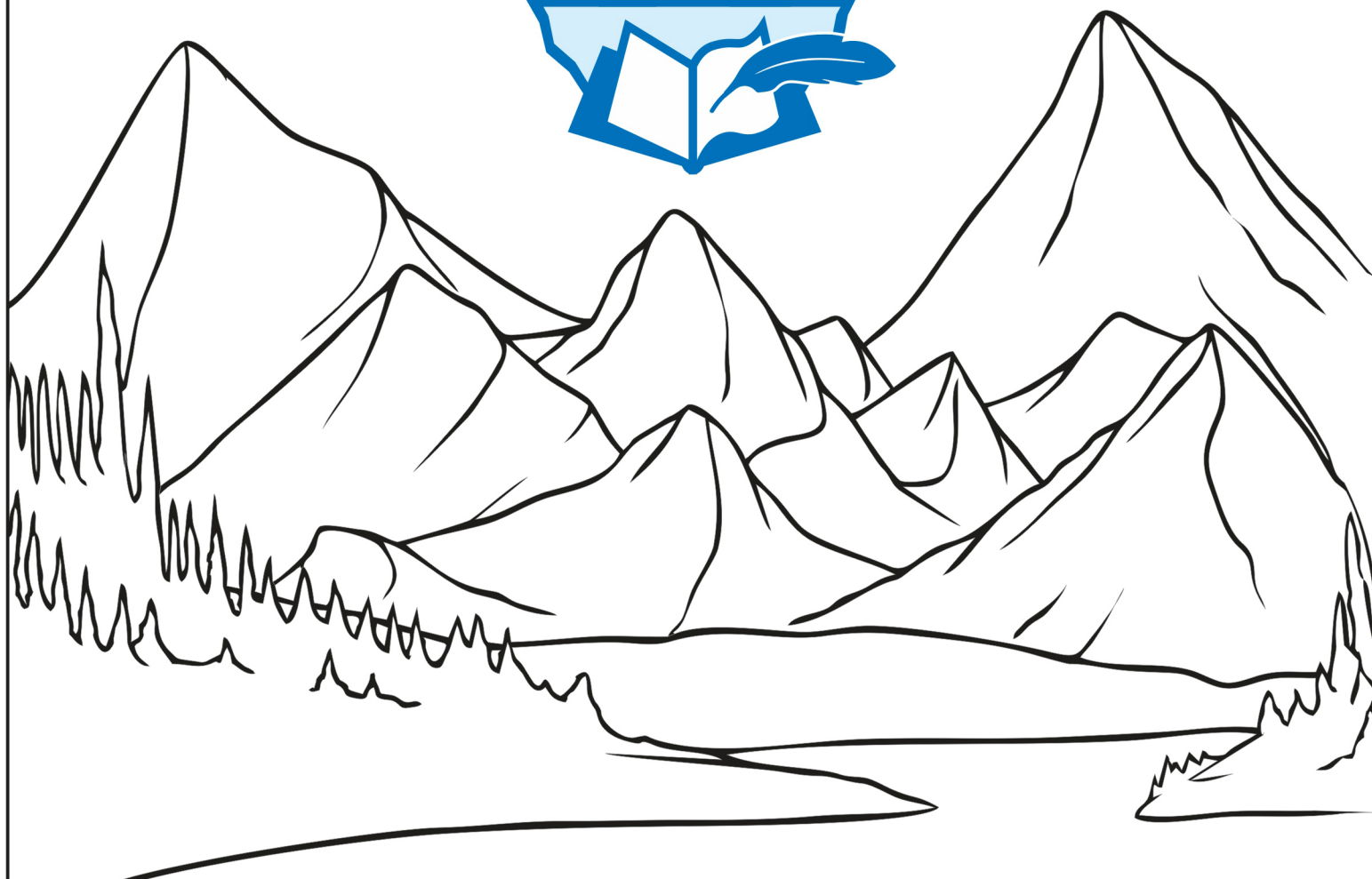


ИГЕМ РАН
СМУиС ИГЕМ РАН

Сборник материалов
VI Российской молодёжной научно-практической Школы
с международным участием

НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Научное электронное издание



28 ноября - 2 декабря 2016
ИГЕМ РАН, Москва

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук
(ИГЕМ РАН)**

Новое в познании процессов рудобразования

Сборник материалов Шестой Российской молодёжной научно-
практической школы с международным участием

28 ноября – 02 декабря 2016 г.

Москва-2016

УДК 553+552+548/549+550.4+550.3+502/504+550.93
ББК 26.3

Материалы Шестой Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», 28 ноября – 02 декабря 2016 г., М.: ИГЕМ РАН, 2016. – Электрон. дан. (1 файл:31 Мб).

В сборнике представлены материалы Шестой Российской молодежной научно-практической Школы-конференции с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». Пленарные лекции и доклады посвящены изучению различных вопросов геологии, минералогии и геохимии рудных месторождений, а также вопросам геоэкологии. Задача Шестой Школы – знакомство студентов, аспирантов и молодых специалистов с новейшими достижениями в изучении процессов рудообразования.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Отделения Наук о Земле Российской Академии наук и ФАНО России.

Редакторы: В.А. Петров, Е.Е. Амплиева, С.А. Устинов, В.А. Минаев, М.А. Юдовская

УДК 553+552+548/549+550.4+550.3+502/504+550.93
ББК 26.3

ISBN 978-5-88918-042-5

© Коллектив авторов, 2016
© ИГЕМ РАН, 2016
© СМУиС ИГЕМ РАН, 2016

Организаторы



Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ
РАН)



Совет молодых ученых и специалистов ИГЕМ РАН
(СМУиС ИГЕМ РАН)

При поддержке:



Отделение наук о Земле Российской академии наук



Федеральное агентство научных организаций Российской
Федерации (ФАНО РФ)



Российское минералогическое общество (РМО)



The Society of Economic Geologists, Inc., (SEG)

www.segweb.org



The Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA)



Общество с ограниченной ответственностью «Научно-учебный центр «Минеральные ресурсы» (ООО НУЦ «Минеральные ресурсы»)



Музей Истории Мироздания



Российская Группа по изучению глин и глинистых минералов (Russian Clay Group), аффилированная Международной ассоциацией по изучению глин и глинистых минералов (AIPEA)



Автономная некоммерческая организация "Научно-исследовательский центр "Открытый регион"" (АНО НИЦ "Открытый регион")



издательство Paulsen

Организационный комитет

Председатель: Петров В.А., чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Учёный секретарь: Амплиева Е.Е., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Члены организационного комитета:

Аранович Л.Я., чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Белогуб Е.В., д.г.-м.н., ИМин УрО РАН

Верчеба А.А., д.г.-м.н., МГРИ-РГГРУ им. Серго Орджоникидзе

Викентьев И.В., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Каргин А.В., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Крупская В.В., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Моржухина С.В., к.х.н., Университет «Дубна»

Наумов Е.А. к.г.-м.н., ИГМ СО РАН

Перцев А.Н., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Плотинская О.Ю., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Рихванов Л.П., д.г.-м.н., ТПУ

Старостин В.И., д.г.-м.н., МГУ им. М.В. Ломоносова

Тарасова Н.П., чл.-корр. РАН, ИПУР РХТУ им. Д.И. Менделеева, РАН

Черкашёв Г.А., д.г.-м.н., ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга

Рабочая группа:

Устинов С.А., ИГЕМ РАН, председатель СМУиС ИГЕМ РАН

Жиличева О.М., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Ковальчук Е.В., МГРИ-РГГРУ, ИГЕМ РАН

Лексин А.Б., ИГЕМ РАН

Усачева А.А., ИГЕМ РАН

Языкова Ю. И., ИГЕМ РАН

Контакты:

Амплиева Елена Евгеньевна, тел.: 8(499)230-82-59, e-mail: amplieva@igem.ru

Устинов Степан Андреевич, тел: 8(499)230-82-96, e-mail: oregeology@yandex.ru

VI Российская молодежная научно-практическая школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» пройдет 28 ноября – 02 декабря 2016 г. в ИГЕМ РАН, по адресу: г. Москва, Старомонетный пер., д. 35.

Оглавление

Организаторы	4
Организационный комитет.....	6
Оглавление.....	7
Тезисы докладов пленарных лекций.....	15
Освоение природных ресурсов Арктической зоны России в средние века	
Лобанов К. В., Чичеров М.В.	16
Практика и перспективы изучения активных геодинамических процессов комплексом наземно-космических средств	24
Петров В.А., Лексин А.Б., Артемьев О.Г., Васильев В.И.	24
Порфириновые месторождения Урала: геотектонические обстановки, возраст, металлогения	
Плотинская О.Ю.....	27
Development of new technologies for offshore construction, decommissioning and underwater mining	
Verichev S.N.	28
New platinum-group minerals, an overview and experimental approach	
Vymazalová, A., Laufek, F., Drábek, M.....	30
Применение компьютерной рентгеновской томографии для изучения внутреннего строения горных пород	
Корост Д.В., Гилязетдинова Д.Р., Хомяк А.Н.	32
Текстурно-структурные особенности железистых корок, ассоциирующих с сульфидными рудами гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта (компьютерная рентгеновская томография)	
Ампиева Е.Е., Чернов М.С., Булыгина Л.Г.	33
Тезисы докладов молодых учёных.....	35
Минералого-петрографические и геохимические особенности золоторудных флюидо-эксплозивных брекчий проявления Тохто (Центрально-Алданский рудный район)	
Абдрахманова А.Т., Леонтьев В.И., Бушуев Я.Ю.	36
Перспективы развития золоторудной отрасли в Нижнем Приамурье (Хабаровский край)	40
Алексеев А.С.	40
Минеральные ассоциации кварц-карбонатных жил и особенности их формирования (о-в Пезостров, С-З Беломорье).	
Анисимов Р.Л., Березин А.В.	43
Вещественный состав руд участка Солнечный (Магаданская область)	
Афонин И.В., Воркунов А.Н.	47
Исследование форм нахождения меди и сопутствующих элементов во вторичных ореолах месторождения Песчанка методом селективных экстракций с РФА-ЭД окончанием	
Балыкова И.В.	51
Новое в минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор	
Баранов Л.Н., Толстов А.В., Лазарева Е.В., Карманов Н.С.	56

Бентонитоносные провинции России приуроченные к угольным бассейнам	
Белоусов П.Е.	59
Особенности состава золота района хребта Адж-Богд (юго-западная Монголия).	
Бирюков К.Э.	62
Поведение микропримесных элементов в составе слюд редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья как критерий рудоносности	
Борзина А.П., Сырицо Л.Ф.	66
Новые подходы выделения областей и зон эпигенетического влияния залежей углеводородов по комплексу радиогеохимических, минералого-геохимических и геофизических данных	
Бредихин Н.П.	70
Пирокластический материал как источник накопления редких элементов в углях.	
Вергунов А.В.	74
Кварцево-жильное золоторудное оруденение Тектурмасского офиолитового пояса в Центральном Казахстане	
Вихлянцев А.А., Гранкин М.С.	77
Минералого-петрографические особенности метаморфизованных и метасоматически измененных пород северо-восточной части Хаутаваарской структуры (Южная Карелия)	
Гордон Ф.А., Евдокимов А.Н.	81
Изотопная каналомика хемоавтотрофов и ее роль в регуляции рудообразования	
Градов О.В.	83
Металлогения углеродсодержащих сланцев няровейской серии Полярного Урала	
Гракова О.В., Уляшева Н.С.	85
Статистический анализ в интерпретации результатов рентгеноспектрального микроанализа	
Грибоедова И.Г.	88
Применение количественного рентгенофлуоресцентного анализа при подсчете запасов комплексных руд Бакчарского железорудного узла (Томская область).	
Гришин А.Е., Домаренко В.А., Орехов А.Н.	91
Оценка геоэкологического состояния Новой Москвы на основе геоинформационного анализа распространения опасных геологических процессов.	
Гусева А.С., Устинов С.А., Петров В.А., Игнатов П.А.	95
Гейгель-Гейдагское медно-порфиоровые рудное поле Ордубадского рудного района	
Гусейнова А.Н., Аббасов Н.А., Гасанов Ф.Д.	99
Обогащение Си мафических включений в эруптивных продуктах в. Безымянный.	
Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю.	101
О формах нахождения благородных металлов в зоне окисления жильных сульфидных руд (массив Ниттис-Кумужья-Травяная, Мончегорский плутон)	
Еременко Е.Г., Петров С.В., Янсон С.Ю.	104
Строение и состав габбрового массива «Встречный»: внутрикамерная дифференциация основного расплава в процессе образовании концентрически-зональных массивов северной Камчатки	
Ерофеева К.Г., Петренко Д.Б., Ковальчук Е.В.	107

Состав импрегнированных газов осветленных терригенно-карбонатных кембрийских пород Накынского поля Якутской алмазоносной провинции	
Зарипов Н.Р., Игнатов П.А., Килижеков О.К., Кряжев С.Г.	111
Петрохимическая характеристика вулканогенных пород Пуштулимского рудного района в пределах Салаирской минерагенической зоны	
Заятдинов М.Р.	115
Пирит в карьерах строительных материалов полуострова Крым	
Зобенько О.А., Яблокова Д.А.	118
Температурный режим формирования Тургинского интрузива редкометальных плюмазитовых гранитов в Восточном Забайкалье	
Иванова А.А., Сырицо Л.Ф.	121
Флюидный режим формирования золоторудных месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто (Полярный Урал)	
Иванова Ю.Н., Грознова Е.О.	125
Геохимические особенности первичных ореолов рассеяния участка Фронт прогнозируемого Берентальского рудного поля Лево-Мякитского рудного узла (Магаданская область)	
Ивасенко Р.Н., Шерстобитов П.А., Алевская Н.А.	129
Особенности геологического строения и условия локализации полиметаллических месторождений Салаирского рудного поля (Салаир)	
Инякин А.В.	134
Линеаментный анализ территории рудопроявления Радужное	
Кайгородова Е.Н.	137
Условия формирования золото-сульфидного оруденения месторождения Бодороно (Южная Якутия)	
Кардашевская В.Н., Баданина Е.В., Пономарева Н.И., Анисимова Г.С., Бочаров В.Н.	139
Особенности геологического строения и подсчет прогнозных ресурсов Бакчарского железорудного узла (Томская область)	
Кенесбаев Б.К., Гришин А.Н., Домаренко В.А.	141
Ураноносные эйситы рудопроявлений Лагерное и Озерное (Северная Карелия)	
Колядина А.И.	144
Попытки датирования пород массива Кувалорог (Западная Камчатка) Rb-Sr методом, или изотопная гетерогенность пород дукукского комплекса	
Комарова Я.С., Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М.	145
Латеральная и радиальная мезо- и микронеоднородность распределения Cs-137 в почвах агроценозов и луговых фитоценозов Плавского радиоактивного пятна	
Комиссарова О.Л.	147
Сульфидная минерализация и перспективы рудоносности зоны разломов Брейбоген на архипелаге Шпицберген	
Коробова Г.А. Евдокимов А.Н.	151
Месторождение «Норильск-1»: строение и особенности кристаллизации расплава	
Коршунов Д. М.	154

Выявление участков локальных радиоактивных выпадений на Северном острове Новой Земли с помощью комплекса HYSPLIT	
Костецкая Н.И., Семенов И.Н.	157
Пространственно-генетические соотношения жильной и прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации месторождения Вернинское (Бодайбинский район)	
Котов А.А.	160
Золоторудное месторождение Вернинское (СВ Прибайкалье): структурные особенности локализации жил в условиях нестабильности динамического и флюидного режимов	163
Котов А.А., Злобина Т.М.	163
Особенности состава по редким элементам циркона из рудопроявления Ичетью (Средний Тиман)	166
Красоткина А.О., Макеев А.Б., Скублов С.Г.	166
Самородное золото Рудного тела №3 месторождения Кунгурцевское (Камчатка)	
Кудаева Ш.С., Яблокова Д.А., Калинин К.Б., Зобенько О.А., Скильская Е.Д.	169
Деформационные структуры и условия локализации золоторудной минерализации Тинь-Юрюетинского рудного поля (Восточная Якутия)	
Кудрин М.В.	172
Вещественный состав гранитоидов и кор выветривания на месторождениях Хиагдинского рудного поля (Витимский урановорудный район)	174
Кузнецова Е.С., Домаренко В.А.	174
Сульфиды, арсениды и оксиды ЭПГ в зёрнах Pt-Fe сплавов из россыпи ручья Прижимный, Корякское нагорье	
Кутырев А.В., Сидоров Е.Г., Антонов А.В.	178
Геологическое строение и вещественный состав руд месторождения Савинского №5 (Забайкальский край)	
Кузнецова Т.П., Кухмазов И.С.	181
Геохимия мегакристов Срх: генетическая связь с Срх-Phl ксенолитами и их метасоматическое происхождение	
Лебедева Н.М., Каргин А.В., Сазонова Л.В., Носова А.А.	185
Минералого-геохимические особенности золотого оруденения зон Джекондинская и Бирская-1 Эльконского рудного узла (Центрально-Алданский рудный район)	
Леонтьев В.И. ¹ , Бушуев Я.Ю.	189
Константа ассоциации NaF_{aq} при 25-75°C	193
Лукьянова Е.В. Зотов А.В.	193
Особенности химического состава и условия образования блеклой руды Узельгинского колчеданного месторождения (Южный Урал)	
Любимцева Н.Г., Викентьев И.В., Борисовский С.Е., Грознова Е.О.	197
Роль тепловой конвекции флюидов в формировании гидротермальных рудных месторождений.	
Пэк А.А., Александрова Е.В., Мальковский В.И.	201
Некоторые минералого-геохимические особенности рудопроявления Южное (Енисейский край)	
Мансуров Р.Х.	205

Элементы-примеси в кварце из пегматитов редкометальной и миароловой формации.	
Марфин А.Е.	209
Платиноносность медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Становой никеленосной провинции (Дальний Восток, Россия)	
Мельников А.В., Шаренко А.А.	213
Сравнительный анализ гранитоидов U-Mo месторождения Антей и пород поисковых участков Стрельцовского рудного поля (ЮВ Забайкалье)	
Минаев В.А., Петров В.А., Полуэктов В.В.	217
Особенности золотоносной минерализации, геохимические и петрологические характеристики гранитоидов Васильковского золоторудного месторождения (Северный Казахстан)	
Мирошникова А.П., Мизерная М.А., Р. Зельтманн, А. Долгополова	220
Природоохранные мероприятия по защите биосферы на Тарданском месторождении..	224
Монгуш С.П.	224
Трёхмерное геоинформационное моделирование рельефа дневной поверхности и кровли фундамента Стрельцовской кальдеры (юго-восточное Забайкалье)	
Нафигин И.О., Устинов С.А., Петров В.А.	226
Особенности поведения золота в почвах, сформированных на щелочных базальтоидах Якокутского массива (Лебединский рудно-россыпной узел)	
Несмеянова А.И.	230
Особенности состава и строения СЗ части Талнахского массива (Норильский рудный район)	
Нестеренко М.Р.	234
Признаки действия «клапанного» механизма флюидопотока в период мезозойской тектоно-магматической активизации на золото-урановом месторождении Северное, Эльконский урановорудный район	
Никитин А.В., Петров В.А.	237
Пространственные и генетические связи россыпей и коренных источников в Полевском районе (Средний Урал)	
Овчинников И.М., Малюгина А.А.	241
Геологическое строение и особенности вещественного состава руд Бакенного пегматитового месторождения (Восточный Казахстан)	
Ойцева Т.А., Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Агеева О.В.	243
Исследование процессов кислотного дренажа на примере медно-порфировых объектов Баимской рудной зоны (Западная Чукотка, Россия)	
Орлова О.Р., Стрильчук Н.А.	247
Особенности морфологии и состава минералов платиновой группы из россыпей, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала	
Паламарчук Р.С., Малич К.Н., Степанов С.Ю.	252
Возраст детритовых цирконов золотоносных черносланцевых толщ Ленской провинции (Иркутская обл.) по данным U-Pb изотопного LA-ICP-MS и SHRIMP-датирования	
Паленова Е.Е., Фрей Д., Юдовская М.А., Родионов Н.В.	257
Опасность загрязнения питьевых источников в окрестностях Танадонского золоторудного месторождения (Большой Кавказ, Республика Северная Осетия - Алания)	

Парфенов А.В.	261
О типоморфных особенностях самородной серы Авачинского вулкана (Камчатка, Россия)	
Плутахина Е.Ю., Малик Н.А.	264
Кальцит-пироксеновые графические сростания в ийолит-уртитах Чикской щелочной интрузии (Сангиленское нагорье, респ. Тыва)	
Поляков Н.А., Никифоров А.В., Сугоракова А.М.	268
Характер воздействия на окружающую среду при скважинной гидродобыче комплексных железных руд Бакчарского узла (Томская область)	
Перегудина Е.В., Домаренко В.А.	271
Геохимические особенности и перспективы золоторудного проявления Изобильненское Южное (Северный Казахстан)	
Рахимов М.К., Магретова Л.И., Покусаев А.В.	275
Гидрогеохимические особенности Хиагдинского рудного поля	
Рекун М. Л.	279
Закономерности формирования рудогенных элементов в кварц-углеродистых метасоматитах Восточного Донбасса	
Рыбин И.В., Труфанов В.Н., Труфанов А.В.	283
Синхронизм вариаций физических полей Земли	
Рябова С.А.	286
Первые данные о проявлении метаморфизма сверхвысоких давлений (УНР) на Полярном Урале	
Селятицкий А.Ю., Куликова К.В.	289
Морфологические и химические свойства почв восточного побережья Новой Земли для оценки миграции радиоактивных изотопов	
Семенков И.Н., Усачева А.А., Кудиков А.В.	292
Литолого-фациальные и петрохимические особенности рудовмещающих вулканогенных отложений Корбалихинского и Лазурского рудных полей (Рудный Алтай)	
Серавина Т.В.	297
Роль карстового рельефа в формировании бокситов Верхнеашутского месторождения Амангельдинского района (Центральный Казахстан)	
Сивков Д. В., Новиков В.М., Боева Н.М.	300
Новые данные по составу пирита (LA-ICP-MS) Березовского месторождения, Средний Урал	
Сидорова Н.В., Абрамова В.Д.	304
Характеристика пирротинов золоторудного месторождения Чертово Корыто методом порошковой дифрактометрии.	
Синкина Е.А.	308
Габбро-диоритовый комплекс Абдрахимовского рудного поля	
Скильская Е.Д. Яблокова Д.А., Зобенько О.А.	311
Фенокристы и мегакристы оливинов из ультрамафических лампрофиров Чадобецкого и Ильбокичского поднятий, ЮЗ Сибирь	
Смирнова М.Д., Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В., Щербаков В.Д., Чугаев А.В.	315

Геологические и минералого-петрографические особенности брекчиевых золотых руд Воронцовского месторождения (Северный Урал)	
Степанов С.Ю., Шарпёнок Л.Н., Паламарчук Р.С.	320
Ауксетики и их роль в золотом оруденении Енисейского кряжа.	
Стреляев В.И.	324
Турмалин касситерит-силикатной и касситерит-кварцевой формаций Верхнеурмийского рудного узла (Приамурье)	
Суханова К.Г., Алексеев В.И.	326
Минералого-геохимические свидетельства полистадийности формирования месторождения Чертово Корыто	
Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Котов А.А.	330
Типоморфные особенности золота месторождений различных генетических типов.	
Тогузов Р.Р.	334
Мониторинг радиационного состояния донных отложений в эстуарии Енисея	
Усачева А.А., Коссова С.А., Мирошников А.Ю.	336
Цезий-137 в растительности севера Европейской территории России и Западной Сибири	
Усачева А.А., Семенков И.Н.	340
Ураноносность баженовской свиты (Западная Сибирь)	
Усольцев Д.Г., Рихванов Л.П.	343
Кинематика разломов Приаргунского блока (ЮВ Забайкалье) по данным линейного анализа и ее верификация с помощью GPS измерений	
Устинов С.А., Петров В.А.	347
Минералого-петрографические особенности брекчиевых руд месторождения куранахского типа – Надежда (Центральный Алдан)	
Учаев П.П.	351
Дисперсное рудное золото: зависимость содержания примесей от размера частиц	
Федоров С.А., Амдур А.М., Павлов В.В., Матушкина А.Н., Янчурина М.М.	354
Исследование удельной эффективной активности щебня гранитных месторождений Приморского края	
Федюк Р.С., Смоляков А.К., Хроменок Д.В., Отдельнов Л.Н.	358
Изучение влияния температуры на распределение благородных металлов (Pt, Pd, Au, Ag) в синтетических пирите и пирротине	
Филимонова О.Н., Чареев Д.А., Хвостиков В.А., Минервина Е.А., Ковальчук Е.В., Абрамова В.Д., Журавлёв А.Д., Тагиров Б.Р.	361
Особенности химического состава и кристаллическая структура высокофтористого баритолампрофиллита из интрузии Нива (Кольский п-ов)	
Филина М. И., Аксенов С. М., Сорохтина Н. В., Когарко Л. Н.	364
Низкопробное золото из рудоносного карста Гумешевского и Воронцовского месторождений	366
Халилова А.Ф., Азовскова О.Б., Малюгин А.А.	366
Минеральный состав и геохимические характеристики щелочных гранитоидов Арысканского редкометального (REE, Zr) месторождения, Восточная Тува	
Хертек А.К., Никифоров А.В., Козловский А.М.	369

Флюидоразрывные брекчии карбонатных пород Накынского кимберлитового поля. Ходня М.С., Игнатов П.А., Лисковая Л.В.	373
Некоторые факты и следствия техногенного рудогенеза золота Хусаинова А.Ш.	377
Фосфатно-фторидная-карбонатная минерализация в породах лампроитовой серии массива Рябиновый (Центральный Алдан): минералого-геохимическая характеристика и проблема генезиса Чайка И.Ф., Изох А.Э.	381
Особенности проявления рудной минерализации Самолазовского месторождения (Центрально-Алданский рудный район) Черниговцев К.А., Леонтьев В.И.	386
Результаты U-Pb датирования циркона Бешпагирского редкометалльно-титанового россыпного месторождения Чефранова А.В., Чефранов Р.М.	390
Возраст формирования кобальтового оруденения Владимировского рудного узла (Горный Алтай) Шабалин С.И.	394
Дифференциация природно-территориальных комплексов старых районов угледобычи в аспекте их посттехногенного саморазвития Шарапова А.В., Семенов И.Н., Леднев С.А., Карпачевский А.М.	397
Дистанционное зондирование как метод прогнозирования медно-никелевого (с платиноидами) оруденения в Норильском рудном районе Шемякина Е.М.	401
Содержания халькофильных элементов и летучих компонентов в расплавах океанических толеитов района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) по результатам изучения закалочных стекол и расплавных включений в оливине Шишкина Т.А., Портнягин М.В., Мигдисова Н.А., Сушевская Н.М.	402
Распределение естественных радиоактивных элементов во вмещающих и перекрывающих отложениях кимберлитов Зимнебережного района Архангельской области Яковлев Е.Ю., Киселев Г.П., Дружинин С.В.	406
Анонс конференций ИГЕМ РАН, 2017	410

Тезисы докладов пленарных лекций



Освоение природных ресурсов Арктической зоны России в средние века.

Лобанов К. В.¹, Чичеров М.В.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, lobanov@igem.ru, chicher@igem.ru

В истории становления России северным территориям суждено было сыграть выдающуюся роль, став источником природных ресурсов, необходимых для развития и укрепления экономики. Эти территории еще в IX веке стали составной частью древнерусского государства, а с его распадом они вошли в состав Новгородских земель. С этого момента начинается их интенсивное освоение. Первые новгородские мореплаватели появились на побережье Белого и Баренцева морей в X–XII веках. Продвижение новгородцев в Арктическую зону началось из района Ладоги (753 г.) и Великого Новгорода (859 г.), а первые поселения славян возникли в середине XI века в районе реки Северная Двина, на берегах Онежской губы и Кандалакшского залива. Новгородские острожки и зимовья в XII веке превратились в города на всех торговых путях (Белов, 1956). К этому времени относится возникновение городов Олонец, Шенкурск, Каргополь, Вологда и других. Административным центром Новгородского Заволочья стали Холмогоры (1138 г.). В начале русской колонизации этот край назывался Заволочьем, а с XVI века за ним утвердилось название Поморье. В течение XI–XIII веков за эти земли шла яростная борьба новгородцев и Владимиро-Суздальского княжества, из которой Новгород вышел победителем (рис. 1).

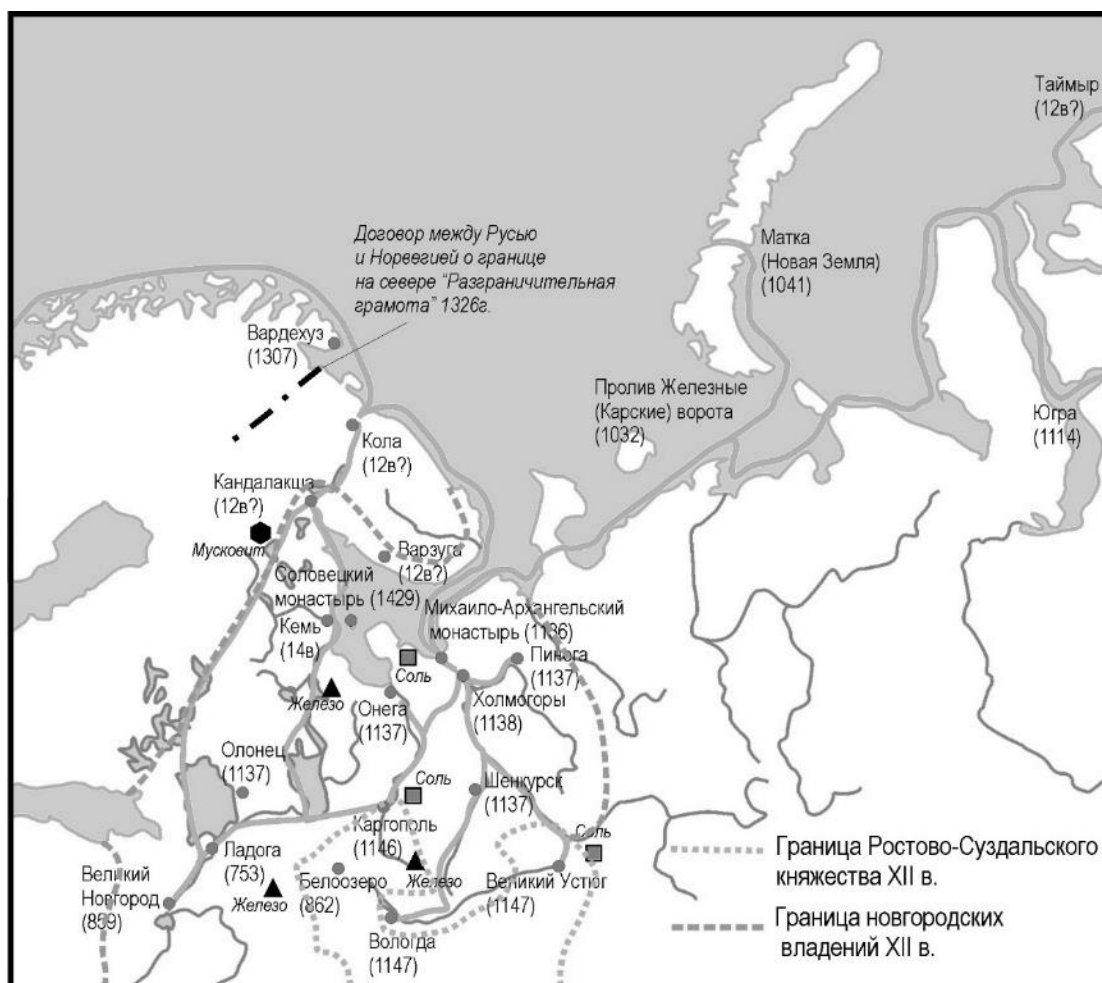


Рисунок 1. Пути новгородцев на Север и города, основанные до XV века с дополнениями (Белов, 1956; Окладников, 2008).

Продвигаясь на запад, новгородцы встретились с норвежцами, оспаривавшими право на сбор дани с местных племен. После долгой борьбы были заключены новгородско-норвежские

договоры о разграничении областей сбора дани и границе между государствами. Согласно «Разграничительной грамоте» 1326 года, граница была установлена по линии, по которой она сейчас проходит между Норвегией и Россией, являясь одной из старейших границ в Европе (Белов, 1956). Это Западная граница Арктической зоны России.

С конца XV века, после вхождения Новгорода и его владений в состав Московского государства, начались регулярные торговые плавания из устья Северной Двины в Западную Европу через Белое и Баренцево моря. Начало морским походам от Северной Двины на восток было положено плаванием новгородцев к Железным (Карским) воротам в 1032 году. Первые связи Руси с Уралом и Зауральем относятся к VII-VIII векам. Эти земли назывались Югра, а в XII веке новгородцы наложили на нее дань. Борьба за эту территорию, богатую пушниной, продолжалась долго. К началу XVI вдоль морских берегов был проложен морской путь, связавший между собой устья рек: Колы, Онеги, Северной Двины, Печоры, Оби. В это время Север приобретает особое значение как единственный надежный морской выход в Западную Европу.

С самого начала освоения северных земель наибольшее значение представляли пушные промыслы, которые служили важнейшим источником пополнения государственной казны. С середины XIII века начинается активное крестьянское освоение региона. Поселения возникали в основном вдоль крупных северных рек: Северной Двины, Онеги, Пинеги и других. Впоследствии из осевших на северных новгородских землях людей сложилась уникальная этническая группа – поморы, которые сыграли ключевую роль в освоении Севера европейской части России и Сибири, а также в развитии всего русского мореплавания. Основным занятием населения являлись рыбные, зверобойные, соляные промыслы, а также добыча болотных железных руд, речного жемчуга и слюды мусковита.

По многим видам минеральных ресурсов Север в значительной мере или полностью обеспечивал потребности всех русских земель. Северные земли стали главным источником соли. Важность соли, как единственного доступного в то время консерванта, трудно переоценить. Соль добывалась двумя способами: из морской воды (соль-«морянка») и соляных источников («колодезная» или «ключевая» соль). Первые свидетельства о добыче соли на Севере относятся к XII веку. Первоначально соль добывалась в основном из морской воды. «Солнечные» солеварни располагались в мелководных бухтах: в них выпаривалась соль из воды под воздействием солнца. С наступлением холодов соль уже не выпаривалась, а вымораживалась. С появлением достаточного количества железа соль стали выпаривать на железных сковородах (цренах) в специальных варницах. Основными районами солеварения было беломорское побережье. Всего на севере в XV веке добывалось до 700 тысяч пудов соли.

Важную роль играло производство железа на Севере. Железо было единственным металлом, который добывали и выплавляли на Руси в то время. В XIII-XIV веках Новгородские земли были основными центрами железорудных промыслов на Руси. Из районов Тихвина, Устюжны, Каргополя, Яма, Копорья и вблизи беломорского побережья у Выгозера добытое болотное железо поступало к новгородским мастерам, а так же развозилось купцами по всей Руси. Сырьем для его производства служили озерные и болотные руды, которые было легко добывать, так как они распространены в лесных районах. Для изготовления железа применялся древесный уголь, полученный из березы. В домницах получали кричное железо, которое после многократной проковки годилось для выделки простых металлических изделий. Стоил пуд русского железа 60 копеек. Однако отечественного металла не хватало, и Новгород был вынужден покупать дополнительное железо в Германии и Швеции. Пуд шведского железа стоил 1 руб. 30 коп. Во время политических обострений торговый союз Ганзы прекращал продажу металлов, как, например, принятое ганзейцами 12 февраля 1422 года решение «прекратить продажу меди, олова и других металлов, из которых изготавливается оружие».

Еще одним видом минеральных ресурсов, разрабатываемых в то время на Севере, была слюда мусковит. Активное использование этого минерала на Руси началось с XV века. Основными центрами добычи мусковита являлись районы, расположенные в западном Беломорье. Слюда применялась при изготовлении окон в домах и в повозках, в фонарях и зеркалах, для аппликаций и инкрустаций икон, предметов богослужения, мебели. Кроме внутреннего рынка, мусковит поставлялся в Персию и страны Западной Европы, где этот

минерал и получил название «московского стекла» (Шахнович, 2014). На Терском берегу Белого моря с XVI века добывали аметист. Аметист красноватого цвета называли «вареником» и ценился он дороже рубина. Он был излюбленным камнем служителей церкви. Им украшали иконы, алтари, наперсные кресты и панагии. Жемчуг был единственной драгоценностью, имевшейся у жителей Русского Севера. Узорное жемчужное шитье известно с X века и составляло гордость русского искусства. Жемчуг использовали для украшения икон, делали из него серьги и ожерелья. На Руси было известно до 150 жемчугоносных рек. Первые исторические данные о промысле жемчуга в реках Беломорья относятся к XV веку. Жемчужный промысел был распространен в реках Кольского полуострова и Карелии. Лов жемчуга начинался с июня, и продолжался до августа, пока вода в реке не становилась холодной (Опарин, 1976, Лебедев, 2014).

Важным северным промыслом, имевшим общерусское значение, было смолокурение. Смола употреблялась для смазки обуви, колес, дверей, в судостроении, кожевенном ремесле. Уже во второй половине XIV века смолу на продажу гнали во владениях новгородских бояр на реке Ваге. Смолу высокого качества гнали несколько позднее также в Холмогорах, Вельске, на Пинеге. Произведенная на Ваге смола считалась лучшей в мире и использовалась для обеспечения водонепроницаемости кораблей и сохранения их от гниения. Смола наряду с корабельными канатами, которые производили на канатных фабриках в Архангельске, была важным экспортным товаром и в больших объемах поставлялась для нужд английского флота.

С северными районами Руси связаны и первые попытки освоить рудные месторождения в конце XV века. В российской истории поиски месторождений меди, серебра и золота в Арктической зоне России сыграли весьма важную роль. В то время Московское государство закупало эти металлы в Европе и запускало их в товарно-денежное обращение. Колокола и пушки также отливались из импортной меди. Стремясь покончить с этой зависимостью, Москва обратила свое внимание на новые северные земли.

В 1490 г. великий князь московский Иван III обратился к императору Священной Римской империи Максимилиану с просьбой прислать специалистов по поиску и выплавке медных руд. В связи с этим, 2 марта 1491 года Иван III отправил первую экспедицию по поиску серебра и меди в Печорский край, во главе с Андреем Петровым и Василием Болтиным (рис. 2). Подготовкой руководил Мануил Палеолог, брат царицы Софьи. В составе экспедиции были специалисты-рудознаты из Западной Европы (Окладников, 2008). Экспедиция обнаружила выходы медной и серебряной руды на реке Цильме (Карамзин, 2004). В Москву экспедиция вернулась в октябре 1491 г. Медная руда была обнаружена в верхнедевонских отложениях в виде гнездообразных включений или тонких линз в фиолетовых и бурых песчаниках. Руда представляет собой песчаник, пропитанный халькозином и окисленными медными минералами, придающими песчанику зеленовато-серый цвет. Среднее содержание меди составляло 3,2% (Максимов, 1981).

Летом 1492 года вторая, более мощная экспедиция заложила в этом месте медные рудники и плавильные печи, а спустя пять лет на этом месторождении был построен большой по тем временам медеплавильный завод. Экспедиции появились на Цильме не случайно. Рудники были заложены там, где в древности добывали медную руду чудские племена. Были найдены следы этой деятельности: каменные песты, которыми толкли руду, глиняные горшки для выплавки меди и клинья для откалывания руды (Окладников, 2008). «И с того времени, - как свидетельствует об этом Н.М.Карамзин, - мы сами начали добывать, плавить металлы и чеканить монету из своего серебра, имели золотые деньги или медали российские». Выплавляемая руда доставлялась в Москву на Монетный двор (Окладников, 2008; Карамзин, 2004).

