. Он встречается как в гальке, так и в цементе конгломератов. Рентгенографическим фазовым анализом установлено, что цемент конгломератов с гематитом на 92–95% состоит из кварца, слюды (биотит и мусковит), магнетита и гематита. Массовая доля последнего составляет 10–10.5%, магнетита – около 1%, слюдистых минералов – до 10%. В нижней части толщи отмечены обильные (до 10–15%) выделения хлоритоида.

В монофракциях гематита, отобранных из цемента конгломератов нижней толщи кузьелгинской подсветы атомно-абсорбционным методом, было установлено до 10.77 г/т золота и 1.12 г/т серебра, а в валовых пробах содержание Au составляет 1.8 г/т, Ag – 1.4 г/т, Pt – до 1.25 г/т, Pd – до 0.35 г/т (табл. 1), при массовой доли железа – 8.22%.

В верхней толще выделяются до трех горизонтов валунно-галечных конгломератов суммарной мощностью около 50 м в переслаивании с потоками или силлами диабазов, перекрывающихся в верхней части разреза риолитами. Отличительной особенностью конгломератов является присутствие в цементе новообразованных минералов эпидот-цоизитовой группы в ассоциации с хлоритом. Рудная минерализация, приуроченная как к цементу, так и к галькам, представлена идиоморфными кристаллами магнетита размером

Таблица 2. Химический состав магнетита из пород Шатакского комплекса (в атомных %)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Au	0.0	0.0	0.0	0.0	0.225	0.508	0.0
Ag	0.67	0.0	0.0	0.0	0.106	0.0	0.112
Pt	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.518	0.344
Pd	0.484	0.0	0.234	0.0	0.038	0.0	0.685
Rh	0.143	0.0	0.0	0.0	0.0	0.148	0.203
Fe	97.123	98.96	97.296	98.705	98.423	97.365	96.021
S	0.0	0.088	0.823	0.064	0.094	0.0	0.0
Cr	0.104	0.085	0.161	0.285	0.133	0.0	0.0
Co	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.233	0.0
Ni	0.157	0.151	0.189	0.195	0.0	0.143	0.403
Cu	0.063	0.048	0.153	0.168	0.087	0.0	0.362
Ti	0.068	0.068	0.077	0.479	0.073	0.238	0.178
V	0.554	0.014	0.205	0.0	0.078	0.374	0.095
Sn	0.0	0.0	0.0	0.104	0.184	0.0	0.0
Mn	0.052	0.0	0.0	0.0	0.0	0.149	0.326
Sb	0.107	0.213	0.0	0.0	0.094	0.0	0.0
As	0.475	0.373	0.0	0.0	0.0	0.092	1.271
Pb	0.0	0.0	0.862	0.0	0.465	0.232	0.0

Примечание. 1–5 – из конгломератов и гравелитов, 6, 7 – из диабазов. Состав минералов определялся на растровом сканирующем микроскопе JSM-840 с приставкой “Link” при ускоряющем напряжении 20 кВ и времени накопления 50 сек в Институте проблем сверхпластичности металлов РАН (г. Уфа). В качестве эталонов использовались коллекционные чистые металлы.

0.5–2 мм, в монофракции которого содержание золота составляет 4.9 г/т, серебра – 0.2 г/т. В валовых пробах концентрации благородных металлов следующие (г/т): платины до 1.75, палладия до 0.30, золота до 2.15, серебра до 5.25, при массовой доле железа 6.54%.

Повышенные содержания благородных металлов в этих породах хорошо коррелируются с присутствием в их составе оксигидроксидов железа, установленных микронзондовым анализом (табл. 2).

Каранская подсвита по литолого-петрографическому составу во многом сходна с отложениями кузьялгинской подсвиты, прослеживаясь в виде относительно выдержанной полосы в субмеридиональном направлении по восточному склону хребта Большой Шатак. Сводный разрез подсвиты (снизу вверх) выглядит следующим образом (см. рис. 1).

1. Диабазы зеленовато-серого цвета, в средней части массивные и афировые, в подошве и кровле миндалекаменные и брекчиевидные.

2. Конгломераты валунно-галечные с размером обломков кварцитопесчаников до 20 см. Цемент, составляющий 15% от основной массы пород, имеет полимиктовый состав.

3. Хлоритизированная и гематитизированная порода основного состава (метадиабазы), интен-

сивно рассланцованная и будинированная, с широко развитой магнетитовой минерализацией в виде мелких идиоморфных кристаллов в количестве до 20–25%.

4. Конгломераты валунно-галечные. Цемент представлен гематитизированным кварц-серицит-хлоритовым агрегатом.

5. Алевриты темно-серого цвета, рассланцованные.

