

МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «УРАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ШКОЛА – РЕГИОНАМ»

8-9 апреля 2013 года

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 553. 411 ' 44 (598)

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВОРУДНОГО РАЙОНА НАМПАТЕН (НДР ЛАОС)

Суваннудом Б.¹, Слободчиков Е. А.²

¹Народно-демократическая республика Лаос

²ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Оловорудный район Нампатен располагается в пределах овал-антиклинория Хинбун, являющегося структурой 5-го порядка складчатого пояса Пулонг. Пояс Пулонг, имеющий протяженность около 1000 км, располагается на стыке Южно-Китайской платформы с Индокитайским массивом, охватывая восточную часть территории Лаоса и территорию Вьетнама. Пояс характеризуется двухъярусным строением, имея в основании протерозойско-палеозойское складчатое основание, перекрытое мезо-кайнозойским горизонтальным чехлом. В мезозойское время на территории Индокитайского массива и пояса Пулонг проявилась тектономагматическая активизация, сопровождаемая блоковыми движениями взбросо-сдвигового характера, во многом определившими закономерности структурного контроля рудных и нерудных месторождений складчатого пояса.

Находясь между двух кратонов складчатый пояс Пулонг испытал интенсивное поперечное сжатие, что выразилось в резкой продольной вытянутости и тектонической расслоенности слагающих его структур. Крайней юго-западной тектонической структурой северной части пояса Пулонг является Хинбунская структурно-формационная зона.

Хинбунская структура представляет собой мощную деструктивную зону с дискретным проявлением северо-западных разломов типа зон расланцевания. Этими разломами Хинбунская структура разбита на узкие протяженные блок-пластины, одной из которых является Южная (блок-пластина).

Южная блок-пластина, имеющая ширину около 40 км, ограничена параллельными разломами (типа зон расланцевания) северо-западного простирания: с юго-запада – разломом Такек (одна из ветвей Хинбунского глубинного разлома), а с северо-востока – разломом Намтэн. Более мелкими зонами расланцевания того же простирания блок-пластина разделена на пластины мощностью от 10 до 1 км. Кроме этого, Южная блок-пластина пересечена системой разноранговых зон смятия северо-восточного простирания с лево-взбросо-сдвиговым смещением.

В результате пересечения Южной блок-пластины разномасштабными разломами двух взаимно перпендикулярных направлений, блок-пластина разделена на совокупность прямоугольных ячей-блоков разного размера с присущей им иерархической ранговой зависимостью: крупные блоки, отделенные друг от друга крупными разломами северо-

западного и северо-восточного простирания, состоят из более мелких блоков, разделенных мелкими разломами.

Одним из фрагментов Южной блок-пластины является тектонический блок Хинбун. По ширине он совпадает с Южной блок-пластиной и выделен из нее двумя параллельными разломами северо-восточного простирания – Намтон и Намсакан, располагающимися друг от друга на расстоянии около 50 км. Внутреннее строение блока Хинбун определяется теми же закономерностями сочетания разнотипных разломов северо-западного и северо-восточного простирания, что и у Южной блок-пластины. Зоны смятия северо-восточного простирания, представленные левыми взбросо-сдвигами, расчленяют «располованный» северо-западными зонами расланцевания блок на совокупность прямоугольных ячей-блоков, с присущей им иерархической размерной зависимостью.

Особенностью проявления северо-восточных зон смятия является то, что тектонические блоки, расположенные между ними (пространства между зонами смятия) испытывали дифференциальные (трансляционные) левые взбросо-сдвиговые смещения. Эти дифференциальные смещения приводили к образованию около зон смятия разрывных структур растяжения, развернутых относительно них против часовой стрелки на угол 45° (примерно в субмеридиональном направлении), которые, сопрягаясь с северо-западными зонами расланцевания, формировали сигмоидальные структуры внутри тектонических блоков любого ранга. Так внутри тектонического блока Хинбун были сформированы 3 сигмоиды, центральной из которых является сигмоида Нампатен, охватывающая оловорудный район Нампатен. В сигмоиды оказались «закрученными» и разломы, ограничивающие с юго-запада и с северо-востока блок Хинбун, что придало ему овалоподобный в плане облик.

Поскольку тектонический блок Хинбун разноранговыми разломами северо-западного и северо-восточного простирания был разделен на ряд ячей разного размера, то все они в условиях дифференциальных левых взбросо-сдвиговых смещений, происходящих под воздействием одного и того же (регионального) поля напряжений, также были оформлены в овалы соответствующего размера, состоящие из сигмоид такой же морфологии и ориентировки, как и сигмоиды блока Хинбун. На практике это выглядит как разделение крупных сигмоид блока Хинбун на ряд внутренних овалов меньшего размера. Так сигмоида Нампатен разделена на 2 овальных структуры (Бонэм и Фонтью), которые рассечены внутренними сигмоидами, имеющими форму и ориентировку такую же, как и сигмоида Нампатен, а сигмоиды овальной структуры Бонэм разделены на ещё более мелкие овальные структуры.

Особенностью формирования овальных структур Южной блок-пластины (как, вероятно, и всего складчатого пояса Пулонг) является их положение в дискретно раздробленном массиве, испытываемом интенсивное субгоризонтальное сжатие (раздавливание) со взбросовой составляющей. Взбросовая составляющая способствовала выдавливанию вверх обособившихся тектонических блоков разного размера с подворотом горизонтальной неоднородности пород около границ блоков вниз, что привело к антиформному облику внутренней структуры блоков. За овальный облик деформированных блоков в плане и их антиформное строение в разрезе, сформированные структуры названы овал-антиформами разного порядка: тектонический блок Хинбун – овал-антиклиниорием, блоки Боненг и Фонтью – овал-мегантиклиналями, а более мелкие структуры – овал-антиклиналиями. При общем раздавливании горного сооружения и составляющих его структур, у всех выдавливаемых блоков формировался антиформный облик. Поэтому между антиформными блоками отсутствуют синформные структуры (блоки) и всякая более крупная овал-антиформная структура состоит только из одних более мелких антиформ.

Раннемезозойские лево-взбросо-сдвиговые дифференциальные движения, сопровождавшиеся структурами растяжения в блоках, расположенных между зонами смятия, способствовали проявлению в них (в блоках) магматической и пневматолито-гидротермальной деятельности с сопутствующим им оловянным оруденением. Расположенная в пределах овал-антиклиниория крупная сигмоида Нампатен включает оловорудный район Нампатен, овал-мегантиклиналь Боненг – рудное поле, включающее группу месторождений олова; а овал-антиклинали, расположенные в пределах сигмоид овал-мегантиклинали Боненг – сами эти месторождения.

СУЩЕСТВУЕТ ЛИ САМОРОДНЫЙ АЛЮМИНИЙ ? КРИТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ

Волков А. П.¹, Ульданова Е. Ф.¹, Потапов А. М.^{1,2}

¹ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

²ФГБУН «Институт высокотемпературной электрохимии УрО РАН»

Появление самородного алюминия в природе весьма маловероятно в связи с его амфотерными химическими свойствами [1], высокой реакционной способностью, а также геохимическими возможностями к легкой миграции при $pH < 4$ и $pH > 9.5$, особенно в присутствии кремнезема [2].

Достоверно установлено, что концентрирование алюминия связано с условиями жаркого климата, когда активно выносятся атмосферными агентами кремнезем и щелочи [2]. Также накопление металла происходит в результате переотложения глинозема в местах повышенной углекислотности, так как его растворимость понижается с повышением содержания углекислого газа [1]. Другими благоприятными условиями для накопления глинозема являются мелководные обстановки, когда его накопление происходит в карстах карбонатных пород при эрозии [2]. Известны существенные скопления Al, возникшие магматическим, гидротермальным, экзогенным, метаморфогенным, метаморфическим и техногенным путем [2]. Во всех перечисленных случаях природного обогащения алюминия нет указаний на его присутствие в самородном виде.

Однако в ряде публикаций сообщается о находках самородного алюминия [4-8]. В частности в них приводятся данные рентгеноструктурных анализов образцов различного происхождения. Они собраны вместе в таблице 1.

Таблица 1 – Сопоставление результатов рентгеноструктурного анализа образцов самородного алюминия (образцы 1-4, 6-10 [4-8]) с эталонными данными для синтетического алюминия [3] – образец 5

№ образца		1		2		3		4		5	
№	hkl	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	111	10	2.3600	-	2.3589	10	2.3440	10	2.3500	10	2.34
2	200	7	2.0400	-	2.0373	4	2.0350	9	2.0300	9	2.03
3	220	7	1.4400	-	1.4358	3	1.4320	8	1.4380	8	1.432
4	311	9	1.2240	-	1.2247	4	1.2210	10	1.2260	10	1.221
5	222	5	1.1700	-	1.1719	1	1.1710	5	1.1720	5	1.169
6	400	3	1.0130	-	1.0149	1	1.0130	6	1.0140	4	1.013
7	331	3	0.9960	-	0.9304	-	-	4	0.9990	7	0.928
№ образца		6		7		8		9		10	
№	hkl	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	111	10	2.3360	10	2.3200	10	2.3300	-	2.3239	10	2.3200
2	200	5	2.0220	8	2.0200	7	2.0200	-	2.0122	6	2.0100
3	220	4	1.4320	8	1.4300	4	1.4310	-	1.4223	4	1.4230
4	311	5	1.2210	10	1.2700	2	1.2200	-	1.2153	6	1.2150
5	222	2	1.1690	6	1.1700	1	1.1690	-	1.1636	1	1.1630
6	400	1	1.0120	3	1.0200	-	-	-	1.0082	-	-
7	331	-	-	2	1.0000	-	-	-	0.9427	-	-

В таблице 1 образец № 1 образован в оторочке амфиболитизированного габбро с вкрапленностью золото-сульфидно-кварцевой минерализацией в Кумаковском месторождении Южного Урала. Образцы № 2, 8 и 9 [8] представляют собой, по описаниям, продукты жизнедеятельности бактерий, обнаруженные в Северо-восточной части континентального

склона Южно-Китайского моря в провинции Гуанси (Китай). Образцы № 3 [6] и 10 [5] найдены в траптовых интрузивах Сибирской платформы совместно с муассонитом и другими самородными металлами (Fe, Zn, Cu). Образец № 4 [5] был обнаружен в окварцованных апомагнезиальных скарнах Таджикистана (месторождение Тарор) в виде сильно сплюснутых неправильных образований в оторочке серицит-хлоритового агрегата среди кварца. Содержит графит. Образец № 5 [3] является эталонным алюминием, полученным электролитическим путем. Образец № 6 [5] - продукт пикритовых порфириров Гулинского плутона (Сибирская платформа) представлен в виде пластинчатых образований. Образец № 7 [5] обнаружен близ Гавайских островов около разломной зоны Кларин. Происхождение не ясно, однако предложено, что появление металлических частиц связано с вулканической деятельностью и последующей седиментацией.

Для большей наглядности при сопоставлении данных нами построен рисунок 1. На нем представлены расхождения результатов рентгеноструктурного анализа образцов природного алюминия с эталонными значениями. В частности выяснилось, что межплоскостные атомные расстояния в решетке самородного алюминия уменьшаются с уменьшением скорости его образования. Чем скорее шел процесс кристаллизации, тем шире межатомные расстояния в решетке. Вероятно, это связано с тем, что атомы примесей, не успевая вытисниться из решетки алюминия, захватываются, что создает дефекты структуры.

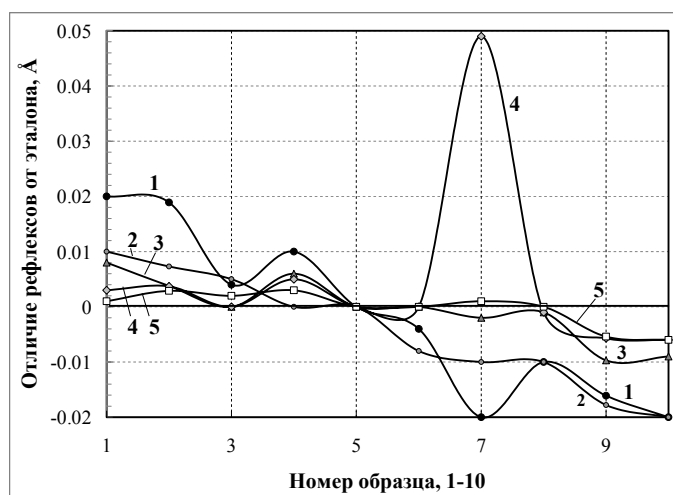


Рисунок 1 – Сопоставление отклонений межплоскостных расстояний по рефлексам 1-5 (см. таблицу 1) в образцах самородного алюминия от эталонных значений у электролитического алюминия (5-й образец) [3]

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Глинка Н. Г. Общая химия. Изд. 28-е. – М.: Интеграл-Пресс. 2000. 728 с.
2. Малахов И. А., Бурмако П. Л., Алексеев А. В. Промышленные типы металлических полезных ископаемых: учебное пособие. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
3. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
4. Новгородова М. И. Находка самородного алюминия в кварцевых жилах. – ДАН СССР (1979). Т. 248. № 4. С. 965-968.
5. Олейнов Б. В. [и др.]. Алюминий – новый минерал класса самородных элементов. Записки ВМО (1984) Часть 113. Вып. 2. С. 210-215.
6. Deng Yanhua et al. Discovery of natural aluminium in beresite rocks. Transactions of the Guilin Metallurgical Geology Institute (1983) № 1. pp. 1-6.
7. Jiang Xinshum et al. Discovery of natural aluminium in the oxidation zone in Getang. Anlong County. Guizhou Province. Bulletin of the Chinese Academy of Geological Science (1985) № 11. pp. 79-84.
8. Zhong Chen, Chi-Yue Huang, Meixun Zhao and other. Characteristics and possible origin of native aluminum in cold seep sediments from the northeastern South China Sea. Journal of Asian Earth Sciences (2011). vol. 40. pp. 363-370.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ АРГИЛЛИЗИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДГОЛЕЧНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛДАН)

Леонтьев В. И.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»

Рудопроявление самородного золота Подголечное относится к Джекондинскому рудному узлу Центрально-Алданского золотоносного района. В строении площади работ принимают участие интенсивно гранитизированные плагиогнейсы и амфиболиты (AR₁-PR). Со стратиграфическим несогласием на докембрийских образованиях залегают доломиты устьюдомской свиты венда (*Vujd*). Мезозойские интрузивные образования представлены дайками и sillами сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, щелочно-полевошпатовых сиенитов и минетт. Наиболее крупным является многофазное штокообразное тело гольца Шаман, представленное щелочноземельными сиенитами лебединского и алданского комплексов.