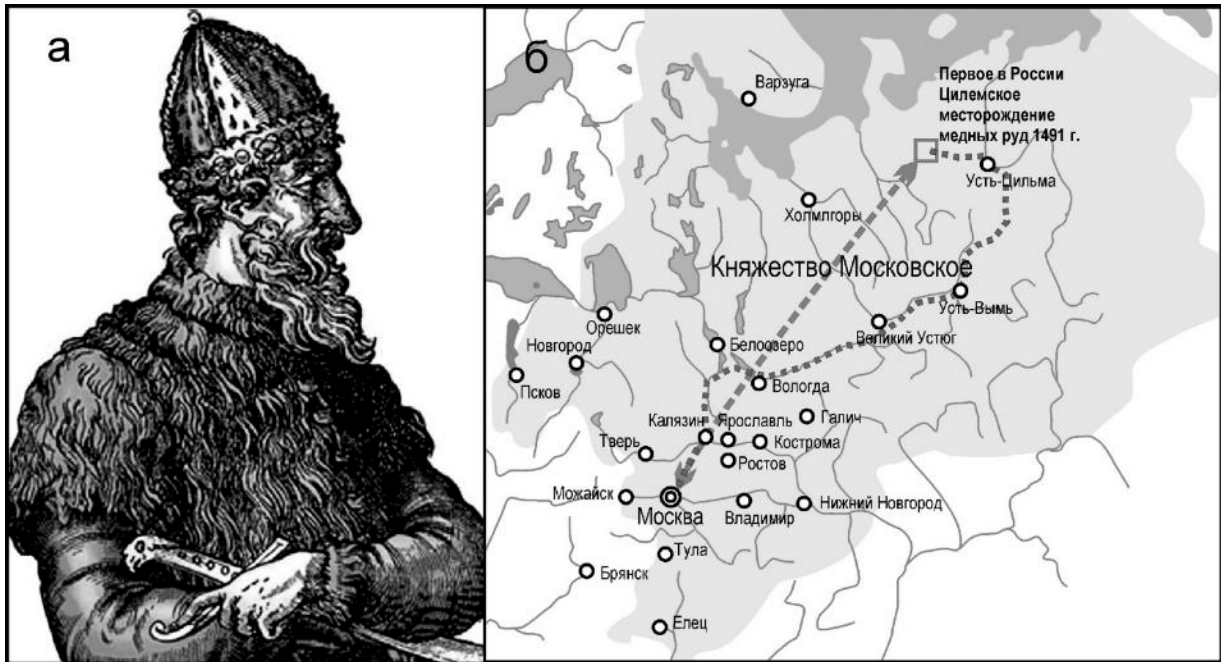


Рисунок 2. Великий князь Московский Иван III (а), путь первой государственной рудоискательной экспедиции на Цилемское месторождение (б).

Цилемское месторождение стало первым в истории России разрабатываемым месторождением руды. Долгое время это был единственный источник меди, т.к. Урал еще не принадлежал Московскому государству. В 1499 г. в низовьях Печоры по указу Ивана III был «зарублен» Пустозерск, первый город за Полярным кругом, сыгравший большую роль в организации рудоискательных экспедиций и разработке рудных месторождений в Печорском крае, на Новой Земле и других арктических островах. Пустозерск неоднократно служил отправным пунктом рудоискательных экспедиций, отправлявшихся на Печору, Новую Землю и другие арктические острова. В Пустозерске имела специальная изба для рудознатцев и хранились присланные «для образца» из приказа Большой казны «серебряные руды весом золотник скупю, да медные руды два куска, да камешек хрусталь; да сердоликовых два камешка» (Окладников, 2008).

В последующие годы интерес к минеральным богатствам Севера в первую очередь меди, серебра и золота не исчез. Постоянно растущие траты на содержание государственного аппарата, затяжные войны с западными соседями требовали все больше финансовых средств.

В середине XVI века Иваном Грозным были отправлены рудокопы искать серебряную руду на Новой Земле, т.к. были сведения, что новгородцы добывали там серебро еще в XI веке. В это же время монахи Печенгского монастыря на Кольском полуострове разрабатывали свинцово-цинковые жилы на побережье Баренцева моря и мыли золото на реке Печенге. В XVII веке продолжалось изучение северных территорий. Для этого было организовано несколько экспедиций. В 1618-1620 гг. экспедиция под руководством Ч.Бартенева и Г.Леонтьева обследовала территории в Пермском крае, бассейн реки Печоры и старые цилемские разработки (рис. 3).

В 1626-1627 гг. была отправлена экспедиция Г.Загряжского и С.Беликова для проверки сведений о находках серебряной руды в Поморье «на Мезени, на Пинеге, на Кевроле и в иных местах, где ни проведаете...» (Курлаев, 2005). Несколько позднее московским властям стало известно, что из самородного серебра, находимого на острове Медвежьем в Белом море мастера Кирилло-Белозерского монастыря изготовляли различные серебряные вещи. Это известие послужило поводом к посылке на остров нескольких экспедиций (майора А. Мамкеева в 1671 г., подьячего Новгородского приказа А. Зиновьева в 1673 г., стряпчего Л. Нарыкова в 1676 г. и белозерского дворянина П. Маложенинова в 1680 г.). Но, ни одна из них не смогла обнаружить коренные рудные месторождения, упорно скрывавшиеся местным населением (Максимов, 1981).

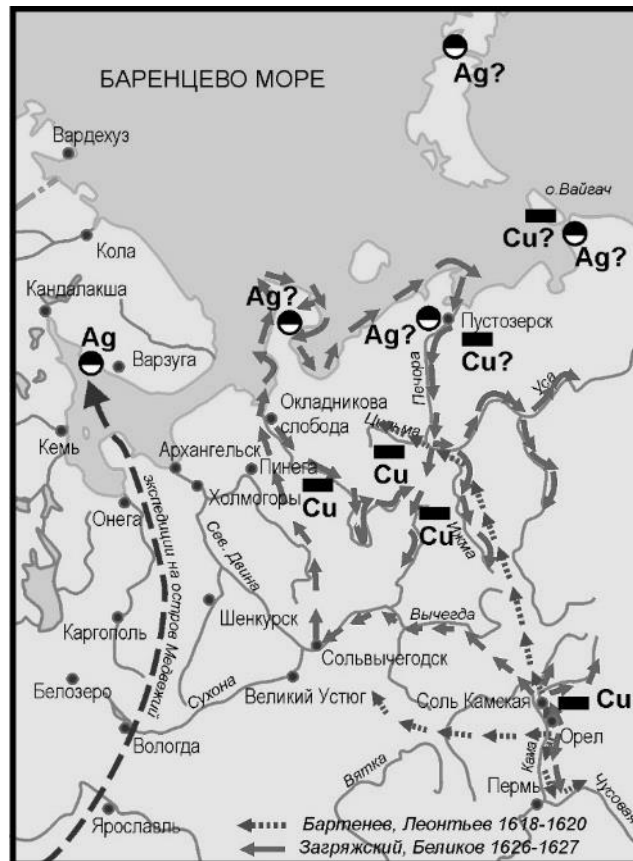


Рисунок 3. Рудоискательные экспедиции 17 века (Курлаев, 2005) с дополнениями.

В 1651 и 1652 годах царем Алексеем Романовым на Новую Землю «для сыску серебряные и медные руды, узорочного камня и жемчугу», а также «всяких угодных мест» были отправлены две экспедиции во главе с бывшим пустозерским воеводой Романом Неплюевым и мезенцем Фомой Кыркаловым, который до этого бывал на Новой Земле и, располагал сведениями о наличии на архипелаге серебряной руды. Состав экспедиции был большим, в нее входили русские рудознатцы. Большая часть участников экспедиций погибла (Окладников, 2008).

Все эти рудоискательные экспедиции по поискам меди, серебра и золота были организованы на государственные средства, в далекие от Москвы края, в весьма трудных природных условиях, с привлечением специалистов по горному делу из Европы и проведены в небывало короткие сроки для тех времен. В XV-XVII веках были открыты месторождения руд на Севере, Урале, Таймыре, нефтяные ключи в Предуралье. Несмотря на то, что некоторые из этих экспедиций окончились неудачей, а даже гибелью участников, они смогли открыть рудные месторождения и создать первые горнорудные предприятия.

Новый этап в освоении природных ресурсов Арктической зоны связан с присоединением и освоением Полярного Урала и Сибири. Несмотря на то, что новгородцы еще с XII века проникали на северо-запад Сибири, их присутствие там носило характер эпизодических военных походов. Постепенное ослабление Великого Новгорода и установление власти монголо-татар в Западной Сибири привело в XV веке к полной утрате новгородского контроля над югорскими землями. Только объединенное московское государство смогло окончательно присоединить эти территории. В результате двух грандиозных походов русских войск в 1483 и 1498-1500 годах были покорены и присоединены югорские и обдорские земли, что послужило началом их экономического освоения.

Этапным событием в этом процессе стало основание города Мангазеи, куда вел т.н. «Мангазейский морской ход» – маршрут вдоль северного морского побережья с волоком на полуострове Ямал. Путь от Архангельска до Мангазеи занимал 14 дней. Город Мангазея, ставший столицей огромного региона, был основан в 1600 году указом царя Бориса Годунова с целью установления правительственного контроля за Мангазейским морским ходом, ведущим в богатую пушниной страну, взимания налога в казну с прибыльного промысла и ясака с местных племен, а также создания базы для дальнейшего освоения севера Сибири. Здесь появились мощная по северным условиям деревянная крепость, церкви, жилые дома, лавки, ремесленные

мастерские. В период расцвета в городе насчитывалось до 500 строений, а население составляло 1000-1500 человек. В Мангазее впервые были разработаны технологии строительства зданий на вечной мерзлоте. Срубы домов устанавливались на слои замороженной щепы с берестяными прокладками, которая предохраняла их от влаги и способствовала сохранению мерзлоты (Белов, 1980). В 1616 году по указу царя Михаила Романова были запрещены морские походы иностранцев в Мангазею, и далее на восток на Енисей и Лену. На путях волока через Ямал и на морских путях были выставлены заставы. Мангазейский уезд занимал территорию от Урала до реки Лена (Белов, 1956).

Проводившиеся в 1968 г. на месте города археологические раскопки обнаружили литейный двор, где были найдены тигли для плавки медной руды, плавильные печи, шлак, воздуходувные устройства. Сенсационными оказались результаты анализа найденных остатков меди, который показал, что в них присутствует никель до 4%. Мангазейцы плавил карбонатную норильскую руду месторождения Норильск 1, где окисные руды выходят на поверхность, легкоплавки, хорошо заметны благодаря зеленому или синему цвету. Руда вывозилась из Норильского зимовья в Мангазею зимой на оленьих упряжках. По данным археологических исследований на Таймыре эти руды использовали еще люди бронзового века (Денисов, 2009).

Но основным источником процветания Мангазеи была пушнина. В те времена пушнина ценилась наравне с серебром и золотом. В Центральную Россию отправлялось каждый год от 100 до 150 тысяч шкур «мягкой рухляди»: соболей, песцов, лисиц, бобров. Это был настоящий пушной Клондайк, где любой промышленник мог нажить за год целое состояние. Один рубль вложенный в дело приносил в год 32 рубля прибыли. О богатстве города ходили легенды, а за Мангазеей прочно закрепилось прозвание «златокипящая». Только за период 1630–1637 гг. отсюда было вывезено около полумиллиона шкурок соболей на огромную сумму 2,4 млн. рублей. Запрет в 1619 году на морские плавания в Мангазею и истощение популяции соболя в этих местах привели к быстрому упадку города. В 1672 году царем Алексеем Романовым было принято решение о переводе руководства уездом в Туруханское зимовье и о постройке там Новой Мангазеи (будущий Туруханск).

Первая половина XVII века, особенно период после 20-х годов, стала временем стремительного продвижения России в Восточную Сибирь и на Дальний Восток. При этом процесс освоения северо-востока Сибири имел свои специфические черты. Если на северном Урале и северо-западе Сибири основную роль играли промышленники, которые первыми приходили на новые земли в поисках пушнины, то здесь на северо-востоке первыми пришли казаки при некотором участии промышленников и купцов. Подобную картину можно видеть во время выдающегося похода казаков И.Реброва и И.Перфирьева в 1633-1638 гг., И.Москвитина в 1639-1641 гг. и др. (рис. 4).

Первоначально единственным способом освоения сибирских территорий была промысловая колонизация. Именно промыслы, в первую очередь пушные, давали основные поступления в казну. Пушным промыслам сопутствовала промысловая охота на мясную дичь, рыбная ловля, добыча морского зверя. Но помимо добычи пушнины в Сибири государство проявляло интерес к освоению минеральных ресурсов. К этому подталкивали трудности со снабжением населения всем необходимым. Огромные расстояния, неразвитая транспортная сеть делали доставку товаров занятием крайне долгим, трудным и затратным. Государство стремилось наладить в Сибири добычу соли, производство изделий из местного металла, а также выработку пороха для снабжения местных гарнизонов. Первоочередной задачей было самообеспечение новых земель солью, которая нужна была не только для использования в пищу, но и для заготовки рыбы. Основными центрами соледобычи восточнее Енисея были район в устье Куты и Кемпендйский источник на Вилное, где получали соль очень высокого качества, а также местность по рекам Тасееве и Манзее в Енисейском уезде.

территории на северо-востоке Азии, совершили выдающиеся географические открытия. Все эти новые территории были присоединены к Российскому государству. Так была определена восточная граница Российской Арктической зоны.

Таким образом, в сложный период становления и укрепления Русского государства в средние века северные территории служили важнейшим источником для наполнения государственного бюджета и сырьевой базой, давшей ресурсы для российской экономики.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта программы Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».

1. Белов М.И. Арктическое мореплавание с древнейших времен до середины 19 века // История открытия и освоения Северного морского пути. М.: Морской транспорт. 1956. Т. 1. 596 с.
2. Белов М.И., Овсянников О.В., Старков В.Ф. Мангазея: Мангазейский морской ход. Л.: Гидрометеоздат: 1980. 164 с.
3. Денисов В.В. Хронология Таймыра: хронология исторических событий генезиса Таймыра и Норильского района. Норильск: АПЕКС. 2009. 224 с.
4. Карамзин Н.М.. История государства Российского. 2004. Т. 6. CD.
5. Курлаев Е.А., Манькова И.Л. Освоение рудных месторождений Урала и Сибири в XVII веке. М.: изд-во Древлехранилище. 2005. 324 с.
6. Лебедев С.В., Максимович В.Ф. Русский Север: исторические и этнокультурные особенности формирования российского региона // "Человек и культура" № 06. 2015. С. 28-63.
7. Максимов М.М. Очерк о серебре. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1981. 207 с.
8. Окладников Н.А. Российские колумбы. Мезенские полярные мореходы и землепроходцы (XVI-начало XX века). Архангельск: ОАО «Правда Севера». 2008. 358 с.
9. Опарин В.Г. Жемчужное ожерелье. Петрозаводск: Карелия, 1976. 104 с.
10. Шахнович М.М., Скамницкая Л.С. Локализация мест добычи слюды в позднем средневековье в Северной Карелии и на Кольском полуострове // Известия Иркутского государственного университета. 2014. Т. 9. С.141–152.

Практика и перспективы изучения активных геодинамических процессов комплексом наземно-космических средств

Петров В.А.¹, Лексин А.Б.¹, Артемьев О.Г.², Васильев В.И.²

¹ИГЕМ РАН, г. Москва

²НИИ ЦПК им. Ю.А. Гагарина, Звёздный городок

Современные методы дистанционного зондирования (ДЗ), такие как аэрофотосъемка, интерферометрические измерения (SAR), радарные измерения (РЛС) и съемка многоканальными радиометрами (ASTER, MODIS), позволяют вести эффективный мониторинг земной поверхности в областях современного вулканизма и наличия сейсмоактивных зон. Прогнозные оценки и своевременное оповещение о готовящихся вулканических извержениях способствуют снижению риска и минимизации последствий катастрофических явлений на основе разработанных сценариев их развития. Комплексный мониторинг активных вулканов позволяет своевременно решать проблему обнаружения и выявления предвестников пароксизмальных извержений и их влияние на среду обитания человека. Актуальнейшей задачей является также оповещение и предупреждение авиакомпаний о масштабах и динамике развития эруптивных облаков с целью обеспечения безопасности полетов. Для этого необходимо располагать информацией о состоянии вулканов мира (Центральная Америка, Филиппины, Индонезия, Курилы, Камчатка и т.д.), поскольку такие катастрофы, как извержения вулканов Тамборо (1918 г.), Ксудач (1907 г.), Сент-Хеленс (1980 г.), Пинатубо (1991 г.), Ключевского (1994 г.), Эйяфьятлайокудль (2010 г.) и др. будут повторяться в будущем. Понимание механизмов извержений и их влияния на окружающую среду может быть улучшено за счет совершенствования методов и комплексного подхода к оценке результатов мониторинга активных геодинамических процессов, включая его наземную и аэрокосмическую составляющие.

В ИГЕМ РАН в рамках руководимой академиком Н.П. Лаверовым программы фундаментальных исследований Президиума РАН № I.15П ведется многолетнее изучение активных вулканов Курило-Камчатской островной дуги. В настоящее время исследования выполняются по проекту «Мониторинг вулканической деятельности Курило-Камчатской островной дуги с применением средств дистанционного зондирования, включая разномасштабную съемку вулканов с российского сегмента Международной космической станции (РС МКС)». Основное содержание работ – мониторинговые наблюдения за активными вулканами Камчатки и Курильских островов путем выполнения космических съемок с борта МКС на каждом ветке пролета, а также создание цифровых трехмерных моделей рельефа для последующего их использования в контексте разработки сценариев возможных извержений и оценки их последствий.

До недавнего времени руководил проектом д.г.-м.н., ведущий научный сотрудник ИГЕМ РАН Анатолий Петрович Хренов, материалы которого легли в основу доклада. Ярким результатом работ явилась монография, изданная РФФИ на русском и английском языках: Хренов А.П., Артемьев О.Г., Белоусов А.Б., Васильев В.И., Гирина О.А., Гордеев Е.И., Двигало В.Н., Дроздин В.А., Демьянчук Ю.В., Дубровская И.К., Лексин А.Б., Мельников Д.В., Муравьев Я.Д., Овсянников А.А., Чирков С.А. Вулканы Камчатки и Курильских островов // Вестник РФФИ. Специальный выпуск. № 2. 2015. 104 с.

В период 2014-2015 гг. были выполнены системные специальные комплексные исследования вулканов Курило-Камчатской островной дуги с борта МКС космонавтом О.Г. Артемьевым. Впервые был получен ряд эксклюзивных материалов за счет осуществленных синхронно в реальном времени наземных и космических съемок извержений вулканов Ключевского, Шивелуча, Жупановского, Кизимен и др. Разномасштабные съемки проводились перспективно и в надир, в основном широтной экспозиции, не только для вулканов в целом, но и отдельных фаз извержений. Зачастую информация о начале эруптивных процессов, передаваемая на Землю, становилась известна раньше, чем на месте событий. Примером является начало извержения на вулкане Жупановский. Следует добавить, что с весны 2014 г. из кратера

вулкана Кизимен наблюдался устойчивый парогазовый шлейф (эмиссия газов) на сотни км. На снимках 20.07.2014 было установлено, что вновь образованное «запрудное» озеро у подножья вулкана, сформировавшееся осенью 2012 г., значительно увеличило свои размеры, а материалы извержений (пирокластические потоки) существенно изменили морфологию окружающей местности вблизи вулкана и повлияли на экологию района. Анализ материалов съемок с РС МКС позволяет рассмотреть несколько вариантов развития событий на вулкане Кизимен.

Все полученные уникальные материалы аэрокосмических и наземных наблюдений были синхронизированы, систематизированы и проанализированы. Это позволило подойти к решению проблемы обнаружения и выявления предвестников извержений вулканов методами ДЗ. Были предложены сценарии динамики вероятных эруптивных событий для разных типов извержений вулканов Курило-Камчатской островной дуги с целью создания рекомендаций по минимизации последствий с последующей оценкой их эффективности.

Можно констатировать, что практика наблюдений вулканов из космоса дает неповторимую, уникальную и эксклюзивную научную информацию. Исходя из этого и с учетом орбитальных характеристик и имеющихся возможностей РС МКС, дальнейшие исследования активных вулканов Курило-Камчатской островной дуги должны включать комплекс мероприятий, в том числе:

- определение района мониторинга с учетом широт, позволяющих снимать поверхность Земли в надир;

- получение с борта МКС системных разномасштабных фотоизображений в видимом с высоким разрешением, спектральном и ближнем ИК диапазонах. Отсутствие подобных материалов по территории России определяют их актуальность для решения многих фундаментальных научных и прикладных задач;

- развитие каналов коммуникации, когда прогноз и своевременное оповещение о готовящихся вулканических извержениях по сейсмологическим данным (усиление сейсмического дрожания) передается непосредственно космонавту-исследователю на борт МКС. Это позволит сконцентрировать внимание на указанных («возмущенных») районах и проводить комплексные наблюдения за атмосферными явлениями (тип облачности и др.), которые косвенно могут служить прогностическими признаками извержений.

Космический мониторинг активных вулканов Камчатки и Курильских островов с борта МКС, в том числе аппаратурой высокого разрешения, позволит подойти к решению таких важнейших проблем, как:

- обнаружение и выявление предвестников извержений методами ДЗ;

- разработка сценариев эруптивных событий наиболее активных вулканов, предусматривающих варианты различных типов извержений в зависимости от состояния вулканов в реальном времени;

- контроль над распространением эруптивных облаков и оценка роли электрических разрядов в них, приводящих к нарушению штатной работы навигационных самолетных приборов;

- минимизация негативного воздействия извержений на среду обитания человека и решение вопросов рационального природопользования.

Наряду с этим представляется, что перспективы изучения и мониторинга активных геодинамических процессов (вулканизм, разломообразование, сейсмические явления) лежат в плоскости создания эшелонированного комплекса наземно-космических средств (рисунок), включающего:

- бортовые наблюдения с РС МКС;

- аэросъемку с помощью беспилотных летательных аппаратов (БПЛА);

- наземные геолого-геофизические методы изучения активных разломных зон, смещений поверхности (GPS-геодезия) и продуктов вулканической деятельности;

- глубинные геофизические методы регистрации сейсмических и вулканических процессов.

Для сбора, обобщения и анализа всех данных используется единая геоинформационная платформа, например, российская ГИС ИНТЕГРО.

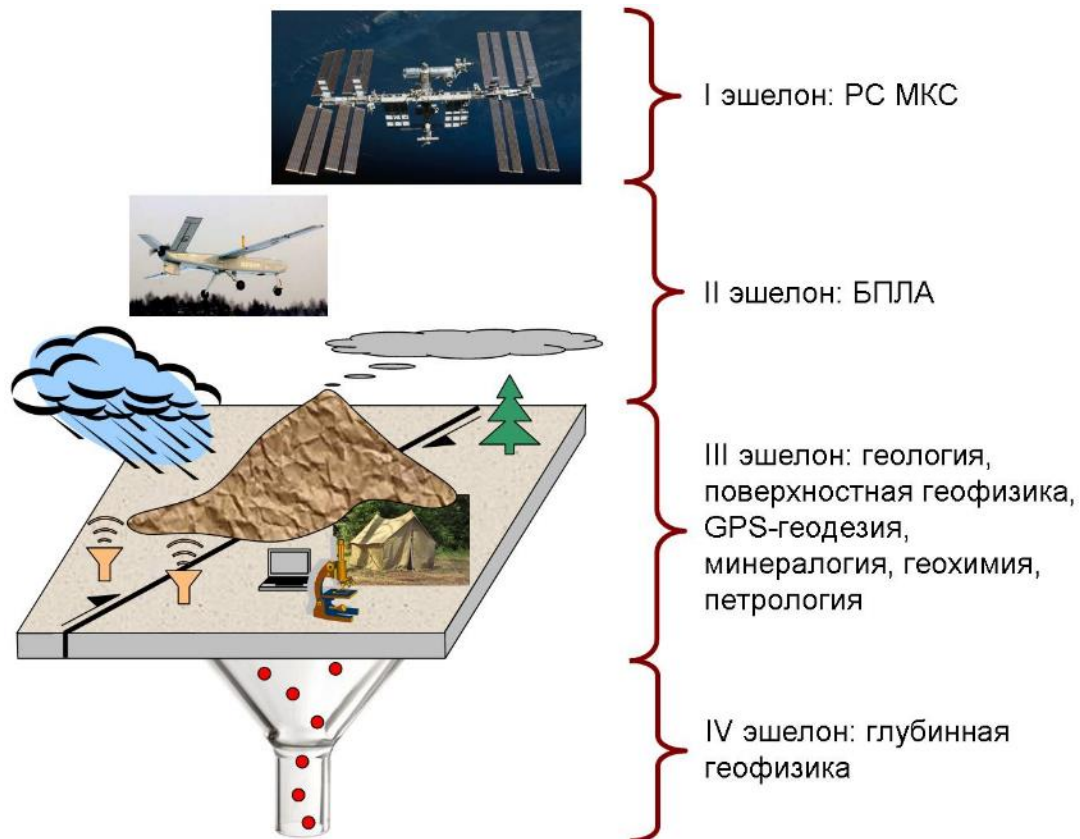


Рисунок 1. Эшелонированный комплекс наземно-космических средств изучения и мониторинга активных геодинамических процессов (вулканизм, разломообразование, сейсмические явления).

Разработанные технологии должны быть основаны на современных знаниях о механизмах зарождения, развития, перехода в латентное состояние и активизации разномасштабных сейсмогеодинамических и вулканических процессов с учетом современных геолого-геофизических и минералого-геохимических методов регистрации состояния окружающей среды и подземного пространства, а также прогнозного моделирования, основанного на обработке и интеграции разнообразных качественных и количественных параметров посредством ГИС-технологий. К исследованиям следует привлечь специалистов из институтов и организаций различной ведомственной принадлежности.

В результате работ может быть сформирован научно-технологический задел по созданию геодинамических полигонов нового поколения и обоснованию подходов к долгосрочному прогнозированию состояния окружающей среды, необходимых для социально-экономического планирования в условиях изменяющегося климата, расширения экстремальных природных явлений и катастроф.

Объекты изучения активных геодинамических процессов (вулканизм, разломообразование, сейсмические явления) могут располагаться в пределах Курило–Камчатской островной дуги и Главного Кавказского хребта, а также на территории Йеллоустонского национального парка в случае получения для программы статуса международной.

Порфиновые месторождения Урала: геотектонические обстановки, возраст, металлогения

Плотинская О.Ю.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, plotin@igem.ru

На Урале, в настоящее время, известно несколько десятков месторождений и рудопроявлений порфирового семейства. Наиболее изученные из них находятся в Среднем и Южном сегментах Урала и по их приуроченности к различным тектоническим зонам и разновозрастным геологическим событиям (Puchkov, 2016) их можно разделить на несколько групп (Plotinskaya et al., 2016).

(1) Месторождения, локализованные в Восточно-Уральской вулканогенной зоне и образовавшиеся в обстановке океанической островной дуги в силурийско время: Cu-порфировые Биргильдинское, Томинское (U-Pb возраст интрузии по циркону 428 ± 3 Ma), Калиновское (Re-Os возраст по молибдениту 430.4 ± 2.0 Ma) и Зеленый Дол (Грабежев, Ронкин, 2011). Месторождения связаны с Na-K известково-щелочными диоритами (Plotinskaya et al., 2016 и цитируемая литература).

(2) Месторождения, расположенные в Магнитогорской мегазоне и образовавшиеся в обстановке океанической островной дуги (начиная с раннего девона) до её коллизии с Восточно-Европейской платформой в позднем девоне (фамене) включительно. Это Cu-порфировые Салават и Вознесенское (U-Pb возраст по циркону 381 ± 5 Ma), Юбилейное Au-порфировое (U-Pb возраст по циркону 374 ± 3 Ma), Верхнеуральское Mo-порфировое рудопроявление (геологический возраст – поздний девон). Рудоносные интрузии в этом ряду эволюционируют от габбро-диоритов и кварцевых диоритов к гранодиоритам и плагиогранодиоритам, а затем – к кварцевым монцонитам и граносиенитам (Грабежев, Ронкин, 2011; Plotinskaya et al., 2016).

(3) Месторождения Зауральской мегазоны: Михеевское Cu-порфировое месторождение (U-Pb возраст интрузии по циркону 356 ± 6 Ma, Re-Os возраст по молибдениту 357.8 ± 1.8 Ma и 356.1 ± 1.4 Ma), приуроченное в океанической островной дуге, раннекаменноугольное Cu-порфировое месторождение Бенкала, образовавшееся в обстановке континентальной окраины Казахстанского континента и позднекаменноугольное Cu-порфировое Баталинское рудопроявление.

(4) Коллизия между Восточно-Европейской платформой и Казахстанским континентом в позднем карбоне привела к образованию Талицкого Mo-порфирового месторождения, связанного с субщелочными гранодиоритами (U-Pb возраст по циркону 297.4 ± 1.3 Ma, Re-Os возраст по молибдениту 298.4 ± 1.3 Ma).

Таким образом, на территории Урала имеется полный спектр разновозрастных Cu-, Au- и Mo-порфиновых месторождений, которые образовались в различных геотектонических обстановках: от океанических островных дуг до жёсткой коллизии континент-континент.

При поддержке ИПРАН №4, РФФИ №№ 14-05-00725, 16-05-00622.

1. Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л. U-Pb возраст цирконов из рудоносных гранитоидов медно-порфиновых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. №3. С. 104–116.

2. Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S. et al. Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // Ore Geology Reviews. 2016. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.002

3. Puchkov V.N. General regularities of localization of mineral deposits in the Urals: What, Where, When and Why // Ore Geology Reviews. 2016. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.01.005

Development of new technologies for offshore construction, decommissioning and underwater mining

Verichev S.N.¹

¹Allseas Engineering B.V., Delft, The Netherlands, svh@allseas.com

The offshore oil and gas industry has existed for a number of decades. Many offshore platforms of various types have been developed and installed all over the world. Laying pipelines and offshore cables, as well as installing various subsea structures at depths up to several kilometres is nowadays considered routine work. Many breakthrough technologies have been implemented in the past, such as dynamically positioned pipelay, which was pioneered by Allseas.

Aside from servicing the oil and gas sector, the offshore construction industry keeps developing new technologies, solution for instance for the offshore energy and offshore mining sectors. Obviously, a vast majority of experience already gathered by offshore contractors will be applicable in one or another way to these new areas.

Allseas operates a versatile fleet of specialised heavy-lift, pipelay and subsea installation vessels. Our vessels are designed in-house and equipped with cutting-edge technology that allows us to push the boundaries of heavy-lift, pipelay and subsea installation even further.

Pioneering Spirit, formerly *Pieter Schelte*, inspired by the legacy of the offshore heavy lifting pioneer Pieter Schelte Heerema (1908–1981), is a world largest vessel for single-lift installation and removal of large offshore structures and installation of subsea pipelines. Designed entirely in-house, *Pioneering Spirit* represents the epitome of Allseas engineering and innovation and marks a new era in the heavy lifting industry.

Pioneering Spirit is 382 m long and 124 m wide. At the bow of the vessel there is a slot, 122 m long and 59 m wide, where topsides are lifted using eight sets of horizontal lifting beams. Two tilting lift beams for the installation or removal of jackets can be located at the vessel's stern. These tilting lift beams can also be used for heavy crane lifts, such as for the installation or removal of modules, heavy bridges, etc. In addition to the tilting lift beams, a 5000 t special purpose crane will be available for additional lifts for jacket and topsides installation such as pile handling and bridge installation. The vessel is equipped with eight diesel generators providing a total installed power of 95 MW, driving 12 azimuth thrusters for dynamic positioning (DP3) and for propulsion. The maximum speed is 14 knots. The accommodation has a room for 571 persons in two-berth cabins.



Pioneering Spirit's primary area of focus is the removal (in accordance with OSPAR '98 regulations) and installation of large steel jacket-based platforms in hostile areas such as the North Sea, but also in more benign areas of the world. In particular, *Pioneering Spirit* will target the topsides and jackets that cannot currently be lifted in a single section by crane barges. The primary aim is for topsides heavier than 10,000 t and jackets higher than 70 m, although smaller platforms can be accommodated equally well.

In August 2016 *Pioneering Spirit* has successfully carried out its first decommissioning job by removing the Yme topside in the Norwegian North Sea.

New platinum-group minerals, an overview and experimental approach

Vymazalová, A.¹, Laufek, F.¹, Drábek, M.¹

¹Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic, anna.vymazalova@geology.cz

Platinum-group minerals (PGM), their physical and chemical properties, including their occurrence and localities were summarized in (Cabri 1981a,b). Later, all PGM recognized by the Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC) of the International Mineralogical Association (IMA), listed in alphabetical order and providing all pertinent information were summarized and evaluated by Cabri (2002). In 2002 there were 109 PGM known. Since then according to our best knowledge additional 22 new PGM were described and approved by CNMNC IMA. Among recently described 22 PGM are 17 Pd-dominant, 3 Pt-dominant and 2 Rh-dominant. Ten minerals were named for a person prominent in the field of geology, 10 for the geographical locality of its occurrence and 2 for a particular property of the mineral (chemical composition). The synthetic analogues applicable in the description of PGM were applied on the following mineral species: milotaite, pašavaite, zaccariniite, lukkulaivaaraite, kojonenite, palladosilicite and norilskite.

In most cases the small size of natural grains, their intergrowths with other PGM, mostly embedded in sulphides prevented the extraction and isolation in an amount sufficient for crystallographic and structural investigations. Therefore, these investigations were performed on synthetic material. The silica-glass tube method, using high-purity elements as starting material, was used for the synthesis of Pd₃Pb₂Te₂ (pašavaite), Pt₂HgSe₃ (jacutingaite), RhNiAs (zaccariniite), Pd₁₄Ag₂Te₉ (lukkulaivaaraite), Pd_{7-x}SnTe₂ (kojonenite), (Pd,Ag)₇Pb₄ (norilskite). Experimental runs were (after melting and homogenization) heated from several weeks to months at temperatures 300-600°C. Chemical identity, optical and physical properties confirmed the correspondence between natural and synthetic materials. Electron back-scattering diffraction (EBSD) study was applied to support the structural identity (e.g. Vymazalová et al. 2010, 2012a). The Raman spectroscopy is also a supportive tool to prove the structural identity and was applied in the description of zaccariniite (Vymazalová et al. 2012b).

The synthetic analogues of pašavaite, jacutingaite, kojonenite and lukkulaivaaraite were also experimentally studied within the corresponding ternary systems, in terms of thermal stability, stable assemblages and geological implications.

Pašavaite (Pd₃Pb₂Te₂), at 400 °C, forms a stable assemblage with kotulskite solid-solution (of a compositional range from 25 to 30 at.% Pb), and altaite (PbTe) (Vymazalová and Drábek 2011). Pašavaite was found in massive Ni-Cu ore from the Talnakh deposit in the Noril'sk district, embedded in polarite in association with Au-Ag phases, unknown Pd-Pb-Bi-Te phases and sperrylite.

Jacutingaite (Pt₂HgSe₃), at 400°C, forms stable assemblages with Pt selenides sudovikovite (PtSe₂) and luberoite (Pt₅Se₄), with tiemannite (HgSe) and Hg₂Pt and Hg₄Pt phases (Drábek et al. 2012). Such associations can be expected to occur in nature. Jacutingaite was discovered at the Caue iron-ore deposit in Itabira district, Minas Gerais, Brazil.

Lukkulaivaaraite (Pd₁₄Ag₂Te₉), at 350°C, coexists with kotulskite and sopcheite, hessite and sopcheite, telargpalite and hessite. Lukkulaivaaraite, in association of telargpalite or kotulskite, has also been observed in nature. The mineral was described from the Lukkulaivaara intrusion in northern Russian Karelia. Lukkulaivaaraite also forms stable associations with the phase Pd₃Te₂ and kotulskite, and with Pd₃Te₂ and telluropalladinite. It also coexists with a new phase, Pd_{7.5-x}Ag_{0.5+x}Te₃ and telargpalite, and with the phase Pd_{7.5-x}Ag_{0.5+x}Te₃ and telluropalladinite (Vymazalová et al. 2015). These associations can be expected to occur in nature.

Kojonenite (Pd_{7-x}SnTe₂, where 0.3 ≤ x ≤ 0.8), at 400°C, coexists with kotulskite, telluropalladinite and paolovite but also with phases Pd₃Te₂, Pd₂₀Te₇ and Pd₇₂Sn₁₆Te₁₂, unknown as minerals but which might occur in association with kojonenite in nature (Vymazalová and Drábek, 2010). Kojonenite was described from the Stillwater Layered Igneous Intrusion, Stillwater Valley, Montana, USA (Stanley and Vymazalová 2015), it also can be expected to occur in other Cu-Ni-PGE mineral deposits related to mafic and ultramafic rocks, particularly those enriched in Pd and Sn (e.g. Noril'sk, Russia).

1. Cabri, L.J. (1981a): The Platinum-group minerals. In: Cabri, L.J. (ed.) *Platinum Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery*, CIM Special Vol. 23, pp. 83-150.
2. Cabri, L.J. (1981b): Unnamed Platinum-group minerals. In: Cabri, L.J. (ed.) *Platinum Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery*, CIM Special Vol. 23, pp. 175-186.
3. Cabri, L.J. (2002): The Platinum-group minerals. In: Cabri, L.J. (ed.) *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements*, CIM Special Vol. 54, 177-210.
3. Drábek M., Vymazalová A., Cabral A.R. (2012): The Pt–Hg–Se system at 400°C: phase relations of jacutingaite. *The Canadian Mineralogist*, V. 50 No.2 P. 441-446.
4. Stanley C.J., Vymazalova A. (2015): Kojonenite, a new palladium tin telluride mineral from the Stillwater Layered Igneous Intrusion, Montana, USA. *American Mineralogist*, V. 100, P. 447-450.
5. Vymazalová A., Drábek M. (2011): The Pd–Pb–Te system: phase relations involving pašavaite and potencial minerals. *The Canadian Mineralogist*, V. 49 No. 6 P. 1679-1686.
6. Vymazalová A., Laufek F., Drábek M, Cabral A.R., Haloda J., Sidorinová T., Lehmann B., Galbiatti H.F., Drahokoupil J. (2012a): Jacutingaite, Pt₂HgSe₃, a new platinum-group mineral from the Cauê iron-ore deposit, Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *The Canadian Mineralogist*, V. 50, No. 2, P. 431-440
7. Vymazalová A., Laufek F., Kristavchuk A.V., et al. (2015): The system Ag-Pd-Te: phase relations and mineral assemblages. *Mineralogical Magazine*, V.79 No. 7 P. 1813-1832.
8. Vymazalová, A., Laufek, F., Drábek, M., Haloda, J., Sidorinová, T., Plášil, J. (2009): Pašavaite, Pd₃Pb₂Te₂, a new platinum-group mineral species from Noril'sk-Talnakh Ni-Cu camp, Russia. *The Canadian Mineralogist*, V. 47, No. 1, P. 53-62.
9. Vymazalová, A. and Drábek, M. (2010b): The system Pd-Sn-Te at 400°C and mineralogical implications. II. The ternary phases. *The Canadian Mineralogist*, V. 48, No. 5, P.1051-1058.
10. Vymazalová, A., Laufek, F., Drábek, M., Stanley, C.J., Baker, R.J., Bermejo, R., Garuti, G., Thalhammer, O., Proenza, J.A., Longo, F. (2012b): Zaccariniite, RhNiAs, a new platinum-group mineral species from Loma Peguera, Dominican Republic. *The Canadian Mineralogist* V. 50, P. 1321-1329.

Применение компьютерной рентгеновской томографии для изучения внутреннего строения горных пород

Корост Д.В.¹, Гилязетдинова Д.Р.¹, Хомяк А.Н.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, dkorost@mail.ru

Начиная с 90-х годов XX века ученые и специалисты ведущих исследовательских центров занимаются вопросами применения компьютерной рентгеновской томографии (КТ) для исследования горных пород различного состава и генезиса. Не смотря на то, что компьютерные томографы доступны сегодня практически в любом крупном городе России, остается большое количество вопросов о месте этого метода в комплексе лабораторных исследований, перспектив его развития и применения.

В докладе приведен опыт авторов по применению КТ для изучения горных пород, изложены подходы включения данных томографии в комплекс лабораторных исследований каменного материала, направления развития метода, его видимые достоинства и ограничения.

Помимо очевидного применения КТ для изучения стереологического строения образцов, значительные работы ведутся в области моделирования строения и свойств горных пород в микронном масштабе (т.н. цифровая петрофизика, Digital Rock). Безусловно, информация о трехмерном строении объекта, при наличии физико-математического аппарата и вычислительных мощностей, способна обеспечить получение достаточно объективных данных о его свойствах. Однако, вопросов в этой области остается еще очень много.

Успешное развитие и адаптация любого нового метода требует вовлечение специалистов из широкого круга областей науки. Не исключение и применение КТ в такой специфической и в тоже время разнообразной области знаний, как геология. Именно успешная и продуктивная командная работа геологов, физиков, математиков и программистов является залогом достижений и развития работы, которую мы делаем сегодня.

Текстурно-структурные особенности железистых корок, ассоциирующих с сульфидными рудами гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта (компьютерная рентгеновская томография)

Ампиева Е.Е.¹, Чернов М.С.², Булыгина Л.Г.²

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, Amplieva@igem.ru;

²МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, chernov@geol.msu.ru

В 32-м, 35-м и 37-м рейсах НИС «Профессор Логачёв» (2009 г.) в пределах рудного кластера Семёнов (13°31' с.ш.), полей Сюрприз (20°45.4' с.ш.), Юбилейное (20°09' с.ш.) и рудного узла Победа (17°08,7' с.ш.) Срединно-Атлантического хребта (САХ) с помощью телегрейфера вместе с сульфидными рудами были подняты железистые отложения (корки).