6. Песчаники разномерные зеленовато-серого цвета, толстоплитчатые, рассланцованные.

7. Конгломераты валунно-галечные, аналогичные слою 4, в южной части грабена залегающие непосредственно на метадиабазе слоя 3. В зоне контакта, как в диабазах, так и в конгломератах, наблюдается обильная вкрапленность магнетита (до 60–70%), так что породы представляют собой по существу магнетитовую руду.

8. Песчаники в нижней и средней части слоя среднезернистые, в кровле – кварцитовидные, сливные, с включениями (до 5%) пирита пентагондодекаэдрического габитуса.

9. Диабазы – в подошве эпидотизированные, в кровле – окварцованные, брекчиевидные с мелкой вкрапленностью магнетита (5–7%).

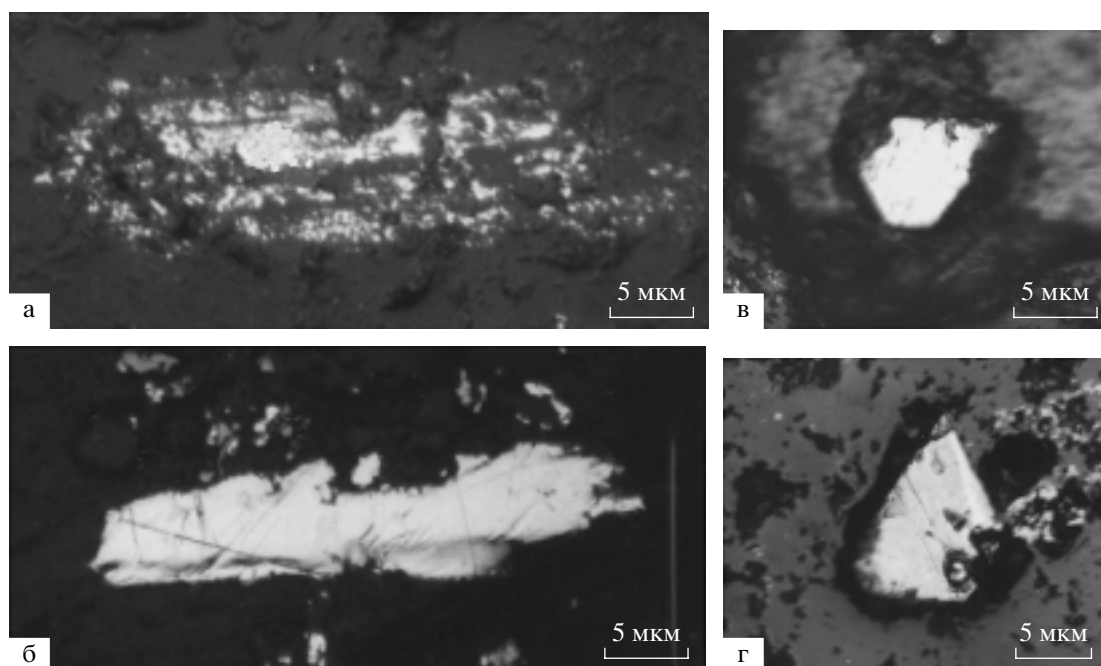


Рис. 2. Самородное золото (а, б) и платиноиды (в, г) из шатакских конгломератов.

10. Песчаники – в подошве крупнозернистые, в кровле – кварцитопесчаники с тонкими кварцевыми прожилками.

11. Диабазы зеленовато-серого цвета. В нижнем эндоконтакте породы амфиболитизированы, а в средней части эпидотизированы с S-образными кварцевыми прожилками лестничного типа и кварц-эпидотовыми жилами с халькопиритом и гидроксидами меди.

По преобладающему составу рудных минералов конгломераты каранской подсвиты, так же как и кузьелгинской, подразделяются на гематитовые и магнетитовые. В первой разновидности гематит – наиболее распространенный рудный минерал. Его содержание колеблется от нескольких зерен (гальки конгломератов) до 15–20% (цемент конгломератов). Магнетит довольно редок. Он спорадически встречается среди кварцевого цемента и чаще всего в ассоциации с гематитом. Представлен магнетит идиоморфными кристаллами с хорошо развитыми тремя–шестью гранями размером 30–150 мкм.

В конгломератах с магнетитом его вкрапленники неравномерно рассредоточены в цементе. Их количество достигает 60–65%. Довольно часто наблюдается замещение магнетита оксигидроксидами железа. Так, в одном из полированных препаратов встречен кристалл треугольной формы, основание которого выполнено магнетитом, на которое нарастает тонкая (30–40 мкм) пластинка гематита, а вершину треугольника венчает лепидокрокит.