По особенностям минерального состава и характеру залегания рудных тел в пределах месторождения Подголечное выделяется три природных типа золоторудной минерализации. Первый тип образует крутопадающие минерализованные зоны в катаклазированных гранито-гнейсах. Второй тип – представлен телами золотоносных низкотемпературных аргиллизитов на контакте пород фундамента и платформенного чехла. Третий – связан с субгоризонтальными телами флюоритовых метасоматитов, развитых по кристаллическим породам фундамента. Контакт платформенного чехла, представленный доломитовой толщей, и кристаллического фундамента является границей, представляющей контрастный геохимический барьер и потенциально ослабленную зону, в которой размещаются водоносные горизонты. При внедрении даек и sillов щелочно-полевошпатовых сиенитов и минетт происходил нагрев водоносных горизонтов, поступление гидротермальных растворов и, как следствие, образование аргиллизитов по породам чехла и фундамента. При дальнейшем развитии гидротермального процесса на аргиллизиты накладываются последующие стадии оруденения, формируются вертикальные рудные жилы вдоль контактов даек щелочных пород и горизонтальные кварц-халькопирит-пиритовые жилы в аргиллизитах. Схема формирования аргиллизитовых золоторудных залежей представлена на рисунке 1.

Рудоносные породы представляют собой глинистую массу красно-бурого цвета с незначительными примесями обломочного материала песчаной размерности от 0,1 до 0,5 мм. Тонкодисперсный материал представлен гидрогетитом, кварцем, иллитом и хлоритом* [1]. Вещественный состав обломочного материала окисленных аргиллизитов изучался в шлиховых пробах.

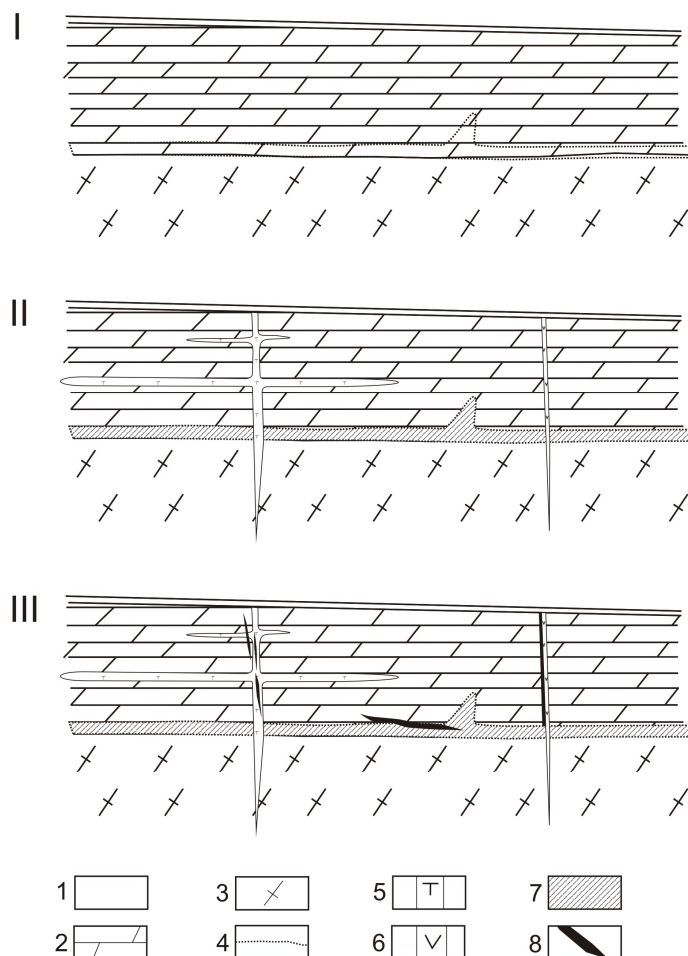
Аргиллизиты по доломитам. Минеральный состав неэлектромагнитной фракции: кварц, полевой шпат, флюорит; электромагнитной: гидрогетит, эпидот, гетит. Магнитная фракция практически полностью представлена магнетитом.

Аргиллизиты по кристаллическим породам фундамента. Минеральный состав неэлектромагнитной фракции: кварц, полевой шпат, флюорит, доломит, пирит, топаз. Минеральный состав электромагнитной фракции: амфибол, пироксен (диопсид), шпинель (герцинит), титанит, гематит, ильменит, в качестве акцессорного минерала обнаружен оливин. Магнитная фракция полностью представлена магнетитом.

Кварц-пиритовые и кварц-пирит-халькопиритовые жилы в аргиллизитах. Кварц-пиритовые жилы имеют массивную текстуру и на 95% сложены пиритом. Он образует крупные кубические кристаллы или разнозернистые агрегаты и интенсивно катаклазирован. В кварц-пирит-халькопиритовых разностях халькопирит составляет до 90% и замещает пирит,

* Тишин П. А., Бирюков Е. И., Борозновская Н. Н. [и др.]. Золотосульфидное проявление Подголечное (Центральный Алдан) // Отечественная геология. 2008, № 1. С. 71-82.

представленный небольшими реликтовыми скоплениями разнозернистых интенсивно-катаклазированных агрегатов. В шлихе из окисленной части жилы были выявлены: малахит, кварц, азурит, пирит, халькопирит, арсенопирит, гидрогётит, магнетит.



I – Типовой разрез контакта кристаллического фундамента и осадочного чехла; II – внедрение даек и силлов щелочного состава, формирование аргиллизитов по корбанатным породам и породам фундамента; III – наложение последующих стадий оруденения на аргиллизиты, формирование горизонтальных и вертикальных рудных жил.

1 – эллювиально-деллювиальные образования; 2 – доломиты; 3 – архейские кристаллические породы; 4 – водоносный горизонт; 5 – дайки минетт; 6 – дайки сиенит-порфиоров; 7 – рудные залежи; 8 – рудные жилы.

Рисунок 1 – Схема строения аргиллизитовых золоторудных залежей месторождения Подголечное. Принципиальный разрез

Из проб было выделено и изучено 675 золотин. Золото большей своей частью тонкое. Основная часть золотин представлена цементационными мелкоячеистыми выделениями. Это сростки ксеноморфных мелких частиц золота с неровной мелкоячеистой поверхностью и ответвлениями, между которыми заключены зёрна и обломки сульфидов (гидрооксидов) железа. Отмечаются прожилково-плёночные выделения в трещинных полостях и межзерновых интерстициях. Дендриты, как правило, представлены плоскими одноствольными формами, с хорошо выраженным центральным стволом и немногочисленными боковыми ветвями. Наличие таких выделений свидетельствует о малоглубинных условиях формирования золота. Встречены также кристаллы золота с неотчетливо проявленными кристаллическими формами. Прочие выделения представлены каркасными и друзовидными сростками, брусковидными и проволковидными кристаллами.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ НА КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ АЛМАЗОВ

Остафийчук Н. Н., Кисель Е. А.
Житомирский государственный технологический университет

Территория Украины входит в состав Восточноевропейской кимберлитовой провинции и является перспективной на выявление в ее пределах месторождений алмазов. Проявления кимберлитового магматизма на территории Украины известны в трех районах – на севере Волыно-Подоллии (Кухотсковопольско-Серховский район), в центральной части Украинского щита (УЩ) и в Приазовье. В пределах УЩ известен также ряд импактных структур в метаморфизованных породах которых установлены алмазы импактного типа. Не обнаружены пока в коренных породах проявления метаморфогенных алмазов. Кроме того, в осадочных породах имеются находки алмазов проблематичного генезиса связанные, скорее всего, с нетрадиционными первоисточниками [5, 2].

Волыно-Подольский район расположен на северо-западном склоне УЩ, в зоне его соединения с одноименным рифей-среднепалеозойским авлакогеном. Для этой территории характерна система широтных, меридиональных, северо-восточных и северо-западных глубинных разломов, которые образуют складчато-блоковое строение фундамента. Кристаллический фундамент в пределах района являет собой ядро древней консолидации земной коры, частично преобразованное в позднем архее – раннем протерозое, то есть это протерозойский кратон [5].

Северо-Западный район находится в северной части УЩ в зоне соединения с Припятской рифтогенной структурой. Охватывает Овруцкий, Белокоровичский и Вильчанский авлакогены и смежные с ними части кратонов, стабилизировавшиеся в архее и раннем протерозое. Наличие глубинных разломов и зон пересечения рифтогенных структур, различных аномалий центрального типа, пониженные значения теплового потока, широкое развитие ультрабазит-базитовых образований, в том числе субщелочных и щелочных вулканитов основного состава, тел ультраосновных пород позволили отнести район к числу высокоперспективных по региональным критериям [2, 3, 4].

Центральный район расположен на юго-востоке Правобережной Украины, в пределах Кировоградского и Приднепровского геоблоков, соответственно с протерозойским и архейским возрастом кратонизации коры. Район расположен на границе двух геоблоков, Головановской и Западно-Ингулецкой шовных зон, что выражено в развитии мощных зон мантийных разломов ортогональной и диагональной систем и сложных узлов их пересечения [1, 2]. Для района характерно широкое развитие даек, образующих два поля и целый перечень зон разной ориентации, отвечающих основным направлениям разрывных нарушений. В районе города Кировограда, в зоне одноименного разлома, выявлены дайки мощностью 5-7 м кимберлитовых пород и пикрит-кимберлитов. По химическому составу эти породы подобны кимберлитам Якутии и Южной Африки, содержат хромшпинелиды, аналогичных по составу таковым из кимберлитов Якутии, лампроитов Австралии и кимберлитов Приазовья [2, 4, 5]. Данный район по всем региональным критериям и наличием продуктов кимберлитового и лампроитового магматизма по оценкам многих авторов является одним из наиболее перспективных на территории Правобережной Украины, но, в сравнении с другими, относится к наименее изученным.

По возрасту алмазоносные формации Украины распределяются от верхнего протерозоя до четвертичного времени (таблица 1). Алмазы различных генетических типов обнаружены в разновозрастных терригенных отложениях Волыно-Подоллии, северной окраины Украинского щита, Среднего Приднепровья, Северного Причерноморья, Донбасса и Приазовья [1, 2, 3, 4]. Алмазы кимберлит-лампроитового и метаморфогенного типов присутствуют в осадочных образованиях всех регионов, составляя до 90 % от общего количества обнаруженных

кристаллов. Импактные алмазы в терригенных отложениях встречаются значительно реже, они выявлены в циркон-ильменитовых россыпях Среднего Приднепровья и Побужья.

Таблица 1 – Распространение индикаторных минералов в разновозрастных отложениях

Свита	Возраст	Литологический тип осадков	Характеристика индикаторных минералов	
			пиропы	алмазы
Балтская	N	алювиальные отложения	неизношенные мелкие зерна и обломки 0,4-1 мм, наиболее распространены пиропы сиреневого и красного цветов, реже малиновые, лиловые, фиолетовые	обнаружено около 50 алмазов размером от 0,125 до 0,51 мм, бесцветные и зеленовато-желтые обломки кубических кристаллов и более сложных комбинированных форм
Исаевская	C	гравелиты, песчаники	мелкие зерна 0,3-0,5 мм (до 100 и больше зерен на 20 л породы)	0,15 до 1,2 мм
Ольчедаевская	V	кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов	обломки 0,2-0,8 мм несколько десятков зерен в пробах весом 5-20 кг	единичные зерна
Горбашевская		песчаники	мелкие зерна, бледноокрашенные	—
Белокоровичская	PR	конгломераты, гравелиты, песчаники	неокатанные мелкие зерна, малохромистые	выявлено 80 алмазов размером от 0,1 до 4,0 мм, по физическим и кристалло-морфологическим свойствам алмазы соответствуют кимберлитовому и лампроитовому типам.

Геологические исследования свидетельствуют о высокой перспективности территории Украины на выявление алмазоносных кимберлитовых трубок. На сегодняшний день, с учетом изученности, всестороннего анализа геолого-геофизической информации проведено районирование территории Украины на выявление коренных источников алмазов.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Гейко Ю. В., Металиди В. С., Приходько В. Л. Перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита // Мінеральні ресурси України. 1999. № 3. С. 13-15.
2. Гурський Д. С., Металіди В. С., Приходько В. Л., Гейко Ю. В. Перспективи корінної алмазоносності Правобережної України // Мінеральні ресурси України. 1999. № 3. С. 5-9.
3. Князьков А. П., Малый А. В. Кимберлитовые породы Приазовья // Труды междунар. науч.-практической конф. «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь – Судак, 21-23 сентября 1999 г. – Симферополь, 2000. С. 102-105.
4. Подвысоцкий В. Т., Остафийчук Н. Н., Чашка А. И. Концепция формирования алмазоносных формаций древних платформ как основа прогнозирования и поисков месторождений алмазов на территории Украины // Геолог України. 2012. № 3 (39). С. 49-55.
5. Чашка А. И., Тарасюк О. Н., Смирнов Г. И., Князев Г. И., Палкин И. Е. Алмазоносные формации и алмазоносные районы Украины // Труды междунар. науч.-практич. конф. «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь – Судак, 21-23 сентября 1999 г. – Симферополь, 2000. – С. 81-88.

КВАРЦИТОБРЕКЧИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦИТОВ «ГОРА КАРАУЛЬНАЯ» (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Слободчиков Е. А., Бобина Т. С.
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет».

Месторождение кварцитов «Гора Караульная» находится в 4 км к западу от г. Первоуральска и располагается в зоне Главного уральского разлома (ГУР), разделяющего Центральную-Уральскую и Тагильскую зоны Урала. Зону ГУР здесь выполняют поставленные на голову филлитовидные углеродистые и безуглеродистые сланцы альбит-хлорит-серицит-кварцевого и хлорит-серицит-кварцевого состава, включающие линзообразные тела мономиктовых и углеродистых кварцитов. В дальнейшем для краткости названные сланцы будут называться филлитами. Кварцитовые тела месторождения имеют форму крупных линз (до 1300 × 200 м в плане), залегают согласно с текстурной неоднородностью вмещающих пород и вместе с вмещающими породами образуют моноклираль, погружающуюся на юго-восток под углами 50-70 градусов.

Контакты кварцитов с вмещающими породами не зависимо от формы и размера тел всегда резкие. Часто они сорваны, то есть, совмещены с зонами параллельного контакту интенсивного расщепления и дробления пород, или окаймлены кварцит-филлитовыми тектоническими брекчиями.

Все кварцитовые тела интенсивно и, видимо, неоднократно обдавлены. На это указывает то же интенсивное расщепление вмещающих пород вблизи контактов с кварцитовыми телами, разлинзование (будинирование) мелких уплощенных кварцитовых тел, наличие во вмещающих породах, а иногда и на поверхности мелких кварцитовых тел, складок волочения (набегания и сбегания), примеры «внедрения» (задавливания) филлитов в трещины отрыва в кварцитах. Кроме этого, сами кварциты несут следы интенсивного раздавливания, проявленного в сильно уплощенной форме филлитовых включений, ориентированных параллельно контактам кварцитовых тел.

Часто в кварцитах, обычно у контакта с вмещающими филлитами, наблюдаются своеобразные брекчиеподобные породы, матриком которых является кварцит, а сильно уплощенные (раздавленные), обломки представлены углеродистым филлитом. Размер обломков варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров (иногда, нескольких дециметров). Крупные обломки из-за сильного раздавливания выглядят как сильно уплощенные линзы. Обычно наблюдается выдержанность размера обломков в пределах достаточно крупных объемов, охватывающих полностью небольшое кварцитовое тело или зальбанд крупного (тела). За брекчиеподобный облик эти породы названы кварцитобрекчиями.

Кварцитобрекчии, имея облик брекчий, тем не менее, не являются ни тектоническими, ни метаморфизованными осадочными брекчиями. У тектонических брекчий – обломочных образований, являющихся продуктом дробления пород в зоне разрывных нарушений, пространство между обломками заполнено частицами тех же, но более мелко раздробленных пород или жильным материалом (5). У кварцитобрекчий не наблюдается ни того, ни другого. При большом количестве обломков (обычно сильно уплощенных), кварцитобрекчии отдаленно напоминают милониты – породы шовных зон разломов. Но у милонитов цементирующий материал сложен тонкораздробленной породой того же состава, что и обломки, что придает ему высокую пластичность и способность к проявлению листоватости и флюиальности. В кварцитовом цементе кварцитобрекчий, в отличие от цемента милонитов, никакой ориентированной текстуры не проявляется. Кроме того, кварцитобрекчии приурочены не к тектоническим нарушениям, а к «эндоконтактовым» зонам кварцитовых тел, иногда мощностью до нескольких метров. В некоторых случаях кварцитобрекчии выполняют целиком самостоятельные не крупные тела.

Настоящие тектонические брекчии такого же кварцит-филлитового состава широко распространены на месторождении, но они приурочены к участкам срыва контактов

кварцитовых тел и к тектоническим нарушениям, пересекающим переслаивающиеся кварциты и филлиты, располагаясь за пределами кварцитовых тел. В этих брекчиях обломки представлены кварцитом, а матриксом является филлит.

Кварцитобрекчии не являются также метаморфизованными осадочными брекчиями или базальными конгломератами на песчано-кварцевом цементе, поскольку трудно представить, что в хорошо отсортированных кварцевых песках первичного субстрата кварцитов могли сохраниться не устойчивые к истиранию обломки пелита, часто соизмеримые с кварцевыми песчинками (если исходный субстрат кварцитов считать осадочной породой).

По своему внутреннему строению кварцитобрекчии напоминают породы приконтактных зон интрузий (эруптивные брекчии) с ксенолитами, захваченными внедрившейся магмой, или кимберлиты – гипабиссальные ультраосновные породы с непереработанными обломками вмещающих пород, и внедрение которых сопровождалось взрывом. Значит и кварцитобрекчии могли возникнуть при захвате обломков филлитов слабовязкой субстанцией кремниевого состава. Существование в земной коре столь больших масс кремниевого геля, необходимых для образования рассматриваемого месторождения, представить трудно, поэтому можно принять к рассмотрению предположение, что дометаморфический субстрат кварцитов и кварцито-брекчий был образован в результате внедрения в дезинтегрированную филлитовую толщу кварцевого расплава.

Используя представления Ю. А. Колясникова [2] о деполимеризации силикатных расплавов в результате их протонной активации водородом «водородного дыхания Земли» и представления ряда исследователей [1, 3, 4] о возможности ликвационного разделения силикатной магмы на расплавы простого состава, можно допустить образование кварцевого расплава из ликвирующей базальтовой магмы, быстрый подъем его с подкоровых уровней в верхние горизонты земной коры, внедрение со взрывом за счет энергии фазовых переходов водорода и захват расплавом диспергированного взрывом филлитового материала.

Существенным признаком, подтверждающим такой механизм образования кварцитобрекчий, является наличие в кварцитах реликтов кварцевого стекла.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Делицын Л. М. Ликвационные явления в магматических системах. – М.: ГЕОС, 2010. 222 с.
2. Колясников Ю. А. Проблемы магматизма и эволюции вещества Земли. Препринт. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 78 с.
3. Малышев А. И. Сера в магматическом рудообразовании. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. 189 с.
4. Хитаров Н. И., Пугин В. А. Ликвация в природных силикатных системах // Геохимия. 1978. № 6. С. 803-819.
5. Геологический словарь. Т. 1. – М.: Недра, 1978.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ В ЗОНЕ СЕРОВСКО-МАУКСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-КРАСНОУРАЛЬСКОЙ ПЛОЩАДИ, СРЕДНИЙ УРАЛ)

Некрасова А. А.

ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Серовско-Маукский глубинный разлом является одним из крупнейших на восточном склоне Урала, разделяя Тагильский и Восточно-Уральский мегаблоки. Сегмент этой разломной структуры (~ 60 км), ограниченный с юга р. Тагил, а с севера – р. М. Емех богат на россыпи различного генезиса, преимущественно комплексные Pt-Au, которые в той или иной степени обрабатывались с 20-х годов XIX века, но и на сегодняшний день не потеряли своего промышленного значения.

В пределах Северо-Красноуральской площади разломная структура представляет собой широкую зону, в осевой части которой расположен вытянутый в субмеридиональном направлении Восточно-Тагильский ультрабазитовый массив альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации, который имеет неоднородное блочное строение и участками насыщен полиформационными малыми интрузиями и дайками, преимущественно диоритового, габбро-диоритового состава, нередко с субщелочным уклоном. С массивом пространственно связаны многочисленные россыпи золота и платины, в основном аллювиальные и аллювиально-делювиальные ложковые, причем в северной части в сумме металлов обычно преобладают МПГ, которые представлены, преимущественно изоферроплатиной, в подчиненном количестве присутствуют природные осмий-иридиевые сплавы. Для россыпей характерно разнообразие и неоднородность источников [2].

По материалам поисковых работ на россыпное золото и платину и золотоносные коры выветривания в пределах Северо-Красноуральской площади автором проведено изучение морфологии и составов шлихового золота и платины, а также обломочной и тяжелой фракций шлихов на одной из ложковых россыпей (правый приток р. М. Емех) в пределах блока ультрабазитов в районе ст. Платина и р. Малый Емех.

В результате проведенных исследований установлено, что при общей тенденции уменьшения средних размеров зерен Au от истока к устью, наблюдаются выраженные вариации гранулометрического состава по россыпи (0,18-0,36 мм) (рисунок 1), что может свидетельствовать об участии в процессе формирования россыпи нескольких источников питания [5]. Степень окатанности металла варьирует в широких пределах – от ≤ 5 до 60-80 %, причем отсутствует тенденция увеличения окатанности от истока к устью (рисунок 1). Это не характерно для обычных ложковых россыпей. По всей видимости, хорошо окатанный металл унаследован из размытых прибрежно-морских (мел-палеогеновых) и частично озерно-аллювиальных (нижне-миоценовых) отложений, а «минимумы» средней окатанности связаны с привнесением металла рудного облика из вскрытых поперечной тектоникой рудоносных зон. Примечательны также заметные колебания коэффициента кристалличности золота, особенно в центральных частях россыпи, при этом отчетливо видна тенденция его увеличения от истоков к устью лога, что так же может быть связано с поступлением «свежего» рудного металла [3, 4].

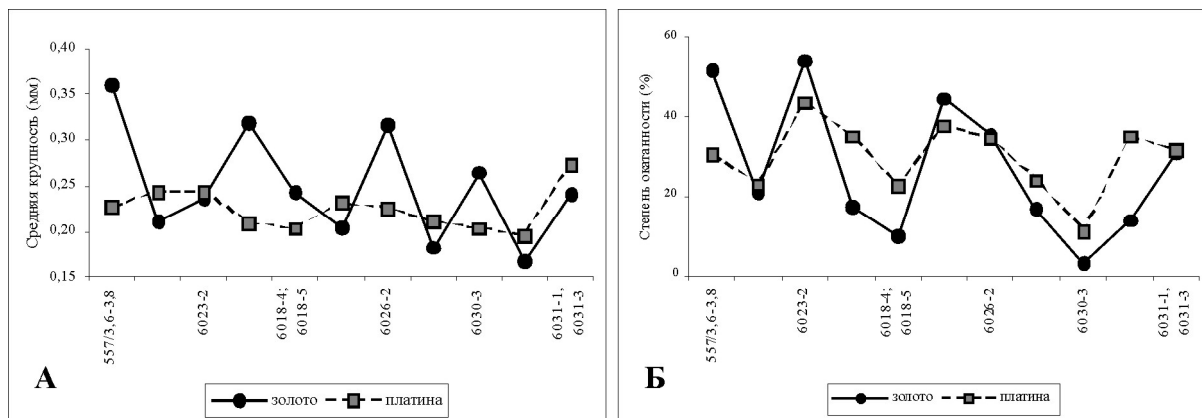


Рисунок 1 – Изменение средней крупности (А) и степени окатанности (Б) шлихового металла в россыпи Степанов Лог (исток-устье)

Здесь же на отдельных участках долины наблюдалась примесь золота (реже платиноидов) рудного облика, в том числе палладистого золота, электрума и ртутистого кюстелита, образование которых связано с «молодыми» рудными процессами [1].

Особенности морфотипов и разнообразие составов, как золота, так и платины свидетельствует о наличии разных генетических типов коренных источников обоих металлов (в том числе, вероятно, одного комплексного), относящихся к разным этапам рудообразования в широком временном интервале – от нижнего-среднего палеозоя до рубежа мезозойской и кайнозойской эпох.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Азовскова О. Б., Михайлов А. П., Некрасова А. А., Зубков А. И. Особенности формирования золотоносных рудно-россыпных систем в зонах долгоживущих глубинных разломов (на примере Серовско-Маукского разлома, Средний Урал) // Золото Северного обрамления Тихого океана. II Международный горно-геологический форум, посвященный 110-летию со дня рождения Ю. А. Билибина. Тезисы докладов горно-геологической конференции, Магадан, 3-5 сентября 2011 г. С. 49-51.
2. Золоев К. К., Волченко Ю. А., Коротеев В. А. [и др.]. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. – Екатеринбург: 2001. 199 с.
3. Некрасова А. А., Азовскова О. Б. Вещественный состав золота и платины из россыпей в северной части Восточно-Тагильского ультрабазитового массива, возможные коренные источники металла // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти ак. П. Н. Червинского, сборник научных статей. Вып. 13. Пермь, 2010. С. 120-126.
4. Некрасова А. А., Азовскова О. Б., Малогин А. А., Михайлов А. П. Анализ условий формирования и возможных источников комплексных золото-платиновых россыпей в пределах Северо-Красноуральской площади (на примере россыпи Степанов Лог) // XIV чтения памяти акад. А. Н. Заварицкого. Петрогенез и рудообразование. Материалы научной конференции 20-22 октября 2009 г. (сборник научных трудов). Екатеринбург, 2009. С. 217-220.
5. Николаева Л. А., Гаврилов А. М. [и др.]. Типоморфизм самородного золота. Методические рекомендации для ГРП. – М.: ЦНИГРИ, 2003. 70 с.