Методы. Определение концентрации породообразующих, и микроэлементов в пробах железистых корок выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical, Нидерланды (лаборатория анализа минерального вещества ИГЕМ РАН, аналитик – А.И. Якушев). Количественный минеральный анализ осуществлялся методом полнопрофильной обработки рентгеновских картин от неориентированных препаратов по методу Ритвельда в программном продукте Quanto (Институт кристаллографии, г. Бари, Италия) с использованием рентгеновского дифрактометра ULTIMA-IV, фирмы Rigaku, Япония, (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова). Качественный элементный состав определялся на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащённом 5-ю волновыми и одним энерго-дисперсионным спектрометрами, в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Элементы внутренней структуры корок были исследованы с помощью рентгеновского компьютерного томографа (μКТ) Yamato TDM 1000H-II (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова).

Результаты. Железистые отложения представляют собой неравномерно-пористые скопления буровато-черного, сажисто-черного, оранжево-коричневого, охристого цвета. Нередко в корках встречаются тонкие до 1 мм прожилки гематита. Часто по поверхность образцов покрыта скрыто-кристаллическим атакамитом. Также он встречается в виде зональных прожилков, в которых призальбандовые части сложены тонко-кристаллическим атакамитом, а центральные части – агрегатами кристаллов до 1-1,5 мм. Стенки полостей в пористых железистых корках часто выполнены мелкими до 1 мм кристаллами атакамита темно-бутылочного цвета. В слаболитифицированных океанических осадках атакамит встречается в виде отдельных скорлупок и/или их агрегатов светло-зеленого цвета. Мономинеральные скопления скрытокристаллического светло-зелёного атакамита встречены в толще осадков в виде уплощенных образований с плавными, ровными краями.

Преобладающими минералами железистых корок являются гетит, гематит, широко распространены атакамит, барит, кварц, реже встречаются родохрозит, кристобалит, арагонит, сидерит, кальцит. Обнаружены также каолинит, иллит, хлорит и нонтронит. В нескольких образцах обнаружена сульфидная вкрапленность, представленная халькопиритом и пиритом.

Два образца (гетитовая корка 32л372/2 и гетитовая корка с атакамитом 32л358/3) были исследованы с помощью метода рентгеновской компьютерной микротомографии (или μКТ) – неразрушающий метод получения трехмерной реконструкции структуры образца. Разрешающая способность современных приборов много ниже (около 1 мкм) чем у РЭМ, но микротомограф позволяет изучать образцы большего размера и увидеть в объеме образца достаточно крупные элементы структуры, такие как поры, трещины, различные по плотности и составу участки образца, а также включения и их скопления. Контраст на полутоновых изображениях срезов образца, полученных с помощью микротомографии (μКТ-изображения), определяется поглощением рентгеновского излучения структурными элементами, которое зависит от их

химического состава и плотности. Поэтому трехмерные реконструкции, полученные по результатам изучения образцов железистых корок в микротомографе, дали возможность четко увидеть распределение пор и пустот в объеме образца и обнаружить редкую сульфидную вкрапленность, не выявленную при других исследованиях.

Выводы. Таким образом, в результате проведенных исследований определен минеральный состав железистых корок, основываясь на котором, можно сделать предположение о генезисе этих образований. Вероятнее всего это продукты подводного окисления сульфидных минералов, источником которых являлась гидротермальная система, сформировавшая рудные залежи кластера Семёнов. Это могут быть как окисленные сульфидные дымы, так и фрагменты сульфидных построек. Часть минералов, слагающих корки, осаждалась из морской воды. Наложённая сульфидная вкрапленность (халькопирит и пирит), возможно, свидетельствуют, что в процессе формирования железистых корок, гидротермальная система ещё сохраняла слабую активность. Что так же подтверждается и составом океанических осадков, перекрывающих и частично вмещающих как корки, так и сульфидные руды (Моргунова и др., 2012; Русаков и др., 2013).

Авторы выражают благодарность ПМГРЭ за всестороннюю помощь. Работа выполнена при поддержке Программы I. ЗП.

2. Моргунова И.П., Петрова В.И., Литвиненко И.В., Черкашёв Г.А. Органическое вещество современных донных осадков отложений гидротермального поля Семёнов (Срединно-Атлантический хребет) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т.7. №2. http://www.ngtp.ru/rub/1/32_2012.pdf

4. Русаков В. Ю., Шилов В. В., Рыженко Б. Н., Габлина И. Ф., Рощина И. А., Кузьмина Т. Г., Кононкова Н. Н., Добрецова И. Г. Миралого-геохимическая зональность осадков гидротермального узла «Семёнов» (13°31'–13°30' с.ш. Срединно-Атлантический хребет) // Геохимия. 2013. №8. С. 717–742.

Тезисы докладов молодых учёных



Минералого-петрографические и геохимические особенности золоторудных флюидо-эксплозивных брекчий проявления Тохто (Центрально-Алданский рудный район)

Абдрахманова А.Т.¹, Леонтьев В.И.¹, Бушуев Я.Ю.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, leontyev@spmi.ru

Флюидо-эксплозивные структуры служат важными структурными элементами, а зачастую и главными рудовмещающими телами на многих месторождениях золота, редких металлов, свинца, цинка, железа, меди, никеля и др. (Туговик, 1984). Важную роль они играют и на Au-Cu-порфировых и Au-Te-эпитермальных (А-тип) объектах, характеризующихся тесной связью с магматизмом повышенной щелочности (Richards, 1995; Коваленкер, 2006). Месторождения подобных типов известны в Центральном Алдане (Рябиновое, Самолазовское, Подголецное), а раннемеловые магматические щелочные и субщелочные образования эксплозивного генезиса, формирующие трубки взрыва и тела сложной формы, широко проявлены в пределах вулcano-плутонических структур, и порой играют важную роль в строении рудных полей. Однако вопрос рудоносности подобных образований в Центральном-Алданском районе изучен слабо, на фоне чего особый интерес представляет проявление золотоносных флюидо-эксплозивных брекчий – Тохто, расположенное в Джекондинском рудном узле.

В геологическом строении Джекондинского рудного узла принимают участие супракрустальные толщи и изверженные породы архей-протерозойского возраста, морские карбонатные отложения венда – нижнего кембрия, юрские терригенные осадки, юрско-меловые интрузивные породы и рыхлые кайнозойские образования. Архейские супракрустальные образования представлены гнейсами и кристаллическими сланцами нимырской свиты верхнеалданской серии, слагающие разномасштабные реликты в поле протерозойских гранитоидов. Морские карбонатные отложения венда – нижнего кембрия слагают устьюдомскую, пестроцветную, тулмудурскую и унгелинскую свиты, суммарной мощностью 500-600 м. Терригенные отложения представлены нижнеюрской юхтинской свитой и залегают на размытой поверхности нижнего кембрия. Платформенные образования прорваны среднеюрско-раннемеловыми щелочными магматитами томмотского, верхнеселигдарского, алданского и лебединского вулcano-плутонических комплексов. Самыми ранними являются средне-позднеюрские магматиты томмотского вулканического трахит-фонолитового комплекса и верхнеселигдарский комплекс щелочноземельных и умеренно-щелочных сиенитов. В позднеюрско-раннемеловой этап сформировался основной объем мезозойских магматитов, представленный алданским комплексом щелочных сиенитов и лебединским монцонит-сиенитовым комплексом. Полихронными и наиболее глубинными являются малые интрузии щелочных лампрофиров, лампроитов среднеюрско-позднемелового возраста. Завершающими являются образования ранне-позднемелового этапа, представленные малыми интрузиями сиенит-порфиров, а так же трубками флюидоэксплозивных брекчий с цементом сиенитового состава.

Эпи-платформенные магмагенные структуры имеют большое значение в геологическом строении района. Наиболее крупными сложно построенными и имеющими длительную историю развития являются Джекондинский и Шаманский массивы, относящиеся к типу кольцевых вулcano-плутонических структур центрального типа. Джекондинский массив в плане имеет форму почти правильного круга диаметром около 4,5 км. Основу массива составляет кальдера, представляющая собой котлообразный провал вулканической постройки. Кальдера заполнена средне-позднеюрскими эффузивно-пирокластическими образованиями. По периферии вулcano-плутоната внедрились несколько дугообразных интрузий второй и третьей фазы лебединского комплекса. Шаманский массив сложен субвулканическими интрузиями трёх фаз лебединского комплекса. Наиболее крупным является штокообразное тело г. Шаман, сложенное щелочноземельными сиенитами первой фазы лебединского комплекса. Вторая и третья фазы проявлены в виде дугообразных интрузий и штоков в обрамлении и внутри малых интрузий близ

г. Шаман. Вулкано-плутонические структуры хорошо выражены в рельефе в виде положительных морфоструктур центрального типа.

Рудопроявление Тохто, выявленное в ходе геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000 Е.И. Бирюковым, расположено в долине р. Джеконда, около устья ручья Тохто, между Шаманским и Джекондинским массивами, в узле пересечения меридионального и субширотного разломов. Рудопроявление приурочено к трубке взрывных брекчий, состоящих из обломочной фракции и сиенитового цемента, примерно в равных объёмных отношениях. Состав обломков самый разнообразный: доломиты, граниты, кристаллосланцы, сиениты. Форма трубки, в целом, овальная, размером 270 × 100 метров, вытянутая в северо-восточном направлении по азимуту 70°. Контакты взрывных брекчий с вмещающими доломитами крутопадающие, часто вертикальные.

Вмещающие трубку доломиты состоят из зерен тонкозернистого, кристаллического доломита с гипидиоморфными, мелкими зёрнами, местами пелитоморфный с единичными зёрнами пирита. В экзоконтакте трубки присутствуют прожилки, сложенные гипидиоморфным доломитом и редкими зёрнами кварца (рост от зальбандов к центру).

Флюидо-взрывные брекчии имеют брекчиевую структуру. Обломки размером от 0,25 мм до 5 см, частично оплавлены, местами угловаты, неравномерно распределены по породе, и их содержание варьирует от 5 до 50 %. Обломки представлены доломитом и гранитоидами кристаллического фундамента. Цементом брекчий служит трахит, который составляет от 50 до 95% породы. Трахит отчетливо порфировая порода с микрозернистой, микролитовой основной массой. Вкрапленники представлены калинадровым полевым шпатом (0,25 - 0,5 мм) – до 20%, основная масса – 60% сложена микролитами полевых шпатов (преимущественно калинадровый полевой шпат) и редкими зёрнами апатита. Имеются многочисленные поры, некоторые из них заполнены кварцем. Редко отмечается трахит со сферолитовой структурой, минеральный состав: калинадровый полевой шпат (радиально-лучистый агрегат, образующий сферы) – 75%, калинадровый полевой шпат (микрозернистый) – 15%, а так же призматические зёрна полностью замещённые слюдой (мусковитом) – 5%, Акцессорные минералы: апатит – редкие игольчатые зёрна, пирит. Обломки пород имеют серицитовые, местами кальцитовые и анкеритовые оторочки от 0,01 до 0,5 мм. Вокруг обломков гранитоидов тонкие оторочки серицита, а наиболее широкие оторочки – вокруг обломков доломита. Они сложены преимущественно серицитом, с зонами кальцита и анкерита. В обломках доломитов наблюдается укрупнение размеров зерен, а так же окварцевание (рисовидный кварц). Цемент и обломки пород подвержены вторичным изменениям в виде карбонатизации (пятна анкерита и кальцита).

На породу наложены гидротермально-метасоматические изменения типа аргиллизации, которые проявлены в виде гематитизации, пелитизации калинадрового полевого шпата, образовании вторичного, часто гипидиморфного, кварца и в меньшей степени халцедона. Изменения проявлены неравномерно.

Кварц-лимонитовые метасоматиты развиты в виде линз на контакте тела взрывных брекчий с доломитами. Структура гранобластовая с пологоволнистыми границами зерен кварца. Кварц с мозаичным погасанием. Минеральный состав: кварц – 50%, гидроокислы железа – 40%, слюда – 3%, гематитовые образования – 7%.

Для выявления геохимических особенностей рудопроявлений было проанализирован 1 образец кварц-лимонитового метасоматита и 4 образца флюидо-взрывной брекчии. Au определялось пробирным анализом, Ag - методом ААС с разложением в царской водке; элементы-примеси определялись комплексом методов ICP-AES/ICP-MS (аккредитованная лаборатория АО «СЖС Восток Лимитед», г. Чита). Для выделённых групп проб рассчитывались средние геометрические содержания, нормированные на средние содержания элементов в мезозойских интрузивных породах алданского и лебединского комплексов (Терехов, 2012), и оценивался коэффициент концентрации (КК) элементов (рис. 1). С помощью коэффициента концентрации можно выделить следующие геохимические группы в кварц-лимонитовых метасоматитах: КК=200-150 – Au; КК=20-10 – As, Sb; КК=10-5 – W, Ni; КК=5-1 – Ge, Zn, Sn, Li, V, Mn, Ag, Cu, Be, U, Y; в флюидо-взрывных брекчиях: КК=150-100 – Au; КК=20-10 – W; КК= 10-5 –Sb; КК= 5-1 – As, Ge, La, Ag, Y, Ni, Li, Be, Rb, U, Sc, Ce, Zn, Nb. Геохимический профиль рудных брекчий, характеризуется обогащением по отношению к породам алданского и

лебединского комплексов такими элементами как Au, W, Sb; для кварц-лимонитовых метасоматитов Au, As, Sb, W, Ni.

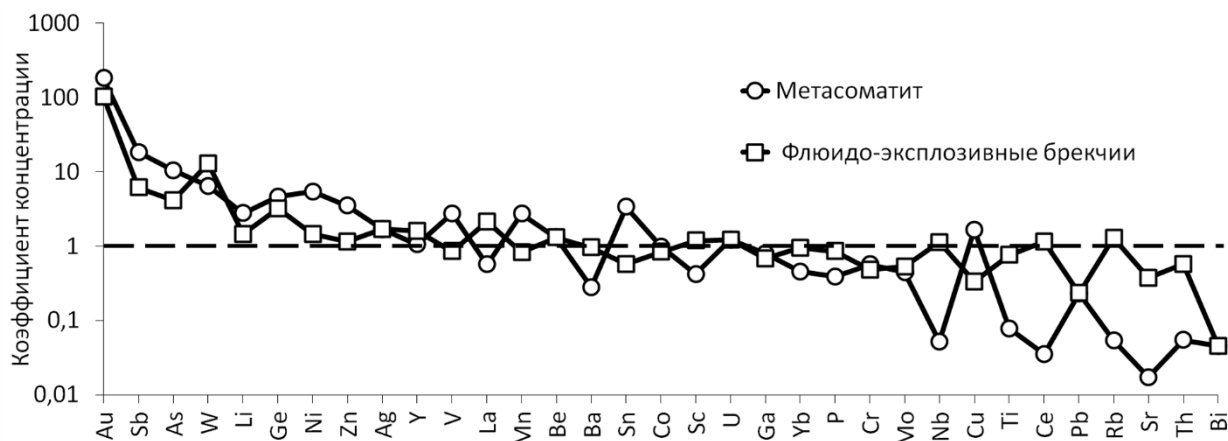


Рисунок 1. Геохимический спектр флюидо-эксплозивных брекчий и метасоматитов рудопроявления Тохто (нормировано на содержания элементов Лебединского и Алданского комплексов (n=79) (Терехов, 2012)).

По данным ГУП РС(Я) «Алдангеология» золотоносными являются в различной степени метасоматически измененные флюидо-эксплозивные брекчии, и метасоматиты, местами проявленные на контакте трубки и карбонатных пород. Для изучения состава и морфологии золота был отмыт шлик из частной пробы весом 50 кг, отобранной на поверхности трубки из выветрелых пород, а так же были изготовлены аншлифы по всем типам флюидо-эксплозивных и гидротермально-метасоматических образований. Из шликерной пробы было выделено 150 золотин. Золото мелкое – 0,05-0,15 мм. По морфологии и химическому составу довольно чётко разделяется на два типа. Первый тип представлен золотинами, являющимися по большей части слепками мелких друзовых полостей (рис. 2).

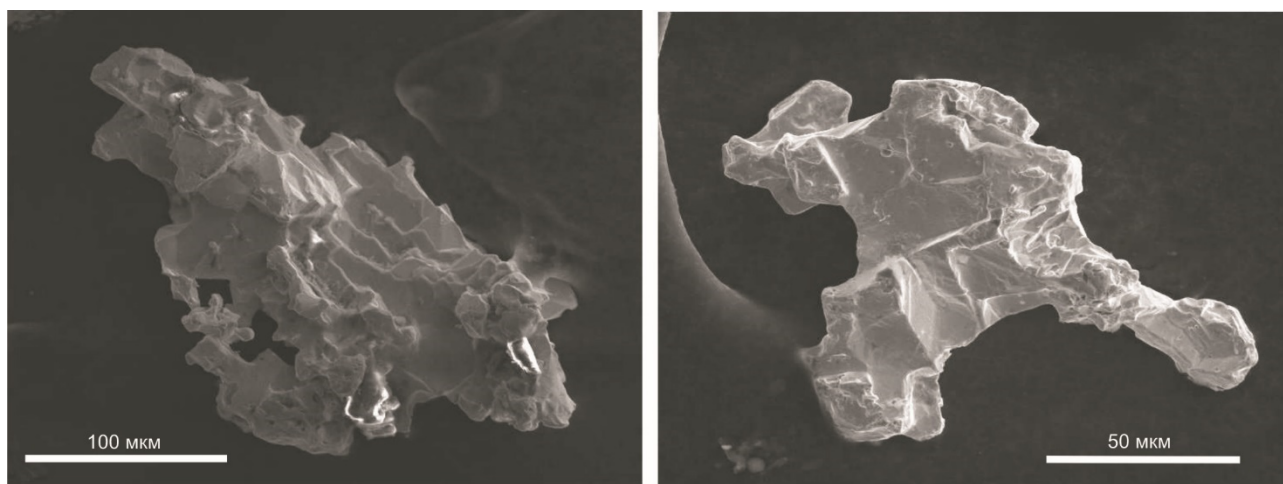


Рисунок 2. Морфология золота первого типа, выполнявшего мелкие друзовые полости.

Они характеризуются большим количеством на поверхности отпечатков кристаллов пирита и кварца. Выделения субизометричные, слегка вытянутые, с множеством ответвлений и в целом имеют «ажурный» вид. Часто встречаются в сростаниях с кварцем и пиритом. Проба золота данного типа изменяется в достаточно узком диапазоне – 883-910 ‰ (среднее 898 ‰, n = 37). Второй тип золота характеризуется изометричными формами, и кристалломорфными очертаниями. Проба золота данного типа изменяется в диапазоне 970-996 ‰ (среднее 980 ‰, n = 5), в одной золотины установлена небольшая примесь меди (0,37%). В аншлифах золото первого типа было установлено в брекчиях в виде выполнения микродруз кварца развивающихся по пириту, и в кварц-лимонитовых метасоматитах в виде цементационных выделений в интерстициях кварца. Золото второго типа в аншлифах установлено не было. Таким образом, золото первого типа имеет чёткую связь с наложенным гидротермально-метасоматическим процессом и, по-видимому, доминирует в рудах. Золото второго типа по известным

типоморфным признакам (Петровская, 1973) можно охарактеризовать как более раннее, и, вероятно, связанное не с поздним гидротермальным, а с флюидно-магматическим этапом.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00334 мол_а

1. Коваленкер В.А. Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфировых и эпитеpmальных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. 2006. С.143-214.

2. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса) // М.: Наука 1973. 347 с.

3. Терехов А.В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия): дисс. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.11 / СПб. 2012. 220 с.

4. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность // М.: Наука. 1984. 193 с.

5. Richards J. P. Alkalic-type epithermal gold deposits – a review // Magmas, fluid and ore deposits. – Mineralogical Assoc. of Canada. Short course ser. 1995. V. 23. P. 367-400.

Перспективы развития золоторудной отрасли в Нижнем Приамурье (Хабаровский край)

Алексеев А.С.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, aleksrybinsk@gmail.com

Повышенный интерес геологической отрасли к золоторудным месторождениям обусловлен высокими ценами на благородный металл, которые держатся последние 10 лет. Хабаровский край входит в первую десятку регионов РФ по золотодобыче, в 2015 г. было добыто 18.3 т золота. Основные месторождения, где осуществляется добыча рудного золота, располагаются в районе Нижнего Приамурья – Албазино и Многовершинное. Это известный с конца XIX века золотоносный район, где осуществлялась добыча благородных металлов, в первую очередь из россыпей, а также мелких и средних коренных месторождений (таких как Дяппе и Мартемьяновское). При этом большинство месторождений, которые разрабатываются в данный момент, известны были с 50-60-ых годов XX века. В конце 1990 – начале 2000 годов российские и иностранные компании начинают активно заниматься доразведкой уже известных месторождений (Многовершинное, Белая Гора) и поиском и разведкой новых объектов. Результатом работ стало увеличение минерально-сырьевой базы за счет более глубоких горизонтов и флангов месторождений Многовершинное и Белая Гора и открытие месторождение Албазино (с последующим увеличением запасов до 105 т. в 2011 г.). Примечателен факт, что район месторождения расположен вне известных металлогенических единиц, отмеченных в крупном региональном обобщении (Nokleberg, 2010). Также в результате работ 2013-2016 гг. компанией ООО «Третья ГГК» открыто месторождение Чульбаткан, которое можно отнести к редкому в России типу (по иностранной классификации) золоторудных месторождений в «восстановленных гранитах» (reduced intrusion related gold deposit's, Takagi, Tsukimura, 1997; Thompson et al, 1999; Thompson, Newberry, 2000), что соответствует золото-редкометальному в российской классификации (Волков А.В., 2016 г). Перечисленные открытия ставят новые вопросы по металлогении золота региона, и, очевидно, увеличивают перспективы пополнения минерально-сырьевой базы золота в Нижнем Приамурье.

Данный район относится к северному окончанию Сихотэ-Алиньской складчатой системы, в пределах которой известны следующие вулканогенно-осадочные формации: флишоидная и кремнисто-терригенная поздней юры – раннего мела, флишоидная толща и вулканогенно-терригенные образования мела, позднемеловые-кайнозойские вулканогенные образования и покровы – андезит-базальты (поздний мел – палеоген), дацит-липариты (поздний мел – палеоген), андезит-дациты (палеоген) и базальты (палеоген – неоген). Интрузивные образования представлены, как крупными батолитами, так и маломощными дайками нижнеамурского гранодиорит-диоритового комплекса (нижний мел), прибрежного монцонит-лейкогранитового и бекчиулского диорит-лейкогранитового комплекса (оба - палеоцен-эоцен).

Нижнеамурский золотоносный район включает в себя несколько известных крупных золоторудных районов (Агние-Афанасьевский, Албазинский, Бухтянский и Ульский) и большое количество более мелких рудно-россыпных узлов, таких как Ангочиканский, Чульбат-Почельский, Херпучинский и Октябрьско-Чаятынский.

Золоторудные объекты вышеперечисленных узлов и районов преимущественно относятся к золото-сульфидно-кварцевым, золото-кварцевым и золото-сульфидным рудопроявлениям плутоногенной формации, а также золото-(серебро)-адуляр-кварцевым, золото-кварц-гидрослюдистым и золото-алунитовым рудопроявлениям вулканогенных формаций. Поэтому большие перспективы поиска новых золоторудных объектов в Нижнем Приамурье связывают именно с данными типами рудопроявлений. Активно работы ведутся в Агние-Афанасьевском и Ульском рудных районах, а также в Херпучинском рудном узле, такими компаниями как ОАО «Полиметалл», ООО «Русдрагмет» и АО «Росгеология».

Однако поисковые и оценочные работы в Чульбат-Почельском и Тахтинском рудном узле, проводимые компанией ООО «Третья ГК», открывают новые перспективы развития золоторудной отрасли Нижнего Приамурья.

Чульбат-Почельский рудный узел. Располагается на правом берегу верхнего течения р. Амгунь. В геологическом строении данного узла принимают участие терригенные породы поздней юры – раннего мела, прорванные многочисленными интрузиями гранодиоритов среднего состава позднемелового нижнеамурского комплекса (Чульбатский, Удинский, Серго-Михайловский, Почельский и Гранитный массивы). В результате поисково-оценочных и разведочных работ 2013-2016 гг. из малоперспективного рудопоявления Чульбаткан (с пересчитанными запасами золота категории С2 - 2 кг, Змиевский, 2006) «выросло» месторождение Чульбаткан с подсчитанными запасами золота ~30 т (С1+С2) при среднем содержании в рудах 1.0-1.5 г/т. Рудные тела месторождения представляют собой крутопадающие (45-80°) пластообразные тела, вмещающие штокверковую (преимущественно вкрапленную, чем прожилковую) золотую минерализацию. Золото – единственный полезный компонент, большая часть его находится в свободном виде или в сростании с сульфидами, поэтому руды неупорные (Алексеев А.С., 2016). Особенность месторождения заключается в том, что его можно отнести к редкому в России золото-редкометалльному типу (Алексеев А.С., 2014).

Бухтянский рудный район. Находится на левом берегу верхнего течения р. Амур. Строение его сильно различается – в западной части терригенные породы мела, прорываются небольшими штоками и дайками верхнемеловых интрузий среднего состава и небольшими батолитами палеогеновых интрузий кислого состава (Тахтинский рудный узел); в восточной части преобладающими породами являются вулканогенные отложения и покровы андезитобазальтов и дацит-липаритов (поздний мел – палеоген), андезитодацитов (палеоген) и базальтов (палеоген-неоген). Редко встречаются интрузии кислых гранитоидов палеогена. В Бухтянский рудный узел входят рудопоявления (Дубовая, Толстый Ключ, Золотая Гора) и такие месторождения как Полянка, Дыльменское (Стычинский В.В. и др. 2002ф) и Бухтянка (Осипов В.В. и др., 1976ф), относящиеся к золото-адуляр-кварцевой вулканогенной формации. Все они мелкие или средние по масштабу (до 20 т), с небольшим средним содержанием в упорных рудах от 1 до 10 г/т. Обработка месторождений не производится. В Тахтинском рудном узле известных месторождений нет, но существуют рудопоявления золото-сульфидно-кварцевой плутоногенной формации (Кабачинское, Тахтинское) и золото-медно-порфиновые рудопоявления (Тырское, Белоглинка, Ельник).

Золото-(молибден)-медно-порфиновые рудопоявления в Хабаровском крае известны давно, но существенных подвижек изучения их в Нижнем Приамурье не наблюдалось. Последние работы в Тахтинском рудном узле на Тырском рудопоявлении были проведены в 60-ых годах.

В результате поисково-оценочных работ 2013-2014 гг. на Тырском золото-медно-порфиновом рудопоявлении было выявлено крупное рудное тело - штокверк (прожилково-вкрапленная минерализация) на экзоконтакте даек диорит-порфиритов и песчаников. Среднее содержание в рудных телах золота 0.6 г/т, меди 0.4%. Предварительно оцененные ресурсы порядка 0.5 млн т. медного эквивалента. При этом золото в данном месторождении выступает как главный элемент наряду с медью.

Таким образом, можно сделать вывод, что Нижнее Приамурье является достаточно перспективным районом для золоторудной отрасли. Данный район может быть интересен не только в плане поиска «привычных» золоторудных жильных месторождений плутоногенной и вулканогенной формации, на которые опирается минерально-сырьевая база золота Нижнего Приамурья, но также может быть перспективен на открытие золото-медно-порфиновых месторождений и золото-редкометалльных месторождений, распространённых лишь на северо-востоке страны (Волков А.В., 2016)

1. Алексеев А.С. О генетическом типе Чульбатканского проявления (Бичи-Амгуньское междуречье, Хабаровский край). Материалы IV научной молодежной школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». ИГЕМ РАН. Москва. Россия. 2014.

2. Алексеев А.С. О рудопоявлении золота Чульбаткан (Хабаровский край). Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2016». М.: МАКС Пресс. 2016 г.

3. Волков А.В. Прогнозно-поисковая модель богатых золото-редкометалльных месторождений. Информ.-аналит. журнал «Золото и технологии». №1. март 2016 г. М.: «Вива-стар». 2016 г.

4. Nokleberg, W.J., ed., 2010, Metallogenesis and Tectonics of Northeast Asia: U.S. Geological Survey Professional Paper 1765. 624 p.

5. Takagi T., Tsukimura K. Genesis of oxidized- and reduced-type granites // Economic Geology. v. 92. 1997. P. 81-86.

6. Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. Miner Deposita, 1999; 34:323–334.

7. Thompson, J.F.H., Newberry, R.J. Gold deposits related to reduced granitic intrusions. Reviews in Economic Geology. 2000. v. 13. P. 377-400.

Фондовая литература:

1. Змиевский Ю.П., Умов А.П., Стычинская В.П. Переоценка нераспределенного фонда запасов и ресурсов россыпного и рудного золота и выработка рекомендаций по очередности их освоения. Хабаровск, 2006.

2. Осипов В.В., Вертоградов В.В., Никитенко Т.Н. Отчет о детальном поисковых работах на Бухтыанском золоторудном поле (Правобережная партия, м-б 1:10000, лист № 54-XXVII), 1973-1975 гг. Хабаровский край, 1976.

3. Стычинский В.В., Сотников В.Г., Быстрицкий П.Я. и др. Отчет о результатах разведочных работ на рудное золото на Дыльменском золоторудном месторождении в 1996-2000 гг. Ульчский район Хабаровского края (подсчет запасов по состоянию на 01.01.2003 г.), 2002 г.

Минеральные ассоциации кварц-карбонатных жил и особенности их формирования (о-в Пежостров, С-З Беломорье).

Анисимов Р.Л.¹, Березин А.В.^{1,2}

¹СПбГУ, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, romjulleoanis@mail.ru

²ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, berezin_geo@yahoo.com

Карбонатные жилы о. Медвежий (Порьегубский архипелаг, восточный берег Кандалакшского залива Белого моря) официально разрабатывались на серебро в период с 1733 по 1742г. Жилы наблюдаются во всех типах встречающихся на острове пород амфиболитовой и гранулитовой фации (Белянкин и др., 1924). Жилы (мощность до 50 см) являются исключительно секущими, невыдержаны по простирацию и падению. Основной минерал – кальцит, реже встречается кварц, барит, флюорит, апофиллит. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом и халькопиритом. По-видимому, для данных жил характерна вертикальная зональность – самородным серебром были обогащены верхние части рудоносных жил, в настоящее время отработанные (Белянкин, Куплетский, 1924).

Кварц-карбонатные жилы (юго-западное побережье Кандалакшского залива Белого моря, в том числе о. Пежостров) развиты исключительно в пределах небольших массивов основных пород, расположенных в зоне развития кристаллических сланцев и гнейсов беломорского подвижного пояса. На южном берегу Пежострова распространены ильменит-кварц-карбонатные жилы (Лебедев, 1950).

Насчитывается более 20 жильных образований, секущих как неизмененные так и эклогитизированные габброиды. Объект исследования располагается на южном берегу острова Пежостров. Изучаемая жила сечет крупный массив метаморфизованных меланократовых среднезернистых массивных метагаббро с гранатом. Участки массива, приуроченные к контактам с гнейсами эклогитизированы (омфациит, роговая обманка, гранат). Жилы выполняют субвертикальные трещины отдельности. Мощность 5-20 см, по простирацию (335°) до 2-20 м, падение субвертикальное, зона приконтактных изменений достигает 30 см. На контактах с жилами порода преобразована в амфиболит (роговая обманка, скаполит). Жила имеет кварцевое ядро и призальбандовую зону, сложенную блоками кальцита и кварца. К данной зоне приурочена основная рудная минерализация. На контакте вмещающие породы изменены и сложены скрытозернистой кристаллической массой темно-зеленого цвета. При осмотре изучаемой жилы (Березин А. В., 2013), были выявлены некоторые отличия объекта исследования от ильменит-кварц-карбонатных жил (Лебедев, 1950). Кроме того, исследования жильного комплекса Пежострова на предмет содержания минералов серебра ранее не проводились. Данные предпосылки вызывают интерес к изучению данного объекта и его сопоставлению с рудными жилами о. Медвежий. Для дальнейшего исследования была использован штупф из переходной зоны, и сколковая проба из кварц-карбонатной зоны с рудными минералами.

На основании петрографического изучения шлифов, а также по данным микрорентгеноспектрального анализа (EPMA), произведенном в ИГГД РАН была охарактеризована кварц-карбонатная жильная зона, три зоны приконтактных метасоматитов, а также измененные вмещающие метагаббро. Далее зоны будут рассмотрены в направлении «жила-порода»:

Зона 0 (Кварц-карбонатная жильная зона) (около 30 см) (рис. 1). Зона сложена преимущественно кварцем, рудными минералами, кальцитом, а также хлоритом. Также встречен плагиоклаз и амфибол. Хлориты по составу (данные EPMA) в целом отвечают магнизиальным разностям ($\#Mg=0,3 - 0,8$) с повышенным содержанием железа (преобладает брунсвит, также отмечается рипидолит и диабантит) (Foster, 1962). Также встречен железистый хлорит, отвечающий составу делессита ($\#Mg=0,3$). Температура образования хлорита (по хлоритовому геотермометру (Jowett, 1991)) установлена в диапазоне 200-270°C, однако данный результат следует считать приблизительным, требующим заверки альтернативными методами (Caritat et al, 1993).

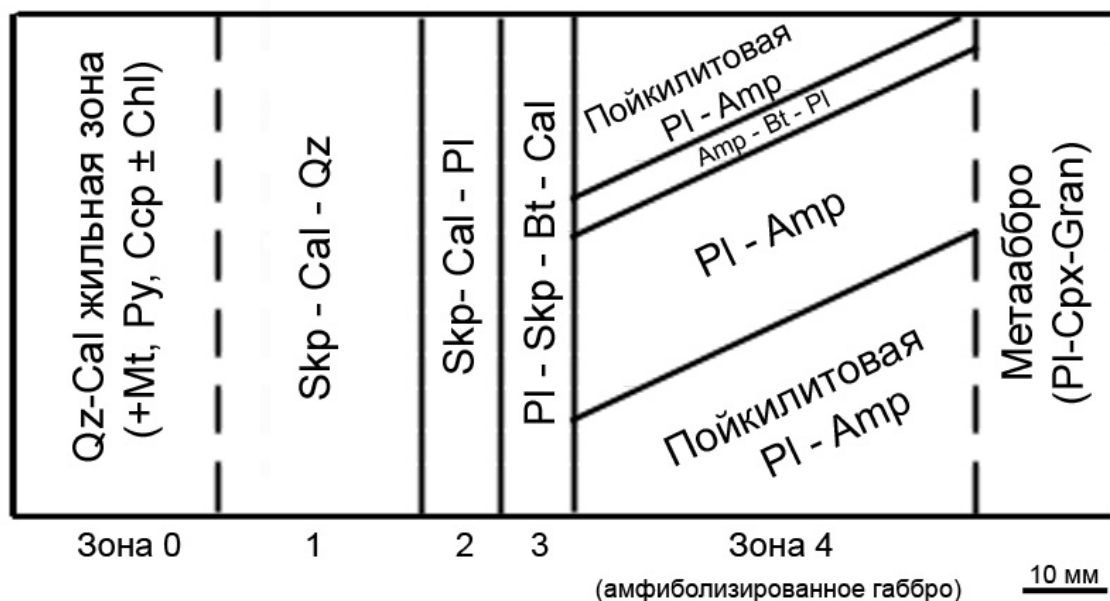


Рисунок 1. Схема контакта кварц-карбонатной жилы и вмещающих метагаббро.

Условные обозначения: Skp - скаполит, Gran – гранат. Прочие обозначения приведены по (Whitney, Evans, 2010).

В данной зоне обнаружен плагиоклаз и амфибол, которые, видимо, представляют собой раннюю ассоциацию, типичную для вмещающего метагаббро на его регрессивном этапе метаморфизма. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом (An_{15-27}) (здесь и далее – по данным EPMA). Амфибол, представленный единичным зерном, по составу близок к жедриту ($Mg\# = 0,8$) и требует дальнейшего изучения. По данным амфибол-плагиоклазового термобарометра (Anderson and Smith, 1995) амфиболизация вмещающей породы на регрессивном этапе метаморфизма проходила в интервале температур $730 - 680^\circ C$, при давлении около 10 КБар.

Рудная минерализация зоны, в целом, представлена магнетитом ($\approx 60\%$), халькопиритом ($\approx 20\%$) и пиритом ($\approx 20\%$). Кроме того были обнаружены редкие знаки молибденита (4 зерна). Минералов серебра визуально обнаружено не было. Рудные минералы составляют около 3 вес. % от всего жильного вещества. Детальное изучение производилось по данным анализа кассет со штучным материалом. В результате изучения можно выделить ассоциации рудных минералов, различающиеся изначальным источником вещества.

Исходная породная ассоциация представлена ильменитом и продуктами его разложения. Ильменит, в целом, приурочен к зоне развития амфибола и плагиоклаза. Его образование можно связать с концентрированием рудных точек ильменита из вмещающей породы при ее амфиболизации (Лебедев, 1950). В ходе последующих стадий регрессивного метаморфизма происходит выделение последовательное замещение ильменита ферропсевдобрुकитом и ульвошпинелью. Позднее развивается рутил вплоть до образования полных псевдоморфоз рутила по ильмениту. Данная ассоциация свидетельствует о температуре не менее (Mullen, McCallum, 2013) $650^\circ C$ и $fO_2 \approx -15$, соответствующей условиям метаморфизма. Подобное замещение возможно при взаимодействии с кремнекислотным флюидом при высокой активности хлора, который обеспечивает вынос железа из системы (Xiao et al, 2009). Также в породе присутствуют зерна магнетита, содержащие ванадий. Они, по-видимому, имеют метаморфогенную природу, но их образование не имеет прямой связи с распадом ильменита.

Жильная ассоциация связана с привнесением рудного вещества флюидом в ходе жилообразования, представлена пиритом и халькопиритом. В пирите встречаются каплеобразные выделения халькопирита (около 40 мкм), а также галенита (1-2 мкм). Халькопирит, в некоторых индивидах встречаются включения кобальтина (30 мкм), пирротина (15 мкм), обусловленные, вероятно распадом твердого раствора. Исходя из морфологии включений халькопирита в пирите, можно предположить, что кристаллизация этих минералов происходила из расплава / раствора в области солидуса.

При сравнении с эталонными фазовыми диаграммами, было установлено, что ассоциация магнетит – пирит – халькопирит, стабильна при диапазоне температур от 550°C (при фугитивности серы $\log fS_2 \approx -1,7$) до 300°C (при фугитивности кислорода $\log fO_2 \approx -32 - -29$ и фугитивности серы $\log fS_2 \approx -8,4 - -7,8$ и $-11,2 - -9,7$ соответственно).

Зона 1 (более 12 мм) (рис. 1). Сложена кристаллами скаполита (Me_{30}) (средний размер 6 на 1 мм), местами хлоритизированного, и угловатыми зернами кварца (около 4 мм), пространство между зернами выполняет карбонатный агрегат. Встречаются единичные зерна рутила (0,4 мм).

Зона 2. (5мм) (рис.1). Сложена кристаллами скаполита, появляются обособления округлых кристаллов плагиоклаза около 0,4мм (An_{32} – метод Бекке-Беккера), в которых также могут присутствовать кристаллы кварца аналогичного размера. Нередко в пределах одного обособления зерна плагиоклаза обладают совпадающими по направлению структурами двойникования, что вероятно обусловлено субсинхронностью их роста. Пространство между зернами выполняет карбонатный агрегат. Встречается значительное количество магнетита.

Зона 3. (до 4 мм) (рис. 1). Основная масса породы – кристаллы плагиоклаза (около 0,4 мм). Присутствуют кристаллы скаполита. Появляется биотит, индивидов которого увеличивается по мере удаления от оси жилы от 0,4x0,2 до 0,9x0,5мм. Промежутки между зернами выполняет карбонатный агрегат, объемная доля которого существенно ниже, чем в предыдущих зонах. В породе встречаются рассеянные мелкие зерна магнетита.

Зона амфиболитизированного габбро (более 24 мм) (рис. 1). Сложена кристаллами плагиоклаза (An_{10}), биотита и амфибола. Содержание биотита уменьшается при движении в сторону от оси жилы, размер кристаллов уменьшается от 2 до 0,1 мм. Отмечается ассоциация «биотит – зеленый амфибол», с температурой равновесия 540 – 550°C (Перчук, 1970). Амфиболы (по данным EPMA) представлены членами рядов (ферро)эденит-(ферро)паргасит, магнезиогорнблендом и актинолитом; по мере удаления от фронта замещения биотитом количество железосодержащих амфиболов падает, магнезиальных - растет. По данным амфибол-плагиоклазового термобарометра (Anderson and Smith, 1995) образование магнезиогорнбленда происходило в интервале температур 610 – 490°C; составов «(ферро)эденит-(ферро)паргасит» 640 – 540°C. Давление при этом снижалось от 6 до 3кБар.