В обоих типах конгломератов встречены включения самородного золота, приуроченные чаще всего к хлорит-железистым выделениям, цементирующим зерна кварца. Форма золотинок неправильная с резко изрезанными краями, дендритовидная, каплевидная. Размер их, в основной массе – 1–5 мкм, но встречаются и более крупные выделения (рис. 2а, 2б). Кроме того, в двух образцах был обнаружен платиноид, определенный оптическим методом в минералогической лаборатории ОАО “Унипромедь” как нигглиит ($PtSn_3$). Форма его выделений идиоморфная с правильными и ровными двумя и тремя гранями (см. рис. 2в, 2г), средней твердостью, очень сильным двуотражением ($R = 20\text{--}40\%$) и анизотропией с ярким цветным эффектом от оранжевого до темно-серо-синего.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На сегодняшний день считается твердо установленным, что временной интервал конец раннего рифея–начало среднего рифея на западном склоне Южного Урала являлся начальной эпохой формирования рифтогенной структуры [Парначев и др., 1986; Иванов и др., 1989; Ковалев, 2004]. В этот период произошло заложение серии грабенообразных структур с заполнением их псефитопсаммитовыми осадками машакской свиты и активизировались магматические процессы, что выразилось в образовании разнообразных как по основности (от пикробазальтов до риолитов), так и по фацальной принадлежности (эффузивные

потоки, субвулканические пластовые тела, эруптивные жерловые комплексы) магматических пород. Внедрение в верхние горизонты земной коры значительных объемов базальтовой магмы всегда сопровождается предварительной проработкой субстрата восстановленными мантийными флюидами, которые отделяются от расплава на глубине около 10 км [Зотов, 1989], а до этого в верхней части “флюидно-магматической колонны” количество рудогенных элементов нарастает. При поступлении флюидов в верхние этажи земной коры по тектонически ослабленным зонам происходит смена окислительно-восстановительных условий, в результате которой в терригенных породах формируются геохимические аномалии элементов “мантийной” природы. При дальнейшем эволюционном развитии системы благоприятными факторами для рудоконцентрирующих процессов, кроме структурно-литологических особенностей, является также длительность функционирования флюидно-гидротермальных источников.

Для обоснования физико-химических условий образования платино-золото-железометаллового оруденения нами привлекаются материалы А.А. Маракушева и Н.И. Безмена [1971], показавших, что возрастание положительной свободной энергии реакций типа $MeO_2 + S_2 = MeS_2 + O_2$ с повышением температуры свидетельствует о все большем смещении равновесия реакций влево, в сторону образования оксидов, что соответствует эмпирически выявленной закономерности, согласно которой смена окисного оруденения сульфидным на рудных месторождениях происходит с понижением температуры. Расчеты равновесных соотношений между магнетитом и сульфидами железа в системах с участием ионов HS^- и OH^- позволили установить, что при температурах выше $400^\circ C$ магнетит более устойчив, нежели сульфиды железа. Снижение температуры системы ниже $400^\circ C$ предопределяет появление в системе вместо магнетита парагенезиса пирита с пирротинном [Павлов, 1976].

Таким образом, при повышенных температурах возрастание активности кислорода, выражающееся в увеличении сродства металлов к кислороду, предопределяет устойчивость оксидов и силикатов железа. Золото и платина в этих условиях проявляют сидерофильные свойства, что и обуславливает их совместную миграцию с железом, о чем свидетельствуют описанные ранее находки в цементе конгломератов самородно-

го железа. Палладий, в отличие от платины, является типичным халькофильным элементом, поэтому он не характерен для данной ассоциации, что выражается в высоких значениях отношения Pt/Pd , в среднем равного

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше материалы свидетельствуют, что формирование ассоциации золото–платина–оксиды железа в конгломератах машакской свиты происходило из восстановленных растворов при температуре не ниже $400^\circ C$, при этом источником металлов являлись мантийные флюиды, поступающие в верхние горизонты земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зотов И.А.* Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука, 1989. 214 с.
- Иванов С.Н., Коротеев В.А., Пучков В.Н., Иванов К.С.* Эволюция рифтовых систем Урала // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 154–163.
- Ковалев С.Г.* Динамика формирования среднериффейской рифтогенной структуры (западный склон Южного Урала) // ДАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 219–222
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.* Первые находки самородного железа в породах машакского комплекса и их петрогенетическое значение // Геологический сборник № 1. Информ. мат-лы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. С. 86–87.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.* Новые данные по магматизму Шатакского грабена // Геологический сборник № 3. Информ. мат-лы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 117–119.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1971. 229 с.
- Павлов А.Л.* Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск, Наука, 1976. 300 с
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.* Среднериффейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986. 105 с.
- Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П.* Стратиграфия шатакской свиты среднего рифея на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: ИГиГ, 1982. С. 53–64.