РИОЛИТ-ГРАНИТНАЯ АССОЦИАЦИЯ АТЕРТУМП-НЯЙСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ И ЕЁ МЕТАЛЛОГЕНИЯ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Дёмина Л. А., Курчавов В. В., Прокопчук Д. И., Афанасьев Э. А., Ушаков А. М.
Научный руководитель Душин В. А., д-р геол-минерал. наук, профессор
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

В геологическом строении Атертумп-Няйского междуречья (Приполярный Урал), относящегося к Ляпинской структурно-формационной зоне (СФЗ), участвуют допалеозойские вулканогенно-осадочные отложения хобеинской ($RF_{2,3}hb$), мороинской (RF_3mr), саблегорской свит (RF_3-V_1sb), а также с востока примыкающие к ним ранне-палеозойские вулканогенно-сланцевые толщи (саранхапнерская свита) Лемвинской СФЗ. Хобеинская свита сложена белыми и светло-серыми кварцитами, известковистыми и арзовыми песчаниками, полосчатыми сланцами. Мороинская свита представлена хлорит-серицит-альбит-кварцевыми алевролитами, метабазальты, реже серо-зелеными песчаниками с линзами доломитов. Саблегорская свита преимущественно вулканогенная - лавы, кластолавы и туфы риодацитов и риолитов. Саранхапнерская свита сложена осадочными породами - зелеными метаалевролитами, песчаниками и конгломератами. К интрузивно-субвулканическим образованиям района принадлежат породы пожемского риолитового комплекса. Среди вышеперечисленных отложений широко развиты породы кислого состава. К сожалению, до настоящего времени их фациальная и формационная принадлежность остается под вопросом [1].

Полевыми работами Северной НИГЭ, проводимыми в рамках ГДП-200 листа Р-40-ХП, нами изучены коренные выходы пород кислого состава в бассейнах рек Няйсмыня, Ятъя, Матум-Тахамтамья и их притоках, кроме того были обработаны данные предшественников – осуществлявших поисковые работы в бассейне реки Атертумпья, где широко развиты кварцевые диориты, фельзиты, микроклиновые граниты, риолиты.

Кислые породы характеризуются повышенной радиоактивностью от 32 до 45 мкРг/ч, а магнитная восприимчивость колеблется в пределах от 5,6-12 до $70-1170 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Макроскопически фельзиты обладают красно-коричневыми, лиловыми цветами с полосчатой, реже флюидальной текстурой. Структура пород, как правило, афанитовая, редкопорфировая. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом (0,1-0,25 мм), кварцем (0,02-0,2 мм), биотитом (0,1-0,2 мм), их количество и размер зависят от положения риолита в лавовом потоке.

Риолит – светло-серого цвета, текстура массивная, структура порфировая, реже флюидальная. Микроструктура сферолитовая. Сферолиты (80 %) в виде радиально-лучитых округлых «зерен», «плавают» в кварцевом мезостазисе. В шлифах отмечен биотит в виде тонких извилистых чешуй (<1 %). Плеохроизм последнего от бесцветного до оливково-зеленого цвета. Акцессорные минералы – циркон, гематит, магнетит, эпидот, гранат.

В протолочке 12-402 риолитов минералогическим анализом установлены следующие минералы: циркон, кальцит, колумбит-танталит, ортит. Кроме того, в тяжелой фракции присутствуют обломки пород с гематитом и магнетитом.

Петрохимически кислые породы характеризуются высокими содержаниями кремнезема (до 77 %) и щелочей (до 11 %), по соотношению которых (рисунок 1) они относятся к щелочным, умеренно-щелочным и нормально-щелочным разностям.

Количественные петро-геохимические исследования позволили выделить в составе ассоциации кислых пород Атертумп-Няйского междуречья три самостоятельных группы: высокоредкоземельных (ΣREE от 678,07 до 1238,8), умеренноредкоземельных (ΣREE от 99,81 до 293,01) и низкоредкоземельных (ΣREE от 149,35 до 158,86), принадлежащих соответственно атертумпскому, матумскому и саранхапнерскому комплексам.

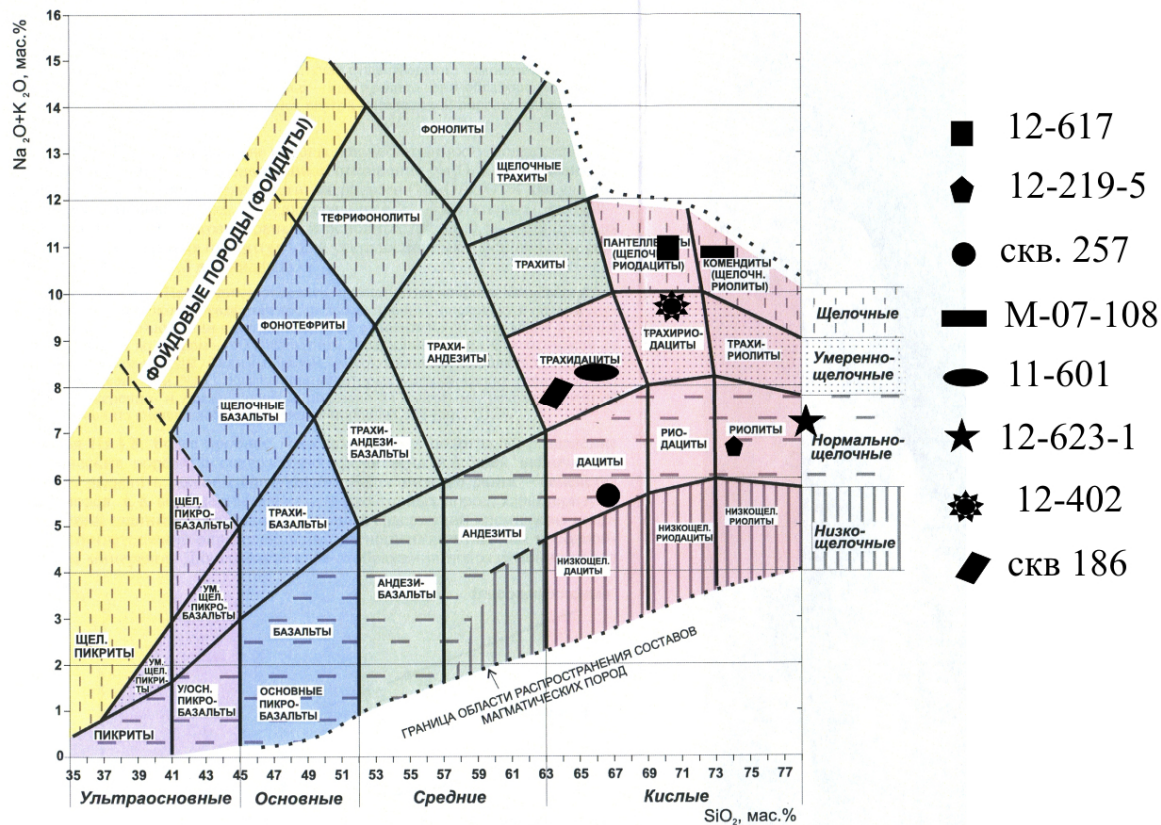


Рисунок 1 – Диаграмма сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации магматических (вулканических) горных пород [2]

Металлогения риолит-гранитной ассоциации обусловлена связью с ней проявлений золота и редких металлов.

По всем приведенным показателям данные образования относятся к субплатформенным образованиям рифтогенной природы.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палео-континентального сектора севера Урала. – М.: Недра, 1997.
2. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
3. Региональная геология и металлогения. Вып. № 42. – СПб., 2010.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ МАНЬХАМБОВСКОГО БЛОКА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Курчавов В. В., Дёмина Л. А., Афанасьев Э. А.

Научный руководитель Душин В. А., д-р геол.-минерал. наук, профессор
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Кислый эффузивный магматизм достаточно широко распространен в обрамлении Маньхамбовского блока. Вместе с тем данные о кислых вулканитах часто противоречивы и существует необходимость уточнения их формационной принадлежности и отнесения их к свитам и комплексам, уточнения их металлогении. В рамках ГДП-200, проводимого на Маньхамбовской площади, северной экспедицией (СНИГЭ) откартированы и опробованы тела риолитов, в результате чего получены новые данные, необходимые для решения поставленных задач. Породы часто сложно различить макроскопически, поэтому значительную роль в диагностике играют аналитические методы исследований.

По данным высокочувствительного метода ICP-MS построены диаграммы содержаний лантаноидов в породах. В зависимости от характера графиков можно разделить их на четыре типа. Первый характеризуется выположенной формой с незначительным преобладанием LREE, $(La/Yb)_N$ порядка 2,7-5,0, без выраженной европиевой аномалии $Eu/Eu^* \approx 0,6-0,8$. Второй отличается значительно большей дифференцированностью, что подтверждается отчетливым европиевым минимумом [1] $Eu/Eu^* \approx 0,05-0,15$, обогащением легкими лантаноидами относительно тяжелых $(La/Yb)_N = 5,3-7,3$. Особенностью третьего тренда является повышенное примерно на порядок содержание редкоземельных элементов (до 1300 г/т), особенно легких при относительно небольшом дефиците европия. Специфика четвертого типа состоит в симметричной V-образной форме графиков с примерно равными содержаниями легких и тяжелых лантаноидов $(La/Yb)_N = 1,3-3,4$ с закономерным увеличением содержаний относительно европия (рисунок 1). Замечено, что тренды с глубокой отрицательной европиевой аномалией свойственны обстановкам растяжения.

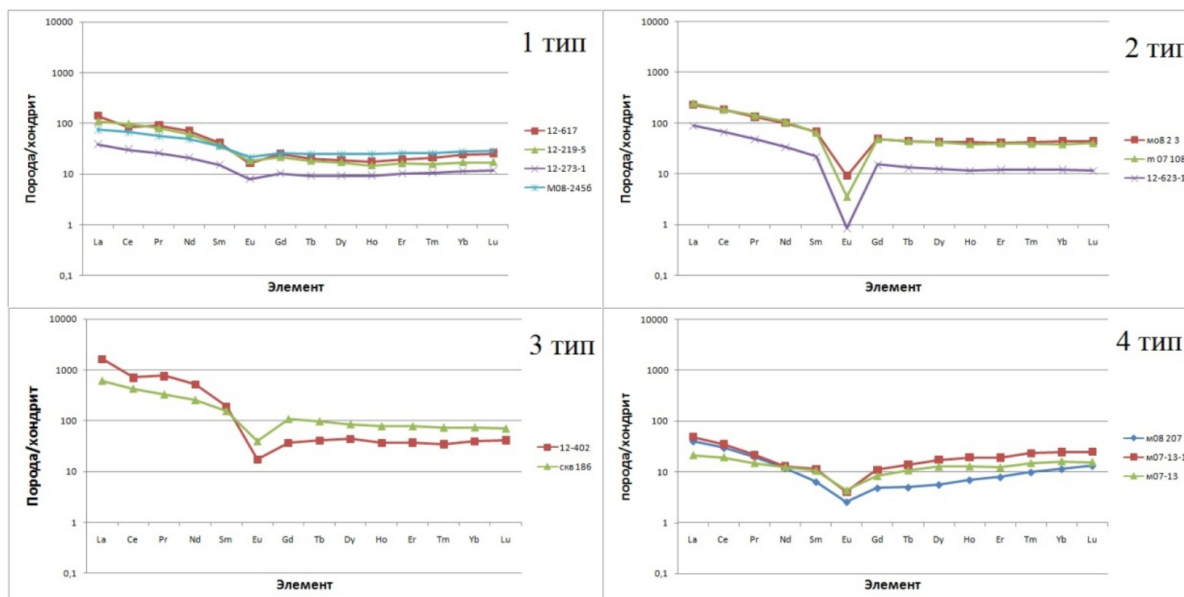
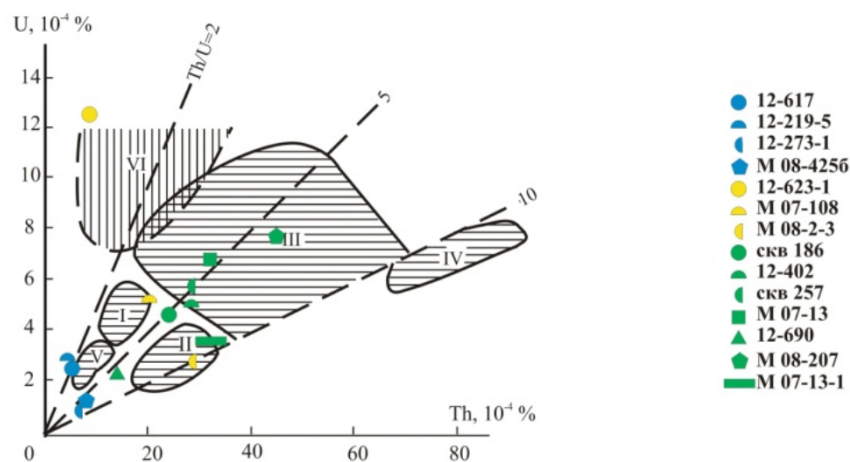


Рисунок 1 – Нормированное к составу хондрита распределение REE в риолитах

Выделенные совокупности также несколько различаются по своей геохимии: породы первого типа содержат пониженные по сравнению с другими концентрации таких высоkozарядных элементов, как Y, Zr, Nb, Ta и несколько повышенные Rb. Это может быть характерно для магм, образовавшихся в условиях деструктивных границ плит [2]. На дискриминационных диаграммах в координатах Rb-Y+Nb и Nb-Y фигуративные точки также заняли разные области. Породы первого типа близки обстановкам островных дуг и коллизии, а все остальные – внутриплитным. Исследуемые риолиты относятся к известково-щелочной и высококалийевой известково-щелочной группам, причем первая характерна для пород со слабо дифференцированным распределением РЗЭ. Поведение радиоактивных элементов тоже имеет свои особенности. На диаграмме важнейших радиохимических типов гранитов обозначились 2 группы точек. Первая характеризуется недостатком урана и тория, а вторая ложится в области нормально- и повышеннорadioактивных гранитоидов (рисунок 2). Торий-урановое отношение (за исключением пробы № 12-623-1) колеблется в пределах 2-10, что характерно для неизмененных пород [3]. Так как хорошо известна закономерность, выраженная в увеличении количества радиоактивных элементов в ряду островные дуги-коллизия-рифты и «горячее точки» [3], то можно предположить, что выделенные совокупности формировались в различных геотектонических условиях.