Отдельные области, сложенные карбонатным агрегатом имеют максимальные размеры порядка до 1x0,5 мм и исчезают уже на самых внутренних участках зоны. Существенно уменьшается количество кристаллов скаполита, которые представлены отдельными обломками, формирующие отдельные обособления от 4x2 мм до 4x7 мм. Встречается магнетит и рутил. По данным ильменит-магнетитового окситермометра (Anderson and Smith, 1995) образование титаномангнетита происходило при температуре 460°C и $\log fO_2 \approx -28,5$ (Andersen, Lindsley, 1985), что совпадает с температурными рамками, отпределенными для ассоциации магнетит-пирит-халькопирит. В данной зоне порода приобретает полосчатое строение, которое становится более отчетливым по мере удаления от оси жилы. В пределах отдельных полос наблюдаются вариации в размере и процентном соотношении слагающих минералов.

На основе установленных данных можно предположить вероятную схему образования кварц-карбонатной жилы:

1. Эклогитизированное габбро (плагиоклаз, клинопироксен, гранат) подвергается регрессивному метаморфизму амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации (730 – 490°C, 10-3 кБар). Происходит амфиболитизация клинопироксена и граната. Начинается распад ильменита с образованием ферропсевдобрукита, ульвошпинели и рутила (около 650°C).

2. По трещине, образовавшейся в результате жестких деформаций, в породу проникает флюид, с высокой активностью CO_3^{2-} и Cl^- . В зальбандах начинается скаполитизация плагиоклаза, сопровождающаяся выносом Са.

3. Биотитизация амфибола (540 – 550°C) обеспечивает дальнейший вынос Са. Источник К в биотите имеет, вероятно, флюидное происхождение. Образование магнетита в ходе распада ильменита (500 - 460°C). Дальнейшая скаполитизация плагиоклаза, появление кальцита.

4. Разложение биотита, вынос К, Al, Fe, Mg. Полная скаполитизация плагиоклаза, кристаллизация жильного кварца, образование пирита и халькопирита (около 300°C). Кристаллизация хлорита (около 300-200°C).

Таким образом, по минералогическому составу изучаемая жила отличается от ильменит-кварц-карбонатных жил Пезжострова только значительным содержанием магнетита. Минералов серебра в жиле не обнаружено.

Предварительные данные Rb-Sr систематики (ИГГД РАН, аналитик Е. С. Богомолов) по ассоциации «кварц-кальцит» и «амфибол-хлорит» позволили определить возраст жилы приблизительно 1240 Ма, что соответствует среднему рифею и соотносится со временем становления рифтовой системы Белого моря (средний-поздний рифей), в частности Кандалакшского грабена. Возраст галенита из рудных жил о. Медвежий по обыкновенному свинцу ($^{207}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}$) (ЦИИ ВСЕГЕИ, LA-MCISPMS, ThermoFinniganNeptune) составляет примерно 800 Ма, что соответствует позднему рифею (Лохов и др., 2010). Время формирования источника вещества (на основании модельного возраста галенита по свинцу, а также цирконов из рудного тела по гафнию (ЦИИ ВСЕГЕИ, LA-MCISPMS, ThermoFinniganNeptune)) оценивается в интервале 1290-1480 Ма (ранний-средний рифей). Таким образом, формирование жил Пезжострова и острова Медвежий хотя и происходило в разное время, но, вероятно, обусловлено общим геодинамическим процессом - формированием Кандалакшского грабена.

1. Белянкин Д. С., Влодавец В. И., Шимпф А. Г. Горные породы и полезные ископаемые окрестностей сс. Умбы и Порьей Губы // Труды Северной Научно-Промысловой Экспедиции. 1924. Вып. 20.

2. Белянкин Д. С., Куплетский Б. М. Горные породы и полезные ископаемые Северного Побережья и прилегающих к нему островов Кандалакшской губы Белого моря // Труды Северной Научно-Промысловой Экспедиции. 1924. Вып. 18.

3. Лебедев В. И. К минералогии кварцево-карбонатных жил Северной Карелии // Изв. Карело-Финского филиала АН СССР. Сер. Геол. 1950, №1 С. 3 – 36.

4. Лохов Д. К. и др. Возраст и флюидный режим формирования серебросодержащих руд о. Медвежий (Порьегубский покров Лапландского гранулитового пояса) // Материалы научной конференции «Новые горизонты в изучении процессов магмо-и рудообразования» М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 430-431.

5. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука. 1970. 392 с.

6. Andersen, D.J., Lindsley, D.H., 1985. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer // Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union V.66 (18). P.416.

7. Anderson J. L., Smith D.R. The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in-hornblende barometer // American Mineralogist, 1995.V. 80. P. 549 – 559.

8. De Caritat P et al. Chlorite geothermometry: a review // Clays and clay minerals. 1993. V. 41 № 2. P. 219-239.

9. Foster M. D. Interpretation of the Composition and a Classification of the Chlorites // United States printing office, Washington: 1962.

10. Hawthorne F.C. et al. Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist, Volume 97. P. 2031 – 2048.

11. Hiao Fu et al. Low Temperature Phase Transition of Ilmenite during Oxidation by Chlorine. // Materials Transactions. 2009. V. 50. № 8. P. 2073-2078.

12. Mullen E.K., Mccallum I.S. Coexisting pseudobrookite, ilmenite, and titanomagnetite in hornblende andesite of the Coleman Pinnacle flow, Mount Baker, Washington: Evidence for a highly oxidized arc magma // American Mineralogist. 2013. V. 98. Issue 2-3. P. 417–425.

13. Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. Vol. 95. P. 185–187.

Вещественный состав руд участка Солнечный (Магаданская область)

Афонин И.В.¹, Воркунов А.Н.¹

¹НИ ТГУ, г. Томск, ivafonin87@mail.ru

По региональному тектоническому и металлогеническому районированию исследуемая территория расположена в южной части Верхояно-Чукотской металлогенической области, Яно-Колымском минерагеническом поясе. Для пояса характерны позднемезозойские месторождения и проявления золото-кварцевой, золото-антимонитовой и золото-редкометальной формаций, а также более позднее наложенное золото-серебряное и оловянное оруденение, россыпи золота и касситерита. По возрасту, составу и структурной позиции проявлений, минерагении площадь входит в Коркодон-Наяханскую потенциальную минерагеническую зону, специализированную на молибденовое оруденение, составляющее изометричные рудные и потенциальные узлы. Для Коркодонского узла отмечено присутствие золотого, серебряного и полиметаллического оруденения (Кузнецов, 1998, 2004).

В структурном плане участок находится в зоне Коркодоно-Наяханского глубинного долгоживущего магмоконтролирующего разлома и приурочен к восточной части интрузивно-купольного поднятия Аксу. В геологическом строении площади принимают участие осадочные толщи триасовой и юрской систем. Отложения толщ повсеместно ороговикованы, сульфидизированы, метасоматически изменены. Интрузивные образования представлены гранитами и гранодиоритами наяхского комплекса мелового возраста (Кузнецов, 1998, 2004).

На участке Солнечный закартировано несколько крупных протяженных жильных, жильно-прожилковых рудных зон, для которых характерны прожилковые, вкрапленные, полосчатые, тонкополосчатые, флюидальные и несортированные обломочные текстуры руд. На одном из вскрытых рудных тел визуальным образом было выделено три зоны: периферийная – кварц-пиритового прожилкования в сульфидизированных роговиках, центральная – галенит-сфалеритовых жил; переходная – интенсивного окварцевания с гнездовой вкрапленностью. Из каждой зоны были отобраны образцы для минераграфических исследований вещественного состава, а также проведено определение элементного состава рудных минералов методом растровой электронной микроскопии (РЭМ). Все исследовательские работы были выполнены в центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета.

На основании минераграфических исследований в зоне кварц-пиритового прожилкования установлены пирит, халькопирит и сфалерит (Крейг, 1983; Рамдор, 1962). Пирит составляет 80-90 % от рудных минералов. Основная часть зерен идиоморфного и ксеноморфного облика свежие, некоторые катаклазированы, корродированы кварцем, покрыты пленками окислов железа (рис. 1а). Контакты с нерудными минералами четкие, ровные, заливообразные. На отдельных зернах пирита отмечается развитие халькопирита в центральной и краевой частях, что свидетельствует о раннем выделении пирита, возможно в дорудную стадию. На основании выделений пирита в аншлифе, можно предположить две его генерации: I – в виде идиоморфных кристаллов (дорудная стадия); II – в виде ксеноморфных зерен и прожилков (рудная стадия). Приуроченность халькопирита к краевым частям предполагает его более позднее выделение. Сфалерит образуют мелкую вкрапленность в нерудной массе, помимо этого образует каемки по краевым частям пирита. Локальными участками отмечается эмульсионная структура распада системы сфалерит-халькопирит (рис. 1б). На основании чего предполагается выделение двух генераций сфалерита: I – в виде мелкой вкрапленности в нерудной массе (дорудная стадия); II – в виде каемок на зернах пирита и в структурах распада (рудная стадия). Выделение сфалерита II происходило позже пирита II одновременно с халькопиритом.

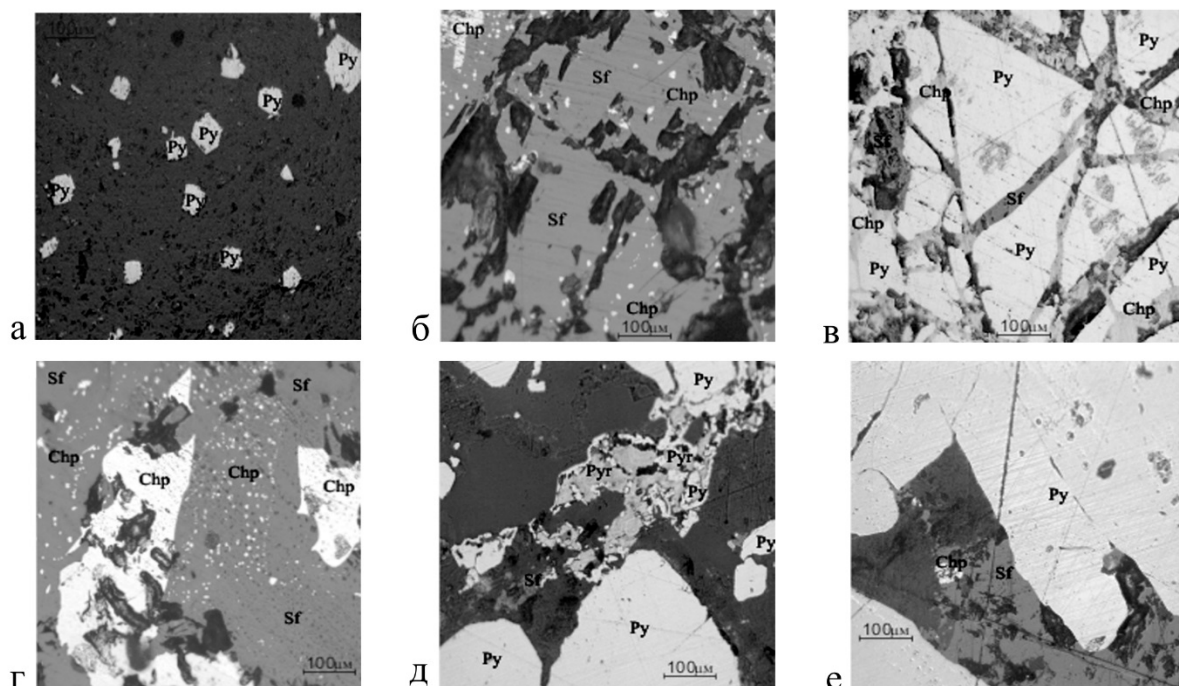


Рисунок 1. Фотографии шлифов: а–идiomорфные зерна пирита I; б – эмульсионная структура распада сфалерита-халькопирита; в–развитие по катаклазированному зерну пирита халькопирита и сфалерита; г–эмульсионная структура распада халькопирита и сфалерита; д–взаимоотношения пирита, халькопирита и сфалерита; е–развитие пирротина по зернам пирита

Условные обозначения: Py–пирит, Chp–халькопирит, Sf–сфалерит, Pir–пирротин.

Расчет кристаллохимических формул выделенных минералов (по результатам РЭМ) показал, что они соответствуют стандартному составу (Булах, 1967), иногда отмечаются небольшие примеси железа в сфалерите (таблица 1).

Таблица 1. Кристаллохимические формулы рудных минералов участка Солнечный

Минерал	Зона кварц-пиритового прожилкования в роговиках	Зона сближенных галенит-сфалеритовых жил	Зона интенсивного окварцевания
Пирит	$Fe_{0,99}S_2; Fe_{0,78}S_2$	$Fe_{1,02}S_2; Fe_{0,95}S_2$	$Fe_1S_2; Fe_{1,04}Zn_{0,02}S_2$
Халькопирит	$Cu_{0,92}Fe_{1,02}S_2$	$Cu_{0,93}Fe_{0,94}S_2$	$Cu_{1,1}Fe_{1,05}S_2$
Сфалерит	$Zn_{0,78}Fe_{0,16}S_1; Zn_{0,98}S_1$	$Zn_{0,83}S_1; Zn_{0,91}S_1$	$Zn_{0,99}S_1; Zn_{1,1}S_1$
Галенит	–	$Pb_{0,98}S_1; Pb_{0,99}Fe_{0,02}S_1;$ $Pb_{0,71}Cu_{0,28}Fe_{0,11}S_1$	$Pb_{0,91}S_1; Pb_{0,41}Fe_{0,52}S_1$
Пирротин	–	$Fe_{0,89}S_1; Fe_{1,1}S_1$	$Fe_{1,01}Zn_{0,03}S_1; Fe_{0,97}S_1$
Теллуровисмутин	–	$Bi_{1,84}Ag_{0,08}Te_1$	–

Для второй зоны установлены галенит, сфалерит, пирротин, пирит, халькопирит, гетит (Крейг, 1983; Рамдор, 1962). Пирит в шлифах представлен в виде вкраплений отдельных зерен (ксеноморфные и идиоморфные), а также прожилок и каемок в зернах халькопирита. На зернах пирита наблюдаются структуры замещения сфалеритом и галенитом, развивающиеся по периферии зерен, что свидетельствует о его более раннем выделении в рудную стадию. Также отмечается развитие сфалерита и халькопирита по трещинам на зернах пирита (рис. 1в). Для сфалерита характерно проявление в виде прожилок в нерудной составляющей, локально образует эмульсионные структуры распада с халькопиритом (рис. 1г). Участками обнаруживается развитие галенита по зернам сфалерита. На основании этого можно выделить три генерации пирита: I – пирит в виде идиоморфных кристаллов (дорудная стадия); II – пирит в виде ксеноморфных изометричных зерен (рудная стадия); III – пирит в виде прожилок и каемок на зернах халькопирита (пострудная стадия). Для сфалерита устанавливается две генерации: I – в виде прожилок и зерен в нерудной массе (дорудная стадия); II – в виде каемок замещения по пириту (рудная стадия). При этом выделение сфалерита – II происходило после пирита – II,

одновременно с халькопиритом и раньше галенита. Пирротин отмечается в виде отдельных вкраплений либо в качестве основной массы. Контакты с рудными минералами четкие, ровные. По трещинам в пирротине развивается гетит. Локально участками отмечается развитие халькопирита. На основании этого можно предположить его выделение раньше халькопирита. Гетит представлен колломорфными выделениями, выполняющими трещины, часто характеризуется зональным строением (Крейг, 1983; Рамдор, 1962). Выделился в пострудную стадию. По результатам РЭМ в данной зоне помимо вышеописанных минералов был установлен минеральный комплекс близкий по составу к теллуrowисмутину, с содержанием серебра до 0,88 весовых процента (Булах, 1967). Для галенита обнаружены вариации состава с небольшими примесями железа и меди (таблица 1).

Для третьей зоны были выделены галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, пирротин (Крейг, 1983; Рамдор, 1962). Пирит образует мелкую вкрапленность (идиоморфных и ксеноморфных зерен) и прожилки, по краям зерен отмечается развитие пирротина, халькопирита и сфалерита (рис. 1д). На основании этого можно заключить, что у пирита отмечается две генерации: I – идиоморфные кристаллы (дорудная стадия); II – ксеноморфные зерна (рудная стадия). Сфалерит представлен крупными ксеноморфными зернами, на которых отмечается развитие галенита в его центральных и краевых частях, что предполагает его выделение раньше галенита. Пирротин представлен ксеноморфными зернами, участками развивается по зернам пирита, при этом отмечается слабое развитие халькопирита по каемкам пирротинных зерен. Халькопирит, как правило, приурочен к краевым частям зерен пирротина, пирита и сфалерита (рис. 1е). Участками отмечаются эмульсионные структуры распада системы галенит-халькопирит, что свидетельствует выделение галенита и халькопирита совместно в рудную стадию, позднее остальных минералов (Крейг, 1983; Рамдор, 1962). Элементный состав минералов зоны окварцевания представлен в таблице. Из особенностей можно отметить присутствие небольших примесей цинка в пирите, пирротине, для галенита характерно наличие железа (Булах, 1967).

По итогам минераграфических исследований была составлена парагенетическая таблица (рис. 2) и установлены три стадии минералообразования и характерные для них минеральные ассоциации: дорудная – пирит I-сфалеритовая I; рудная – пирит II – пирротин – сфалерит II – халькопирит – галенитовая; пострудная – пирит III.

Этап Стадия Минерал	Гидротермальный		
	Дорудная	Рудная	Пострудная
Пирит	<u>I</u>	<u>II</u>	<u>III</u>
Сфалерит	<u>I</u>	<u>II</u>	
Пирротин		—	
Халькопирит		—	
Галенит		—	
Теллуrowисмутин		—	
Гетит			—

Рисунок 2. Последовательность минералообразования.

Таким образом, опираясь на проведенные исследования, можно сделать ряд выводов:

1. Рудная минерализация на участке Солнечный представлена галенитом, сфалеритом, пирротинном, халькопиритом и пиритом.

2. Для исследуемого рудной зоны отмечается минеральная зональность, проявленная в исчезновении галенита и пирротина, увеличении процентного содержания пирита и халькопирита и уменьшении сфалерита от центральной к периферийной части.

3. Формирование рудной зоны происходило в три стадии, каждая из которых характеризуется индивидуальным набором парагенетических ассоциаций.

4. В центральной зоне галенит-сфалеритовых жил, по результатам РЭМ, установлены единичные зерна теллуrowисмутина с примесью серебра. Данная форма нахождения серебра для участка Солнечный установлена впервые.

Исследования выполнены при поддержке Минобрнауки РФ, ГЗ № 2282

1. Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра. 1967. 141 с.
2. Крейг Дж., Воган Д. Рудная микроскопия и рудная петрография: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 423 с.
3. Кузнецов В.М. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1:500 000: объяснительная записка. Магадан. 1998. 270 с.
4. Кузнецов В.М., Палымская З.А. и др. Металлогеническая карта Колымо-Омолонского региона. Масштаб 1:500 000: объяснительная записка. Магадан. 2001.
5. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания: пер. с нем. А.Д. Генкина и Т.Н. Шалдун; под ред. А.Г. Бетехтина. М.: Издательство иностранной литературы. 1962. 1119 с.

Исследование форм нахождения меди и сопутствующих элементов во вторичных ореолах месторождения Песчанка методом селективных экстракций с РФА-ЭД окончанием.

Балыкова И.В.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Irin701@gmail.com.

Исследования форм нахождения элементов необходимы для интерпретации аномалий, оценки механизмов формирования вторичных ореолов и повышения эффективности поисков, прогноза воздействия на экосистемы при планируемой отработке месторождений.

Эффективным способом изучения форм нахождения металлов в рыхлых отложениях является метод последовательных селективных экстракций. Существующие методики (Filgueiras et al. 2002) направлены на стадийное выделение подвижных, условно подвижных (связанных с оксидами и гидроксидами железа и марганца - ферриформ, связанных с органическим веществом) и остаточных форм металлов с последующим определением их содержаний в экстракциях методами ААС, ИСП-АЭС, ИСП-МС. Для оценки состава жидкостей также может использоваться энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный анализ (РФА-ЭД), который, как правило, проводится с предварительным концентрированием, например, по «методу высушенной капли».

В настоящее время современные портативные спектрометры последнего поколения широко используются в отечественной и зарубежной практике проведения геологоразведочных работ. Их технические характеристики (мощность трубки, разрешающая способность детектора, программное обеспечение, мобильность и др.) обеспечивают проведение экспрессного многоэлементного анализа в условиях полевых лабораторий и непосредственно в полевых условиях. Развитие приборной базы позволяет предполагать, что использование портативных спектрометров также может быть эффективно при изучении механизмов формирования вторичных ореолов.

В настоящей работе рассмотрены возможности использования портативного спектрометра NITON FXL 950 при исследовании форм нахождения меди и сопутствующих элементов в рыхлых отложениях меднопорфировых месторождений, являющихся важнейшим источником меди и молибдена, а также золота, серебра, рения, вольфрама и др. Данные месторождения широко распространены, количество известных месторождений в мире достигает 250 (Sillitoe, 2010). В России основные запасы руд данного типа сосредоточены на Дальнем Востоке, Урале, Чукотке, где в пределах Баймской рудной зоны локализовано уникальное месторождение Песчанка, которое являлось объектом данных исследований.

Месторождение Песчанка расположено в пределах Баймской рудной зоны, и совместно с объектами Находкинского рудного поля обеспечивают ресурсный потенциал не менее 28 млн. т меди и 1800 т золота. В геологическом отношении рудное поле приурочено к южному блоку Егдэгкычского массива, сложенному раннемеловыми монзонитоидами егдэгкычского комплекса. Медно-порфировое оруденение на участке Песчанка представлено прожилково-вкрапленными и прожилковыми рудами с халькопиритом, борнитом, халькозином, замещенными вторичными минералами меди и молибденитом (Читалин и др., 2013). В настоящее время месторождение Песчанка детально изучено с выделением трех рудных штокверков: Главного, Центрального, Северного. На порфировые руды Главного и Центрального штокверков наложена суб- и эпиптермальна минерализация (повсеместно и локально соответственно).

Ландшафтные условия месторождения Песчанка представлены преимущественно автономными ландшафтами плоских водоразделов и трансэлювиальными ландшафтами склонов разной крутизны с небольшой мощностью элювиально-делювиальных образований. Канавы, вскрывающие Главный и Центральный штокверки, пройдены соответственно в горно-тундровом ландшафте с крутыми склонами (10-20°) и малым количеством растительности и лесотундровом ландшафте с пологими склонами (менее 10°) и с большим распространением растительности.

На территории рудного поля происходит формирование открытых остаточных ореолов по механизму комбинированного рассеяния. Для проведения исследований форм находений элементов (меди, цинка, свинца, марганца и железа) было отобрано 18 проб рыхлых отложений - 6 проб, характеризующих вторичный ореол Главного штокверка и 12 проб, характеризующих вторичный ореол Центрального штокверка. Диапазоны валовых концентраций элементов в исследуемых образцах рыхлых отложений приведены в табл. 1.

Таблица 1. Валовые содержания элементов в рыхлых отложениях месторождения Песчанка (по данным РФА-ЭД).

Объект исследования	C	Cu, %	Zn, г/т	Pb, г/т	Fe, %	Mn, %
Центральный штокверк (12 проб)	min- max	0,048-0,574	89-174	31-142	3,09-4,43	0,048-0,163
	ср	0,23	131	74	3,7	0,083
Главный штокверк (6 проб)	min- max	0,15-1,19	117-227	121-342	3,10-5,06	0,073-0,173
	ср	0,69	193	219	4,0	0,124

Основным инструментом определения форм нахождения меди и элементов-спутников являлся метод последовательных селективных экстракций (Tessier et al 1979, с изменениями). Затем экстракции анализировались методом РФА-ЭД с использованием портативного спектрометра NITON FXL 950 с предварительным концентрированием по «методу высушенной капли» для определения содержаний элементов.

Всего было подготовлено 72 вытяжки, в том числе 18 вытяжек для оценки воспроизводимости извлечения (2 параллельных серии экстракций для 6 проб рыхлых отложений, Главный штокверк).

Калибровка спектрометра проводилась по серии растворов, подготовленных из ГСО состава исследуемых элементов путем разведения 3% азотной кислотой (весовым способом).

Содержания элементов в стандартных растворах, используемых для определения градуировочной функции, варьировали: для меди и железа - от 0.5 до 300 мг/л; для цинка и свинца - от 0.5 до 20 мг/л; для марганца - от 0.5 до 50. Анализ калибровочных растворов и селективных экстракций выполнялся с использованием внутреннего стандарта (раствор Sc). Концентрирование растворов проводили по методу «высушенной капли» (раствор объемом 150 мкл наносили на поликарбонатную пленку толщиной 4 мкм и высушивали в сушильном шкафу), далее пробы анализировались в режиме измерения почвенных проб, использующем алгоритм нормализации по Комптону. Время анализа одной пробы составляло 120 сек (для определения содержаний Cu, Zn, Pb, Fe, Mn – 90 сек, Sc – 30 сек), каждая проба анализировалась не менее 3 раз. Было отмечено занижение результатов по цинку для калибровочных растворов с соотношением Cu/Zn > 10 вследствие увеличения фона в области пика K_{α} Zn (8.6 кэВ) при высоких содержаниях меди (для меди K_{α} =8,0 кэВ, K_{β} =8,9 кэВ). Влияние меди было учтено путем анализа дополнительных стандартов с различным отношением Cu/Zn (в диапазоне 2:2 – 500:2) для получения градуировочной функции в ручном режиме.

Оценка сходимости результатов РФА-ЭД показала, что при содержаниях ≥ 1 мг/л относительное стандартное отклонение (n=3-6) не превышает 10% (кроме Mn – 17%), что с учетом соотношения твердой и жидкой фаз позволяет определять с указанными ошибками содержание подвижных форм с 15 мг/кг, ферриформ и форм, связанных с органическим веществом – с 30 мг/кг (для Mn соответственно с 30 мг/кг и 60 мг/кг).

Анализ селективных экстракций прецизионными методами - ААС (спектрометр Contr AA 700) и ИСП-МС (масспектрометр ELEMENT 2 Thermo Finnigan) свидетельствует об удовлетворительной воспроизводимости результатов (рис. 1).

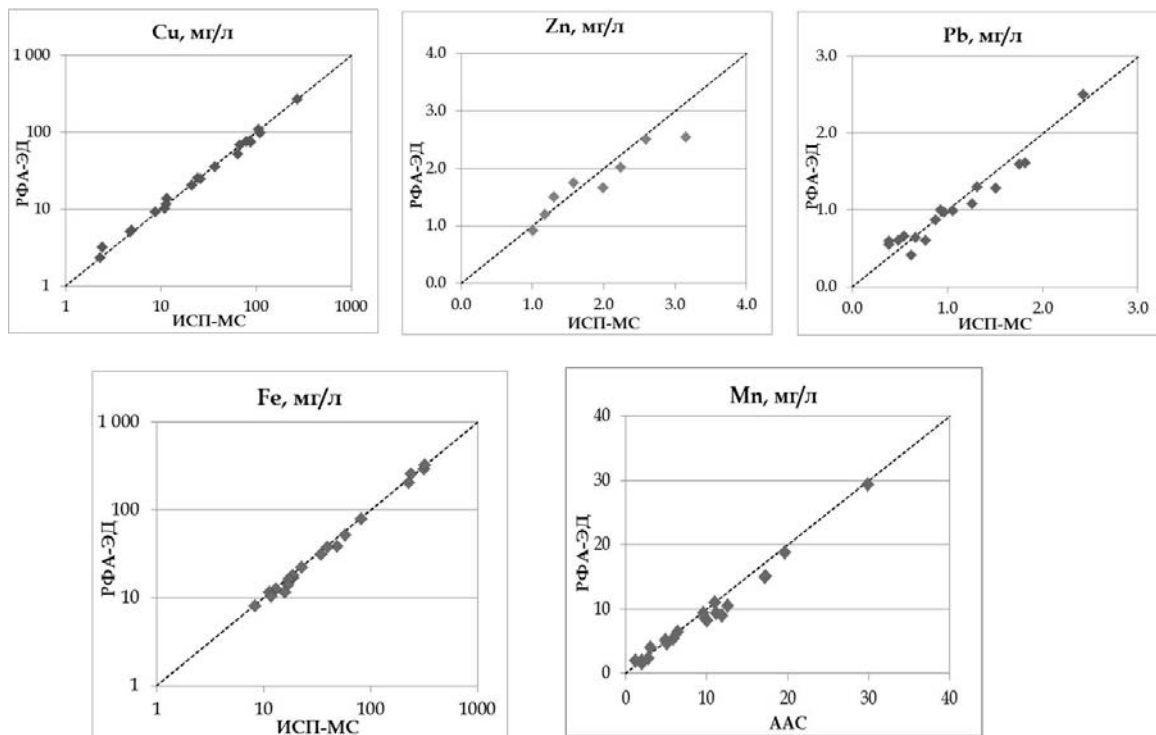


Рисунок 1. Воспроизводимость результатов РФА-ЭД селективных экстракций.

В результате выполненных исследований были определены формы нахождения элементов во вторичных ореолах над Главным и Центральным штокверками.

На формы нахождения элементов в рыхлых отложениях сильно влияет состав оруденения и ландшафтные условия, в которых происходит формирование вторичных ореолов.

Для горно-тундровых ландшафтов (Главный штокверк) во вторичных ореолах над рядовыми и богатыми борнит-халькопиритовыми рудами преобладающими формами нахождения меди являются подвижные и ферриформы, содержание которых сопоставимо и суммарно составляет около 60% от вала. Содержание подвижных форм в первую очередь обусловлено потенциальным растворением собственных минеральных фаз (карбонатов, основных сульфатов); ферриформ - соосаждением с гидроксидами железа и марганца. Во вторичных ореолах, формирующихся над интервалами бедных халькопиритовых руд, содержание подвижных и условно подвижных форм меди значительно ниже (35% от вала), резко преобладают ферриформы (содержание подвижных форм менее 10% от вала).

В лесотундровых ландшафтах, в условиях пологих частей склонов, важным фактором перераспределения элементов по формам нахождения является увеличение содержания тонкодисперсного материала и органического вещества, обладающих большой сорбционной способностью. Во вторичных ореолах над богатыми рудами содержание подвижных форм меди, за счет процессов сорбции, превышает содержание ферриформ (в среднем 31% и 23% от вала соответственно). По сравнению с горно-тундровыми ландшафтами, возрастает доля форм, связанных с органическим веществом (до 8% в среднем).

Выветривание бедных руд в данных условиях не приводит к преимущественному связыванию меди с гидроксидами железа - доля подвижных форм снижается, но остается сопоставимой с содержанием ферриформ (20-25% каждая). Заметный вклад обеспечивают формы, связанные с органическим веществом (10-15% от вала) (рис. 2).

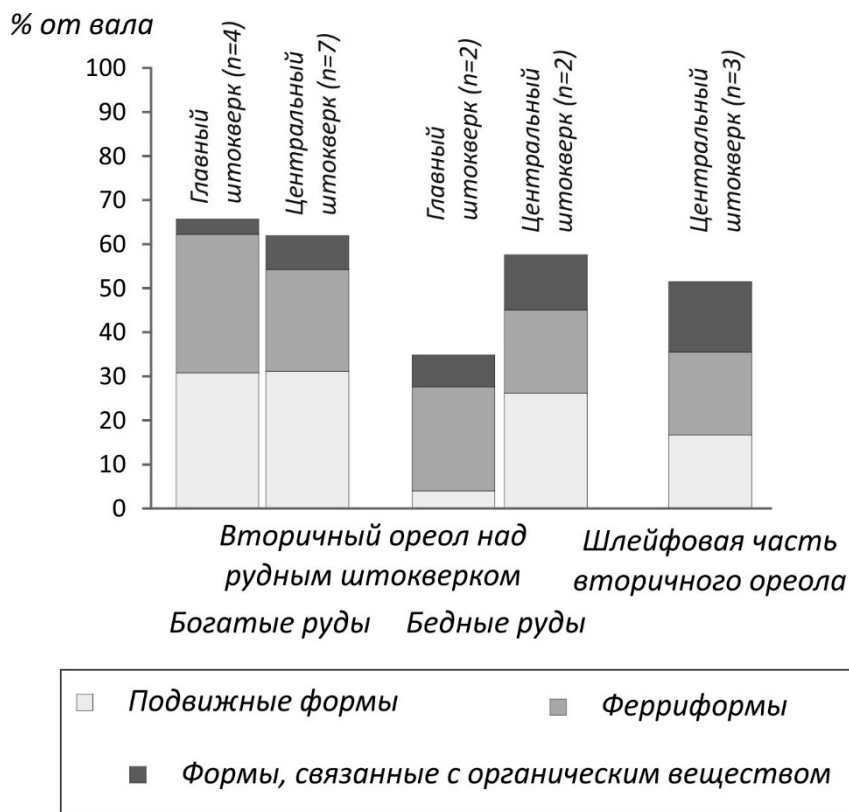


Рисунок 2. Распределение меди по формам нахождения во вторичных ореолах рассеяния.

Распределение железа и марганца по формам нахождения также отражает роль процессов сорбции на глинистом материале и органическом веществе. В лесотундровом типе местности происходит увеличение доли подвижных форм железа в рыхлых отложениях (в среднем в 5 раз до 2,5% от вала) на фоне уменьшения содержания в виде свежесожденных оксидов и гидроксидов и общего извлечения. В распределение форм марганца наблюдается схожая менее контрастная тенденция, что обусловлено большей подвижностью элемента в широком диапазоне условий.

Содержания свинца и цинка в исследуемых пробах относительно невысокие, что затруднило определение форм элементов методом РФА-ЭД. Из-за низких содержаний серы (<0,05-0,1%) свинец в рыхлых отложениях месторождения Песчанка характеризуется достаточно высокой подвижностью. Во вторичном ореоле над Главным штокерком, где на руды порфирирового этапа суб- и эпиптермальна минерализация наложена повсеместно, значительная часть свинца прочно связана с гидроксидами железа и марганца (ферриформ – около 25% от вала), доля подвижных форм не превышает 10% от общего содержания элемента. В рыхлых отложениях Центрального штокерка за счет сорбционных взаимодействий доля подвижных форм свинца достигает 25% от вала (следует отметить, что полиметаллическая минерализация в северной части штокерка фактически не проявлена).

В связи с реализацией сорбционных механизмов для цинка также характерно увеличение содержания подвижных форм в лесотундровом ландшафте (до 30% от вала). Приведенные данные могут рассматриваться как ориентировочные, поскольку влияние меди на определение цинка методом РФА с использованием портативного спектрометра не может быть учтено полностью на данном этапе исследований.

В результате проведенных исследований установлено, что методом РФА селективных экстракций с использованием портативного спектрометра NITON FXL 950 могут быть получены достоверные данные о формах нахождения Cu, Pb, Fe, Mn (Zn - ограниченно) во вторичных ореолах медно-порфирировых объектов.

Показано, что распределение форм нахождения элементов в рыхлых отложениях обусловлено составом оруденения и ландшафтными условиями, в которых происходит формирование вторичных ореолов.

Наличие тонкодисперсного материала и органического вещества, содействующего переводу элементов из ферриформ в менее прочно связанные подвижные формы, обуславливает

более интенсивный вынос элементов в лесотундровых ландшафтах, что находит свое отражение в значениях коэффициентов остаточной продуктивности.

1. Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баймская рудная зона - кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России Экономика и управление. 2013. №6. С. 68-73.
2. Filgueiras, A.V., Lavilla, I., Bendicho C. Chemical sequential extraction for metal partitioning in environmental solid samples // J. Environ. Monitor. 2002. №4. P. 823–857
3. Sillitoe R.H. Porphyry copper systems// Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 3–41.
4. Tessier A., Campbell P., Bisson M. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Analytical Chemistry. 1979. V.51. N7. P. 844-850.

Новое в минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор

Баранов Л.Н.¹, Толстов А.В.¹, Лазарева Е.В.¹, Карманов Н.С.¹

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск geoleo318@gmail.com

Один из крупнейших в мире (площадь 250 км²) массив Томтор расположен на восточном обрамлении Анабарской антеклизы и приурочено к Уджинскому сводовому поднятию (Толстов и др., 1995, Толстов и др., 1999, Толстов, 2006). Геологические комплексы массива Томтор сложены силикатными, карбонатными и карбонатно-силикатными образованиями (нефелиновыми сиенитами, фойдолитами, камафоритами, щелочно-ультраосновными породами дайкой фации), а также широко распространенными повсеместно гипергенными образованиями (Толстов и др., 1995, Толстов и др., 1999, Толстов, 2006).

В ходе поисково-оценочных работ (1985-91 г.г.) были выявлены три участка уникальных переотложенных (эпигенетически-измененных) руд: Северный, Южный и Буранный (Кравченко и др., 1990, Похиленко и др., 2014). На первых двух выполнены поисково-оценочные работы скважинами по сети 400x400 м с единичными сквозными пересечениями залежей через 100-200 м, руды участка Буранный разведаны по сети 50x50-100 м и поставлены на Государственный баланс ГКЗ (Толстов, 2006, Толстов и др., 2011, Толстов и др., 2016).

Помимо уникальных ниобий-редкоземельных руд в пределах Томторского рудного поля установлены промышленные залежи апатит-магнетитовых руд, образующие месторождение «Онкучах» (участок Рудный) с ресурсами железа около 1 млрд. т. (Толстов, 1994). Месторождение сложено массивными титано-магнетитовыми рудами, образующих серию параллельных, серповидных, крутопадающих жил с-з простирания, мощностью от 75 до 100 м при протяженности до 3,5 км. Окисленные апатит-магнетитовые руды также выявлены на участке Южный при оценочных работах (Слепцов и др., 2016, Толстов и др., 2016). Апатит-магнетитовые руды, известные также как камафориты, фоскориты, нельсониты, образуют серповидные тела мощностью 300-400 м и сопровождают ядро массива с восточной и западной сторон. (Слепцов и др., 2016, Толстов, 1994, Толстов и др., 1999).

В ходе исследования пород и руд, слагающих массив Томтор, были проделаны следующие работы: изготовлено 206 шлифов и 206 аншлифов, из них: 99 шлифов и 99 аншлифов из материала 24 скважин участка Северный, 88 шлифов и 88 аншлифов из материала 26 скважин участка Южный. Минераграфически и петрографически детально изучен каменный материал из 801 скважины, месторождения «Онкучах», а также пробы с Северного и Южного участков Томторского рудного поля. При этом особое внимание уделялось апатит-магнетитовым рудам, наименее изученных из всех породно-вещественных комплексов Томторского рудного поля к настоящему времени.

Последние работы по минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор опубликованы в 1994 г. (Толстов, 1994), что диктует необходимость проведения ряда работ по изучению и оценки вещественного состава апатит-магнетитовых руд. При их изучении концентрации TR в апатит-магнетитовых рудах не определялись. В результате наших исследований были проведены анализы аншлифов скважины №801, месторождения «Онкучах», с глубин 59.5, 61.6, 62.9, 102.8, 124.6. С помощью электронной сканирующей микроскопии получены первые результаты детального изучения вещественного состава апатит-магнетитовых руд. В рудах выявлены такие компоненты, как лантаноиды, скандий, иттрий, ниобий, уран, торий, гафний. Впервые для массива Томтор было установлено самородное золото (с примесью серебра и меди) и висмут. Были обнаружены два зерна самородного золота: в карбонате апатит-магнетитовых руд (рис. 1) (скважина 801, гл. 59.5) и в пирите нефелиновых сиенитов в скважине 7217, на юго-востоке массива Томтор (рис. 2). Зерна имеют разное соотношение Au, Ag и Cu, составы золота представлены в таблицах 1 и 2.

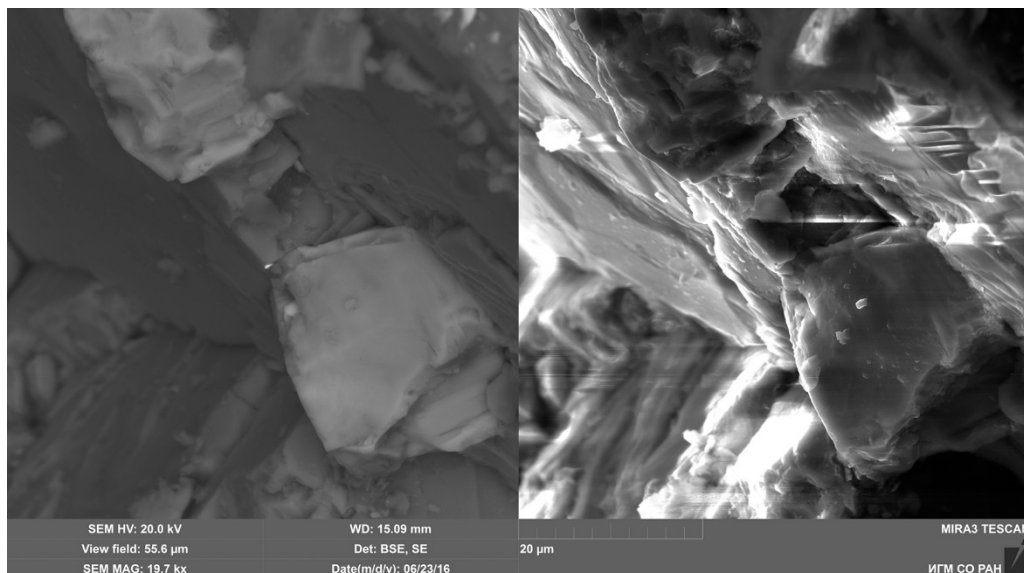


Рисунок 1. Золото во вскрытом включении в карбонате апатит-магнетитовых руд

Таблица 1. Элементный состав золота в апатит-магнетитовых рудах

Скв.	Total	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ba	Sr	Cu	Au	Ag	Cl	O
801, 59.5 М	83,86	0,74	0,3	0,31	0,1	13,83	0,89	0,26	0,73	2,24	2,89	29,82	4,03	0,11	27,59

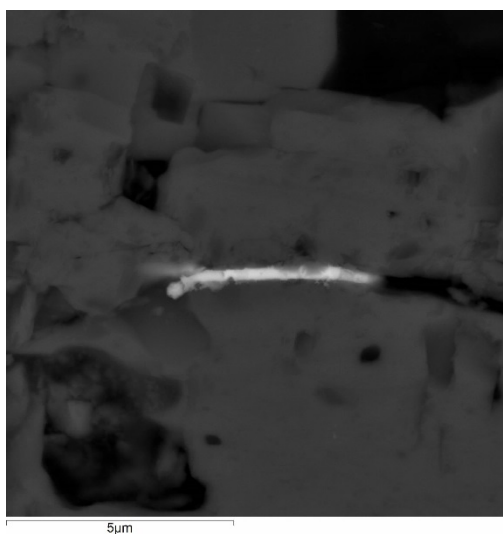


Рисунок 2. Золото в пирите нефелиновых сиенитов.

Таблица 2. Элементный состав золота в нефелиновых сиенитах

Скв.	Total	Fe	Cu	Au	Ag	S
7217	113,95	15,41	0	44,47	27,55	26,52
	114,26	21,11	0,54	33,79	26,51	32,31

Редкие элементы концентрируются преимущественно в карбонатах (кальцит, доломит, анкерит, сидерит, стронцианит, баритокальцит), апатите, цирконе, а также в собственных минералах (бастнезит, паризит, синхизит), ассоциирующих с пирохлором. Для более точной диагностики собственных минералов редких земель необходимы дополнительные исследования, которые выполняются в настоящее время.

На основании структурно-текстурных особенностей апатит-магнетитовых руд, предполагается, что их генезис магматический, в частности, предполагается, что карбонаты апатит-магнетитовых пород имеют также магматическое происхождение и близки к карбонатитам по составу и механизмам образования. Карбонаты апатит-магнетитовых руд богаты включениями. При помощи электронной сканирующей микроскопии были установлены повышенные содержания хлора во включениях, что свидетельствует о повышенном содержании

хлора в исходном, формировавшем их расплаве. Повышенная роль HCl в составе флюида, по-видимому, связана непосредственно с золотым оруденением карбонатитов, что также дает возможность предполагать наличие в карбонатитах минералов группы платины. (Гусев и др., 2014). В подтверждение этому, в карбонате образца с глубины 59,5, в специально вскрытом включении было обнаружено зерно самородного золота, с примесью серебра и меди, размером 1 микрон (см. табл. 1).

1. Гусев А.И., Гусев Н.И. Золотоносные карбонатиты. // Успехи современного естествознания, Издательский Дом «Академия Естествознания» (Пенза). 2014. №11. С.25-28.
2. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Кубышев А.И., Толстов А.В. Скандиево-редкоземельно-иттриево-ниобиевые руды – новый тип редкометалльного сырья // ГРМ. 1990. Том 32. № 1. С. 105–109.
3. Похиленко Н.П., Крюков В.А., Толстов А.В., Самсонов Н.Ю. Томтор как приоритетный инвестиционный проект обеспечения России собственным источником редкоземельных элементов. ЭКО. 2014. № 2 (476). С. 22-35.
4. Слепцов А. П., Толстов А.В., Баранов Л.Н. Новый взгляд на полезные ископаемые Томторского рудного поля. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. М-лы Всерос. Науч.-практ. Конф. 2016. Якутск. СВФУ. С. 271-275.
5. Толстов А.В. Особенности минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор (С-З Якутия). // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 91–100.
6. Толстов А.В., Энтин А.Р., Тянь О.А. Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1995, 168 с.
7. Толстов А.В. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск. ЯНЦ СО РАН. 1999. 164 с.
8. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. ИМГРЭ. 2006. 212 с.
9. Толстов А.В., Коноплев А.Д., Кузьмин В.И. Особенности формирования уникального редкометалльного месторождения Томтор и оценка перспектив его освоения. Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 20-25.
10. Толстов А.В., Слепцов А.П., Рылов Д.А., Баранов Л.Н. Проблемы разведки Северного и Южного участков Томторского рудного поля / В сб.: Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов Школа Щелочной магматизм Земли. Тр. XXXIII Международной конференции. Ответственный редактор: Л.Н. Когарко. 2016. С. 125-128.
11. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Василенко В.Б., Орлов А.И., Тянь О.А., Ольховик Ю.А., Ольштынский С.И., Толстов А.В. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-западная Якутия) Геология и геофизика. 1990. Т. 31. № 12. С. 42-51.

Бентонитоносные провинции России, приуроченные к угольным бассейнам

Белоусов П.Е.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва pitbl@mail.ru

Большинство известных по своему качеству месторождений бентонитов в мире имеют вулканогенно-осадочный генезис и связаны с разложением вулканических стекол, главным образом вулканических туфов. Вулканогенно-осадочные месторождения бентонитов формируются путем гальмиролиза — подводного преобразования вулканических пеплов и другого пирокластического материала. Качество и чистота образуемых бентонитов определяются составом исходного материала и характером среды водоема, в котором происходило осаждение и преобразование этого материала.

В химическом отношении процесс подводного преобразования—гальмиролиза начинается одновременно с накоплением осадка и завершается в основном уже в стадию катагенеза-раннего диагенеза — происходит девитрификация стекла пеплов и разрушение последнего путем вхождения в его состав большого количества воды.

В щелочных условиях, стекло является неустойчивым и, в конечном счете, превращается в монтмориллонит. По аналогии с современными гидротермальными системами, которые могут существовать несколько сотен лет, можно предположить, что гидратация стекла и его последующее замещение монтмориллонитом могут происходить в течение 100-300 лет и более. При этом температура варьирует от 50-60 до 100-150°C.

Качество и чистота образуемых бентонитов определяются составом исходного материала (пеплов) и характером среды водоема, в котором происходило осаждение и преобразование этого материала.

От типа водоема куда осаждался пепел зависит катионообменный состав глины. В пресных водах образуются щелочно-земельный тип бентонитов (преобладает Ca и Mg), а в морских водах, обогащенных солями натрия, образуются щелочные бентониты с преобладанием катионов натрия в межслое.

Одним из явных диагностических признаков является присутствие реликтов пористого вулканического стекла, которое не успело разложиться до монтмориллонита. Оно легко диагностируется и в прозрачных шлифах под микроскопом.

Отдельного внимания заслуживают месторождения бентонитовых глин, залегающие в непосредственной близости с угленосными толщами.

Для всех месторождений данного типа, характерна парагенетическая связь между угленосными толщами, бентонитовыми глинами и туфогнным материалом.

Связь между бентонитовыми глинами и угленосными отложениями объясняется тем, что одной из отличительных черт ископаемых углей является их разнообразная фациальность, определяющаяся набором генетических типов осадков, включая вулканогенные и вулканогенно-осадочные. Условия осадконакопления ископаемых углей являются благоприятными для образования бентонитов из вулканического пепла: прибрежные мелководные бассейны, заливы, озера или болота со стоячей пресной или соленой водой.

Как правило, месторождения бентонитов относящиеся к вышеуказанному типу образуют бентонитовые провинции, что связано с широким распространением угольных бассейнов и высокой способностью к миграции вулканического пепла.

России выделяется несколько бентонитоносных провинций, приуроченных к угольным бассейнам различного возраста. Рассмотрим более детально бентонитовые провинции расположенные на О. Сахалин, в респ. Хакасии, Кемеровской и Ростовской областях.

Бентонитоносная провинция о. Сахалин

В пределах Сахалинской области бентонитоносность генетически и пространственно связана с миоценовыми туфо-терригенными угленосными отложениями верхнедуйской свиты нижнего неогена, которые приурочены к юго-восточной части побережья. Пластовые залежи

бентонитов приурочены, в основном, к нижней половине верхнедуйской свиты и залегают совместно с пластами угля. Мощность пластов в среднем колеблется от 0.5 до 10 м. На данный момент разведаны Тихменевское, Вахрушевское и Макаровское месторождения бентонитов. Стоит отметить, что данный регион остается наиболее перспективных на дальнейшие поиски новых месторождений.

По минеральному составу бентониты состоят на 40-80% из монтмориллонита. Встречаются щелочные ($\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 33-60$ мг-экв. на 100гр) и щелочно-земельные монтмориллониты. В виде примесей присутствует кварц, кристобалит, полевой шпат, обломки угля и реликты вулканического стекла кислого состава (Белоусов и др., 2015).

Бентонитоносная провинция приуроченная к Минусинскому угольному бассейну (респ. Хакасия).

Известные на данный момент в республике Хакасия месторождения бентонита Десятый Хутор, Каракукское, Изыхское, Подсиненьское расположены в пределах Черногорского и Изыхского каменноугольных районов Минусинского каменноугольного бассейна и относится к вулканогенно-осадочному типу месторождений. Месторождения локализованы в пределах развития континентальной туфо-песчано-глинистой угленосной формации каменноугольного возраста (рис. 1). Угленосная формация, выполняющая мульду, является бентонитоносной. По минеральному составу, бентониты месторождения состоят на 40 - 75% из монтмориллонита, образованного из пирокластического материала, с незначительной примесью гидрослюда и каолинита, полевых шпатов, кварца, кальцита и сидерита. Бентонитовые глины месторождения Десятый Хутор являются щелочноземельными со средней катионообменной емкостью с 40-50 мг*экв/100 гр сухой глины.

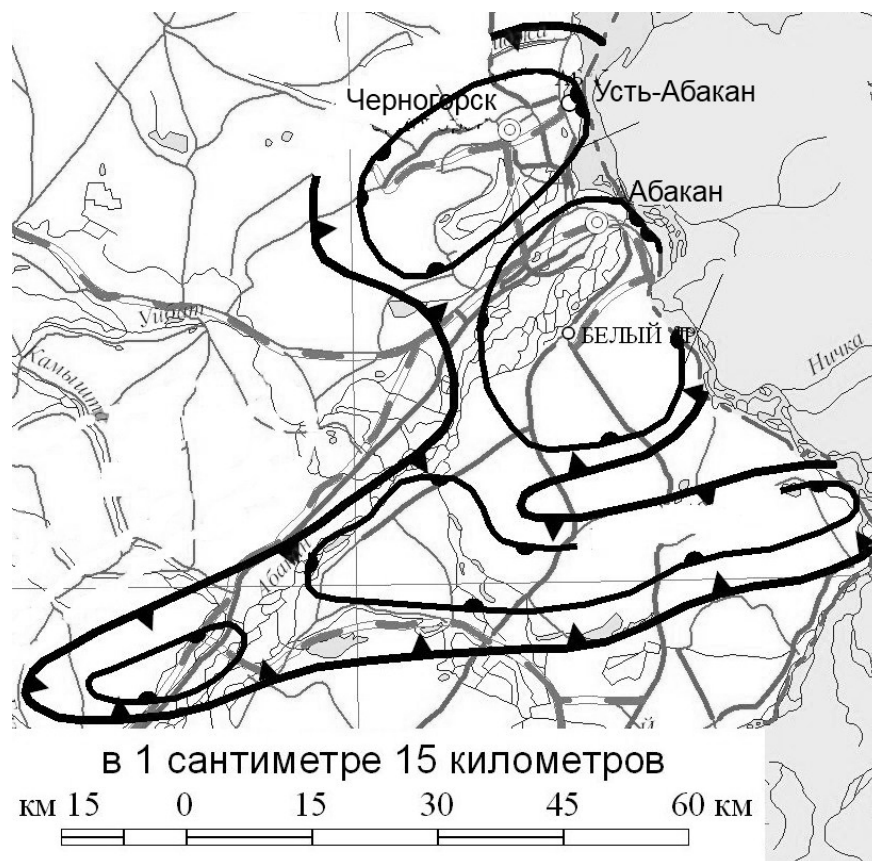


Рисунок 1. Минусинский каменноугольный бассейн (Струнин, Кавицкая, ГИС-Атлас ВСЕГЕИ, 2009).

Помимо Черногорского и Изыхского каменноугольных районов, потенциально бентонитоносными являются отложения нижнего карбона ($\text{C}_{1\text{so}} - \text{C}_{2\text{sr}}$) Бейского и Аскизского каменноугольных районов.

Бентонитоносная провинция приуроченная к Кузнецкому угольному бассейну (Кемеровская обл.).

В Кузнецкой зоне расположенной на юге Западной Сибири, на территории Кемеровской области, расположены две туфотерригенные угленосные формации средне-

верхнекаменноугольного и нижнепермского возрастов. Пласты бентонита нижнепермского возраста более продуктивны и имеют мощность до 19 м. В слагающих породах обеих формаций содержится вулканический материал кислого состава, который и послужил материнским веществом при образовании бентонитов. В пределах Кузнецкой впадины выделяются две прогнозные площади на поиски щелочных бентонитов с суммарными запасами в 26 млн.т. по категории Р₂: Грязненская, приуроченная к нижнепермской формации, и Притомская, приуроченная к средне-верхнекаменноугольной формации (Сабитов и др., 2010).

Бентонитоносная провинция приуроченная к Донецкому угольному бассейну (Ростовская обл.).

В Днепрово-Донецком районе, Ростовской области выделяется Красносулинская площадь, с оцененными прогнозными ресурсами бентонитов в объеме 30 млн т, по категории Р₃. На среднекаменноугольных карбонатно-терригенных угленосных отложениях залегают линзы бентонитовых тел неогенового-антропогенного возраста. К югу и востоку они приобретают площадное развитие. Бентониты характеризуются щелочным и щелочно-земельным составом обменного комплекса (Сабитов и др., 2010).

В заключении стоит сказать, что парагенетическая связь между угленосными толщами, бентонитовыми глинами и туфогнным материалом характерна не только для месторождений России. Одно из крупнейших, высококачественных месторождений бентонитовых глин Вайоминг, расположенное в одноименном штате США, приурочено к угольным формациям, как и большая часть крупных месторождения бентонита Китая. Угли, для месторождений данного генетического типа, являются рудоконтролирующим фактором, что может служить одним из ключевых признаков при выделении перспективных участков на поиски бентонитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания ИГЕМ РАН № 0136-2014-0004.

1. Белоусов П.Е., Наседкин В.В. Генезис и особенности условий образования бентонитов Тихменевского месторождения (о. Сахалин) // Вестник Российского Университета Дружбы Народов. Серия: инженерные исследования. №2. 2015.

2. ГИС-Атлас ВСЕГЕИ (Струнин Б.М., Кавицкая Ю.С.). 2009.

3. Сабитов А.А., Конюхова Т.П., Трофимова Ф.А., Зайнуллин И.И., Евсеев В.Ф., Лапшин А.Г., Речкин А.Н. Бентониты Сахалина // Разведка и охрана недр. -М.: ВИМС, 2007.

4. Сабитов А.А., Руселик Е.С., Трофимова Ф.А., Тетерин А.Н. Бентониты России: состояние освоения и перспективы развития сырьевой базы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. №5. 2010.

Особенности состава золота района хребта Адж-Богд (юго-западная Монголия).

Бирюков К.Э.¹

¹НГУ, г.Новосибирск. kostya.igm@gmail.com

В данной работе представлены результаты изучения ряда золотых рудопоявлений в пределах хребта Адж-Богд, изучавшихся с целью выявления потенциальной рудоносности объекта и особенностей состава слагающих его руд. В структурах Южной и Юго-Западной Монголии широко представлено золотое оруденение, по времени формирования синхронизированное с развитием внутриплитного щелочно-гранитоидного магматизма раннепермского возраста (305-270 млн. лет) (Ярмолюк и др., 2008).

В ходе исследований оруденения района хребта Адж-Богд было выделено 2 этапа минералообразования: золото-кварцевый и гипергенный:

В золото-кварцевом этапе установлены 3 стадии минералообразования:

Первая стадия – пирит-халькопиритовая, представлена такими минералами, как магнетит, арсенопирит, пирит, халькопирит, борнит, высокопробное самородное золото. Пирит, халькопирит и кварц являются сквозными в отношении стадийности минералообразования.

Во вторую стадию, – полиметаллическую, образовались галенит (с содержанием Se до 2,6 мас.%), барит (с содержанием Sr до 3,43 мас.%), клаусталит, науманнит, колорадоит, а также низкопробное самородное золото.

Третья стадия, антимонит-киноварная, представлена такими минералами, как антимонит и киноварь, является типичной низкотемпературной гидротермальной ассоциацией. Все стадии не разобщены пространственно и развиты в пределах одного рудопоявления.

Гипергенный этап представлен преимущественно оксидами и гидроксидами железа, карбонатами меди (малахит, азурит) и вторичными сульфидами меди (ковеллин, халькозин), купритом, вторичными минералами свинца (церуссит, англезит, платнерит), а также акантитом, хлоридами, йодидами и бромидами серебра (эмболит, иодаргирит). Кроме того, на данном этапе образовывалось гипергенное высокопробное золото поздней генерации. Все первичные сульфиды, как правило, сильно окислены. Последовательность минералообразования представлена на рисунке (рис.1).

В отличие от богатых сульфидных окисленных руд, существенно кварцевые разности имеют Cu-Ba-Pb-Br-Cl-I-Se-Hg-Te-Au-Ag геохимическую специфику, для них характерна прожилковая текстура и более богатый минеральный состав, представленный халькопиритом, селенидами серебра и ртути (науманнит, колорадоит), золотом, баритом, галенитом, а также вторичными минералами серебра. Богатые окисленные сульфидные руды имеют Fe-Cu-Au геохимическую специфику, в их составе отмечается пирит, халькопирит, гидроокислы железа и самородное золото, такие руды имеют ячеистую, ящичную текстуру.

Особенности состава золотого оруденения изучались посредством оптической и сканирующей электронной микроскопии. Кроме того, атомно-абсорбционным методом были определены содержания золота и серебра, методом ICP-MS был определен многоэлементный состав руд. В таблице 1 представлены наиболее богатые в отношении золота и серебра анализы образцов. В пиритовом концентрате (2177) имеются значительные содержания золота и серебра, а в существенно кварцевых разностях содержание золота низкое, но содержание серебра все равно зачастую повышено (2187, 2175).

В пределах одного кварцевого штокверка встречаются существенно кварцевые и существенно сульфидные (окисленные, пиритовые) руды. И в тех, и в других присутствует золото.

Этапы минералообразования	Стадии минералообразования	Золото-кварцевый			Гипергенный
		Пирит-халькопиритовая	Полиметаллическая	Антимонит-киноварная	
Формула	Минеральный состав	Последовательность минералообразования			
SiO ₂	Кварц	—————	—————	—————	
Fe ²⁺ Fe ³⁺ O ₄	Магнетит	—			
FeAsS	Арсенопирит	—			
FeS ₂	Пирит	—————	—————	—————	
CuFeS	Халькопирит	—————	—————	—————	
Cu ₅ FeS ₄	Борнит	—			
Au ⁰	Золото	—————	—————		—————
PbS	Галенит		—		
Ba[SO ₄]	Барит		—		
PbSe	Клаусталит		—		
Ag ₂ Se	Науманнит		—		
HgTe	Колорадоит		—		
Sb ₂ S ₃	Антимонит			—	
HgS	Киноварь			—	
FeOOH	Гидроокислы Fe				—————
Fe ₂ O ₃	Гематит				—————
CuS	Ковеллин				—
Cu ₂ S	Халькозин				—
Cu ₂ O	Куприт				—
Cu ₂ [CO ₃](OH) ₂	Малахит				—
Cu ₃ [CO ₃] ₂ (OH) ₂	Азурит				—
Pb[CO ₃]	Церуссит				—
Pb[SO ₄]	Англезит				—
PbO ₂	Платнерит				—
Ag ₂ S	Акантит				—
Ag(Cl,Br)	Эмболит				—
AgI	Иодаргирит				—

Рисунок 1. Последовательность минералообразования рудопроявлений золота в пределах Адж-Богдинского рудного района.

Таблица 1. Результаты атомно-абсорбционного анализа руд и данные ICP-MS по массиву АджБогд.

№ пробы	содержание, г/т (атомная абсорбция) ¹		содержание, г/т (ICP-MS) ²	Описание образца
	Au	Ag		
2006	0,041	0,46		Окисленный пирит в кварц-серицитовом метасоматите, обохренные, лимонитизированные прожилки.
2317	0,070	1,0	<0,2	Кварц, гидроокислы железа, пирит окисленный, кальцит, халькопирит
2187	0,51	23	18,8	Кварц, малахит, халькопирит окислен, гидроокислы железа, ковеллин, гематит. <i>Кварц-сульфидная жила. Существенно кварцевые руды.</i>
2175			91,3	Кварц, кальцит, халькопирит, пирит, гидроокислы железа, гематит
2177	40-88	13-31	33,7	Гидроокислы железа, халькопирит, пирит. <i>Существенно сульфидные, массивные (пиритовые) руды, пиритовый концентрат</i>

Примечание: Состав руд - Золото, окисленный пирит и халькопирит, гидроокислы железа. ¹Анализы выполнены в лаборатории геохимии благородных и редких элементов и экогеохимии ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Аналитик В.Н. Ильина. ²Анализы выполнены в ООО «АЛС Чита-Лаборатория» на ICP-MS, г. Чита.

По морфологии золото крайне разнообразно. Встречаются чешуйчатые, массивные, губчатые агрегаты. Золото может нарастать на грани пирита, выполнять трещины в нем, также встречается в сростании с халькопиритом, но главным минералом-концентратором золота является пирит, замещенный гидроокислами железа. Пробность золота широко варьирует в пределах одного зерна пирита, на расстоянии в 5 микрон друг от друга встречаются золотины, пробность которых разнится на 200-300 промилле.

Кроме того, встречается гипергенное золото губчатой (хлопьевидной) формы, полностью лишенное примеси серебра (1000‰) и локализованное в пустотах.

Таким образом, на основании данных сканирующей электронной микроскопии, установлено три типа самородного золота: высокопробное (от 900 до 1000 ‰) золото образовано в высокотемпературную пирит-халькопиритовую начальную стадию; низкопробное (от 470 до 900 ‰) – позднее, в более низкотемпературную, полиметаллическую стадию, вместе в минералами Pb и Ag; а гипергенное высокопробное (1000‰) – в гипергенный этап.

На гистограмме (рис. 2) четко выделяются пики высокопробного (925-950‰) и низкопробного (750-800‰) золота.

В целом, аналогичный состав золота характерен для месторождений Южно-Гобийского золото-рудного пояса, в том числе и для промышленных месторождений Олон-Оботского рудного узла. Также на проявлении Харанояный в составе высокопробного золота отмечается присутствие ртути до 2.25 масс.%, а на месторождении Хуримт-Худук до 19.77 масс.% ртути. Кроме того, на этом месторождении также присутствуют разнообразные теллурсодержащие минералы – колорадоит (HgTe), калаверит (AuTe₂), алтаит (PbTe).

Россыпное золото давно известно в Адж-Богдинском рудном районе, его можно охарактеризовать как высокопробное (920-1000‰), практически без изоморфных примесей (Cu до 0,37%; Hg до 0,28%), с незначительным увеличением пробности по краям зерен. В целом это соответствует составу коренного золота района, которое лишь в редких случаях имеет изоморфную примесь Cu до 1,2%. Вероятно, что источником формирования россыпных проявлений послужило коренное золотое оруденение, описанное в данной работе (Бирюков, 2016).

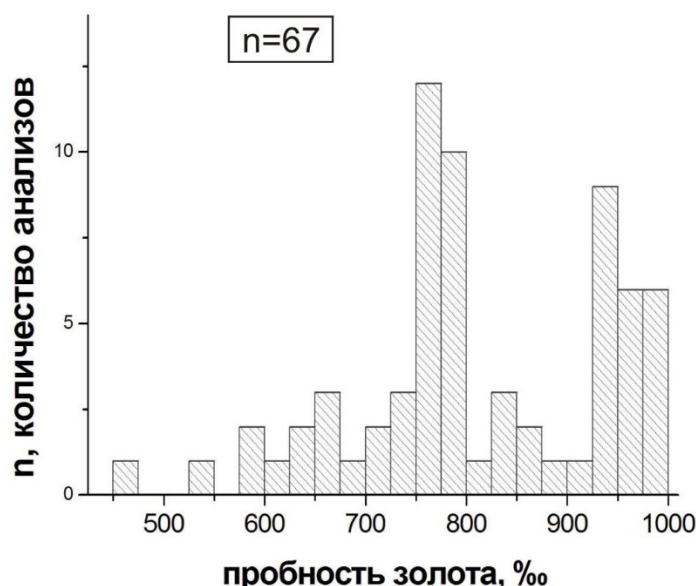


Рисунок 2. Гистограмма распределения пробности золота, Адж-Богдинский рудный район.

Оруденение Адж-Богдинского района имеет специфические геохимические особенности, аналогичные многочисленным изученным золоторудным месторождениям и проявлениям Южно-Гобийского золоторудного пояса. Выявленные местонахождения золота увеличивают потенциальную рудоносность изучаемого региона.

1. Бирюков К.Э. Минералогические особенности рудопроявлений золота в Юго-Восточной части Барун-Хурайской котловины (юго-западная Монголия) // Металлогения древних и современных океанов – 2016, Миасс: ИМин УрО РАН. 2016. С. 206-210.

2. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной окраины сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. №2. С. 63-64.

Поведение микропримесных элементов в составе слюд редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья как критерий рудоносности

Борзина А.П.¹, Сырицо Л.Ф.¹

¹СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Alex-xandra@list.ru

Промышленно значимыми компонентами редкометалльных гранитов являются тантал, олово и литий. На редкометалльных месторождениях Восточного Забайкалья оруденение связано с развитием в апикальных частях гранитных куполов высоколитиевых слюд – лепидолитов, – и соответствующей рудной минерализации: минералов танталовой группы (танталит, микролит) и касситерита. В процессе становления гранитов видообразующий химический состав слюд претерпевает значительные изменения. Содержания рудных элементов, накапливающихся в слюдах благодаря их значительной изоморфной емкости, также изменяется. На примере Ачиканского и Орловского рудоносных и Тургинского безрудного редкометалльных массивов Восточного Забайкалья в составе микропримесей было исследовано поведение олова, циркона, ниобия, тантала и тория.

Определение содержания микропримесей в слюдах было выполнено в Ресурсном Центре СПбГУ «Геомодель» с использованием стационарного спектрометра «Спектроскан макс-G с прессом» с доочисткой слюд от самостоятельных микровостков минералов. Содержания редких элементов в породах редкометалльных массивов были определены методом ISP-MS в НПО ВСЕГЕИ.

Наиболее показательные результаты микропримесного анализа вынесены на график изменения концентраций редких элементов в слюдах в процессе эволюции рудоносного и безрудного интрузивов и представлены на рисунке 1.

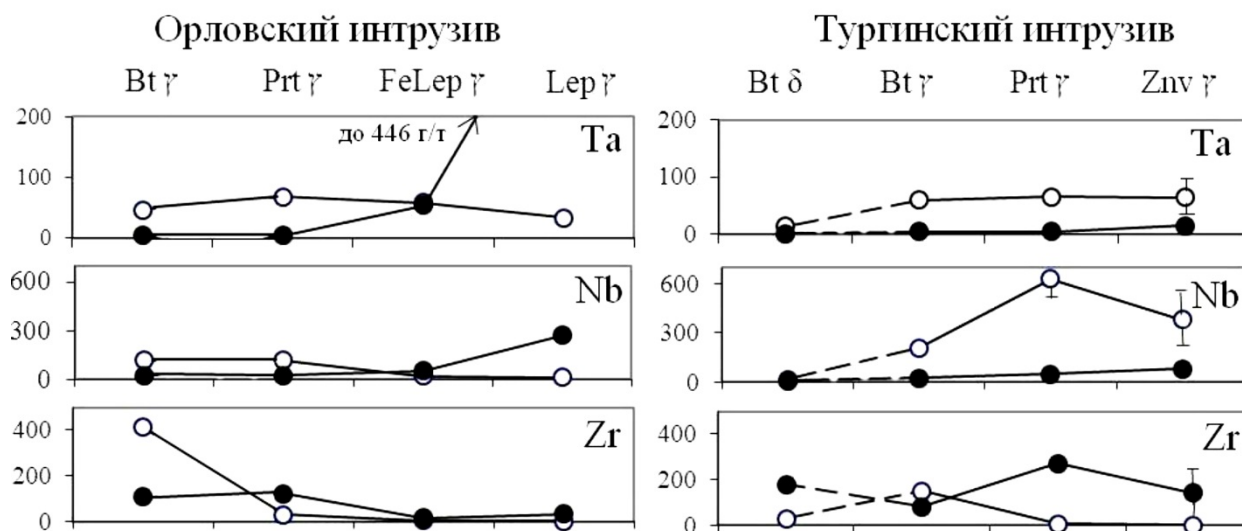


Рисунок 1. Графики изменения концентрации редких элементов (Ta, Nb, Zr) в слюдах (незалитый кружок) и породах (залитый кружок) Орловского и Тургинского интрузивов в процессе их дифференциации.

Bt δ – биотитовые диориты, гранодиориты, Bt γ – биотитовые граниты, Prt γ – протолитионитовые граниты, Abγ – альбититы, FeLepγ – феррум-лепидолитовые граниты, Amzγ – амазонитовые граниты.

Следует отметить, что ряды эволюции составов триоктаэдрических слюд для Орловского и Тургинского интрузивов различны. Для Орловского интрузива характерна следующая последовательность: биотит-протолитионит-железистый лепидолит-лепидолит. Поскольку Тургинский интрузив представляет собой полиформационный комплекс, в качестве исходной слюды мы условно берем биотиты Шахтаминского диорит-гранодиоритового комплекса. Эволюционный ряд слюд Тургинского массива выглядит следующим образом: биотит-протолитионит-циннвальдит.

Как видно из рисунка 1, в Орловском интрузиве от биотита к протолитиониту мы наблюдаем некоторое накопление тантала в слюдах (от 47 до 65 г/т) и последующее уменьшение от 68 до 34 г/т в лепидолитах амазонитовых гранитов. Однако в породе картина принципиально иная. Стремительное накопление тантала от 5 до 446 г/т образует между его содержанием в породе и слюде «геохимическую вилку» (по терминологии В.В.Гордиенко, 1996), которую можно объяснить проявлением собственной танталовой минерализации на позднем этапе развития Орловского массива.

Для Тургинского интрузива самая низкая концентрация тантала в слюдах наблюдается в Шахтаминском комплексе (13 г/т). В направлении к биотитовым гранитам, содержание тантала увеличивается до 64 г/т и остается на одном и том же уровне вплоть до образования амазонитовых гранитов. В породах Тургинского интрузива, концентрация Та близка к порогу обнаружения и лишь в амазонитовых гранитах достигает 15 г/т.

Выявляется закономерность распределения тантала между слюдой и породой на всех этапах дифференциации Орловского интрузива справедлива и для ниобия. Минимальные содержания ниобия в лепидолитах составляют 11 г/т. В Тургинском интрузиве, в меньших масштабах, мы можем наблюдать последовательное накопление ниобия в слюдах (до 665 г/т) и дальнейшее уменьшение его концентрации (до 250 г/т) в условиях роста содержания ниобия в породе при созревании рудно-магматической системы (от 25,81 до 80,16 г/т), что, в свою очередь, ведет к образованию на последней стадии самостоятельной рудной фазы, представленных здесь колумбитом.

Сходная с ниобием картина распределения характерна и для тория. Исследование микропримесного состава в слюдах показало положительную корреляцию между содержаниями тория и ниобия в слюдах Тургинского интрузива $r = 0,913$ ($n=29$).

Для циркония геохимическая вилка проявляется наиболее контрастно. Падение содержания циркония в слюдах Тургинского интрузива от 152 до 8 г/т в протолитионитовых гранитах при соответствующем возрастании его содержания в породе (от 80 до 270 г/т) образуют геохимическую вилку, которую можно объяснить интенсивным выделением на главной фазе протолитионитовых гранитов самостоятельной фазы циркония. В противоположность этому, в рядах дифференциации Орловского массива содержание Zr в слюде и породе уменьшается синхронно.

В Тургинском интрузиве для олова характерно последовательное его накопление от слюд ранней фазы (32 г/т) к главной (92 г/т), и далее, к поздней фазе амазонитовых лейкогранитов (до 196 г/т), в то время как для Орловского массива мы наблюдаем некоторое уменьшение концентрации олова в слюдах от железистых лепидолитов (17 г/т) до лепидолитов эндоконтактной зоны (4 г/т).

Исследование изменений концентраций олова и ниобия в слюдах рудоносного Ачиканского массива показало их значительное уменьшение в направлении к поздним дифференциатам. Так, содержание ниобия в слюдах Ачиканского массива последовательно уменьшается от 526 г/т к 383 г/т, и далее до 89 г/т. Аналогичная закономерность наблюдается и в отношении олова (от 85 г/т к 47 г/т и далее к 9 г/т).

Экспериментальными работами установлено, что в рядах дифференциатов Li-F систем с понижением температуры эффективная растворимость тантала становится выше растворимости ниобия. Такое изменение соответствует общей закономерности, наблюдаемой в последовательных дифференциатах редкометалльной гранитной магмы, с конечными дифференциатами которой связано образование собственно танталовых месторождений с Nb/Ta отношением в рудах меньше 1 (Чевычелов, 2003). Поэтому для рудоносных редкометалльных Ачиканского и Орловского массивов Забайкалья, мы наблюдаем последовательное уменьшение ниобий-танталового отношения в слюдах. В противоположность тому, Nb/Ta отношение в слюдах Тургинского интрузива сначала растет, достигая предельного отношения в главной фазе – 10,08 – а затем несколько снижается, однако не доходит до уровня отношений Nb/Ta, характерного для рудоносных массивов. Различие величин Nb/Ta отношения в слюдах рудоносных и безрудного массивов являются следствием различных режимов кислотности-щелочности.

С целью контроля очистки монофракций слюд от включений рудных фаз и определения формы нахождения микропримесей был выполнен анализ размеров и состава микровростков кристаллов на электронно-зондовом микроанализаторе FEI (Англия) и микроспектрометре QUANTA 200 3D (США). Для сравнения были отобраны слюды биотитовых гранитов Орловского интрузива, соответствующие раннему этапу дифференциации массива, и слюды лепидолитов рудоносных амазонитовых гранитов Ачиканского массива.

Пышное развитие рудных минералов в микровростках, размерностью 1-5 мкм характерно для лепидолитов Ачиканского массива (рис.2.а) и может напоминать структуру распада. При этом, включение титанониобата может дополнительно содержать в себе включения колумбита и касситерита, размерностью десятые доли микрометра. В противоположность тому, биотиты Орловского интрузива, совершенно чисты от микровростков (рис.2.б). Согласно исследованию поведения микропримесных рудных элементов в составе слюд, мы видим уменьшение их концентрации на позднем этапе дифференциации массивов. Следовательно, мы можем говорить о процессе самоочистки слюды от микропримесей с образованием собственных фаз.

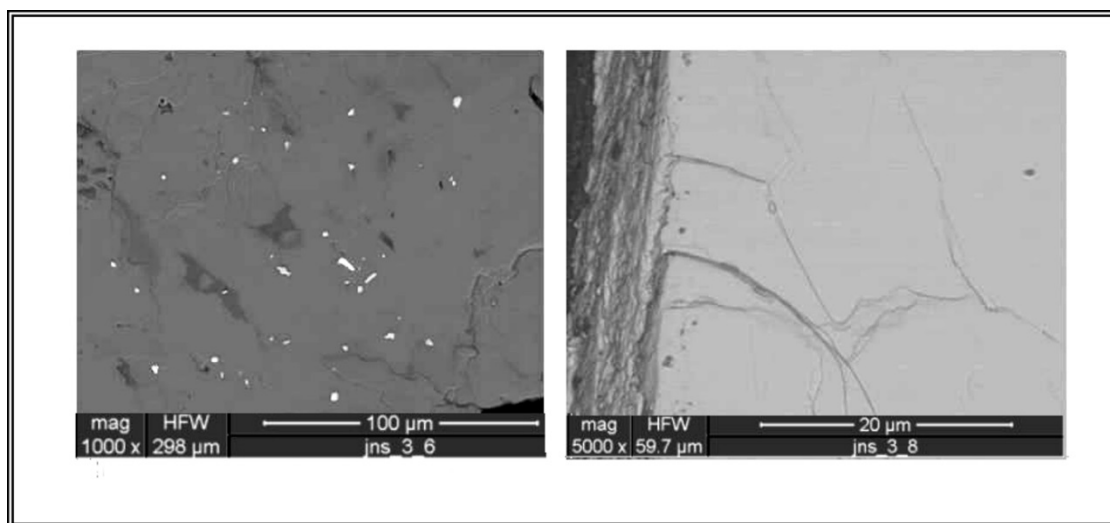


Рисунок 2. а) Многочисленные микровключения самостоятельных фаз титанониобатов, колумбита и касситерита в лепидолите Ачиканского массива; б) отсутствие микровключений в биотите Орловского интрузива.

Значительное увеличение содержания ниобия, тантала, а также олова в породе при переходе к амазонитовым гранитам совпадает с переходом в самую богатую рудную апикальную части Орловского массива. На примере поведения Ta, Nb, Zr, Sn и Th в слюдах рудоносных и безрудного массивов, было показано резкое падение в слюдах рудоносных амазонитовых гранитов концентраций таких элементов, как Ta, Nb и Sn. В таком случае, возрастание концентраций этих элементов в породе возможно связать с процессом «автолизии» - самоочистки слюд от микропримесей. Значительное уменьшение Nb/Ta-го отношения в слюдах рудоносных массивов и олова сопровождается соответствующей для редкометалльных массивов танталовой и оловянной минерализацией. В отличие от этого, уменьшение ниобия и тория в слюдах безрудного интрузива ведет к тому, что для поздней фазы дифференциации массива характерными особенностями является торий-редкоземельная акцессорная минерализация и кристаллизация железистого колумбита (Борзина, 2015).

Поведение ниобия, тория и циркония в главной фазе Тургинского интрузива свидетельствует в пользу изменения на этой ступени физико-химических условий кристаллизации, в частности, режима кислотности-щелочности в сторону увеличения щелочности.

Таким образом, при анализе поведения редких элементов в слюдах редкометалльных гранитов Восточного Забайкалья можно говорить о том, для каких элементов возможно появление собственных фаз, а следовательно, является ли исследуемый массив рудоносным или же характерная для его специализации минерализация отсутствует.

1. Борзина А.П., Баданина Л.Ф., Волкова Е.В. Химический состав слюд Тургинского интрузива в Восточном Забайкалье и их петрогенетическое значение // Вопросы естествознания. 2015. № 4 (8). С.20-25.
2. Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. СПб: Изд-во СПбГУ. 1996. 270 с.
3. Чевычелов В. Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования / Магис. дисс. Москва. МГУ. 2003.

Новые подходы выделения областей и зон эпигенетического влияния залежей углеводородов по комплексу радиогеохимических, минералого-геохимических и геофизических данных

Бредихин Н.П.¹

¹НИ ТПУ, г. Томск elm0@sibmail.com

Современные взгляды на формирование геохимических и геофизических (несейсмических) аномалий над залежами углеводородов (УВ) основаны на явлении субвертикальной миграции УВ и сопутствующих компонентов с уровня залежи до земной поверхности. Углеводородная залежь является генератором вещества для массопереноса УВ компонентов. Существуют геологические модели, согласно которым основные пути миграции углеводородов находятся на крыльях анликлинальных складок, где за счет перегиба осадочного слоя образуются трещины, по которым вещество мигрирует с большей скоростью и в больших количествах. Известно явление диффузии УВ сквозь перекрывающую коллектор покрывку, но скорость миграции этим путем гораздо меньше. Рассматриваемые в статье методы являются косвенными и направлены на поиск вторичных эпигенетических изменений на геохимических барьерах в надзалежном пространстве. Данные изменения появляются за счет деятельности мигрирующих близвертикально вверх по разрезу УВ, сопутствующих газовых и жидких соединений. За счет этого процесса изменяется окислительно-восстановительная обстановка среды, в результате чего проходят химические реакции, способствующие эпигенетическим изменениям горных пород. Вместе с этим, существенное влияние на вторичное минералообразование оказывают углеводородопоглощающие бактерии. Среди основных явлений воздействия миграционных форм УВ и компонентов движущихся с этим потоком являются вторичная карбонатизация, кремнеобразование, глинизация, сульфидизация в том числе с возникновением магнетитовозмущающих минералов.