I – нормальноradioактивные граниты, Th/U = 2,5-4,5; II – повышеннорadioактивные граниты; III – высокорadioактивные лейкократовые граниты редкометального типа, Th/U = 5-10; IV – высокорadioактивные граниты, Th/U > 10; V – слаборadioактивные граниты, гранодиориты, плагнограниты, Th/U < 2-3; VI – лейкократовые граниты, Th/U << 1-2

Рисунок 2 – Положение фигуративных точек исследуемых пород на диаграмме важнейших радиохимических типов гранитов

Приведенные данные свидетельствуют о неидентичных условиях формирования исследуемых пород. Хорошо заметно, что выборка отчетливо делится на две части, различающиеся по своим характеристикам. Первая совокупность с долей вероятности может быть отнесена к деструктивной обстановке, в пользу чего может говорить незначительный европиевый минимум, низкие содержания РЭ, принадлежность к известково-щелочному семейству. С другой стороны, повышенные концентрации некоторых высоkozарядных и радиоактивных элементов, высококалийевая известково-щелочная серия пород, дифференцированный тренд распределения РЗЭ может говорить о внутриплитном происхождении магматитов второй группы.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976.
2. Волчек Е. Н., Ширококова Т. И., Медведева Т. Ю. К вопросу о геохимии палеозойских кислых вулканитов севера Урала // Петрология и вулканология, Ежегодник-2000.
3. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. – Л.: Недра, 1974.

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО НАДВИГА В ДОЛИНЕ Р. МАЛЫЙ ХАНМЕЙ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Гибадулина Е. Н., Мотовилова А. И., Костюкович К. Е.

Научный руководитель Никулина И. А., канд. геол.-минерал. наук, доцент
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Главный Уральский надвиг (ГУН) является крупнейшей региональной структурой Урала. Одна из его ветвей восток-северо-восточного (субширотного) простирания образует северную границу Войкарского синклинория. Эта граница пересекается долиной р. Малый Ханмей в 1 км южнее его слияния с р. Евъеган. Меридионально ориентированный отрезок каньонообразной долины вскрывает зону надвига вкрест его простирания и обнажает разрез тектонитов по всей мощности нарушения. Северная часть разреза сложена древними метаморфическими породами ханмейхойской свиты нижнего протерозоя ($PR_{1/n}$), южная часть – надвинутыми на них интрузивными образованиями палеозоя. В осевой части надвига залегает небольшая протрузия гипербазитов райизско-войкарского комплекса ($O_{1-2/rv}$), превращенных в серпентиниты и интенсивно раздробленных. В южном направлении серпентиниты через комплекс параллельных даек сменяют габброиды конгорского комплекса (D_1/k) и кварцевые диориты собского комплекса ($D_{1-2/s}$). Северное крыло надвига представлено тектонитами, сформировавшимися по амфиболитам ханмейхойской свиты. Дислокации, связанные с надвигом, прослеживаются на расстояние около 250 м от осевой протрузии серпентинитов. Непосредственно в контакте с серпентинитами обнажаются гранатовые амфиболиты, затем углеродистые сланцы, полевошпат-хлорит-мусковитовые сланцы и снова гранатовые амфиболиты, которые сменяются уже безгранатовыми типоморфными амфиболитами ханмейхойской свиты. В толще встречаются также прослои metabазальтов мощностью от первых сантиметров до первых метров. По-видимому, зона надвига имеет сложное строение. Ханмейхойские амфиболиты, превращенные в гранатовые разности, включают тектонические пластины разного состава – metabазальтовые, черносланцевые, полевошпат-слюдисто-сланцевые. Все породы падают по юг-юго-восток по азимутам от 125 до 180° под углами от 32 до 60°.

Для изучения особенностей строения зоны ГУНа был использован метод массовых замеров мелкой трещиноватости. Анализ мелкой трещиноватости позволяет решать самые разные геологические задачи, в первую очередь, определение плана тектонических деформаций, то есть ориентировки основных осей тектонических напряжений. Трещины измерялись в скальных коренных обнажениях вдоль берега р. М. Ханмей на пяти станциях, расположенных в разных породах (с севера на юг): в неизмененных амфиболитах в 250 м от оси надвига, в гранатовых амфиболитах в 50 м от оси, в серпентинитах осевой зоны, в габбро в 300 м и в кварцевых диоритах в 600 м южнее надвига. На каждой станции было сделано около 300 замеров. При этом фиксировались азимут падения, угол падения, длина, мощность, характер поверхности и минеральное заполнение трещин. Замеры анализировались по методике А. В. Королева и П. А. Шехтмана. В основе методики лежит модель куба деформаций. Согласно этой модели, главные оси тектонических деформаций располагаются следующим образом: ось сжатия Б – горизонтально, ось растяжения В – перпендикулярно ей и также горизонтально, ось высвобождения А – вертикально вверх, перпендикулярно осям Б и В. Результаты массовых замеров трещин обрабатывались с помощью круговых диаграмм. Расположение полюсов плотности трещиноватости позволяет определить основные плоскости смещения и направление осей тектонических деформаций. Для определения кинематики разлома на круговых диаграммах отстроены полюса мощности трещин. Смещение полюсов мощности относительно полюсов плотности трещиноватости по азимуту падения отражает направление движений по трещинам в плане, а по углу падения – в разрезе. Анализ этих перемещений позволяет судить о кинематике разлома. Полученные результаты приводятся ниже в таблице 1.

Таблица 1 – Результаты анализа мелкой трещиноватости. Малоханмейский участок

№ пп	№№ станций	Горные породы	Ориентировка оси сжатия, °	Направление перемещений	
				горизонтальных	вертикальных
1	8	Амфиболиты	312	правый сдвиг	взброс, сброс
2	3	Гранатовые амфиболиты	328	левый сдвиг	взброс, сброс
3	5	Серпентиниты	300	правый сдвиг, левый сдвиг	взброс, сброс
4	4	Габбро	300	левый сдвиг	сброс
5	9	Кварцевые диориты	45	правый сдвиг	взброс

Обобщение представленных данных позволило сделать следующие выводы.

1. Планы деформаций в породах северного и южного крыльев надвига резко различаются.

Формирование северного крыла надвига, сложенного древними ханмейхойскими амфиболитами, происходило в условиях северо-западного сжатия. Расположение полюсов систем трещин показывает, что смещение носило одноосный характер и было направлено с юго-востока на северо-запад. Особенно ярко эта особенность проявилась в гранатовых амфиболитах, непосредственно прилегающих к зоне разлома (станция № 3), где подавляющее большинство трещин имеет юго-восточное падение. Такой характер деформаций соответствует океанической обстановке раннего-среднего ордовика.

2. В райизско-войкарских серпентинитах и залегающих к югу от них конгорских габброидах расположение систем трещин в целом также отражает северо-западную ориентировку оси сжатия, однако полюса располагаются на круговой диаграмме относительно равномерно. Первичная трещиноватость серпентинитов обусловлена, очевидно, ордовикским океаническим этапом. Становление в раннем девоне в островодужный этап габброидов сопровождалось внедрением в серпентинитовое тело параллельных даек и, по-видимому, возникновением новых систем трещин, наложенных на первичные и усложнивших структурный рисунок трещиноватости.

3. В краевой части Собского массива ранне-среднедевонских диоритов, в пределах которой находится станция № 9, характер поля тектонических деформаций полностью отличается от описанных выше. Ось сжатия здесь имеет северо-восточную ориентировку. Трещиноватость кварцевых диоритов представляет собой кливаж, обусловленный северо-восточными разломами, рассекающими Собский массив на систему тектонических блоков.

4. Кинематика трещинных деформаций в зоне надвига крайне сложна и неоднозначна, что является следствием длительности и многостадийности формирования надвиговой структуры.

5. Таким образом, северо-восточная ветвь Главного Уральского надвига, вскрытая долиной р. М. Ханмей на Полярном Урале, представляет собой долгоживущую региональную шовную зону, образованную серией тектонических пластин разного состава, возраста и генезиса, формирование которой происходило с начала до себредины каледоно-варисского тектоно-магматического цикла в течение нескольких последовательных стадий.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ УЧАСТКА «ЮЖНЫЙ»

Ушаков А. М., Демина Л. А.

Научный руководитель Бурмако П. Л., канд. геол.-минерал. наук, доцент
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Редкометалльное проявление «Южное» располагается на восточном склоне Северного Урала и административно входит в состав Березовского района Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области. Продуктивная площадь находится в экзоконтактной зоне массива Маньхамбо на левом берегу реки Няйс, на южном продолжении зоны, слагающей проявление «Турман». Геологическое строение рудопроявления характеризуется сложным многофазным характером, как вмещающих пород, так и рудоносных метасоматитов.

В геологическом строении района принимают участие породы хобеинской свиты со структурным несогласием налегающие на гранитоиды Маньхамбовского массива. Породы обладают преимущественно массивными и полосчатыми текстурами. Отложения представлены белыми или светло-серыми кварцитами, аркозовыми метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами серицит-хлорит-кварцевыми, мусковит-альбит-хлорит-кварцевыми. В нижней части развиты линзы известковистых метапесчаников и линзы мраморов. В подошве свиты – линзы и пластовые тела метаконгломератов и метагравелитов. Обычно подразделяется на две посвиты: нижнюю – кварцитовидную, часто с полевошпат-кварцевыми песчаниками, кварцитами, местами с маломощной пачкой гравелитов и верхнюю – представленную ритмичным переслаиванием хлорит-альбит-кварцевых, хлорит-мусковит-кварцевых полосчатых сланцев («полосатики») с прослоями кварцитовидных песчаников. Образования хобеинской свиты имеют пестрый состав и значительную фациальную изменчивость. Повсеместно наблюдается замещение кварцитов – известковистыми кварцитопесчаниками, а полосчатых сланцев кварцитовидными песчаниками.

Граниты маньхамбовского комплекса представлены порфиroidными микроклин-пертитовыми разностями, а также порфиroidными гнейсогранитами, которые фиксируются в центральной части района, слагая осевую часть Маньхамбовского поднятия. Граниты локализируются в зоне пересечения древних глубинных разломов субширотного и северо-западного направлений.

Макроскопически граниты имеют исключительно порфиroidный облик, серый и зеленовато-серый цвет с розовыми и белыми вкрапленниками микроклина. Текстура пород от массивной до гнейсовидной, причем в приконтактовых областях они нередко превращены в гранитогнейсы. Наиболее распространенными являются биотитовые микроклин-пертитовые граниты. Чаще всего темноцветных минералов сравнительно мало, в результате чего граниты приближаются к лейкогранитовым разностям. В подчиненных количествах встречаются микропегматитовые разности и жильные аналоги: аплиты, мелкозернистые граниты.

Рудные метасоматиты участка «Южный» локализованы в метаконгломератах и метагравелитах, вскрытых канавами и рассечками. Минеральный состав рудоносных конгломератов и гравелитов, по данным изучения проб-протолок, представлен: магнетитом, ортитом, апатитом, ильменитом, биотитом, амфиболом, гранатом, гематитом, ильменорутилом, сфеном, уранинитом, халькопиритом, пирохлором, цирконом, торитом, пироксенами.

Минеральный состав метасоматитов. Во внешней зоне преобладают крупные выделения плагиоклаза, а также зерна серицита и мусковита, локализирующиеся в межзерновом пространстве плагиоклаза, в меньшем количестве присутствуют зерна кварца и микроклина.

В промежуточной зоне преобладает кварц и плагиоклаз, обрамленные мелкими чешуйками серицита, а так же встречаются зерна мусковита и редкие выделения микроклина. Появляется рудный минерал (гематит), встречающийся в качестве мелких ксеноморфных зерен.

Внутренняя зона сложена по большей части кварцем, со значительным содержанием серицита, количество плагиоклаза явно уменьшается, а содержание гематита возрастает, достигая 15 % и более, причем зерна приобретают самые разнообразные формы – ксеноморфную, лентообразную, округлую и линзовидную (таблица 1).

Таблица 1 – Метасоматическая колонка

№ зоны	Минеральный состав		Метасоматические изменения
	Главные	Второстепенные	
1 11-517-1	Мусковит (серицит) Олигоклаз Кварц Микроклин		Og → A Mk → A
2 11-517-2 11-517-3	Кварц Альбит Мусковит (серицит)	Гематит Микроклин Эпидот	
3 11-517	Кварц Гематит Мусковит (серицит) Альбит	Микроклин	A → K+M(C) Гематитизация

Подобная метасоматическая колонка может свидетельствовать о формировании радиоактивного и редкоземельного оруденения в результате дополнительной эйситизации конгломератов и гравелитов в зонах тектонических нарушений.

По содержанию редкоземельных элементов, определенных в результате ИСП-анализа, следует отметить, что их уровень в 100-10000 выше, чем в хондрите C₁. Наличие минимума по европию свидетельствует об интенсивных метасоматических преобразованиях при формировании рудоносных пород маньчжоуэинской свиты (Eu/Eu* = 0,15-0,54). С другой стороны явное преобладание количества легких РЗЭ, над тяжелыми (La/Yb = 2,9-9,0) свидетельствует об образовании рудных концентраций на заключительных стадиях формирования этих пород в результате их метасоматического преобразования.