Для картирования зон эпигенетического влияния скоплений нефти и газа, которые по сути проявляют проекцию контура углеводородных залежей нами используется группа методов. Эти методы основаны на существующих моделях формирования геохимических и геофизических аномалий над залежами УВ. В качестве примера приведены результаты магниторазведочных и гамма-спектрометрических работ на поисковой площади, где выявлена залежь нефти в баженовской свите (Соболев и др., 2016).

Области распространения вторичных изменений, оказывающие влияние на магнитные данные, достаточно успешно выделяются в виде высокочастотных микроаномалий посредством высокоточной магнитной съемки и применением фильтрации на стадии интерпретации полученных данных.

Важным нововведением в интерпретацию магнитной съемки данного объекта является расчет разностного показателя дисперсии (ΔS). Помимо установления строения фундамента, выявления тектонических нарушений и интрузивных включений, данные полученные при расчете ΔS имеют хорошую корреляцию с данными бурения. Единственная скважина с промышленными притоками нефти и скважина с пленками нефти из верхнеюрского баженовского горизонта попали в зону высоких значений разностного дисперсионного показателя. Скважины с пленками нефти либо признаками нефтеносности в керне баженовской свиты попали в зону умеренных положительных значений ΔS . «Сухие» скважины оказались в зоне отрицательных значений ΔS (рис.1 а).

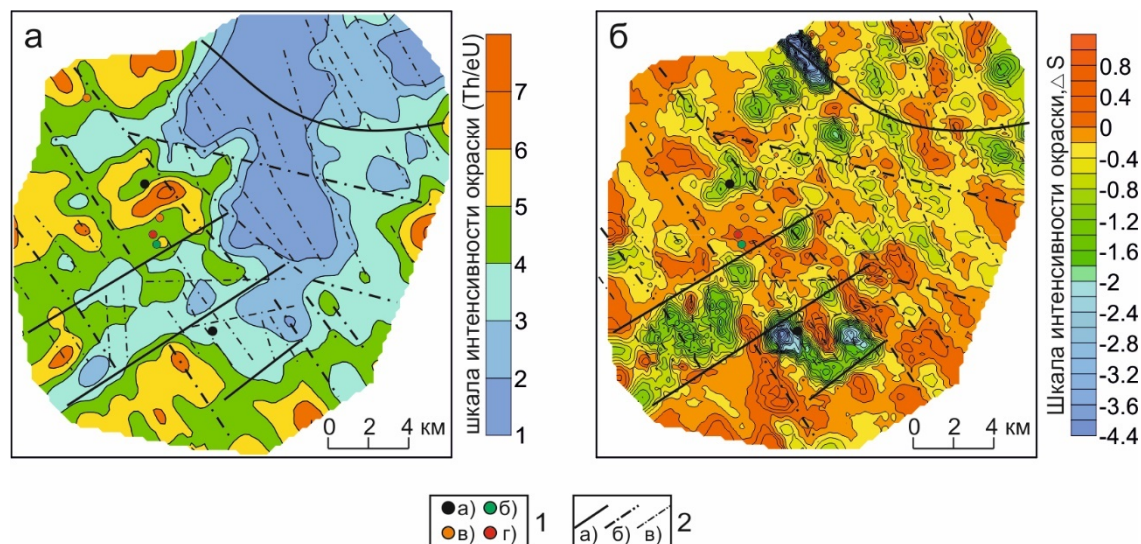


Рисунок 1. Планы изолиний (а) - торий-уранового отношения (б) - разностного дисперсионного параметра приращения полного вектора индукции магнитного поля.

Условные обозначения: 1) скважины: а) без признаков нефти; б) пленки нефти в верхней юре; в) признаки нефти в керне баженовской свиты; г) промышленный приток в баженовской свите; 2) элементы тектонического строения по данным магнитометрии: а) тектонические границы блоков фундамента; б) основные разрывные нарушения; в) прочие разрывные нарушения.

При интерпретации гамма-спектрометрических данных показательным в прогнозировании нефтеносности баженовской свиты оказалось Th/eU, которое разделило поисковую территорию на две части, при этом продуктивная скважина и скважины с признаками нефти тяготеют к областям наиболее высокого торий-уранового отношения, что скорее всего обусловлено разной интенсивностью генерации УВ и флюидоупорных свойств осадочного чехла (рис. 1 б). В отличие от классических ловушек структурного типа аномалии естественных радионуклидов на месторождениях нефти неструктурного типа проявляются не в виде кольцеобразных аномалий в контуре водонефтяного контакта (Соболев, 1999; Соболев и др., 1999), а в виде линейных аномалий вдоль прогнозируемых разломов фундамента. Особенности поля торий-калиевой корреляции проявляют систему ортогональных неоднородностей линейными зонами пониженных взаимосвязей, интерпретируемых как разрывные нарушения глубинного заложения (Сооболев и др., 2016). Продуктивная скважина участка находится поблизости от узла пересечения субмеридианальной и субширотной зон низкой корреляции этих двух радиоэлементов. Эпигенетическое влияние глубинных структур с активным массопереносом вещества также проявляется повышенной дисперсией разностных компонент полей концентрации калия и урана.

Еще одно испытание было проведено на Верх-Тарском нефтяном месторождении (Бредихин, 2015). Комплекс исследований включал гамма-спектрометрию, термолюминесцентную радиометрию с использованием термолюминесцентных детекторов (ТЛД) и два новых нефтегазопроисковых литогеохимических метода. Применение ТЛД дало положительный поисковый эффект на нефтегазовых объектах юго-востока Западной Сибири (Соболев и др., 2007).

В структуре радиогеохимического поля выявлены четкие положительные аномалии зоны ВНК и тектонического нарушения внутри контура нефтеносности, а Th/eU отношение имело положительный тренд внутри контура нефтеносности, такой рост данного показателя может быть обусловлен выщелачиванием урана в верхней части разреза над УВ залежью.

Как известно, наличие аномально высоких концентраций тяжелых металлов в зоне «столба» измененных пород над залежью является одним из косвенных признаков нефтегазонасности. Сейчас некоторые исследователи склоняются к тому, что нефтяная залежь является источником подвижных форм тяжелых металлов. Эмпирическим путем установлено, что химические элементы обладают способностью к миграции над нефтегазовых месторождениях в составе геогаза (Бредихин, 2015)

Измерения подпочвенной атмосферы дало ряд аномалий по ряду металлов. Результаты анализа пространственного изменения содержания химических элементов показали, что границы

контура нефтеносности по-разному проявляются в особенностях их концентрирования. Область ВНК выделяется аномально высоким содержанием Zn, Cd и аномально низкими значениями содержаний Ca, K. В границах проекции залежи отмечается уменьшение уровней накопления V, Cr и рост Ba, Ca. Участок влияния тектонического нарушения хорошо картируется по высокому содержанию целого ряда химических элементов: Ca, Mg, K, V, Cr, Co, Ba, Pb, U, Fe, Sr, Al, Li.

Литогеохимические аномалии зависят от состава почв и их кислотно-щелочных параметров, в основном зависящие от проходящих гипергенных процессов в верхней части разреза, поэтому нельзя говорить с уверенностью о генезисе найденного вещества методами, основанными на изучении минерального и элементного состава приповерхностных образований. Чтобы доказать влияние наноразмерных металлических соединений, переносимых в парогазовом потоке с уровней залежи, на показания этих методов количественной оценки возникла идея о возможности изучения этого вопроса с помощью просвечивающей электронной микроскопии (Бредихин и др., 2016).

В ходе исследования на ПЭМ замечены отчетливые закономерности распределения определенных химических элементов. Помимо этого на Верх-Тарском нефтяном месторождении граница ВНК с вмещающей толщей фиксируется по изменению минерального состава геоаэрозолей от силикатных и алюмосиликатных ассоциаций к металл оксидным, металл сернистым и олово содержащих. Над углеводородной залежью и зоной тектонического нарушения четко выделяются минеральные фазы содержащие оксиды металлов (Ti, Fe, Sn, Ni, Cr, Mn, Cu, Mg), интерметаллические соединения, сульфаты и некоторые другие. Отмечается смена минеральных ассоциаций по мере приближения к ВНК и тектоническому нарушению. Зафиксированы интерметаллические структуры в соединении Cu, Cr, Fe, имеющие ярко выраженную дифракционную картину.

Из проведенного эксперимента можно сделать выводы о закономерности распределения некоторых металлических соединений, порой даже создающие отдельные зональности над нефтяным месторождением. Также отличаются зоны ВНК и тектонического нарушения по набору металлических соединений, и даже по количеству накопленного материала на аккумулятивные сеточки для ПЭМ. Встречаются нано- и микрочастицы разные по своему химическому составу внутри одной частицы. Например в силикатной микрочастице могли быть наноразмерные агрегаты железистых соединений (оксид, карбонат либо сульфид), из чего можно сделать вывод о совместной миграции в парогазовом потоке частицы с включениями другого химического состава до дневной поверхности. В целом установлено, что состав наночастиц, переносимых геогазом различается в нефтеносной области от законтурной. Зоны ВНК и тектонического нарушения имеют отличительные особенности химического состава, количества и размеров наночастиц, переносимых геогазом.

Приведенные в статье методы способны выделять углеводородные скопления и имеют хорошую корреляцию с сейсмическими данными и данными бурения. Они основаны на явлении субвертикальной миграции геогаза и доказывают связь геофизических и геохимических аномалий этих методов с ним. Также они способны выявлять разрывные нарушения глубинного характера и применимы для поиска сланцевой нефти баженовской свиты.

Автор выражает благодарность за неоценимый вклад в работу данных исследований Соболеву И.С. и Рихванову Л.П.

1. Бредихин Н.П. Особенности распределения химических элементов в подпочвенной атмосфере на Верх-Тарском нефтяном месторождении (Новосибирская область) // Проблемы геологии и освоения недр: материалы XIX Международного симпозиума имени академика М.А. Усова. Томск: Изд-во ТПУ. 2015. С. 218.

2. Бредихин Н.П., Соболев И.С. Предпосылки применения электронной микроскопии как геохимической методики выявления миграционных минеральных форм над углеводородными залежами // Известия Томского политехнического университета. 2016. Т. 327. № 5. С. 20–28.

3. Соболев И.С., Гришко А.А., Рихванов Л.П., Барановский В.С. Радиометрическая съемка с использованием термолюминесцентных детекторов при поисках месторождений нефти и газа // Геология нефти и газа. 2007. №. 6. С. 25-36.

4. Соболев И.С., Орехов А.Н., Бредихин Н.П. Опыт наземных углеводородных геохимических, гамма-спектрометрических и магнитных исследований на месторождении нефти в баженовской свите // Известия Томского политехнического университета. 2016. Т. 327. №. 9. С. 78-87.

5. Соболев И.С. Прогнозирование и поиски месторождений нефти и газа радиогеохимическими методами в условиях Западно-Сибирского региона. Диссертация канд. геол. – минерал. наук. Томский политехнический университет, 1999, 218 с.

6. Соболев И.С., Рихванов, Л. П., Лященко, Н. Г., Паровинчак, М. С. Прогнозирование и поиски месторождений нефти и газа радиогеохимическими методами // Геология нефти и газа. 1999. №. 7-8. С. 19-24.

Пирокластический материал как источник накопления редких элементов в углях.

Вергунов А.В.¹

¹НИ ТПУ, г. Томск Alexeivergunov@rambler.ru

Для корреляции угольных пластов в границах угольных месторождений и бассейнов, характеристики роли вулканизма во время образования угленосных отложений, выяснения состава и периодичности продуктов извержения вулканов во всем мире широко используются специфические маломощные глинистые прослои, получившие в геологической литературе название флинтклей или тонштейны. Вулканогенная природа тонштейнов доказана и в настоящее время уже не дискутируется (Spears, 2012). Исследователями установлено, что пирокластика, которая формирует тонштейны, служит источником накопления в углях промышленных концентраций ценных металлов и аномальных концентраций элементов-примесей (Арбузов, 2007).

Дело в том, что специфической особенностью торфяников, особенно верхового типа, является хорошая сохранность большинства попадающих в них элементов. Выщелоченные из тонштейна химические элементы в большинстве случаев накапливаются на границе с тонштейном как ниже его, так и над ним (Адмакин, 1991). Мощность ореола накопления химического элемента над и под тонштейном зависит от подвижности элемента в палеоболотной среде и последующей его диффузии из тонштейна в уголь в процессе углефикации. Формирующиеся при этом минеральные ассоциации отличаются от исходных минералов тонштейнов.

В свою очередь пирокластика проявляется в виде горизонтов преобразованного пеплового материала превращенного в каолинит с небольшой долей реликтовых минералов.

В ходе исследования в угольных пластах Бейского месторождения Минусинского угольного бассейна были детально опробованы и изучены как сами тонштейны, так и вмещающие их угли.

В ходе исследования в 6 угольных пластах Бейского месторождения были детально опробованы и изучены как сами тонштейны, так и вмещающие их угли. Исследование химического состава тонштейнов выполнено методом ICP MS в химико-аналитическом центре «Плазма» (исполнитель Н.В. Федюнина). Исследовано содержание 61 элемента. Анализ состава петрогенных элементов выполнен методом рентгено-флуоресцентного анализа в Институте геологии и минералогии СО РАН (исполнитель Н.Г. Карманова).

Восстановление первичного состава пирокластического материала тонштейнов выполнено с использованием классификационной диаграммы Винчестера и Флойда (Winchester и др., 1977). Согласно этой диаграмме, изученные тонштейны разделяются по составу на основные, средние, кислые и щелочные (рис. 1).

Различие состава исходного пирокластического материала проявляется не только в особенностях химического и минерального состава образованных из него тонштейнов, но и в формировании в углях на границе с тонштейнами специфических геохимических ассоциаций.

Угли, которые находятся в контакте с тонштейнами, образовавшимся из пирокластики основного состава, отличаются аномальными содержаниями таких элементов, как Ti, Ni, Zn.

В углях, находящихся в контакте с тонштейнами, образовавшимся из пирокластики среднего состава, прослеживается повышенная концентрация Ti, Mn, Fe, Co, Ni, Zn.

Угли, находящиеся в контакте с тонштейнами, образованными из щелочной пирокластики отличаются повышенным содержанием Ti, Zn, Zr, Hf, Ta, Th, U.

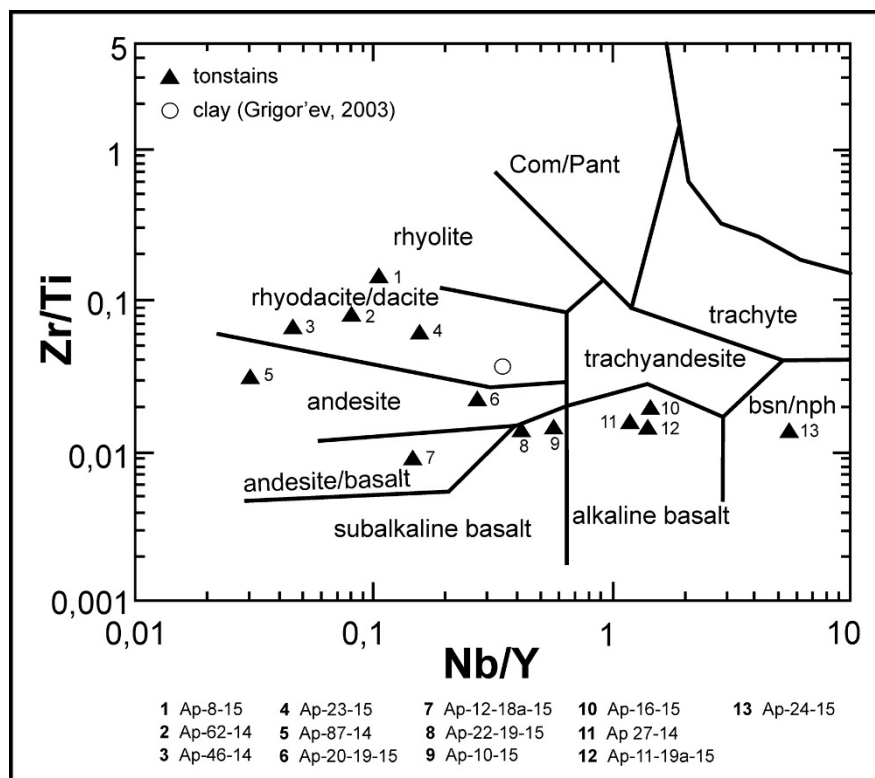


Рисунок 1. Zr/Ti – Nb/Y классификационная диаграмма тонштейнов Бейского месторождения.

Угли, находящиеся в контакте с тонштейнами, образованными из кислой пирокластике отличаются высоким содержанием РЗЭ, Та, Nb, Zr, Th, U и других литофильных редких элементов. Так, в составе золы углей на границе с тонштейном (Ap-8-15) выявлены аномально высокие концентрации суммы РЗЭ (766 г/т), Zr (0,35%), Nb (439 г/т), Та (8,6 г/т), Th (66 г/т), U (101 г/т). Аномальные еще более высокие содержания этих же элементов проявляются в составе золы углей на границе с другим тонштейном риодацитового состава (Ap-46-14). Сумма РЗЭ здесь достигает 0,29%, Zr - 0,73%, Nb - 601 г/т, Та - 55 г/т, Th - 257 г/т, U - 180 г/т (рис. 2).

Проведенные исследования показывают, что пирокластический материал, захороненный в угольных пластах обуславливает формирование специфических геохимических ассоциаций. Специфика ассоциаций определяется особенностями состава исходного вулканогенного вещества. Пирокластике кислого состава (риолиты, риодациты) обуславливает формирование контрастных аномалий литофильных редких металлов, в том числе лантаноидов, урана и тория.

Согласно выводам китайских специалистов (Dai et al, 2012), все значимые проявления РЗЭ в китайских углях связаны с субсинхронным вулканизмом, представленным пеплами кислого или щелочного состава. Это позволяет рассматривать субсинхронный вулканизм в качестве одного из ведущих факторов накопления редких элементов в углях (Арбузов и др., 2016).

Следовательно, с риолитовыми и риодацитовыми тонштейнами Бейского месторождения Минусинского каменноугольного бассейна могут быть связаны аномалии, проявления и, возможно, месторождения большой группы редких металлов (РЗЭ, Zr, Nb, Та, Th, U).

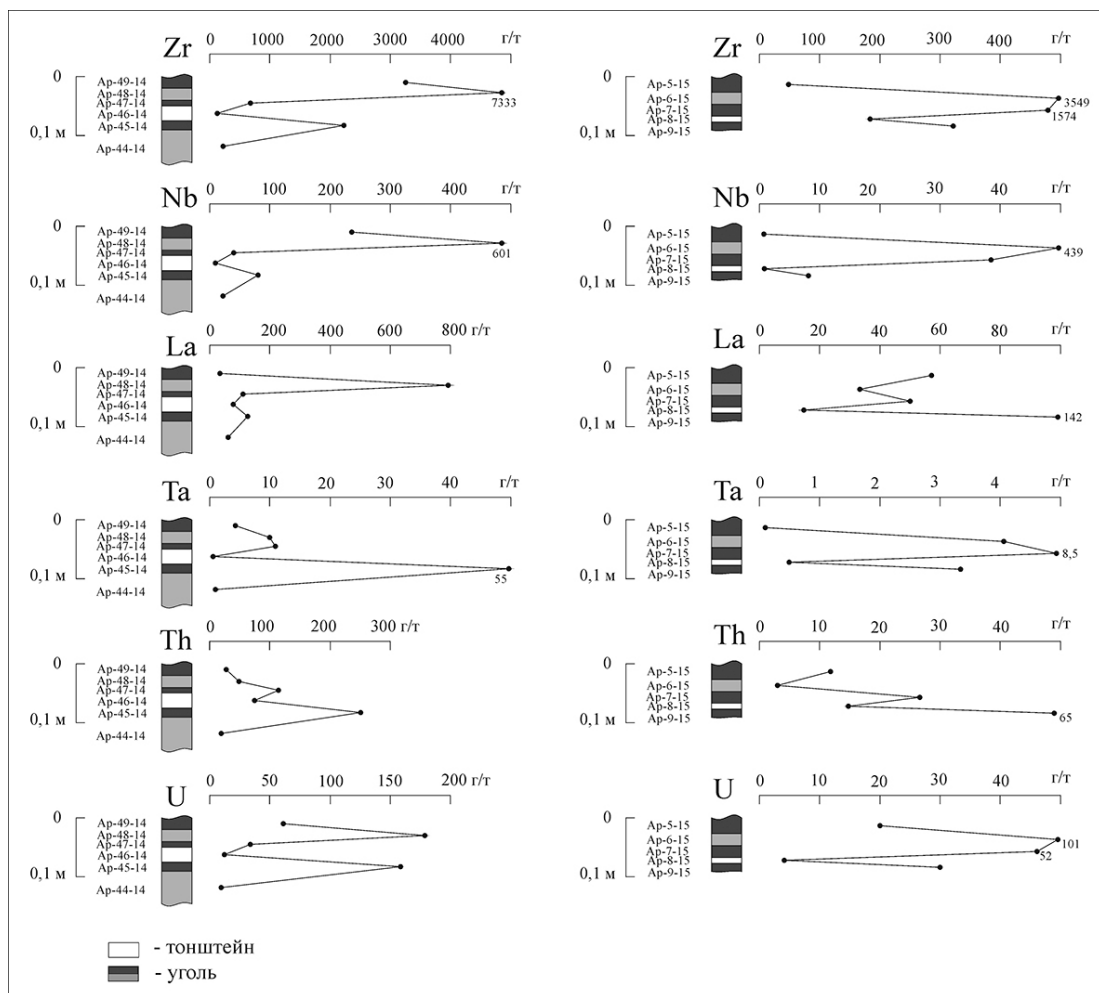


Рисунок 2. Распределение Zr, Nb, La, Ta, Th, U вблизи тонштейнов (в золе угля).

1. Адмакин Л.А. Тонштейны – геохронометры древних эруптивных циклов // Доклады АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1194–1197.
2. Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. – Томск: Издат. дом «Д-Принт». 2007. 468 с.
3. Арбузов С.И., Ильенко С.С., Машенькин В.С., Юйчжуан Сунь, Цунлян Жао, Блохин М.Г., Иванов В.В., Зарубина Н.В. Редкоземельные элементы в позднепалеозойских углях Северной Азии (Сибирь, Северный Китай, Монголия, Казахстан) // Изв. Томск политех. ун-та. 2016. т. 327. № 8. С. 74–88.
4. Dai, S., Ren, D., Chou, C.-L., Finkelman, R.B., Seredin, V.V., Zhou, Y., Geochemistry of trace elements in Chinese coals: a review of abundances, genetic types, impacts on human health, and industrial utilization. // International Journal of Coal Geology. 2012. Vol. 94. P. 3–21
5. Spears D.A. The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks // Int. J. of Coal Geol. 2012. Vol.94. P. 22–31.
6. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. Vol. 20. P. 325–343.

Кварцево-жильное золоторудное оруденение Тектурмасского офиолитового пояса в Центральном Казахстане.

Вихлянцев А.А.¹, Гранкин М.С.¹

¹ТОО "Центргеолсьемка", Республика Казахстан, г. Караганда zaocgs@mail.ru

Тектурмасский офиолитовый пояс располагается к югу от г.Караганда (рис.1). Сформирован в зоне спрединга над зоной субдукции вдоль южной окраины Байдаулетовской островной дуги и, очевидно, представляет фрагменты ее меланократового фундамента. Тектурмасский офиолитовый пояс – крупнейший в Центральном Казахстане линиамент, соответствующий сuture, развившейся в зоне сочленения островной дуги и океанической плиты (рис. 1).

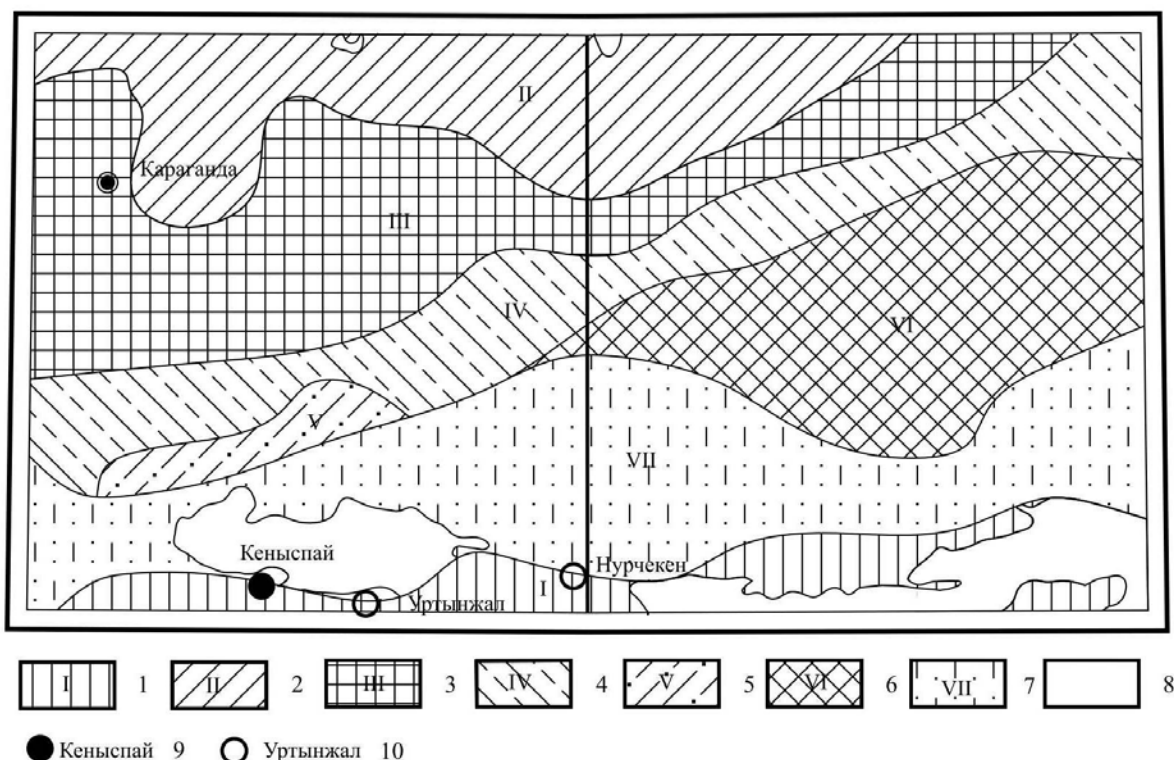


Рисунок 1. Схема размещения структурно-формационных зон.

1- Тектурмасская СФЗ, 2- Девонский вулcano-плутонический пояс, 3- Карагандинский прогиб, 4-Спасская рифтогенная зона, 5- Байдаулетовская СФЗ, 6- Нурина СФЗ, 7- Карасорская СФЗ, 8- интрузивные массивы, 9- месторождение и его название, 10 - проявление и его название.

В пределах офиолитового пояса развиты следующие интрузивные комплексы: в Тектурмасской СФЗ – раннекембрийский комплекс альпинотипных ультрамафитов и габбро, раннекембрийский комплекс параллельных даек; в Базарбайсой СФЗ – среднеордовикский комплекс альпинотипных ультрамафитов и габбро, среднеордовикский комплекс параллельных даек.

Возраст альпинотипных ультрамафитов в Центральном Казахстане трактуется по разному. На геологической карте Центрального Казахстана масштаба 1:500 000 (Антонюк, 1981) возраст принят – поздний протерозой (рифей), на геологической карте Центрального Казахстана масштаба 1:500 000 (Гранкин, 1991) и на геологической карте Казахстана масштаба 1:1000 000 (1996) – ранний ордовик.

Возраст габброидов расслоенного комплекса в Центральном Казахстане и развитых по ним метаморфитов, по данным П.В. Ермолова (2013), определенный изотопными методами, установлен на двух уровнях – раннекембрийский, в интервале 520-530 млн. лет и раннеордовикский – 477-480 млн. лет.

По результатам геологического доизучения масштаба 1:200 000, выполненного ТОО «Центргеолсъемка» (Иверская, 2016) возраст ультрамафитов принят раннекембрийским в Тектурмасской структурно-формационной зоне и среднеордовикским – в Базарбайской СФЗ, входящим в состав Тектурмасского офиолитового пояса.

Альпинотипные ультрамафиты, развитые в Тектурмасской и Базарбайской СФЗ практически аналогичны, составляют основу серпентинитового и тектонического меланжа и практически не различаются между собой.

Основу серпентинитового меланжа составляют динамометаморфизованные апоперидотитовые серпентиниты, содержащие закатанные изометричные со сглаженными гранями обломки, глыбы и будины преимущественно апогарцбургитовых, реже аподунитовых и аполерцолитовых серпентинитов; расслоенных габбро и различных амфиболитов, развитых по пироксенитам и расслоенным габброидам, иногда родингитов и различных метаморфических пород – кварцитовидных гнейсовидных сланцев, местами амфиболитов с голубовато-зелеными высокобарическими амфиболами глаукофанового ряда. В тектоническом меланже, наряду с перечисленными породами, нередко встречаются глыбы, будины и разрушенные тектонические пластины метадолеритов, обладающих всеми признаками комплекса параллельных даек, а также крупные блоки базальтов и яшм, принадлежащих верхним членам офиолитовой ассоциации.

Расслоенный комплекс габбро представлен преимущественно меланократовыми офитовыми габбро, слагающими крупные тектонические пластины смятыми в складки. Толщина пластин варьирует в очень широких пределах от первых сотен метров до 800м. В их основании развиты габброамфиболиты, постепенно сменяющиеся офитовыми габбро; в верхах обособляются небольшие тела анортозитов и плагиогранитов; здесь же встречаются отдельные силлы долеритов, которые в верхней части сменяются сплошным роем силлообразных залежей, относящихся к комплексу параллельных даек или силл в силле. Реже встречаются кумулятивные расслоенные разности видимой мощностью до 200м.

Первичные магматические структуры габброидов с элементами расслоенности встречаются очень редко. Офитовые габбро состоят из примерно равного количества моноклинного пироксена, обычно замещенного бурой или зеленовато-бурой роговой обманкой и плагиоклазом, замещенного агрегатами сосюрита или пренитом, реже альбитом. Среди аксессуариев породы кроме апатита содержат лейкосенизированный титаномагнетит и ильменит. Другие разновидности габбро встречаются крайне редко.

Габброамфиболиты, развитые по габбро, сохранили расслоенные магматические текстуры, обусловленные ритмичным чередованием мелано- и лейкократовых полос. Мощность ритмов в среднем составляет 5-6см, достигая иногда 15см. Границы между различными полосами (прослойками) резкие, переходы в лейкократовые разности постепенные. Текстура пород гомеобластовая, реже гетеробластовая и гранобластовая; в некоторых разностях амфиболитов сохраняются реликтовые офитовые или кумулятивные структуры и отмечается идиоморфизм плагиоклаза относительно вторичной роговой обманки (пироксена). Первичный пироксен сохраняется чрезвычайно редко, обычно замещается бурой или, чаще, голубовато-зеленой роговой обманкой. Первичные плагиоклазы не сохраняются, чаще всего замещаются сосюритом или пренитом, либо альбитом. Аксессуары представлены титаномагнетитом, сфеном и апатитом. Титаномагнетит нередко замещается сфеном.

Амфиболитизированные габбропегматиты встречаются крайне редко, выявлены в виде единичных глыб среди серпентинитов у северного подножья гор Кызылкой. Они так же как и габброамфиболиты, интенсивно изменены: пироксены замещены роговой обманкой, плагиоклазы – пренитом или сосюритом. Среди них нередко встречаются меланократовые разности, постепенно переходящие в крупно – и гиганто-кристаллические плагиоклазовые пироксениты (амфиболиты), в которых плагиоклаза не превышает 1-2%.

Редие глыбы пироксенитов состоят из клинопироксена, полностью или частично замещенного вторичными амфиболами актинолит-тремолитового ряда. Аксессуары представлены небольшим количеством феррохромагнетита и ильменита.

Комплекс параллельных даек. В Тектурмасской СФЗ все выходы пород комплекса параллельных даек обнажаются в виде глыб в серпентинитовом меланже и представлены амфиболитизированными долеритами и габбродолеритами. Обычно это мелкие, вытянутые по

простиранию меланжа глыбы и будины, размером до 15 и более метров. Распределение глыб по площади неравномерное. При этом, глыбы и будины по простиранию имеют сходный петрографический состав и структуру, образуют линейно вытянутые цепочки, прослеживающиеся по простиранию на многие километры. Вкрест простирания меланжа состав и степень раскристаллизации пород часто резко меняется – от среднезернистых габбродолеритов до мелкозернистых долеритов жильного облика. Мощность отдельных разностей долеритов варьирует от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров.

Все разности долеритов сильно изменены, плагиоклазы обычно сосюритизированы, реже альбитизированы или полностью замещены пренитом, клинопироксениты замещены роговой обманкой, изредка сохраняются в неизменном виде и относятся к диопсидам, реже – авгитам. Роговая обманка, в описываемых долеритах, по данным И.Е. Кузнецова, разнообразна, окрашена в коричневые и зеленые тона, при этом, зеленоцветные разновидности являются вторичными, метасоматическими – коричневые, в породах встречаются редко, по составу занимает промежуточное положение между чернохитовыми и паргаситовыми разностями, чаще всего развивается по краям кристаллов пироксена, подчеркивая его зональное строение. Структура пород офитовая или долеритовая, текстура массивная.

В Базарбайсой СФЗ в составе комплекса по данным В.Г. Степанца (2015) резко преобладают силлы долеритов (5%), реже встречаются силлы и дайки фельзитов и плагиогранит-порфиров.

Габбро-долериты и долериты комплекса параллельных даек состоят из моноклинного пироксена и плагиоклаза; в габбродиоритах и кварцевых диоритах – с резко подчиненным количеством бурой роговой обманки и кварца. Аксессуары представлены лейкоксенизированным титаномагнетитом и апатитом. Структура офитовая и пойкилоофитовая. Породы интенсивно изменены, часто брекчированы. Пироксены уралитизированы, плагиоклазы альбитизированы или замещены пренитом. В районе г. Кеныспай многие глыбы долеритов и габбро-долеритов подвергались родингитизации, вмещают рудные залежи золота.

Тектурмасская сутура представляет собой узкую систему кулисообразных пологопадающих разломов надвигового типа. Крупные поперечные разломы, особенно северо-западного направления, превратили офиолитовый пояс в отдельные блоки, значительно смещенные относительно друг друга, перемещения по ним иногда достигают нескольких километров.

Золотое орудинение в поясе приурочено к зонам кварцево-жильного окварцевания северо-западного, субмеридионального и северо-восточного направления, приуроченным к поперечным разломам.

Кварцевые жилы сопровождаются сетью кварцевых прожилков, создавая зону интенсивного прокварцевания. В пределах пояса известны месторождение золота Кеныспай Западный, проявления Уртынжал Северный, Нурчекен и ряд пунктов минерализации. При ГДП-200 поисковые работы проведены на фланге месторождения Кеныспай Западный и на проявлении Уртынжал Северный.

Золото-меднорудное проявление Уртынжал Северный связано с 6 зонами развития турмалин-кварцевых жил в габбро среднеордовикского альпинотипного комплекса. Длина кварцевых жил от 10 до 150м. Протяженность зон до 500-600м, ширина от 10 до 200м (рис. 2). Руды локализованы в кварцевых жилах и зонах окварцевания, рудные минералы – золото, малахит, борнит, ковеллин, халькопирит. Содержание золота от 0,5 до 8,6 г\т, меди от 0,5 до 2%. Прогнозные ресурсы золота на проявлении категории Р₂ по одной западной зоне составляют 8,4т при среднем содержании 1,5 г\т.

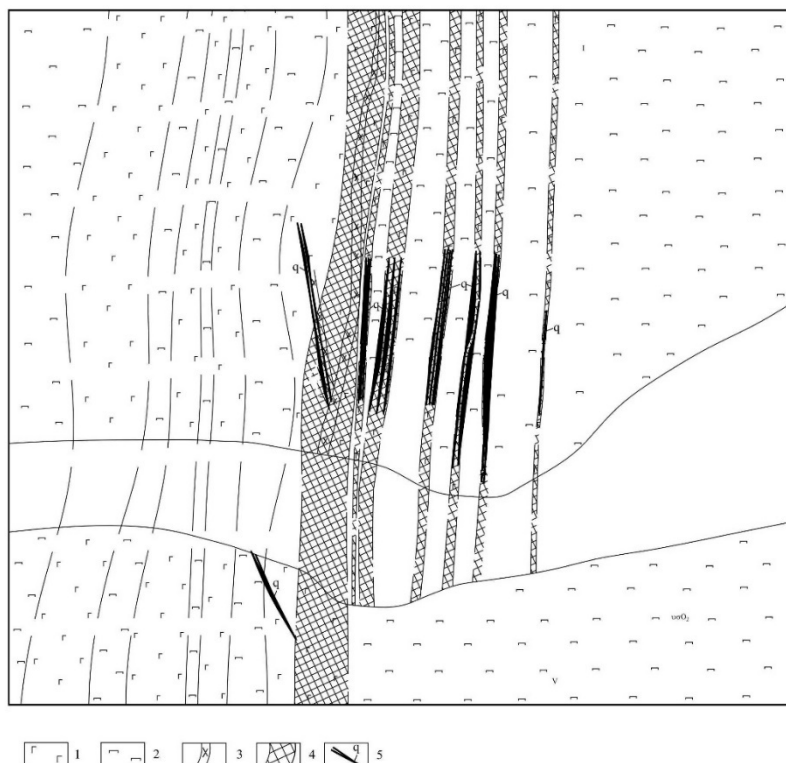


Рисунок 2. Схематическая геологическая карта участка Уртынжал Северный.

1- габбродолериты, 2- серпентинитовые перидотиты, 3- дайки диоритовых порфиров, 4- минерализованная зона с маломощными колчеданными телами и кварцевыми жилами и прожилками, 5- кварцевые жилы.

Для окончательной оценки промышленной значимости проявления на золотое и медное орудинение рекомендуется оценить всю зону поисково-оценочными работами на 5 профилях 9 скважинами глубиной до 350м.

Прогнозные ресурсы золота на месторождении Кеныспай Западный по категории Р₃ составляют 20 тонн при содержании металла 6 г\т.

Общие ресурсы золота по Тектурмасскому офиолитовому поясу могут достигнуть 10-100 тонн золота.

1. Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра. 1981. 160 с.

2. Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Васюков Ю.А. Геодинамика и условия накопления кремнистых толщ Центрального Казахстана. / В кн.: Тектоника территории СССР. М. Наука. 1979. С. 111-127.

3. Ермолов П.В. Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана. // Изв. НАН Республики Казахстан. Сер. Геол. 2008. №1. С. 76-85.

4. Магретова Л.И. Особенности строения Тектурмасского офиолитового пояса. // Материалы Стратиграфического совещания. Караганда. 2008. С 117-121.

Минералого-петрографические особенности метаморфизованных и метасоматически измененных пород северо-восточной части Хаутаваарской структуры (Южная Карелия)

Гордон Ф.А.¹, Евдокимов А.Н.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, fanu.gordon@yandex.ru

Хаутаваарская зеленокаменная структура расположена в южной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карельского кратона Балтийского щита. Исследованиям стратиграфии, истории геодинамического развития и металлогенической специализации района посвящены работы С.А. Светова, С.И. Рыбакова, В.И. Робонена, А.И. Световой, В.В. Сиваева, А.Ф. Горошко, Л.В. Кулешевич и др.

В пределах Хаутаваарской структуры известны месторождения колчеданных руд (Няльмозерское, Ведлозерское и др.), проявления Cu-Ni руд сульфидных руд, золоторудное проявление Центральное, Хаутаваарское молибденовое и полиметаллическое проявление Виетукалампи, приуроченные к Хаутаваарскому санукитоидному массиву, а также проявления золота в зонах расланцевания и дробления верхнеархейских вулканогенно-осадочных толщ (Коруд и др.) (Минерально-сырьевая база Республики Карелия, 2005, Слюсарев и др., 2007, Кулешевич и др., 2009, Иващенко и др., 2011).

В последние годы в северо-восточной части Хаутаваарской структуры выполнены поисковые работы на золото (РГЭЦ - филиал ФГУП «Урангео» Отчет о результатах работ по договору № 1/01-08 от 28.01.2008 г. с ООО «Онего-Золото»: «Геохимические поиски золота по вторичным ореолам на Хаутаваарском участке (Республика Карелия)», ООО «Биолэнд». Отчет о результатах геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния в пределах участка недр «месторождение рудного золота Хюрсюльское» в рамках лицензии ПТЗ 01666 БЭ от 28.02.2013) и научно-исследовательские изыскания Л.В. Кулешевич и др. В результате которых в северо-восточной части структуры выделены участки перспективные на обнаружение золоторудной минерализации (Кулешевич и др., 2009; 2015).

Целью данной работы является изучение минералого-петрографических особенностей метаморфизованных и метасоматически измененных пород северо-восточной части площади для уточнения предполагаемой модели образования золотого оруденения. Исследование эпигенетических минеральных ассоциаций, соотнесение их со стадиями эволюции системы и выделение минеральных типов измененных пород направлено на установление особенностей формирования благороднометалльной минерализации.

Петрографические и минераграфические исследования проводились на оптическом микроскопе Leica DM2700 P (170 шлифов, 70 аншлифов), микронзондовые исследования выполнены на сканирующем электронном микроскопе ТМ 3000, оснащенный приставкой энергодисперсионного микроанализа OXFORD (ресурсный центр микроскопии и микроанализа СПбГУ, аналитик Брусницына Е.А.) и микроскопе-микроанализаторе CamScan MV 2300 (ВСЕГЕИ, аналитик Грузова Е.Л.).

Северо-восточная часть Хаутаваарской структуры образована вулканогенно-осадочными породами виетукалампинской, лоухиваарской и калаярвинской свит—это дифференцированные базальт-андезит-риолитовые и коматиит-базальтовые толщи лопийского возраста (Светов, 2009). Интрузивные образования представлены (в порядке омоложения) Хюрсюльским гипербазитовым и Виетукалампинским базитовым комплексами, Хаутаваарским санукитоидным массивом и мелкими дайковыми телами плагиогранитов, плагиопорфиров соотносимыми с поздними фазами Хаутаваарского массива. Тектоническое строение площади определяет приуроченность к субмеридианальной зоне глубинного разлома и оперяющими его разрывными нарушениями субширотного и северо-западного простирания. Субмеридиональная зона сопровождается участками проявления интенсивных сдвиговых дислокаций и расланцевания (шир-зонами) (Дмитриева и др., 2015).

Подробные исследования проявлений процессов метаморфизма и метасоматоза Хаутавааро-Ведлозерской площади проводились С.И. Рыбаковым, в связи с изучением колчеданных месторождений, приуроченных к отложениям калаярвинской свиты, расположенным вне границ участка исследований. Были выделены следующие стадии эволюции развития Хаутаваарской структуры: первичное накопление вулканогенно-осадочной толщи с прослоями, обогащенными сульфидами, затем аутометасоматизм типа пропилитизации (перераспределение рудного вещества) – метаморфизм погружения – региональный метаморфизм – раннепротерозойский диафторез (Робонен и др., 1978, Рыбаков, 1980).

Неоднородность проявления регионального метаморфизма, приуроченность участка к южному экзоконтакту санукитоидного Хаутаваарского массива, и зоне меридионального глубинного разлома определили специфику и разнообразие эпигенетических минеральных ассоциаций интрузивных и вулканических пород площади. Исследование сфокусировано на выделении гидротермально-метасоматических ассоциаций, сопровождавших метаморфизм, и их рудной специализации, в результате были получены следующие выводы:

1. Интенсивные проявления метасоматоза характерны только для приконтактных и приразломных зон, на большей части площади они проявлены слабо и не несут значимой рудной нагрузки;

2. Ранняя пропилитоподобная метасоматическая ассоциация сопровождает метаморфизм погружения, развиваясь в режиме насыщения водными растворами с повышенной активностью Na;

3. Поздние метасоматические процессы приурочены к регрессивной стадии регионального метаморфизма и последующим деформациям раннепротерозойского возраста. В северной части площади, в экзоконтактной зоне Хаутаваарского массива, развивается кварц-полевошпат-биотитовая метасоматическая ассоциация, которая с понижением температуры и возрастанием кислотности раствора последовательно сменяется поздними пропилитовой и слабо проявленной кварц-серицит-карбонатной ассоциациями;

4. С поздними гидротермально-метасоматическими ассоциациями щелочно-кислотного типа ассоциирует полисульфидная (золото- и серебросодержащая) рудная минерализация. В восточной части площади (район проявления Коруд) ореолы поздней пропилитизации проявлены значительно слабее на фоне интенсивно проявленных кварц-серицит-карбонатных изменений.

1. Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В., Вихко А.С. Петрохимические особенности и рудная специализация Хаутаваарского массива (Южная Карелия) // Труды КарНЦ РАН. No 2. Сер. Геология Докембрия. 2016. С. 52-72.

2. Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. 369 с.

3. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. Вып. 12. С. 12-25.

4. Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В. Au-S-кварцевое Mo-содержащее проявление Центральное в Хаутаваарском дифференцированном массиве, Южная Карелия // Руды и металлы. Москва, 2015. Вып. 3. С. 38-50.

5. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия. 2005. 280 с.

6. Робонен В.И., Рыбаков С.И., Ручкин Г.В. и др. Серноколчеданные месторождения Карелии. Ленинград: Наука, 1978. 192 с.

7. Рыбаков С. И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего Докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980. 135 с.

8. Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. 115 с.

9. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск. 2007. С. 112–116.

Изотопная каналомика хемоавтотрофов и ее роль в регуляции рудообразования

Градов О.В.¹

¹ИНЭПХФ РАН, г. Москва, gradov@chph.ras.ru; gradov@center.chph.ras.ru

Общеизвестна роль хемоавтотрофов / литотрофов в формировании месторождений и выветривании, однако результаты этой биогеохимической активности и массопереноса, опосредуемого хемоавтотрофами, кардинально различны в зависимости от ионного состава среды, солевых эффектов проводимости и диаграмм Пурбе соответствующих условий указанной активности, а также ряда иных физико-химических характеристик, часто не рассматривающихся как факторы воздействия (для упрощения моделей). Биогеохимические представления раннего периода, на которых базировались модели и кинетические подходы к анализу подобных процессов, являются, по большому числу критериев, феноменологическими и «эмпирическими», но не раскрывают суть процессов, происходящих на границе среды, процессируемой микроорганизмами, и поверхности хемоавтотрофов как активных агентов, процессирующих данную среду. Между тем, с точки зрения биохимической физики (и, в частности, биологической кинетики), механизмы, реализующиеся на границе раздела фаз или в её диффузионной окрестности, являются определяющими в таких случаях, так как ввод вещества в «микрореакторные» компартменты биологического происхождения и агрегация при биоминерализации, как правило, происходят опосредовано поверхностью мембраны.

Из специфичности хемоавтотрофов к химически-различным средам можно коррелятивно заключить, что свойства мембраны у них также различны и, как минимум, не противоречат условиям их нахождения в природной минеральной среде. Очевидно, что это прямо связано с механизмами действия мембраны в этой среде. Любые механизмы, определяющие мембранную активность в неорганической среде, по определению, должны являться механизмами взаимодействия этой среды с мембраной, следовательно – механизмами взаимодействия структурных единиц, обеспечивающих трафик неорганических ионов сквозь мембрану (трансмембранный перенос).

Таковыми структурными единицами являются ионные каналы клетки, точнее их совокупность – т.н. каналом (Publicover and Barratt, 2012), что обеспечивает баланс переноса и специфику в кинетике мембранных процессов. Популяции ионных каналов очень чувствительны не только к окружающей среде, но и к сопряженным с электрофизиологической функцией набором параметров мембран (Labriola et al., 2013); изменение комплексной параметрики каналом хемоавтотрофов приводит, с другой стороны, к изменению эффективности процессов вблизи их поверхности и, как следствие, к изменению эффективности биогеохимического процессинга среды.

Отдельные условия могут не только десенситизировать каналы (Velisetty and Chakrapani, 2012), но и привести к угнетению или гибели популяций клеток хемотрофов, что, естественно, приведет к обнулению эффективности биогеохимического процессинга среды в силу нулевой эффективности ионных каналов.

Известны ионные каналы, взаимодействующие с большинством элементов и взаимодействующих с мембраной агентов в орогенезе, минералогенезе, метаморфизме (и химической тафономии, которой определяется сохранности индикативных образцов в стратиграфии / приближенной биоморфологически-опосредованной датировке). Как примеры можно привести структуры каналом, взаимодействующие (по разному и селективно, хотя и не всегда абсолютно) с: Fe (Behera and Theil, 2014), Mg (Payandeh et al., 2013), Zn (Inoue et al., 2015; Baron et al., 2001), Gd (Elinder and Arhem, 1994), La (Lewis and Spalding, 1998), Cs (Quigley, 2000), гидросульфатом (Czyzewski and Wang, 2012), не говоря об общеизвестных кальциевых, калиевых, натриевых, хлорных каналах и возможности их не абсолютной селективной регуляции отличными от номинальных ионами, соответствующими рядам заместителей и функциям селективности.

Учитывая эволюционно ранний характер и простую физико-химическую реализацию ионоселективных каналов и функций селективности, соответственно, возможно считать, что на достаточно ранних стадиях (например, соответствующих генезису и условиям происхождения джеспеллитов) могли работать каналы автотрофов, включая не сохранившихся «проблемных» (shadow life) (Ranganathan, 1994; Pohorille et al., 2005).

Учитывая возможности изотопного фракционирования – как углерода (Galimov, 1985), так и неорганических элементов, металлов (предметы компетенции металломики или элементомики (Li et al., 2008), соответственно), в ходе биогеохимической деятельности «планетарной микробиоты», можно гарантировать участие канала и мембраны литотрофов в биологическом фракционировании изотопов в ходе формирования месторождений и выветривания (предметом мембраномики (Shimanouchi et al., 2009) для данных случаев должна являться совокупность мембран популяции, взаимодействующей посредством ионных каналов и реализующей с их помощью как фильтрующую, сорбционную и биокаталитическую функцию, так и коммуникационную / координирующую массоперенос в гомогенной по некоторому параметру среде или области среды). Нами предлагается использование для целей синхронного измерения активности канала прокариот и результатов их биогеохимической, а также изотопно-фракционирующей деятельности техник МС-патч-кламп (Gradov and Gradova, 2015) и изотопных методов локальной фиксации потенциала (Pankratow, 2015).

1. Publicover S.J., Barratt C.L. Chloride channels join the sperm channelome. // *Journ. Physiol.* 2012. V. 590. № 11. P. 2553-2554.
2. Labriola J.M., Pandhare A., Jansen M., Blanton M.P., Corringer P.J., Baenziger J.E. Structural sensitivity of a prokaryotic pentameric ligand-gated ion channel to its membrane environment // *Journ. Biol. Chem.* 2013. V. 288. № 16. P. 1294-11303.
3. Velisetty P., Chakrapani S. Desensitization mechanism in prokaryotic ligand-gated ion channel // *Journ. Biol. Chem.* 2012. V. 287. № 22. P. 18467-18477.
4. Behera R.K., Theil E.C. Moving Fe²⁺ from ferritin ion channels to catalytic OH centers depends on conserved protein cage carboxylates // *PNAS USA.* 2014. V. 111. № 22. P. 7925-7930.
5. Payandeh J., Pfoh R., Pai E.F. The structure and regulation of magnesium selective ion channels // *Bioch. Bioph. Acta.* 2013. V. 1828. № 11. P. 2778-2792.
6. Inoue K., O'Bryant Z., Xiong Z.G. Zinc-permeable ion channels: effects on intracellular zinc dynamics and potential physiological/pathophysiological significance // *Curr. Med. Chem.* 2015. V. 22. № 10. P. 1248-1257.
7. Baron A., Schaefer L., Lingueglia E., Champigny G, Lazdunski M. Zn²⁺ and H⁺ are coactivators of acid-sensing ion channels // *JBC.* 2001. 276(38):35361-35367.
8. Elinder F., Arhem P. Effects of gadolinium on ion channels in the myelinated axon of *Xenopus laevis*: four sites of action // *Biophys. Journ.* 1994. V. 67. № 1. P. 71-83.
9. Lewis B.D., Spalding E.P. Nonselective block by La³⁺ of Arabidopsis ion channels involved in signal transduction // *Journ. Membr. Biol.* 1998. V. 162. № 1. P. 81-90.
10. Quigley E.P. Gating and permeation in ion channels formed by gramicidin A and its dioxolane-linked dimer in Na⁺ and Cs⁺ solutions // *Journ. Membr. Biol.* 2000. V. 174. № 3. P. 207-212.
11. Czyzewski B.K., Wang D.N. Identification and characterization of a bacterial hydrosulphide ion channel // *Nature.* 2012. V. 483. № 7390. P. 494-497.
12. Ranganathan R. Evolutionary origins of ion channels // *PNAS USA.* 1994. V. 91. № 9. P. 3484-3486.
13. Pohorille A., Schweighofer K., Wilson M.A. The origin and early evolution of membrane channels. // *Astrobiology.* 2005. V. 5. № 1. P. 1-17.
14. Galimov E.M. *The Biological Fractionation of Isotopes* / Orlando, San Diego, New York, London, Toronto, Montreal, Sydney, Tokyo: Academic Press Inc. 1985. 282 p.
15. Li Y.F., Chen C., Qu Y., Li B., Zhao Y., Chai Z. Metallomics, elementomics, and analytical techniques // *Pure and Appl. Chem.* 2008. V. 80. № 12. P. 2577-2594.
16. Shimanouchi T., Oyama E., Ishii H., Umakoshi H., Kuboi R. Membranomics Research on Interactions between Liposome Membranes with Membrane Chip Analysis // *Membrane.* 2009. V. 34. №6. P. 342–350.
17. Gradov O., Gradova M. "MS-patch-clamp" or the possibility of mass spectrometry hybridization with patch-clamp setups for single cell metabolomics and channelomics // *Adv. Biochem.* 2015. V. 3. P. 66–71.
18. Pankratov S. Isotopic Mass-Dependent MS-Patch-Clamp and Isotopic Mass-Independent ESR-Patch-Clamp // *Adv. Biochem.* 2015. V. 3. P. 96-112.
19. Pankratov S. K. Is it possible to design isotopic mass-dependent MS-patch-clamp and isotopic mass-independent ESR-patch-clamp? // *Journ. Biom. Tech.* 2015. № 2. P. 1–27.

Металлогения углеродсодержащих сланцев няровейской серии Полярного Урала.

Гракова О.В.¹, Уляшева Н.С.¹

¹ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

Породы, содержащие углерод, благодаря своей уникальной металлоносности, на протяжении нескольких десятилетий привлекают к себе пристальное внимание. Углеродсодержащие сланцы характеризуются повышенными концентрациями многих металлов, редких и рассеянных элементов, в связи с этим их изучение представляет большой практический интерес.

На территории Центрально-Уральской зоны Полярного Урала нами изучены углеродсодержащие сланцы в породах няровейской серии (R2). Они расположены вдоль руч. Няршор и Графитовый, а также по безымянным притокам р. Ингилоръеган. Углеродсодержащие сланцы залегают в виде пластов и тонкоплитчатых образований мощностью до 2 м среди клиноцоизит-хлорит-мусковит-кварцевых, хлорит-мусковит-кварцевых и альбит-мусковит-хлорит-кварцевых пород (Уляшева, 2015; Уляшева, Гракова, 2016) Петрографическое описание пород показало, что черные сланцы няровейской серии Полярного Урала имеют хлорит-мусковит-кварцевый и мусковит-кварцевый составы. По данным В. А. Душина (Душин и др., 2007) углеродистые сланцы няровейской серии имеют надкларковые значения серебра, цинка, свинца, ванадия, фосфора, платиноидов и др.

Углеродное вещество в черных сланцах исследовалось с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР) (аналитик С.И. Исаенко) в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН. По данным рамановской спектроскопии графитовые частицы в исследуемых образцах характеризуется присутствием основной полосы G графита 1569 – 1586 см⁻¹. На половине высоты полосы G (FWHM_G) колеблется в пределах 21-43 см⁻¹. Полоса D1 имеет значение 1324–1337 см⁻¹. Размер кристаллитов La составляет 4-9 нм, следовательно, можно сделать вывод, что углеродное вещество представлено нанокристаллическим графитом по классификации (Ferrari, Robertson, 2004). На основе величины $R2 = D1/(G + D1 + D2)$, используя геотермометр максимальных температурных условий графитизации, достигнутых при региональном метаморфизме, можно оценить температуру с точностью до ±50°C в диапазоне 330–650°C (Beysac et al., 2002). С помощью величины $R2 = D1/(G + D1 + D2)$, которая соответствует отношению интегральных интенсивностей соответствующих рамановских полос (площадей пиков) в спектрах в области первого порядка (1100–1800 см⁻¹), также можно оценить и степень организации углеродного вещества (Данилова и др., 2015). В углеродистых сланцах няровейской серии рассчитанная величина R2 составляет 0.29-0.30, что характеризует низкую степень упорядоченности углеродного вещества (Beysac et al., 2002). По рамановскому термометру: $T^{\circ}C = -445 \cdot R2 + 641$ (Beysac et al., 2002), рассчитана возможная температура образования углеродного вещества в углеродистых сланцах няровейской серии, она составляет около 500 ±50°C. Также установлено содержание C орг. в черных сланцах, которое составляет 0.2–4.11%.

С помощью ICP-MS метода в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН были получены содержания благородных металлов. Установлено, что во всех породах присутствуют Os (3–14 мг/т), Ir (8–157 мг/т), Pd (95-655 мг/ т). В отдельных пробах (н-4-53) содержания Rh достигает значения 371 мг/т, а количество золота (н-7-22) составляет 2601 мг/т (табл. 1). Полученные значения были нормированы относительно их кларков в верхней мантии по McDonough, Sun (1995). Количество Os близко к кларковым, количество Ir, Pd и Rh превышают кларковые содержания в 3-400 раз, но не достигают промышленного значения. Содержание золота в углеродсодержащих сланцах няровейской серии является промышленно значимым, что выводит их в ранг перспективных на добычу золота пород.

Таблица 1. Содержание благородных металлов в углеродсодержащих сланцах няровейской серии, г/т

№ пробы	н-4-31	н-4-27	н-4-26	н-4-53	н-4-55	н-4-60	н-7-22
Os	0.007	0.003	0.006	0.014	–	0.005	0.005
Ir	0.013	0.020	0.157	0.008	0.008	0.009	0.014
Pd	0.092	0.655	0.116	0.535	0.240	0.094	0.291
Au	–	–	–	–	–	–	2.601
Rh	–	–	–	0.371	–	–	–

Примечание. Места отбора проб: н-4-26, н-4-27, н-4-31 – руч. Няршор, н-4-53, н-4-55 – руч. Графитовый, н-7-22 – руч. Заозерный, н-4-60 – руч. Ингилоръеган.

Микрозондовые исследования углеродсодержащих пород позволили выделить редкоземельную уран-ториевую, сульфидную, сульфатную и медную минерализации.

Редкоземельные уран-ториевые минералы представлены монацитом, ксентимом и коффинитом. Монацит наблюдается в виде образований неправильной изометричной формы и удлинённых зерен, расположенных согласно сланцеватости породы, размером 5–100 мкм. Содержание в породе до 1%. Он часто ассоциирует с ксенотимом, представленным двумя разновидностями: U–Th монацитами с низким содержанием редкоземельных элементов и REE монацитами с низким содержанием урана и тория. В породе нередко присутствуют ксенотим-ториево-монацитовые фазы. Ксенотим представлен изометричными зернами и образованиями неправильной формы размером 10-30 мкм, содержание до 1%. Коффинит представлен призматическими кристаллами с неровными гранями, его содержание в породе ед. зн.

Формирование U–Th редкоземельных минералов няровейской серии представляется следующим образом. Известно, что уран и редкоземельные элементы накапливаются в углеродистых осадках в процессе их образования. В дальнейшем при метаморфических и постметаморфических процессах происходит перераспределение вещества, привнос флюидами Th и формирование в породах монацита, ксенотима и коффинита. Тесная пространственная связь тория и урана с углеродистым веществом указывает на то, что, возможно, торий также накапливался в осадках вместе с ураном, либо же углеродистое вещество является важным агентом при транспортировке этих элементов.

Сульфидные минералы в углеродсодержащих сланцах няровейской серии представлены пиритом, пентландитом и ковеллином. Пирит представлен угловатыми зернами треугольной и кубической формы размером до 100 мкм. Содержание в породе до 1 %. Встречаются пириты, ассоциирующиеся парагенетически с пентландитом, который образует в нем вроски. Ковеллин образует комковатые зерна до 3 мкм и развивается по трещинам в породе, содержание в породе ед. зн. Барит образует небольшие зерна размером до 10 мкм. Содержание барита в сланцах ед. зн. В пустотах породы развиваются пластинки самородной меди, а также комковатые зерна редкого минерала коркита.

Образование сульфатной минерализации в сланцах няровейской серии может быть связана с окислительными процессами в приповерхностных условиях. Известно, что окислению подвержены в первую очередь минералы, содержащие железо, серу, ванадий, марганец, никель, кобальт и другие легко соединяющиеся с кислородом элементы, факторами окисления являются кислород, воздуха и вода. В присутствии влаги закиси металлов, входящие в состав горных пород и минералов, легко переходят в окиси, сульфиды – в сульфаты (в сланцах няровейской серии присутствует ассоциация пирит-барит) и т. д. С окислительными процессами также связано и образование комковатых зерен ковеллина, коркита, самородной меди. Ассоциация пентландит-пирит устойчива ниже 300°, следовательно, формирование сульфидных минералов в сланцах няровейской серии происходило, по всей видимости, при окислительных процессах.

В результате изучения углеродсодержащих сланцев няровейской серии рассчитана возможная температура образования углеродного вещества, которая составляет около 500 ± 50°C. Определено содержание С орг.: 0.2–4.11%. Установлено, что во всех породах присутствуют Os, Ir, Pd, содержание золота в углеродсодержащих сланцах няровейской серии является промышленно значимым. Выявлена редкоземельная уран-ториевая, сульфидная, сульфатная и медная минерализации. В сланцах обнаружен редкий минерал коркит. Формирование рудных

минералов связано с метаморфическими и поздними окислительными процессами в приповерхностных условиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00146 мол_а, а также при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-17.

1. Данилова Ю. В., Исаенко С. И., Шумилова Т. Г. Оценка условий флюидогенной углеродизации // Доклады РАН, 2015. том 463. № 4, с. 446–450.

2. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.

3. Уляшева Н.С. Геохимические особенности метабазитов няровейской серии Харбейского выступа (Полярный Урал) // Вопросы естествознания (Иркутский государственный университет путей сообщения). 2015. №4. С. 132–134.

4. Уляшева Н.С., Гракова О.В. Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 2. С. 24–35.

5. Beyssac O., Goffe B., Chopin C. and Rouzaud J. D. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. Metamorph. Geol., 2002. V. 20. № 9. P. 859–871.

6. McDonough, W. F., Sun, S. S. The Composition of the Earth. Chemical Geology, 1995. 120(3–4). P. 223–253.

7. Ferrari A. C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // Phil. Trans. Roy. Soc. London. A., 2004. V. 362. P. 2477–2512.

Статистический анализ в интерпретации результатов рентгеноспектрального микроанализа

Грибоедова И.Г.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, igg@igem.ru

Метод рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), несомненно, обладает весьма хорошей локальностью проводимого анализа и позволяет решать многие задачи связанные с исследованием тонкозональных объектов, микронных включений, сростков минералов, а также позволяет с высокой точностью определять химический состав микропримесей. К сожалению, нередко возникают трудности с интерпретацией полученных результатов, связанные с тем, что не учитываются некоторые особенности взаимодействия электронного пучка с матрицей образца. Так, например, в настоящее время получили широкое распространение работы по использованию термобарометра «Ti-in-quartz», однако, следует отметить, что многие исследователи, часто ошибочно принимают структурную позицию титана, полагая его вхождение в структуру кварца, не обращая внимания на возможность включений в кварце титаносодержащих минералов (например, рутила).

Часто возникают задачи, при которых необходимо провести исследования сростков субмикронных минеральных фаз, однако, проанализировать их отдельно друг от друга невозможно, в связи с существующими ограничениями метода РСМА. Очевидно, что при попытке проводить анализ в разных случайных участках, мы будем захватывать одну или другую фазу в разных пропорциях. Соответственно, такие данные использовать в дальнейших работах некорректно, особенно делать какие-то выводы, основываясь на них.

Вместе с тем, при изучении статистической взаимосвязи нескольких случайных результатов анализов будет вполне достаточно, чтобы опровергнуть вхождение того или иного элемента в одну из фаз.

В настоящей работе приводится детальная интерпретация результатов РСМА сростков микронных фаз различных объектов исследования: известного состава – сфалерит с включениями халькопирита из полиметаллических руд месторождения Джимидон, а также неизвестного состава – субмикронные сростания минералов системы Pd-Pt-Cu-Fe-O из платинометаллических проявлений интрузии Мончетундра (Гроховская, 2009).

Для подтверждения статистической взаимосвязи нескольких компонентов системы, химический анализ сфалерита было решено провести по трем профилям с шагом в 3 микрона (95 точек). На BSE-изображении отчетливо видно, что сфалерит неоднороден, по всей анализируемой площади отмечаются микронные вкрапления халькопирита. Исследования проводились в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН с использованием электронно-зондового микроанализатора Jeol-8200. Для количественного анализа использовались следующие параметры: ускоряющее напряжение 20 kV, ток на цилиндре Фарадея 20 nA.

Полученные результаты химического состава подвергли попарному корреляционному анализу. Было выявлено, что высокую корреляционную положительную зависимость имеют две группы элементов: Zn и Cd, и Fe, S и Cu. Отмечается высокая отрицательная зависимость между Zn и S, основными компонентами сфалерита, что как раз подтверждает тот факт, что часть серы в данном случае намеряется из вкраплений халькопирита.

Убедившись в том, что статистический анализ доказывает свою применимость на системе с известными минеральными фазами, было решено использовать его при интерпретации данных химического анализа субмикронных сростаний минералов ЭПГ, причем основной задачей было доказать наличие или отсутствие оксидов ЭПГ. Объект исследования представлен в виде зерен, размером от 70 до 100 микрон. По результатам электронно-микроскопических исследований установлено, что зерна представляют собой микронные и субмикронные сростки различных минеральных фаз системы Pd-Pt-Cu-Fe-O, которые невозможно проанализировать отдельно друг от друга. В связи с чем, принято решение провести рентгеноспектральный микроанализ по всему

зерну с расстоянием между точками от 5 до 10 микрон. Диаметр пучка зонда 2 микрона. На одно зерно порядка 25-30 точек (Грибоедова, 2014).

Для понимания получаемых результатов была построена теоретическая модель такой ситуации (рис. 1).

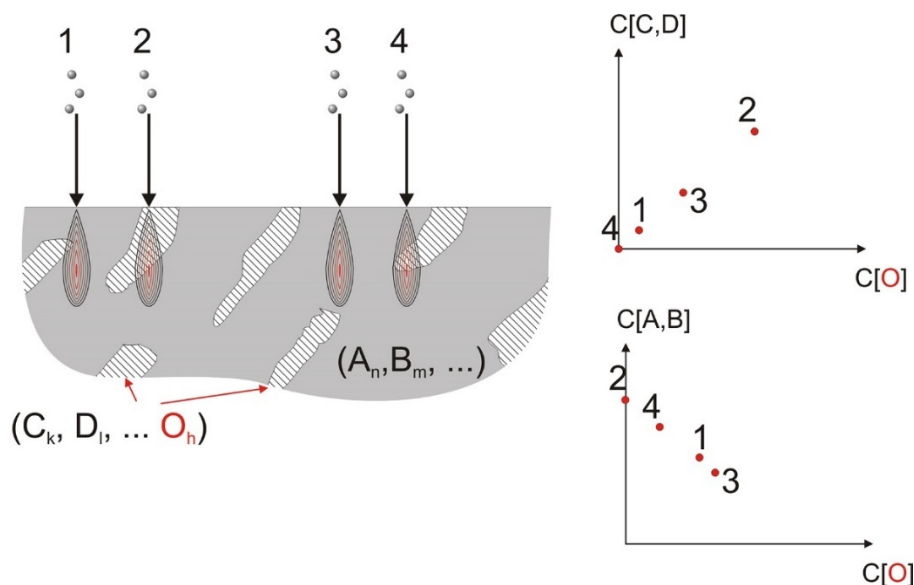


Рисунок 1. Теоретическая модель анализируемого образца, содержащего вросстки кислородосодержащей фазы. Справа диаграммы атомных соотношений элементов.

Предположим, что некая фаза в исследуемом образце, образующая вросстки, содержит кислород, и построим графики зависимости содержания кислорода от других компонентов системы. Например, в точке три зонд не захватывает вросстки абсолютно, а содержание кислорода и других компонентов фазы равно нулю. Не смотря на то, что нет ни одной точки, где зона возбуждения находилась бы исключительно внутри вросстка, построенная тенденция (тренд), позволяет предположить позицию такой точки на диаграмме и, соответственно, теоретически возможный состав фазы.

По полученным результатам были построены и проанализированы диаграммы атомных соотношений Fe+Ca к Si и Mn+Ni к O. Отмечается, что в первом случае большая часть измерений ложится в поле соотношения железо к кремнию как один к двум; а во втором большая часть измерений отношений марганца к кислороду как один к 4, что характерно практически для всех оксидов марганца. Также на диаграммах отчетливо видно, что в области малых значений больший вклад дает рентгеновская флуоресценция и гашение, чем взаимодействие пучка с анализируемой фазой, прослеживается и кислород из эпоксидной смолы, который ни с одним из катионов не коррелирует, что тоже необходимо учитывать.

В итоге по всем результатам был проведен многофазовый корреляционный анализ по группам элементам, и выявлены следующие коррелирующие группы элементов: первая группа: Fe (Ca) Si, O; вторая группа: Mn (Ni, Al, Mg)O; третья группа: Pt(Ni); четвертая группа: Cu; пятая группа: Pd (Ti, Ag, Mg). Следует отметить, что содержания элементов, указанных в скобках, незначительны, чаще всего это первые десятки доли процента.

Так же следует обратить внимание на то, что в результате интерпретации полученных данных, можно утверждать, что корреляции кислорода с ЭПГ нет, а следовательно, нет оксидов с этими элементами. В данном случае, имеет смысл сделать вывод о том, что выявленные статистические соотношения в отдельных химических ассоциациях указывают на срастания самородных фаз ЭПГ с окисными соединениями.

В результате проведенной работы можно сделать вывод о том, что важно с осторожностью подходить к результатам РСМА, в особенности, когда анализируются микронные включения, сростки минералов, или же измеряются микропримеси в образце. Неправильная интерпретация данных и непонимание взаимодействия электронного пучка зонда (особенно при большом токе и длительной экспозиции) с матрицей образца может привести к ошибочным выводам или абсурдности дальнейших исследований.

1. Грибоедова И.Г., Гроховская Т.Л. Методика микрондового анализа и интерпретация результатов исследования субмикронных сростаний минералов на примере системы Pd-Pt-Cu-Fe-O // IV Российская молодежная научно-практическая Школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ РАН, Москва 1-5 декабря 2014 г.
2. Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В. Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. №51. С. 520-539.

Применение количественного рентгенофлуоресцентного анализа при подсчете запасов комплексных руд Бакчарского железорудного узла (Томская область).

Гришин А.Е.¹, Домаренко В.А.¹, Орехов А.Н.¹

¹НИИ Томский политехнический университет, г. Томск anatoly10292@gmail.com

Географическое положение, история изучения, особенности геологического строения Западно-Сибирского железорудного пояса и его составной части Бакчарского рудного узла рассмотрены в докладе Б. К. Кенесбаева, А.Е.Гришина, В.А.Домаренко настоящего сборника (Кенесбаев и др.,2016).

В настоящем докладе сделан упор на применение количественного РФА для подсчета запасов комплексных руд Западного участка Бакчарского рудного узла, который был выделен по результатам поисковых работ.

Применение современных методов количественного анализа при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых во многом обусловлено снижением себестоимости и временных затрат аналитической части геологоразведочных работ. Все чаще используются инструментальные методы, например различные разновидности масс-спектрометрии, рентгенофлуоресцентный, атомно-абсорбционный, и другие виды анализов.

Метод РФА основан на сборе и последующем анализе спектра, полученного путём воздействия на исследуемый материал рентгеновским излучением. Для получения точного количества элемента полученный спектр обрабатывается с помощью специальной программы калибровки (количественной градуировки прибора) (Fitton, 1997).

Портативные РФА-анализаторы получили большое распространение в геологической отрасли на западе, или например, в Казахстане, однако в России при подсчете запасов железа

Метод не апробирован в ГКЗ, и данные полученные таким путем до последнего времени не применялись. Существуют только опытно-методические разработки.

Цель исследований: 1) выяснить уровень сходимости данных рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС); 2) описать методику выполнения пересчета данных рентгенофлуоресцентного анализа; 3) обосновать возможность использования метода РФА при подсчете запасов железных руд Бакчарского рудного узла.

Объект исследования: Руды оценочного участка Западного площадью 5,3км², расположенного в 200км к северо-западу от г. Томска, представлены оолит-гидрогетитовым типом. Согласно Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых и Инструкции по Классификации запасов, применительно к железным рудам залежи Западного участка Бакчарского узла, характеризуются относительно сложным строением и достаточно выдержанным качеством руд, соответствует месторождениям 2-й группы сложности геологического строения с колебаниями содержаний валового железа по горизонтам 30-35%. Оценка их проводилась по сети 600х600м с последующим подсчетом запасов по категории С₂, которые выполнены впервые, в том числе на основе количественного РФА.

Материалом для исследования послужили результаты поисковых и оценочных работ, проводившихся в 2006-2015г. специализированными геологическими предприятиями Томской области, с участием сотрудников и магистрантов Института природных ресурсов Томского политехнического университета.

Методом РФА был проанализирован керн 11 скважин с интервалом 0,2 м по всей длине скважины, включая уже проанализированные участки методом ИСП-МС. стандартные статистические расчеты (194 значения) показали достаточно высокую (более 0,8) корреляцию. На основе полученного уравнения регрессии, были пересчитаны все значения содержаний железа общего по РФА (рис. 1).

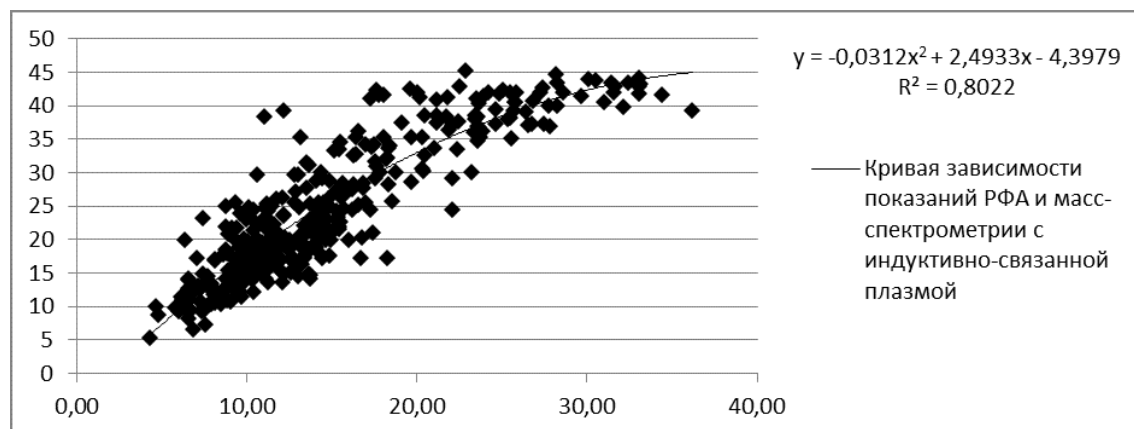


Рисунок 1. Диаграмма корреляции данных РФА и ИСП-МС с уравнением регрессии.

Для обоснования возможности применения полученных аналитических данных, подсчет запасов проведен в двух вариантах. В первом варианте использовались 2 вида анализов: данные ИСП-МС с индуктивно связанной плазмой (анализы выполнены в аккредитованной лаборатории ФГУП ВИМС) и РФА, в интервалах с низким выходом керна, где невозможно было отобрать представительные керновые пробы. Во втором варианте подсчета использовалась только данные РФА. Подсчет проводился традиционным методом геологических разрезов и построением каркасной 3-D модели в горно-геологической системе Micromine. Для подсчета запасов по категории C_2 (рудное тело C_2-I), использовались временные разведочные кондиции Лисаковского месторождения (Республика Казахстан), аналогичного промышленного типа, расположенного на юге Западно-Сибирского пояса (Кенесбаев и др., 2016): бортовое содержание - 16%; минимальная мощность рудного тела – 4,3м; минимальное промышленное содержание $Fe_{общ}$ в блоке – 30%.

При подсчете методом разрезов, рудные тела оконтуривались вручную, исходя из мощности рудных интервалов в скважинах, которые выделялись по принципу $K_1+N \geq Cб(16\%)$ и $K_2+N \geq Cб(16\%)$, где K_1, K_2 – среднее содержание $Fe_{общ}$ в рудном интервале; N – среднее содержание $Fe_{общ}$ в некондиционном интервале, $Cб$ – бортовое содержание (Карпенко и др., 2009). Параметр $M_{пл}$ (максимальная мощность некондиционных прослоев включаемых в рудный интервал) для рыхлых руд не принимался во внимание в связи со спецификой будущей отработки объекта (рис. 2).

Построение каркасной 3-D модели в Micromine проводилось по тем же принципам. Ресурсы цементированных руд в перекрывающих и подстилающих горизонтах рыхлых руд оценивались по категории P_1 . Результаты расчетов приведены в таблице 2.

Таким образом, в виду незначительных (не более 4%) различий результатов в двух вариантах подсчета запасов рыхлых руд и ресурсов цементированных руд можно считать, что полученные методом РФА аналитические данные достаточно надежно восполняют пробелы в опробовании, и могут быть использованы в подсчете по другим бортовым содержаниям.

Выводы: 1) применение портативных рентгенофлуоресцентных анализаторов в качестве основного метода изучения количественного состава руд не корректно без контроля другими аналитическими методами; 2) методика пересчета данных рентгенофлуоресцентного анализа основана на статистической корреляции с другими методами анализа вещества, она достаточно проста и не требует дополнительного инструментального обеспечения; 3) применение данных полученных рентгенофлуоресцентным анализатором возможно при подсчете запасов руд Бакчарского рудного узла.

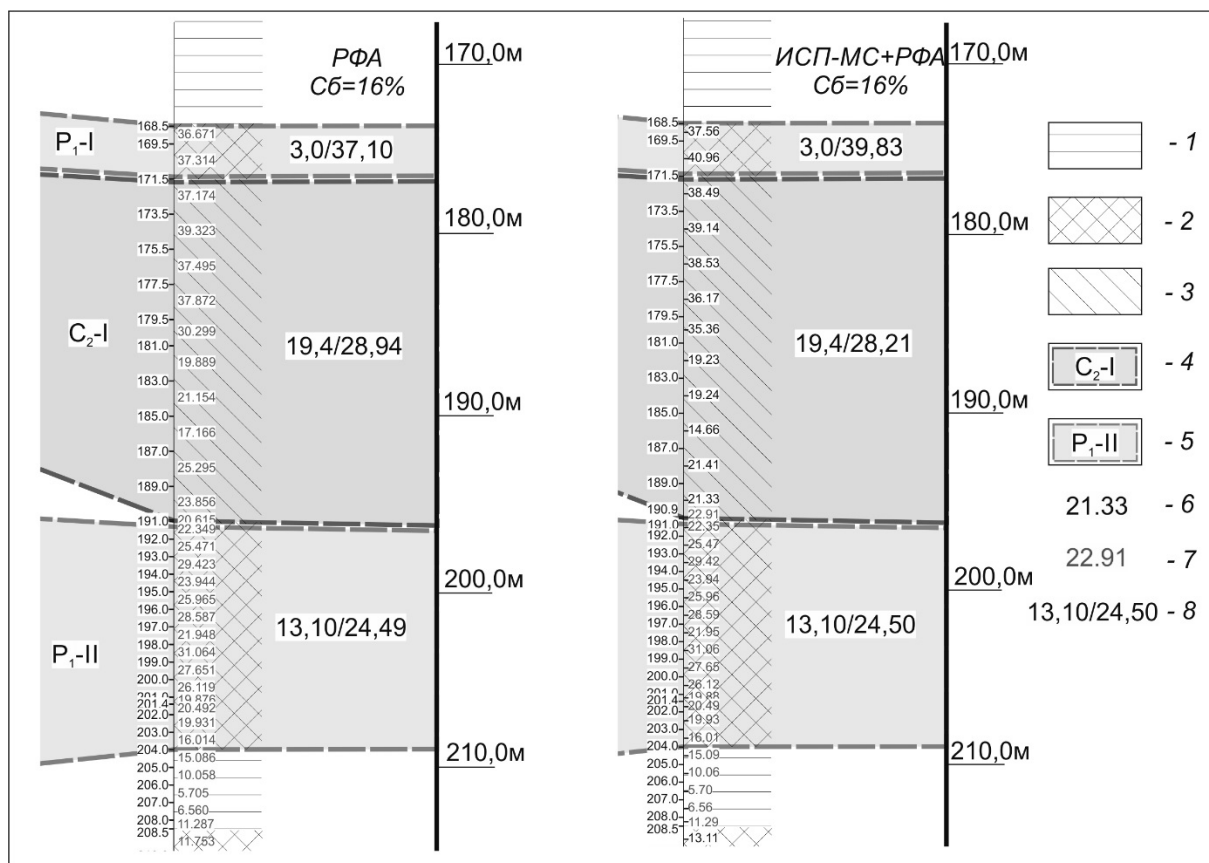


Рисунок 2. Фрагмент разреза рудной толщи в скважине 307 с вынесенными анализами по ИСП-МС и данными по РФА.