На графике кларков концентрации отчетливо выделяется самая радиоактивная проба, по уровню содержания микроэлементов большинство значений превышает количество этих элементов в Земной коре. Структура графиков примерно одинакова, но можно выделить отчетливые максимумы по содержанию Sc, Zr, Nb, Ag, Pd, Te, Ir, Bi, Th и минимумы по Tl, Sr, As. В строении графиков также наблюдаются некоторые различия, например повышенные содержания Cu и Mn, а также несколько пониженное количество Be, Rb.

АНАЛИЗ АНОМАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ ВОДОЗАЩИТНОЙ ТОЛЩИ ЮЖНОГО ФЛАНГА ПОЛОВОДОВСКОГО УЧАСТКА ВКМС

Галинова Н. В.

Научный руководитель Бурмако П. Л., канд. геол.-минерал. наук, доцент
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Отработка запасов любых водорастворимых полезных ископаемых подземным горным способом в условиях, когда вышележающие отложения обводнены, предусматривает наличие водозащитной толщи (ВЗТ). Этот фактор определяет не только принципиальную возможность подземной разработки запасов солей, но и влияет на степень извлечения полезного ископаемого из недр, а также на безопасность функционирования рудника в целом. При этом значение имеет не только сам факт наличия ВЗТ и ее мощность, но и особенности строения, во многом определяющие условия ее безопасной подработки.

В условиях ВКМС ВЗТ представляет собой пачку соледержащих пород, залегающих между кровлей верхнего рабочего пласта и кровлей первого от поверхности пласта каменной соли (соляного зеркала). В ее состав входят – переходная пачка ((ПП) чередование пластов каменной соли с пластами мергелей (СМТ₁) – ВЗТ₃)), покровная каменная соль ((ПКС) относительно однородная пачка каменной соли, венчающая соляную толщу – ВЗТ₂)) и породы калийной залежи, залегающие над кровлей верхнего обрабатываемого пласта (ВЗТ₁). Безопасность калийного рудника зависит не только от мощности ВЗТ, но и от особенностей ее геологического строения, т. е. от полноты разреза, которая отражает внутреннюю структуру и интегральные физико-механические свойства.

Согласно «Указаниям..., 2010», основным признаком полноты строения ВЗТ является ее разрез:

- полный – ВЗТ₁ + ВЗТ₂ + ВЗТ₃;
- переходный – ВЗТ₁ + ВЗТ₂ + 0;
- неполный – ВЗТ₁ + 0 + 0.

Выделение слоев каменной соли и определение их мощности в ВЗТ выполняется на основе литолого-стратиграфической колонки скважин с учетом кривых гамма-каротажа (ГК) и нейтронного гамма-каротажа (НГК).

Кроме общей характеристики разреза ВЗТ в «Методических рекомендациях к «Указаниям..., 2010» приводится классификация локальных аномальных зон ее строения, которые по степени опасности их подработки разделяются на четыре группы:

- первая группа, при наличии которых не допускается ведение очистных работ;
- вторая группа, при наличии которых допускается отработка только одного сильвинитового пласта (как правило, пласта КрII) при допустимой степени нагружения междукамерных целиков ([С]) равной 0,3 и минимально допустимой суммарной мощности ненарушенных слоев каменной соли в ВЗТ ([М]) равной 20 м;
- третья группа, при наличии которых допускается ведение очистных работ по двум сильвинитовым пластам (с исключением из отработки, как правило, пласта В сильвинитового состава) при [С] = 0,3 и [М] = 20 м;
- четвертая группа, при наличии которых допускается ведение очистных работ без ограничения количества обрабатываемых пластов при [С] = 0,3 и [М] = 10 м.

С некоторой долей условности эти признаки могут быть разделены на две категории. В первую входят те, которые формируются под воздействием преимущественно экзогенных факторов – денудации, подземного выщелачивания соляных пород и их гипергенного преобразования. Ко второй категории относятся признаки, которые формируются под действием процессов, имеющих более удаленные и глубинные источники. Это – складчатость различных масштабов, разрывные дислокации, включающие и открытые трещины, зоны разубоживания и замещения, которые образуются при восходящей миграции подземных вод и обычно сопровождаются целым комплексом других явлений.

Признаки, относящиеся к этим двум категориям, выявляются и изучаются разными методами. Первые – практически исключительно по данным документации и опробования шахтных стволов и скважин, пройденных с поверхности. Признаки, отнесенные ко второй категории, также нередко устанавливаются таким способом, но основной объем информации по ним собирается после проходки подземных горных выработок. Таким образом, на данном этапе работы, достаточно всесторонне могут быть изучены в основном те признаки аномальности, которые относятся к первой категории.

Мощность ВЗТ над промышленными пластами в пределах площади участка меняется от 0,9 до 148,4 м. Минимальные мощности ВЗТ над основными промышленными пластами отмечены на западном склоне Малосурмогского поднятия, вблизи границы выклинивания калийной залежи. Максимальные значения этого параметра наблюдаются в центриклинальной части Чуринской брахисинклинали. Полный тип разреза ВЗТ распространен, главным образом, в пределах центриклинальной части Чуринской брахисинклинали. Площадь распространения неполного типа разреза ВЗТ с внешней стороны ограничена контуром распространения калийной залежи и характерна для периферии Пашковского купола, западного склона Малосурмогского поднятия, а также для сводовой части Харюшинского купола. Переходный тип разреза ВЗТ развит в виде узкой полосы, расположенной между участками развития двух других типов разреза.

К признакам, свидетельствующим об аномальном строении ВЗТ, относится также то, что в разрезах большинства скважин, ниже пласта Е, присутствуют гипергенные сильвиниты. Совокупность этих признаков, указывает на принадлежность рассматриваемых участков к зонам аномального строения ВЗТ первой группы, при наличии которых не допускается ведение очистных работ.

Зона аномального строения ВЗТ второй группы, характеризуется переходным, а также полным типами разреза ВЗТ с гипергенными сильвинитами ниже пласта Е. Следует также отметить, что по разрезу некоторых скважин отмечается сильвинитизация практически всех карналлитовых пластов в ВЗТ₁, что позволяет предполагать наличие поблизости крупной зоны замещения каменной солью. Наличие вышеуказанных признаков свидетельствует об аномальности строения ВЗТ, относящейся ко второй группе, при наличии которой допускается отработка только одного сильвинитового пласта (как правило, пласта КрII). Основными признаками, указывающими на аномальность строения ВЗТ третьей группы в зоне, представленной полным типом разреза, являются: неполный разрез 1-й ритмопачки ПП в ВЗТ₃, мощность которой изменяется в пределах 2,4-7,9 м; замещение каменной солью от двух до пяти сильвинитовых пластов в интервале промышленного горизонта, а также полный разрез ВЗТ с гипергенными сильвинитами в пластах И. Участок, прослеживающийся с северо-запада на юго-восток площади в виде узкого «коридора», характеризуется отсутствием продуктивных пластов К, И и З в районе скв. 15, 263 и приурочен к разрывному нарушению № 117. Длина «коридора» отсутствия продуктивных пород уменьшается с глубиной, и в пласте Ж влияния разрывного нарушения на литологию уже не наблюдается. Отмеченные особенности в соответствии с признаками, принятыми в «Методических рекомендациях...», указывают на принадлежность рассматриваемой области к зоне аномального строения ВЗТ третьей группы, наличие которой допускает отработку только двух сильвинитовых пластов.

Зона аномального строения ВЗТ четвертой группы характеризуется полным типом разреза ВЗТ с выклиниванием на соляном зеркале 2-й ритмопачки ПП ВЗТ₃. При отработке пласта В карналлитового состава, когда на начальной стадии имеет место значительная скорость оседания земной поверхности (50÷60 мм/год и более), процессы сдвижения могут привести к расслоению и смещению пород по глинистым (глинисто-мергелистым) прослоям на участках выклинивания 2-й ритмопачки. По образовавшимся ослаблениям (расслоению, смещениям) возможно проникновение надсолевых вод до кровли 1-й ритмопачки. Вследствие этого отмеченная аномальная особенность строения ВЗТ в этой зоне исключает выемку запасов пласта В карналлитового состава по условиям обеспечения безопасности подработки водозащитной толщи.

Охарактеризованные выше особенности строения водозащитных отложений являются еще одним подтверждением обоснованности сделанного заключения о повышенной сложности геологического строения рассматриваемой площади относительно других участков ВКМС и правомерности отнесения ее по сложности строения ко второй группе.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗВЕДОЧНЫХ ПАРАМЕТРОВ НА ПРИМЕРЕ ТОБИНСКОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Хохрякова В. Ю.

Научный руководитель Баранников А. Г., д-р геол.-минерал. наук, профессор
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Тобинское месторождение (название условное) расположено в 1,5 км юго-восточнее пос.Тобино в пределах одноименной тектонической зоны. Прожилково-вкрапленное медное оруденение приурочено к массиву диоритов, кварцевых диоритов и их порфировых разностей Тобинско-Степного интрузивного комплекса (D_3-C_1bt), являющегося интрузивным аналогом вулканитов Березняковской толщи. Массив ориентирован в северо-западном направлении и ограничен с запада и востока разрывными нарушениями. Вмещающие породы представлены вулканитами Саргазинской толщи (O_{1-2sr}) – афировыми и порфировыми базальтами, их кластолавами, туфами, ксенотуфами и в небольшом количестве риолитами. Как диориты, так и вмещающие их вулканиты, инъецированы малыми телами Березняковских субвулканических андезитов (αD_3-C_1bz) и дайками гранодиорит-порфиров ($\gamma \delta \pi C_{1-2p}$), гранит-порфиров ($\gamma \pi C_{1-2p}$), субщелочных габбро-долеритов ($\xi \nu T_2? \delta$).

Диоритовые массивы Тобинской зоны отвечают мезо-гипабиссальному уровню кристаллизации с глубиной формирования 1,2-3,5 км, что подтверждается структурно-текстурными особенностями пород и данными, полученными по расплавленным включениям.

Размеры рудовмещающего штока $\sim 3,5 \times 3$ км. Форма его сложная, фигурная с заливообразными границами. В северной части массив раздваивается на два автономных тела, в виде "рыбьего хвоста", что свидетельствует о неоднократном внедрении диоритовой магмы. В интрузивных породах наблюдаются останцы и ксенолиты вмещающих базальтов мощностью от первых сантиметров до 15 м. Диориты и вмещающие их породы часто рассланцованы, катаклазированы и милонитизированы.

Большая часть массива сложена кварцевыми диоритами (до 65-70%), тогда как кварцевые диоритовые порфириты развиты в основном в периферийных частях штока (до 20%). Отмечается полистадийный характер формирования месторождения. При кристаллизации магматического расплава происходило сокращение первичного объема, что компенсировалось образованием в эндо-экзоконтактах массива штокверковых зон мелкой трещиноватости, по которой позже внедрялись рудно-метасоматические флюиды.

Рудоконтролирующее значение в объеме штока имеют зоны тектонических нарушений: система позднего северо-западного простирания имеет угол падения 80° , а смещаемая более ранняя система тектонических нарушений северо-восточной ориентировки имеет угол падения $50-60^\circ$. В восточной части штокверка преимущественное распространение тектонических зон юго-западное, в западной – северо-восточное. Максимальное проявление тектонических процессов – интенсивного трещинообразования, наблюдается в восточной и западной экзоконтактовых зонах Тобинского диоритового массива; с ними и связано вкрапленное оруденение.

На месторождении выделены три промышленно-технологических типа руд: окисленные, вторично-обогащенные и первичные сульфидные, расположенные соответственно сверху вниз. На основе результатов опробования разведочных скважин на медь проведено исследование распределения металла по линиям 33, 29, 27, 25, 23, 21. Учтены данные по 90 скважинам. По каждой скважине рассчитано среднее содержание меди по окисленным и первичным рудам, а также мощность окисленных руд.

Собранная информация обработана с использованием программ (SERFER, GST). Их анализ позволил отметить следующее.

На отстроеном плане изопакит можно наблюдать сложное полимодальное поле, отличающееся многообразием аномальных значений («пиков»). В аксонометрии оно имеет вид

«кочковатого поля». В то же время в пространственном размещении «пиков» можно усмотреть определенную линейность, имеющую как северо-западную, так и северо-восточную ориентировку. В северной части объекта выделяется геологический блок, размером 63×35 метров, имеющий максимальное значение мощности (до 50-60 м).

Поле распределения изоконцентрат меди в окисленных рудах (среднее значение, %) с полем изобахит не коррелируется. Но и здесь можно отметить линейность в размещении обобщенных данных. Эти наиболее высокопродуктивные зоны имеют как субширотную ориентировку (в северной и центральной части месторождения), так и северо-западную.

Отмеченные выше структурные направления находят подтверждение и при построении плана изоконцентрат меди в первичных рудах. Рудная зона имеет элементы концентрически-зонального строения: в центре находится блок с аномально-низким содержанием меди (0,15 %), окруженный структурными зонами диагональных направлений (С-С-В и С-В).

Под структурой месторождения при геостатистическом анализе собранных данных подразумевается как исследование пространственного распределения параметров (содержаний меди), так и их корреляция в зависимости от направления и расстояния между точками опробования. В данном случае выявлена вариограмма, которая строилась по результатам опробования 37 скважин по 2 профилям. Далее оценивалась пространственная непрерывность минерализации меди по двум направлениям – широтному и меридиональному.

При исследовании анизотропии в широтном направлении рудных тел (залежей) определен вид структурной функции – сферическая. Интерпретируя данную модель вариограммы, можно утверждать, что корреляция между содержаниями меди наблюдается на расстоянии порядка 50 метров ($a = 52$ м). Вариограмма имеет постепенный характер возрастания в начале координат, а затем выполаживается, определяя пороговое значение.

Более сложный вид анизотропии наблюдается в меридиональном направлении. Вариограмма имеет тип «эффекта включений». Данный тип вариограммы свидетельствует о наличии зональности в распределении меди, т. е. периодическом чередовании «богатых» и «бедных» зон ($a_1 = 52$ м и $a_2 = 130$ м). Этот эффект характеризуется относительной амплитудой, которая определяется отношением максимального значения вариограммы (на гребне) к её порогу, а также расстоянием, при котором достигается максимальное значение. С помощью вариограмм определяется пространственная изменчивость содержаний меди в разных направлениях. Она характеризует разность между значениями при различных расстояниях между точками опробования. На ее основании можно определить оптимальную сеть опробования и приступить к построению блочной модели месторождения.

ОКИСЛЕННЫЕ РУДЫ ВОРОНЦОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Булганин А. В.¹, Смагин И. В.²

Научный руководитель Баранников А. Г., д-р геол.-минерал. наук, профессор

¹ООО «Валенторский медный карьер»

²ЗАО «Золото Северного Урала»

Воронцовское золоторудное месторождение расположено в Свердловской области на территории муниципального образования г. Краснотурьинска и является крупным золоторудным объектом Северного Урала. Оно относится к новому для региона геолого-промышленному типу оруденения, представленного мощной зоной прожилково-вкрапленной пологозалегавшей золотосульфидной минерализации [1]. Открыто месторождение в 1984 г. Б. А. Гладковским, В. И. Кравченко при детальном поисковых работах по оценке «рудного карста» в западном экзоконтакте Ауэрбаховской интрузии гранодиоритов.

Месторождение эксплуатируется с 1999 г., когда началась отработка северной его части (Северный участок). В первую очередь обрабатывались окисленные руды с переработкой способом кучного выщелачивания. Во вторую очередь, с конца 2004 г., обрабатываются первичные руды с переработкой их на ЗИФ методом чанового выщелачивания. К настоящему времени общий объем добытого металла превысил 30 т. Обеспеченность запасами составляет порядка 9-10 лет. По состоянию на 01.01.2008 г. окисленные руды на Северном участке полностью отработаны. Их незначительные остатки попутно извлекаются из нижних частей карстовых полостей при отработке первичных руд. Для обеспечения цеха кучного выщелачивания сырьем актуальным является скорейшее вовлечение в отработку Южного фланга (участка), где окисленные руды составляют основную долю запасов.

Рудные тела месторождения тяготеют к зоне крупного Воронцовского разлома и приурочены к минерализованным зонам дробления, рассланцевания, сопровождающим оперяющие разлом надвиги. Локализованы руды на участках пересечения разломов с маркирующим контактом известняков и вулканогенно-осадочных пород. На выходах первичных руд в зону карста в структурных и перемещенных корах выветривания образовались «окисленные» руды. В структурных корах рудные тела сохраняют элементы залегания первичных руд, в перемещенных они приурочены к закарстованной поверхности известняков, часто согласно с поверхностью карста и имеют в основном субгоризонтальное залегание.

По условиям образования рудовмещающие породы карстовых полостей отнесены к делювиально-пролювиальным накоплениям. Они включают «перемещенные» коры выветривания, подразделяемые в свою очередь на смещенные и переотложенные. Литолого-минералогическая характеристика золотосодержащих комплексов пород, их сопоставление с другими районами Урала [2], позволяет параллелизовать рудовмещающий комплекс с раннеюрскими накоплениями. Они представлены неравномерно окрашенными (серых, желтовато-коричневых, охристых тонов), не отчетливо слоистыми глинистыми породами, содержащими неокатанный обломочный материал (от дресвы и щебня до крупных глыб). Вся масса породы «глинизирована», что связано не только с более поздним химическим выветриванием, но и с наложенной низкотемпературной аргиллизацией. В составе рудовмещающих пород установлена совокупность глинистых минералов: каолинит (преобладает) – гидрослюды – монтмориллонит.

Нестабильные условия осадконакопления обусловили пестрый состав тяжелой фракции шлихов, широкий диапазон колебания определяющего показателя – выхода шлиха (изменяющегося от 0,04 до 36,14 кг/м³). В минеральном составе тяжелой фракции установлено присутствие минеральных ассоциаций, отражающих как состав разрушенных и переотложенных в зоны карста коренных пород, рудных скоплений, так и продукты более поздних наложенных гидротермальных процессов. Среди них: гранат-карбонат (анкерит,

сидерит)-сульфидная, гранат-лимонит-карбонат-магнетитовая, лимонит-пирит-эпидотовая, пирит-эпидот-карбонатная и иные ассоциации.

Рудовмещающими морфоструктурами окисленных руд являются *карстовые полости*. Обобщение данных по 30 разведочным профилям в пределах Северного участка месторождения показало, что их ширина изменяется в широких пределах – от 70-80 до 420 м. Наиболее значительная и выдержанная ширина зон (260-420 м) характерна для южной части Северного участка. Ширина залежей гипергенно-карстовых руд также возрастает в южном направлении (от 40-70 до 350-420 м).

По данным разведки Южного участка на площади закарстованных пород выделено порядка 30 геологических блоков. Для них характерна лентовидно-вытянутая форма залежей, которые отчетливо тяготеют к участкам выходов в зону карста первичных (скальных) руд.

Обобщение накопленного фактического материала дает основание рассматривать гипергенно-карстовые руды как *полигенные образования*. Они сформировались не только при окислении и разрушении первичных рудных скоплений, но и под воздействием более поздних наложенных процессов низкотемпературного метасоматоза (аргиллизации, джаспероидизации). В пользу сказанного свидетельствуют следующие факты:

а) установленная пластообразная, иногда линзовидная, форма рудоносных залежей, располагающихся на продолжении первичных руд (как бы «наращивания» их в зоне карста);

б) коррелируемость разведочных параметров (длина-ширина, длина-уплощенность) залежей, что не свойственно накоплениям карстового типа с хаотичным распределением металла;

в) близость параметров самородного золота в первичных и «окисленных» рудах (по форме зерен, размеру, пробности);

г) присутствие в «окисленных» рудах мелкого «свежего» пирита;

д) наличие в породах гипергенно-карстовых зон зерен и агрегатов теллуридов серебра (как «свежего», так и уже разложившегося).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бобров В. Н. Метасоматическая и сопутствующая золоторудная зональность на месторождении благородных металлов // Рудоносные метасоматические формации Урала. – Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 44-46.

2. Цаур Г. И., Якушев В. М. Методические рекомендации по литологическому расчленению континентальных мезозойских и дочетвертичных кайнозойских отложений восточного склона Урала и западной части Зауралья. – Свердловск: Объединение «Уралгеология», 1982. 133 с.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ В ПРОДОЛЬНОМ ПРОФИЛЕ РЕКИ ЗЫРЯНКА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Петрова А. В.

Научный руководитель Баранников А. Г., д-р геол.-минерал. наук, профессор
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Месторождение россыпного золота реки Зырянка находится в долине одноименной реки – правого притока реки Выи системы р. Тагил на территории Горноуральского городского округа Свердловской области в 17 км западнее г. Нижний Тагил. В структурном отношении площадь приурочена к приосевой части западного крыла Центрально-Уральского антиклинория, осложненного Вишерско-Билимбаевским синклинальным прогибом. Геологический разрез представлен метаморфическими породами протерозойско-кембрийского и нижне-палеозойского возраста. Широким развитием пользуются площадные коры выветривания мезозойского возраста. Они подстилают комплекс континентальных отложений мезозоя и кайнозоя и выходят на поверхность в бортах Вишерско-Висимской депрессии.

Протяженность россыпи составляет 8,5 км. Участками сноса и формирования отложений долины р. Зырянка являются с запада – левый борт долины, породы шайтанской свиты среднего ордовика (*O₂st*), представленные слюдисто-кварцевыми, черными углито-кварцевыми и глинисто-филлитовыми сланцами, иногда - зеленокаменными, редко – гнейсами; с востока – западный склон Карасьих гор, сложенный габброидами, базальтовыми порфиритами в разной степени метаморфизованными от неизменных до гнейсовидных, ороговикованных. Днище долины сложено породами билимбаевской свиты (*O₂bl*) – хлорит-карбонатными и хлорит-кварцевыми сланцами. Долина р. Зырянки асимметрична: левый склон пологий, правый – крутой. Плотик представлен различными сланцами, выветрелыми до глинисто-щебнистого состояния. Рельеф плотика волнообразный с общим плавным подъемом к борту долины. Золото проникает в плотик обычно до 0,5 м, но на богатых участках до метра. По геолого-геоморфологическим признакам россыпь делится на 4 участка (сверху вниз по течению): Першинская полоса, верховье р. Зырянки, средний участок, нижний участок (северный фланг). Открытие золотоносной россыпи по реке Зырянке относится к 1839 году. Запасы по северному флангу подсчитаны по категории С₂ и составляют более 700 кг золота при среднем содержании 366 мг/м³. В 2010 г. начата разработка гидравлическим способом запасов среднего участка.

Целью работы является изучение пространственного распределения параметров россыпной золотоносности на северном фланге в продольном профиле реки. Отстроенный профиль современного русла реки достаточно выдержанный. Уклон в среднем составляет 0,006 (6 м на 1 км). Уклон зоны врезания – до 0,025. Анализируя продольный профиль древней паледолины, можно выделить элементы зонального строения. В верхней части уклон составляет 0,005, в центральной – 0,011 и в нижней – 0,006. Таким образом, намечаются 3 геологически-однородных по своему строению блока: верхний (от линии 5-32 до линии 182), средний (от линии 182 до линии 190) и нижний (линии 194 – 202). Рыхлые отложения северного фланга россыпи представлены делювиальными и аллювиально-пролювиальными образованиями неоген-четвертичного возраста, залегающими на выветрелых сланцах. Аллювиально-пролювиальные плиоценовые отложения кустанайской свиты арN₂ks слагают низы геологического разреза. Наибольшие их мощности наблюдаются в верхней и центральной частях профиля. Литологически представлены плотными запесоченными глинами с примесью гравия, гальки или щебня. Цвет преимущественно бурых оттенков. Часто присутствие железомарганцевого бобовника. Галька полимиктового состава желтого или желто-бурого цвета от пленок гидроокислов железа. Неогеновые отложения залегают непосредственно на выветрелых сланцах, имея четкую границу. Либо перемывая материал кор выветривания, переходят в кору выветривания сланцев, образуя смазанные границы (т.е. «смещенные» коры выветривания,

мощность которых достигает 1,0-1,5 м). Мощность отложений в контуре балансовых запасов в среднем 2,5 м. Выше по разрезу почти повсеместно залегают аллювиальные отложения верхнего плейстоцена, представленные песчано-гравийно-галечными слабосвязанными или илисто-глинистыми песчано-гравийно-галечными плотными образованиями. Цвет серый, серозеленый. Мощность этих отложений варьирует от 1,5 до 15,0 м, в среднем – 6,8 м. Верхняя часть разреза сложена делювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями голоцена средней мощности 2,9 м. Общая мощность рыхлых отложений в границах контура балансовых запасов варьирует от 7,0 до 17,0 м, средняя – 11,7 м. Характер распределения золота в разрезе таков, что наиболее обогащенными драгметаллами являются отложения, залегающие в основании рыхлой толщи, достаточно уверенно выделяясь в золотоносный пласт. В строении золотоносного пласта выделяются два литолого-стратиграфических горизонта: неогеновые и четвертичные отложения аллювиального генезиса. В верхней и центральной частях отстроенного профиля наблюдаются наибольшие мощности аллювиальных отложений неогена, в среднем составляют 2,5 м. Аллювиальные отложения плейстоцена выдержаны на всем профиле. Их мощность в среднем составляет 3 м. Основные запасы золота заключены в четвертичном аллювии. Среднее содержание составляет соответственно 467 мг/м³. Отложения неогенового возраста наиболее распространены в верхней и центральной частях профиля при среднем содержании золота – 376 мг/м³. Наибольшее значение вертикального запаса характерно для центральной части с некоторым смещением в верхний геологический блок. Наибольшим богатством характеризует контур в верхней и центральной частях. При обработке северного фланга наиболее продуктивным будет являться центральный блок.

По двум разведочным линиям в верховьях россыпи (линии 134 и 136) изучено россыпное золото. Оно относится к классу мелкого. Средний рассчитанный размер золотин составляет 0,35 и 0,26 мм соответственно.

По форме преобладает золото комковидно-гнездовое, комковидно-уплощенное и дендритовидное. Металл малого переноса, слабо окатан. Охры в кавернах и кварц желтого цвета свидетельствуют о разложившихся сульфидах. Признаки обминания частиц, расклепа, загиба являются признаками транспортировки. Золото двух видов: слабо окатанное (из аллювиальных отложений плиоцена) и рудного облика (аллювиально-пролювиальные отложения неогена – плитиковая часть). На зернах рудного облика отмечены следы граней смежных минералов (в основном пирита). Также наблюдаются скульптуры роста. Цвет золотин в основном густо-желтый, желтый. Есть золотины светло-желтого и серого цвета, что свидетельствует об изменении значений пробыности.

Можно предполагать, что россыпь образовалась в результате разрушения коренных источников зоны смятия. В плитике могут быть встречены минерализованные породы, связанные с золото-сульфидно-кварцевым оруденением. Для поисков минерализованных зон предлагается спроектировать комплекс геофизических работ (ВЭЗ, ЭП, ЕП).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАЗЕТИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Баяртсайхан Д.

Научный руководитель Рыбалко В. А., преподаватель
ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

Газетинский массив расположен на Среднем Урале в 55 км от г. Екатеринбурга в юго-восточном направлении. Название данного массива претерпело изменение. Первоначально он значился в геологической литературе под названием – Колоткинский. Впоследствии он получил название Газетинский от егерского пункта «Газета».

Массив в плане имеет перевернутую трапецевидную форму площадью около 110 кв. км. Вмещающие породы представлены силурийскими образованиями колоткинской свиты с линзовидными телами гипербазитов в восточном экзоконтакте данного интрузива. Западный и южный контакты имеют тектонический характер. Обнаженность района – плохая. На дневной поверхности массив имеет двухгорбовое строение, разделяющиеся в средней части линейной впадиной, заболоченной с реликтовыми озёрами. Здесь производилась в прошлом веке добыча торфа.

Планомерное изучение массива начато Уральской экспедицией Академии Наук с сотрудниками Уральского Геологического Управления с 1939 по 1943 гг. Результаты исследований были опубликованы в 1947 году (автор Б. М. Куплетский). В монографии [2] приведены данные по петрографии и химическому составу горных пород, в том числе по редкометальному оруденению нескольких гранитоидных массивов. Уже в тот период имелась информация о «Изумрудных копиях» в районе Газетинского массива, хотя местонахождения их оставалось неопределённым.

Дальнейшее изучение интрузивных тел продолжалось при составлении Государственных геологических карт масштаба 1: 200 000 (первого и второго поколения). В этот период были составлены карты полезных ископаемых, где нашли отражения новые рудопроявления, в том числе минералов группы бериллов [1]. Газетинский массив на этих картах выглядит как безрудный объект.

Для получения дополнительной информации был выбран Газетинский гранитоидный массив, где проведены полевые работы с отбором образцов и проб. В дальнейшем произведены лабораторные исследования, сбор и анализ информации по данным предыдущих исследователей. Благоприятным фактором для получения информации послужило наличие двух новых карьеров, условно называемых «Западным» и «Восточным». На основе полученных данных были сделаны следующие выводы.

1. Двухфазное (гранодиорит-гранитное) формирование массива не соответствует фактическому материалу. Породы похожие на гранодиориты имеют изменчивый состав вплоть до слюдитов. Неоднородность пород доказана самими авторами. Эти породы (псевдогранодиориты) распространены на значительной части массива, но масштабы их незначительные. Данные образования вероятнее всего являются продуктами гибридизма и контаминации.

2. Газетинский гранитоидный массив сложен набором пород кислого состава, что подтверждается химическими анализами (содержание кремнезёма 71-76 %). Наиболее ранними (основными) породами являются мелкозернистые светло-серые, розовато-серые граниты с мелкочешуйчатым строением. Кроме биотита в породах содержится мусковит, плагиоклаз ряда альбит-олигоклаз, микроклин с решетчатым погасанием. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, гранатом, магнетитом, рутилом. Характерно присутствие не типичных акцессориев – это флюорит, турмалин, корунд, кордиерит.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ точки составов пород попадают в поле субщелочных гранитов и лейкогранитов. Отношение $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ близкое к единице (1,1-1,3).

В западном карьере отчётливо видно, что аляскитовые граниты имеют инъекционные контакты с биотитовыми гранитами, а пегматиты завершают становление массива. Причём минеральный состав их идентичен, отличие заключается в структурно- текстурным особенностям. Для перечисленных пород типичными признаками являются наличие микроклин–пертитов, мирмекитов, антипертитов.

3. Строение Газетинского массива имеет сложную морфологию. По интерпретации гравиметровых данных, он имеет характер асимметричного лакколита с крутопадающим мощностью около 5 км «стволом» в юго-восточном эндоконтакте и постепенным выполаживанием в западном и северном направлениях. Остаётся добавить, что в массиве имеет место микротектоника. В обоих карьерах наблюдались «прорывы» в биотитовых гранитах – т.е. подводящие каналы с вертикальными стенками, преобразующимися в субгоризонтальный пакет лейкогранитов с пегматитами. Крутопадающие тела пегматитов отмечались в керне при разведке на Восточном объекте. Кроме того, пегматитовые тела в массиве имеют разноориентированные простирания и даже пересекают друг друга. Можно предполагать, что на завершающей стадии магматизма сложилась взрывная обстановка, превратившая массив в лакколитоподобную гипербрекчию.

4. В отношении полезных ископаемых, связанных с Газетинским массивом, необходимо рассматривать его как крупнейшее месторождение строительных материалов [3]. Ныне в больших масштабах производится добыча гранитов на Восточном карьере (Северогазетинское месторождение). Верхняя часть разрезов, затронутых выветриванием, представлена плитчатыми гранитами (плитняками) пока разрабатываемые кустарным способом. Мощность полезного горизонта варьирует от 0,7 до 13 м (в среднем 3.92 м).

Материалов для прогноза рудных ископаемых мало. Была сделана попытка о сугубо предварительном прогнозе на данное сырьё. С этой целью были рассмотрены материалы приближенноспектрального анализа из проб отобранных при разведке Восточного карьера и проб из Западного (законсервированного) месторождения. В пробах из обоих карьеров установлено повышенное содержание молибдена (кларки концентраций 4,6-6,8), меди (кк=1,6-6,3), хрома (кк =2,2-10,5), свинца (кк=1,7-2,4). Учитывая наличие молибденового проявления на восточном эндоконтакте Газетинского массива, наиболее перспективными являются медно-молибденовые руды.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Кузовков Т. Г. Карта полезных ископаемых и закономерности их размещения. Серия Среднеуральская. Лист О – 41 – XXXII. Издание второе. – Екатеринбург, 1999.
2. Кушпетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение. – М., 1947.
3. Тарасенко В. А. Дипломная работа на тему «Разведочные работы на строительный камень на Северогазетинском участке». – Екатеринбург, 2009.

ШЛИХОВАЯ ПЛАТИНА АРБЫНЬИНСКОЙ РОССЫПИ

Волков А. П.¹, Потапов А. М.^{1,2}

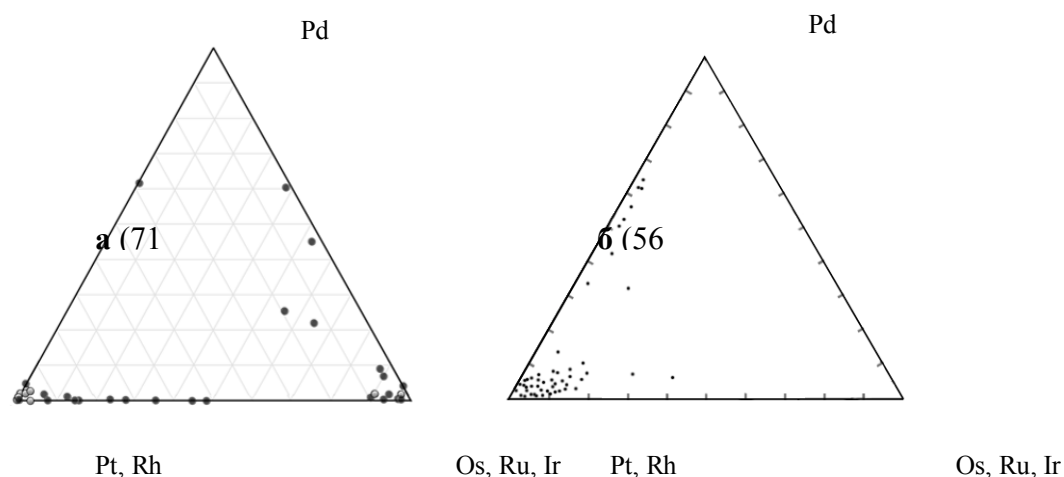
¹ФГБОУ ВПО «Уральский государственный горный университет»

²ФГБУН «Институт высокотемпературной электрохимии УрО РАН»

Арбыньинская россыпь платины расположена на территории Ханты-Мансийского автономного округа в 500 километрах северо-западнее от Ханты-Мансийска. Протяженность россыпи составляет 20 км, азимут простирания 270°. В геологическом отношении плотик россыпи сложен рассланцованными габбро-диабазами позднедевонскими [1]. В составе рыхлых речных отложений принимают участие обломки вулканогенно-осадочных пород девона и силура, галечно-валунные отложения четвертичного времени. Россыпь сильно заглинизирована, имеются прослои монтмориллонитовых глин. Объектом исследования в данной работе являются зерна шлиховой платины. При исследовании использовался метод электронно-зондового анализа. Микронзондовые анализы выполнены Д. А. Замятиным в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН, на приборе Cameca SX-100.

Образцы шлиховой платины были получены как попутный компонент при добыче шлихового золота методом гидромеханической промывки песков россыпи. Образцы были отситованы, сепарированы по магнитности и заполированы в шашки. По результатам электронно-микронзондового анализа зерен первой электромагнитной фракции образцы содержат: в основном ЭПГ с небольшой примесью Fe, Co, Cu, Ni и As. Снимались точки основной массы (матрица) и точки вростков вошедших в состав зерен шлиховой платины (рисунок 2, б). В ходе обсуждения результатов выяснилось принципиальное различие химического состава матрицы и вростков зерен шлиховой платины. Матрица зерен по составу близка к родистой, палладистой, медистой, изоферроплатине с общей формулой Pt_3Fe , с содержанием Pt от 2,59 до 2,93; Rh – до 0,10; Pd – до 0,15; Fe – от 0,80 до 1,14; Cu – до 0,22 формульных единиц. Вростки часто представлены платинисто-иридийским осмием и единичными включениями палладоарсенида, лаурифта, мертифта.

Для наглядности различий в составах компонентов зерен рассмотрена только группа платиновых металлов, где выделили легкоплавкие (Pt, Rh, Pd) и тугоплавкие платиноиды (Os, Ru, Ir). Приведенная диаграмма (рисунок 1, а) по анализам шлиховой платины частично совпадает



а – проведенных анализов; б – в хромитовых рудах зональных комплексов Урала [2].

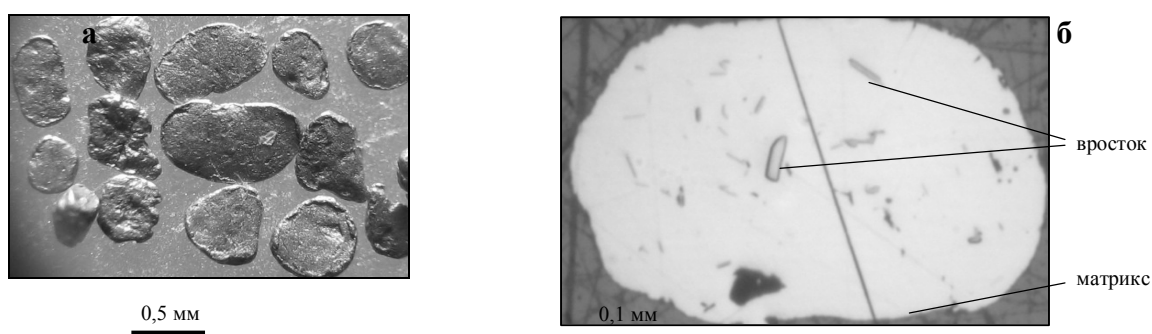
Светлые точки соответствуют составу матрицы зерен, темные – вросткам

Рисунок 1 – Диаграммы отношений содержаний ЭПГ по данным

с диаграммой из материалов по исследованию платиноносности главных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Урала (рисунок 1, б) [2]. Там Урал упоминается как эталон при характеристике месторождений платиновых металлов.

Обобщая данные, можно сказать, что на нашей диаграмме (рисунок 1, а) имеется проявление двойственного характера специализации по платиновым металлам, поскольку в ряде анализов имеется так набор легкоплавких, так и тугоплавких металлов.

Так как большинство легкоплавких металлов сконцентрировано в матрице зерен, то выбрана из статьи соответствующая диаграмма [2] (см. рисунок 1, б). Таким образом, наши данные можно отнести к ассоциации зональных дунит-верлит-клинопироксенит-гьялаитовых комплексов надсубдукционных обстановок (режим ранних и зрелых островных дуг). Более половины всех зерен имеет сковородкообразную, приплюснутую форму (рисунок 2, а). Такая морфология указывает на прибрежно-морские условия формирования россыпи. На рисунке 3 стрелкой показан вероятный источник исследуемой шлиховой платины – Чистопский ультраосновной комплекс пород на восточном склоне Урала [1], а прямоугольником – местоположение россыпи.



а – зерна шлиховой платины магнитной фракции; б – полированное зерно под рудным поляризационным микроскопом, увеличение $\times 12,5$

Рисунок 2

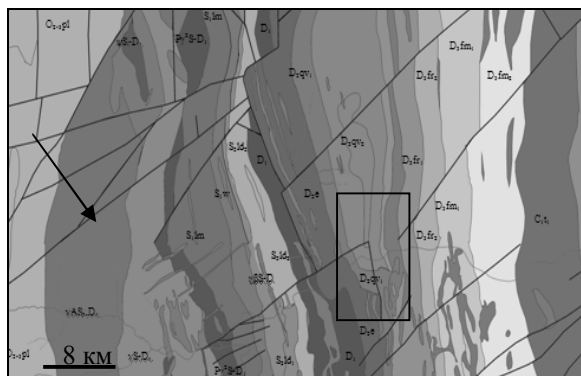


Рисунок 3 – Фрагмент геологической карты Маньинского района [1] с указанием стрелкой на возможный источник платиноидов, взятых из Арбыньинской россыпи, отмеченной прямоугольником

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Условные обозначения к геологической карте, карте полезных ископаемых, стратиграфическим колонкам, опорным геологическим, геолого-географическим разрезам, СССР, министерство геологии РСФСР, Южная поисково-съёмочная партия, 1974 г.

2. Волченко Ю. А., Коротеев В. А. Платиноносность главных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Урала // Материалы международной научной конференции. Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. – Екатеринбург, 2006. С. 259-262.