1 – глины; 2 – цементированные оолитовые руды; 3 – рыхлые оолитовые руды; 4 – рудное тело оконтуренное для подсчета по категории C₂; 5 – рудное тело оконтуренное для подсчета по категории P₁; 6 – содержание Fe_{общ} в пробе по данным ISP-МС; 7 – содержание Fe_{общ} в интервале по данным РФА; 8 – мощность рудной толщи и среднее содержание Fe_{общ} в интервале.

Таблица 1. Запасы рыхлых руд и прогнозные ресурсы цементированных руд участка Западный Бакcharского проявления подсчитанные по двум вариантам аналитики (ИСП-МС+РФА и РФА).

Борт		16% (по ИСП-МС+РФА)			
Рудное тело	Fe _{общ} по ИСП-МС(%)	Объем (тыс.м ³)	Плотность (т/м ³)	Запасы рыхлых руд (тыс.т)	Запасы Fe (тыс.т)
P ₂ -I	31,09	107 728	2,25	242 388	75 361
C ₂ -I	40,24	30 206	2,37	71 588	28 807
P ₂ -II	22,89	125 063	2,37	296 400	67 846
Борт		16% (по РФА)			
Рудное тело	Fe _{общ} по РФА (%)	Объем (тыс.м ³)	Плотность (т/м ³)	Запасы рыхлых руд (тыс.т)	Запасы Fe (тыс.т)
P ₂ -I	30,67	108 396	2,25	243 893	74 804
C ₂ -I	38,83	30 027	2,37	71 165	27 633
P ₂ -II	22,55	126 688	2,37	300 252	67 701

1. Афонин В. П. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ горных пород и минералов. Новосибирск: Наука. 1977. 260 с.

2. Гришин А. Е. О возможности применения метода рентгенофлуоресцентного анализа при подсчете запасов железных руд западного участка Бакcharского рудного узла / А. Е. Гришин; науч. рук. В. А. Домаренко // Проблемы геологии и освоения недр: труды XX Международного симпозиума имени академика М. А. Усова. Томск. 4-8 апреля 2016 г.: в 2 т. Томск: Изд-во ТПУ, 2016. Т. 1. С. 216-218.

3. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 1964. 448 с.

4. Карпенко И.А., Куликов Д.А. и др. К вопросу о методике выделения рудных интервалов при подсчете запасов; - *Маркшейдерия и недропользование* №1(39). 2009. 12с.
5. Кенесбаев Б.К., Гришин А.Н., Домаренко В.А. Особенности геологического строения и подсчет прогнозных ресурсов Бакчарского железорудного узла (Томская область). В Сб. материалов VI Российской молодежной научно – практической школы «Новое познание процессов рудообразования». М.: ИГЕМ. 2016.
6. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Железные руды. Москва. 2007. 40 с.
7. Паровинчак М.С. и др. Оценка Бакчарского железорудного проявления для отработки методом СГД т.1. Томск. 2009. 174 с.
8. Паровинчак М.С. Оценка Бакчарского железорудного проявления для отработки методом СГД. 2009. Т. 12. №1. С. 31-168.
9. Fitton, G. X-Ray fluorescence spectrometry, in Gill, R. (ed.), *Modern Analytical Geochemistry: An Introduction to Quantitative Chemical Analysis for Earth, Environmental and Material Scientists*: Addison Wesley Longman. UK. 1997.

Оценка геоэкологического состояния Новой Москвы на основе геоинформационного анализа распространения опасных геологических процессов.

Гусева А.С.^{1,2}, Устинов С.А.², Петров В.А.², Игнатов П.А.³

¹ Университет «Дубна», г. Дубна, alexandra.guseva2011@yandex.ru,

² ИГЕМ РАН, г. Москва, stevesa@mail.ru, vlad243@igem.ru,

³ МГРИ-РГГРУ им. Серго Орджоникидзе, г. Москва, petrignatov@gmail.com

В последние годы всё большее значение приобретает геоэкологический анализ территории, который направлен на выявление зон с наиболее комфортными условиями для проживания людей. Проведение такого анализа особенно важно для крупных урбанизированных территорий. К таким территориям относится и город Москва, площадь которого с 2012 года увеличилась более чем в два раза. Проект расширения территории Москвы получил название «Новая Москва». К границам Москвы были присоединены два городских округа (Троицк и Щербинка) и 19 городских и сельских поселений из состава Ленинского, Наро-Фоминского и Подольского районов Московской области, которые вошли в состав Троицкого и Новомосковского административных округов (ТиНАО) (Сайт правительства Москвы).

В геологической среде городских агломераций значительные преобразования происходят за счёт геологических процессов, к которым относятся карстово-суффозионные провалы, оползни и подтопления. На присоединённой территории имеют место более крупные по площади проявления отмеченных экзогенных процессов, чем в пределах старых границ города. Поэтому оценка влияния опасных геологических процессов на хозяйственное освоение рассматриваемой площади, базирующаяся на геоинформационном анализе, должна быть в основе оценки геоэкологического состояния территории.

Актуальность проведённой работы заключается в том, что рассматриваемая территория ранее входила в состав Московской области и не являлась плотно застроенной. В связи с этим комплексных геоэкологических изысканий для данной площади не проводилось. В виду расширения границ мегаполиса возникает необходимость геоэкологической оценки возможного состояния геологической среды.

Большой объём картографического материала, включающий геологические карты дочетвертичных и четвертичных отложений Москвы и Московской области, гидрогеологические карты Московской области, «Карту геологических процессов и явлений территории Москвы» (НПП «Георесурс»), послужил основой данного исследования.

Основная работа по проведению геоэкологического анализа осуществлялась с помощью ГИС систем: Quantum GIS (QGIS) и Golden Software Surfer 9.

В результате выполненного исследования была получена серия карт, которые указывают наиболее и наименее благоприятные территории Новой Москвы для того или иного вида антропогенной деятельности, а также районы, наиболее безопасные для освоения и строительства.

На всей площади новой территории Москвы развиты карстово-суффозионные процессы и подтопление территорий. Участки развития оползневых процессов на территории встречаются локально, на крутых склонах рек. Кроме экзогенных геологических процессов через исследуемую площадь проходит неотектонический разлом северо-восточного простирания, разделяющий территорию на два структурных блока: Троицкий и Климовский. Влияние рассматриваемого разлома на геологическую среду обязательно должно быть учтено при построении карт геоэкологических рисков и при формировании рекомендаций по размещению объектов освоения территории. Ранее при создании соответствующими органами рекомендаций по размещению и строительству объектов положение данного современного структурного элемента не учитывалось.

В структурном отношении площадь действия любого разлома характеризуется так называемой областью динамического влияния (Лобацкая, 1987). Область динамического влияния

разлома – часть окружающего разрыв пространства, на котором фиксируются следы остаточных и упругих деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему. В плане это эллипсовидная площадь, на которой региональное поле напряжений, обусловившее появление разлома, изменяется вследствие образования последнего и связанных с ним дислокаций. В строении области динамического влияния разлома выделяют собственно приразломную часть, в которой проявляются остаточные деформации, и окружающую ее область с измененным напряженным состоянием (ВСЕГЕИ).

В работе были применены основные методики геоинформационного анализа, который заключается в анализе размещения, установлении структуры, взаимосвязей объектов и явлений с использованием методов пространственного анализа и геомоделирования. При этом использовались функции работы с базами пространственных и атрибутивных данных, методика геокодирования, построения буферных зон, «оверлейные» операции, зонирование (Воробьева, 2012). Всё это позволило составить серию карт, по которым было оценено геоэкологическое состояние территории Новой Москвы.

Методика исследования состояла из следующих этапов. На первом этапе в ГИС ИНТЕГРО (разработка ВНИИГеосистем) осуществлялась привязка необходимого картографического материала в единой географической системе координат. На втором этапе исследования в QGIS был создан векторный слой, содержащий границу территории Новой Москвы, и отвекторизована необходимая информация (площади проявления неблагоприятных экзогенных геологических процессов). Кроме экзогенных геологических процессов на состояние геоэкологической обстановки оценивалось влияние неотектонического разлома, для учёта влияния которого был создан векторный слой путем обозначения буферной зоны вокруг осевой линии разлома. На дальнейших этапах работы была определена сеть наблюдений 200*200 м, которая в программной среде QGIS представлена векторным файлом, содержащим точки. Эта сеть последовательно накладывалась на ранее созданные векторные слои (полученные посредством векторизации картографического материала) и автоматически принимала определенное значение, в зависимости от того, в какую область попадала. Вся атрибутивная информация об объектах, содержащихся в shp-файле, автоматически записывалась в dbf-файле, который по сути представляет собой таблицу с данными. В программной среде Surfer из полученных таблиц были сформированы сеточные файлы GRID, на основе которых строились карты, отображающие районы с наименее благоприятной обстановкой.

При проведении геоэкологического анализа учитывалось положение всех населённых пунктов, а также объектов различного функционального назначения относительно установленных площадей развития неблагоприятных геологических процессов и площадей их совместного проявления.

Геоэкологическое районирование территории проводилось на основе следующих критериев: 1. Объект находится в области проявления карста; 2. Объект расположен в пределах территорий потенциально опасных по проявлению карстово-суффозионных процессов; 3. Объект находится в непосредственной близости или в области проявления установленных суффозионных процессов; 4. Объект расположен в области проявления оползневых процессов, а также в непосредственной близости от склонов, потенциально опасных в отношении возможности развития мелких и поверхностных оползней в четвертичных отложениях; 5. Объект находится в условиях подтопленных областей; 6. Объект расположен в зоне динамического влияния крупного неотектонического разлома.

В итоге, было построено 9 карт, учитывающих неблагоприятные области проявления геологических процессов, как по отдельности, так и в совокупности.

На изучаемой территории процесс карстообразования встречается повсеместно. Это связано с широким распространением карбонатных пород каменноугольного возраста, залегающих близко к поверхности. Из построенной карты локализации и интенсивности проявления карста на территории Новой Москвы видно, что наиболее интенсивно данный процесс проявился в северной части территории, к северо-востоку от г. Троицк, на территории населенного пункта Лаптево. Кроме того, карстовые процессы значительно развиты в восточной части территории, в долине реки Моча, включая населенные пункты Русино и Троицкое.

Суффозия на территории Новой Москвы распространена узкими полосами вдоль крупных водотоков: рек Моча, Пахра, Десна и Незнайка. Исходя из построенной карты областей и интенсивности проявления суффозии на территории Новой Москвы, эти площади характеризуются наибольшим распространением данного геологического процесса.

В настоящее время на территории Новой Москвы не зафиксировано большого количества агрессивных оползней, однако присутствуют склоны, являющиеся потенциально опасными в отношении развития данного типа неблагоприятных процессов. В результате построения карты областей и интенсивности развития оползневых склонов, можно сделать вывод, что небольшая часть юго-востока территории, включающая три населённых пункта: Богоявление, Сатино-Татарское, Воронцово, характеризуется наибольшей площадью развития оползневых склонов и, соответственно, риском протекания оползневых процессов.

В отношении такого геологического процесса как подтопление на территории Новой Москвы складывается крайне неблагоприятная ситуация. Этот процесс наблюдается практически на всей площади описываемой территории. Однако стоит отметить, что такие крупные городские поселения, как Троицк и Щербинка расположены вне зоны подтопления. Исходя из построенной карты видно, что на рассматриваемой территории подтопление характеризуется наибольшей интенсивностью на западе (северо-западнее Наро-Фоминска) и на севере (юго-восточнее Одинцово и севернее Щербинки).

Также кроме рассмотрения влияния каждого геологического процесса на геоэкологическое состояние территории было оценено совокупное воздействие всех экзогенных геологических процессов (карст и суффозия (включая территории потенциально опасные по развитию карстово-суффозионных процессов); оползневые процессы (а именно склоны, потенциально опасные в отношении развития оползней) и подтопление). На построенной карте можно выделить четыре участка, которые характеризуются максимальным наложением всех рассматриваемых процессов, и, как следствие, являются наименее благоприятными зонами геоэкологического районирования. Это долина реки Моча (включая Версино, Давыдово, Троицкое, Ознобишино), долина реки Пахра и исток р. Пахра (запад описываемой территории, включая Талызино) и долина реки Десна (включая Лаптево).

Кроме того, в рамках геоэкологического анализа впервые рассмотрено влияние всех экзогенных геологических процессов в совокупности с областью динамического влияния разлома. На основе этих данных также составлена карта, отражающая неблагоприятные области (рис. 1). Из карты видно, что при учете влияния разлома на территории выделяются две основные неблагоприятные площади, где одновременно проявлено порядка пяти-шести геологических процессов. Обе площади расположены в центральной части территории, первая – в долине реки Пахра, включает деревню Городок, а вторая – в долине реки Десна, где расположена деревня Ботаково.

В рамках представляемой работы, для оценки геоэкологических рисков, также оценивалось положение объектов различного функционального назначения относительно установленных площадей развития неблагоприятных геологических процессов. Из ГИС-проекта (<http://beryllium.gis-lab.info/project/osmshp>), содержащего общую информацию о территории Новой Москвы, были извлечены векторные слои, характеризующие функциональное зонирование территории. Были получены векторные файлы, характеризующие жилую застройку, зоны отдыха, кладбища, луга, промышленные территории, территории под застройку, растительность, садовые товарищества, свалки, стройки, теплицы, фермы и с/х угодья. С точки зрения распространения неблагоприятных экзогенных геологических процессов и проведенного геоэкологического районирования территории среди всех объектов наибольший интерес представляют размещение жилой застройки, зон отдыха, промышленных территорий, территорий под застройку, строок и ферм и с/х угодий.

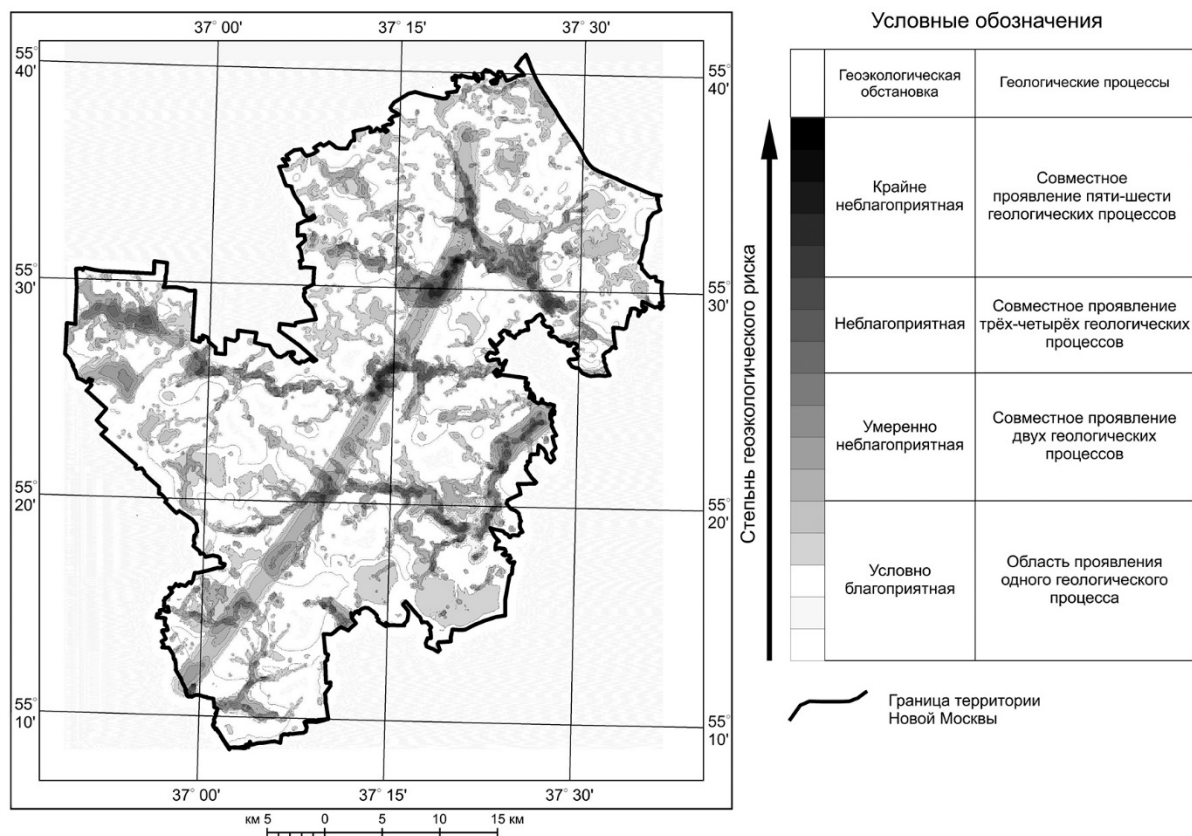


Рисунок 1. Карта совокупного проявления экзогенных геологических процессов и неотектонического разлома на территории Новой Москвы.

В результате анализа распространения объектов различного функционального назначения был сделан вывод, что в настоящее время большинство площадей под строящиеся объекты отводят с учетом прогноза развития геоэкологических процессов.

В итоге проведенного районирования и построения карт стало возможно выявить районы с наиболее кризисной ситуацией в отношении проявления геологических процессов. Выполненное районирование не претендует на полноту учета всех факторов. Тем не менее, оно даёт представление о влиянии геологических факторов на геоэкологическое состояние территории Новой Москвы, что является крайне важным в связи с дальнейшим освоением территории.

1. Воробьева А. А. Учебное пособие по курсу геоинформационные системы территориального управления. – С.-Петербург, 2012. – 130 с.

2. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. – М.: Недра, 1987. – 128 с.

3. Сайт Правительства Москвы / Анонимный автор. – URL: <http://www.mos.ru/about/history/> – 20.10.16

4. ВСЕГЕИ / Анонимный автор. – URL: http://www.vsegei.ru/ru/info/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=81287 – 20.10.16

Гейгель-Гейдагское медно-порфировые рудное поле Ордубадского рудного района

Гусейнова А.Н.¹, Аббасов Н.А.¹, Гасанов Ф.Д.¹

¹Бакинский Государственный Университет, Баку, Азербайджан, *afshan_babazade@yahoo.com*

В Ордубадском рудном районе с северо-запада на юго-восток выделяются Гей-Гельское, Парагачайское, Мисдагское, Диахчайское, Яшыллыгское, а несколько к западу от экзоконтактовой полосы – Гейгель-Гейдагское медно- и молибден-порфировые рудные поля.

Гейгель-Гейгельское медно- и молибден-порфировое рудное поле приурочено к узлу пересечения Гейгель-Гейдагского субширотного (270-285°) и Давабойну-Бархударского северо-западного разломов глубокого заложения. Оно сложено порфировидными, меланократовыми грано-сиенитами Саккарсуинского интрузива, а также дайками диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров субширотного простирания. Оруденение контролируется дайками и размещается в раздробленных породах. В локализации медно-молибдено-порфирового оруденения рудного района, большая роль отводится также Парагачайскому поперечному разлому, вдоль которого породы перемяты, разрыхлены и гидротермально переработаны с образованием обширной полосы вторично кварцитовых метасоматитов. И здесь рудовмещающими структурами являются разрывы, оперяющие данный разлом и секущие породы краевых фаций граносиенитового интрузива.

Площадь месторождения разбита двумя системами трещин близмеридионального (20°) и северо-западного (270-290°) простирания. Северо-западная система трещин залечена дайками гранит-порфиров и диоритовых порфиритов. Занимая основную площадь месторождения, массив Саккарсу, рассматриваемый как сателлитовое тело Мегри-Ордубадского гранитоидного массива, Газангельдагским и Гейгельским разломами разбит на три блока – центральный, южный и северный. Эти блоки одновременно являются соответствующими участками месторождения. Наиболее интенсивное оруденение сосредоточено в пределах центрального участка, и менее – Южного. Северный участок практически безрудный.

В пределах Центрального участка месторождения выделяется пять рудоносных зон субширотного простирания протяженностью в несколько сот метров каждая при мощности от 0,6 до 1-2м. Зоны представляют собой участки интенсивной трещиноватости, заохрненности, окварцевания и серицитизации пород с медно-молибденовой минерализацией, причем эти зоны, в свою очередь, расчленяются на серию субпараллельных зон, ограниченных дайками гранодиорит-порфиров. Эти субпараллельные зоны вкрест простирания характеризуются неравномерным распространением оруденения. Наибольшие скопления меди и молибдена приурочены к серийным маломощным северо-западным зонам и их пересечениям с поперечными структурами, которые, в свою очередь, образуют обогащенные и слабооруденелые участки. Допускается, что первичные руды залегают на глубине ниже 40 м и они почти не вскрыты. Поэтому увеличение с глубиной содержания главных руд компонентов – меди и молибдена, дает возможность ожидать зону обогащения. Вертикальный размах оруденения, по данным пробуренных скважин и штольневых работ, составляет 700 м.

Минеральный состав руд Центрального участка показывает, что здесь проявились практически все стадии минерализации, характерные для медно-порфировых месторождений области, начиная от наиболее высокотемпературных кварц-магнетитовых и кончая безрудным кварц-карбонатным, при наибольшей интенсивности кварц-пирит-халькопиритовой, менее кварц-молибденит-халькопиритовой ассоциации. Содержание в зонах меди составляет 0,14-1,5%, молибдена-от следов до 0,005%.

На южном участке месторождения на границе кварцевых сиенит-диоритов с гранодиорит-порфирами в протяженной-до 800 м, зоне тектонического брекчирования, сцементированной кальцитом, каолинизированной-пирит, халькопирит, реже молибденит либо прожилками последних, отмечаются промежутки, представляющие практический интерес. Здесь на разных гипсометрических уровнях содержание меди 0,1-1,0 %, молибдена 0,001-0,1 %.

1. Масимов А.А., Байрамов А.А. Золотосность медно-порфировых руд Мисхано-Зангезурской зоны // Международная Конференция ЦНГРИ. Москва. 2016.
2. Рамазанов В.Г., Махмудов А.И., Баба-заде В. М. Медно-порфировые месторождения Азербайджана / Монография. Баку-Азернешр. 1988.
3. Шихалибейли Э.Ш., Бабазаде В.М., Рамазанов В.Г., Абдуллаев Р.Н., Гасанов Т.Аб. Особенности размещения медно-порфиров Ордубадского рудного района // Вестник. АЗГОС Университет. Серия Естественных наук. 2003.

Обогащение Cu мафических включений в эруптивных продуктах в. Безымянный.

Давыдова В.О.¹, Щербаков В.Д.¹, Плечов П.Ю.^{1,2}

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, vestadav@gmail.com

²ГЕОХИ РАН, г. Москва

Вулкан Безымянный расположен в центральной части Ключевской группы вулканов (Камчатка) и представляет собой один из наиболее активных островодужных вулканов последнего столетия. Современный эруптивный цикл начался в 1956 г., с 1977 по 2012 гг. для в. Безымянный становятся характерны мощные эксплозивные извержения, происходящие 1-2 раза в год (Girina, 2013). В период 2007-2012 гг. эруптивные продукты представляют собой однородные пористые двупироксеновые умереннокалиевые и умеренно железистые андезиты и андезибазальты (Almeev et al, 2013; Shcherbakov et al, 2011; Turner et al, 2013). Данные породы содержат 56.5-57.2 масс. % SiO₂ и 3.9-4.2 масс. % MgO, отвечая наиболее высокомагнезиальным породам современного эруптивного этапа. Существенных различий в минеральном составе и текстурно-структурных особенностях между продуктами изученных извержений не наблюдается. Содержание вкрапленников (преобладающий плагиоклаз; ортопироксен, клинопироксен, титаномагнетит) варьирует в пределах 30-45 об.%. В подчиненных количествах могут присутствовать апатит, циркон, реликты амфибола и оливина. Основная масса содержит микролиты плагиоклаза, пироксенов и титаномагнетита в стекле риолитового состава.

Пирокластические отложения вулкана содержат большое количество разнообразных включений. Среди включений выделяются перидотитовые мантийные ксенолиты (Щербаков, 2010), коровые ксенолиты, кумулятивные сростки и мафические включения, являющиеся результатом смешения магм. Мафические включения представляют собой округлые, изометричные, относительно более плотные обособления, ясно макроскопически отличимые от вмещающих андезитов по структурно-текстурным особенностям. Размеры включений составляют от 1 до 40 см. Во всех включениях присутствует интерстициальное вулканическое стекло с небольшим количеством крупных микролитов (10-30 мкм) с признаками скелетного роста. Основная масса вмещающих пород, напротив, характеризуется большим количеством мелких микролитов (1-30 мкм). Для включений характерна меньшая пористость. Несмотря на схожий минеральный состав включений и вмещающих пород, включения содержат значительное количество неравновесных кристаллов оливина и амфибола, окруженных агрегатами их распада.

Все типы мафических включений в. Безымянный заметно обогащены медью относительно вмещающих андезитов (рис. 1). Причиной подобного различия может быть: первичная обогащенность родительских для включений магм медью; обогащение родительских магм медью в процессе фракционирования до попадания в приповерхностный очаг; обогащение медью непосредственно в ходе формирования включений в приповерхностном магматическом очаге или в ходе гидротермальной проработки.

Поступление в приповерхностный очаг значительно более основных магм, закономерно обогащенных медью относительно более дифференцированных андезитов или продуктов плавления богатых сульфидами пород (как, например, для мафических включений в штоке Last Chance медно-порфиорового месторождения Bingham (штат Юта, США) – (Core et al, 2006)), по мнению авторов, не подходит для вулкана Безымянный. За исключением меди, валовый состав наиболее распространенных типов мафических включений отвечает тренду эволюции эруптивных продуктов, а также встречаются включения, по составу практически идентичные вмещающим породам, но значительно обогащенные медью.

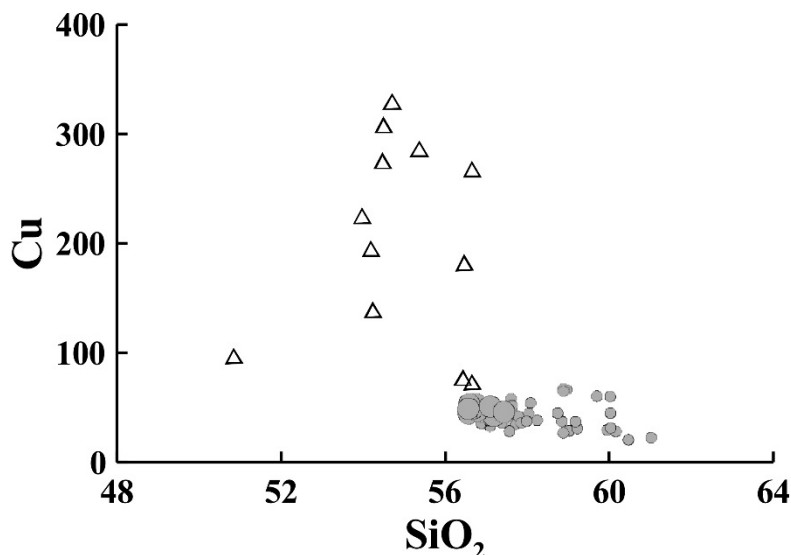


Рисунок 1. Вариации содержания меди в мафических включениях и вмещающих андезитах в. Безымянный.

Треугольниками показаны составы мафических включений, крупными кружками – составы вмещающих андезитов, маленькими кружками – составы продуктов извержений современного эруптивного цикла в. Безымянный (Shcherbakov et al, 2011).

Сегрегация сульфидов в процессе эволюции питающей магмы до поступления в приповерхностный очаг могла бы служить причиной относительного обогащения включений медью (подобный механизм описан для пород Трещинного Толбачинского Извержения 2012-2013 гг. (Portnyagin et al, 2015). Однако, регулярное поступление обогащенных сульфидами меди магм в приповерхностный очаг привело бы к постепенному возрастанию содержания меди в продуктах извержений. Петрологические и геохимические исследования (Shcherbakov et al, 2011; Turner et al, 2013), а также широкое распространение мафических включений в продуктах извержений свидетельствуют о непрерывном поступлении андезибазальтовой магмы в приповерхностный очаг в 1977-2012 гг. Регулярное поступление питающей магмы в приповерхностный очаг привело к закономерному смещению валового состава продуктов извержений в более основную область, но не привело к значительному увеличению концентрации меди. Содержание меди на протяжении современного эруптивного цикла колеблется в диапазоне 20-70 ppm (Turner et al, 2013) и не коррелирует с увеличением основности продуктов извержений или датой извержения.

Гидротермальные сульфидные прожилки присутствуют в изверженных породах вулкана Безымянный, однако они приурочены к ксенолитам коровых пород и не характерны для мафических включений.

Кроме того, сульфиды мафических включений представлены в виде отдельных глобулей в вулканическом стекле, сростков с магнетитом, пироксенами, плагиоклазом или в виде включений во вкрапленниках включений и имеют явно магматическое происхождение. Сульфидные глобули, распространенные в краевых частях кристаллов и в вулканическом стекле, вероятно, формировались параллельно с формированием мафических включений и их кристаллизацией в приповерхностном магматическом очаге.

Значительная обогащенность сульфидами включений относительно вмещающих андезитов может объясняется различными механизмами дегазации и относительной обогащенности включений летучими компонентами. Как было показано на примере в. Пинатубо, интенсивная дегазация серы приводит к тому, что сульфидов в вулканических породах кристаллизуется значительно меньше, чем могло бы, и происходит накопление халькофильных компонентов, в том числе меди, золота, свинца, в расплаве (Borisova et al, 2006) [3]. Подобное накопление происходит по всему объему магматического очага и при попадании в очаг более основной магмы, происходит перераспределение мобильных компонентов и «загрязнение» ими мафических включений (Di Muro et al, 2008). Поступление мобильных халькофильных элементов в относительно обогащенную серой магму включений приводит к отделению сульфидного расплава, дальнейшей кристаллизации мелких сульфидных глобулей внутри мафических

включений и, соответственно, повышению концентрации ряда элементов в мафических включениях относительно вмещающих андезитов. Данный механизм концентрации хорошо иллюстрируется поведением меди, однако для большинства элементов подобное повышение концентрации не будет различимо без высокоточных анализов за счет низких содержаний (доли ppm-первые ppm).

1. Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Петрология мантийных ксенолитов в породах вулкана Безымянный (Камчатка) // ДАН. 2010. Т. 434. №6. С. 1-4.
2. Almeev R.R., Kimura J-I., Ariskin A.A., Ozerov A.Yu. Decoding crystal fractionation in water-rich calc-alkaline magma from Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia, using mineral and bulk rock chemistry // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 141-171
3. Borisova A. Y., Pichavant M., Polvé M., Wiedenbeck M., Freydier R., Candaudap F. Trace element geochemistry of the 1991 Mt. Pinatubo silicic melts, Philippines: Implications for ore-forming potential of adakitic magmatism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. №. 14. P. 3702-3716.
4. Core D. P., Kesler S. E., Essene E. J. Unusually Cu-rich magmas associated with giant porphyry copper deposits: Evidence from Bingham, Utah // Geology. 2006. V. 34. №. 1. P. 41-44.
5. Di Muro A., Pallister J., Villemant B., Newhall C., Semet M., Martinez M., Mariet C. Pre-1991 sulfur transfer between mafic injections and dacite magma in the Mt. Pinatubo reservoir // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2008. V. 175. №. 4. P. 517-540.
6. Girina O.A. Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956-2010 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 22-41.
7. Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirlwall M., Hoernle K. Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 307. P. 182-199.
8. Shcherbakov V.D., Plechov P.Y., Izbekov P.E., Shipman J.S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. V. 162. P. 83-99
9. Turner S. J., Izbekov P. E., Langmuir C. The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54 year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 108-121.

О формах нахождения благородных металлов в зоне окисления жильных сульфидных руд (массив Ниттис-Кумужья-Травяная, Мончегорский плутон)

Еременко Е.Г.¹, Петров С.В.¹, Янсон С.Ю.¹

¹СПбГУ, г. Санкт-Петербург, st013196@student.spbu.ru

В приповерхностных зонах сульфидных медно-никелевых жил массива Ниттис-Кумужья-Травяная наблюдается активное изменение первичных сульфидных минералов и развитие зоны окисления. Процесс заканчивается формированием гематит-гётитовых агрегатов с сохранением реликтов сульфидных фаз. Аналогичные процессы окисления сульфидных минералов происходят в техногенной обстановке, в отвалах добытых руд и вмещающих горных породах. С целью изучения минерального состава продуктов окисления массивных жильных медно-никелевых руд, а также для исследования форм нахождения благородных металлов в них, выполнено картирование и произведен отбор проб по площади всего массива и техногенных образований.

Сульфидные медно-никелевые жилы НКТ содержат высокие концентрации благородных металлов (Чашин В.В., 2014), однако поведению минералов в зоне гипергенеза уделено мало внимания. Опубликованных работ, освещающих вопросы окисления платинометалльных жильных сульфидных руд не обнаружено, а единичные публикации касаются только руд малосульфидных месторождений Великой Дайки Зимбабве и некоторых других аналогичных объектов (Evans D. M., 2000г.; Oberthür T., 2005г.; Locmelis M., 2009г.). Минералы платиновой группы более устойчивы к окислению, нежели пирротин, пентландит или халькопирит, однако и они претерпевают изменения.

Результаты первой фазы исследований, проведенных методами энергодисперсионного микроанализа, выявлено несколько групп платино- и палладийсодержащих кислородных минералов, в их числе: теллуриды/теллураты палладия, развивающиеся по теллуридам (по кейткониту в окисленных рудах и мончеиту, котульскиту и майченериту в полуокисленных рудах), гидроксиды железа с сорбированными атомами палладия в структуру и оксид палладия (Еременко Е.Г., 2016). Здесь же были обнаружены выделения минерала, которые предварительно были определены как оксид палладия с примесью меди (палладинит?).

В настоящем докладе приводится детальное исследование этой минеральной фазы различными методами, среди которых электронная микроскопия, ионная микроскопия и рамановская спектроскопия. Электронномикроскопические исследования проводились на системе со сфокусированными электронным и ионным зондами QUANTA 200 3D (FEI), аналитическим комплексом Pegasus 4000 (EDAX). Результаты показали, что поверхность зерна неоднородная, на изображении в отраженных электронах (рис. 1А) видны как минимум 2 фазы (серая и более светлая). Для выяснения однородности было произведено ионное травление с поверхности и на глубину 5 μm (рис. 1Б). На глубине нескольких микрон отчетливо видны мельчайшие включения более тяжелой фазы. Таким образом, очевидно, что перед нами тонкодисперсный полиминеральный агрегат.

Результаты энергодисперсионного микроанализа поверхности и среза дали весьма стабильные данные химического состава на поверхности (табл. 1, точки: 1-8). Состав в точках на глубине более 3 μm отличен от состава точек на поверхности образца (табл. 1, точки: 9-11). Содержания кислорода упали в 2 раза, а концентрация меди выросла в 1,5-2 раза и в атомных количествах стала близка к содержаниям палладия. Принимая во внимание микроскопические размеры отдельных фаз, вероятно мы имеем суммарные спектры химического состава дисперсного биминерального агрегата. Для уточнения распределения химических элементов по поверхности выполнено электронно-зондовое микрокартирование, которое показало приуроченность основного количества кислорода и железа к периферическим частям образца, т.е. к фазе гидроксида железа, развивающейся по первичным сульфидам.

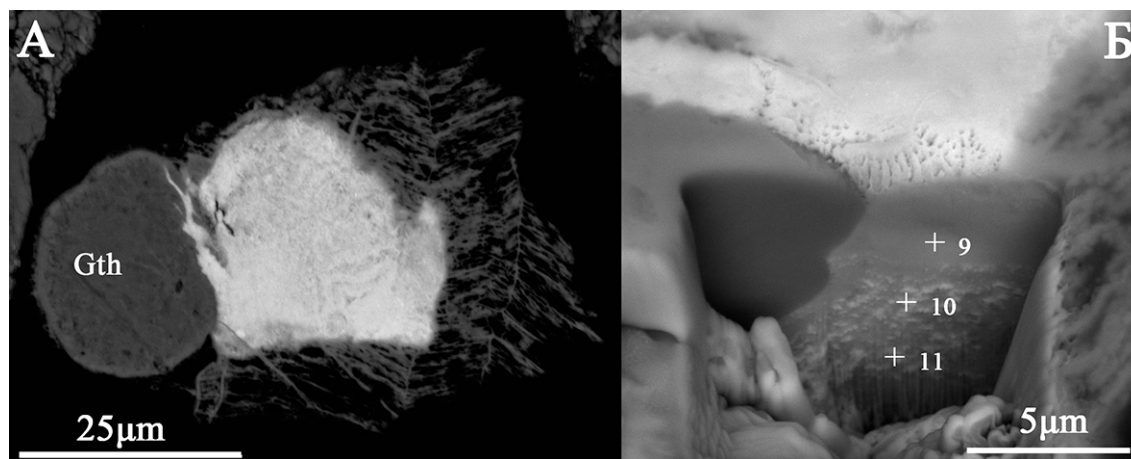


Рисунок 1. А - Слева поверхность изучаемого минерального агрегата, РЭМ изображение; (Gth-гетит (Whitney D.L., 2010)). Б - Справа снимок того же минерала после ионного травления (изображено две плоскости минерала и точки получения спектров), РЭМ изображение.

Для данного образца выполнен анализ методом рамановской спектроскопии (прибор Horiba LabRam HR800) при мощностях 5 и 20 мВт, к сожалению большая мощность невозможна, т.к. лазер прожигает тонкий спил зерна. Форма полученных спектров схожа с опубликованными спектрами для чистого оксида палладия (Baylet A., 2011). Сопоставив с эталоном, минерал из наших проб можно интерпретировать как оксид палладия (рис. 2). Однако, стоит учесть, что в нашем образце присутствуют незначительные примеси других элементов, а мощность излучателя весьма мала.

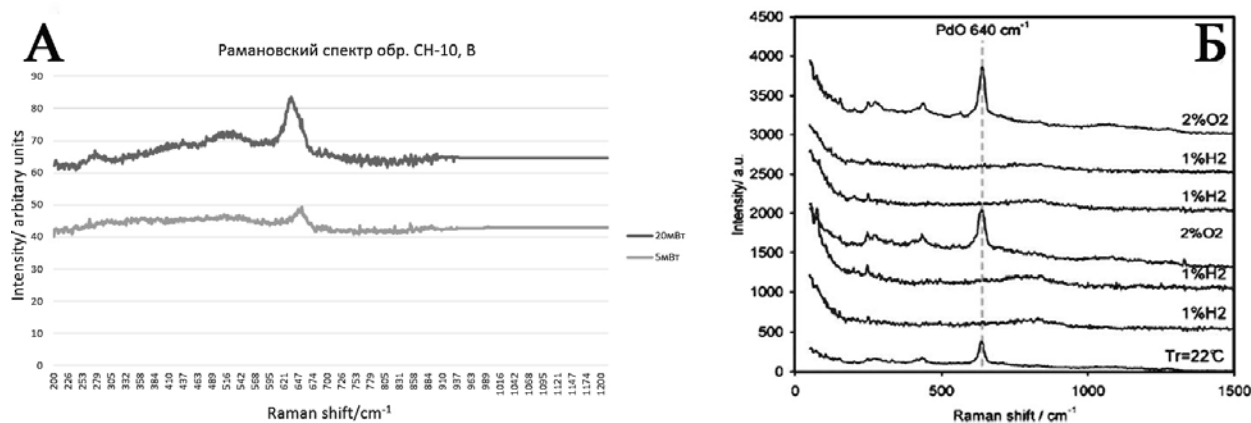


Рисунок 2. А - Рамановский спектр минерала оксида палладия. Б - Эталонный рамановский спектр для оксида палладия. (Baylet A., 2011).

Выводы: учитывая все вышеизложенное и результаты корреляционных сопоставлений, в исследуемом образце можно предположить несколько минеральных фаз: реликтовую минерала скаергаардита (PdCu), в виде включений в агрегате микроглобулярных медно-сульфидных минералов по которым в зоне окисления развиваются железо-медно-сульфидная и, предположительно, палладий-оксидная (палладинит) фазы.

Таблица 1. Результаты аналитических спектров состава.

At%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
O	26,88	23,95	30,2	36,95	36,75	27,69	32,17	31,66	27,31	16,78	12,34
S	8,18	10,8	9,36	7,63	7,24	8,32	7,45	9,6	9,84	5,97	4,57
Pd	39,26	39,49	35,69	34,32	34,77	38,73	37,13	36,93	38,7	32,32	32,89
Te	1,22	1,14	1,16	1,09	1,03	1,03	1,14	1,09	1,17	0,82	0,92
Fe	2,18	2,35	4,47	2,34	1,61	1,94	1,75	5,3	1,83	12,32	15,05
Cu	22,28	22,26	19,12	17,67	18,6	22,28	20,36	15,42	21,15	31,79	34,23
Total	100	99,99	100	100	100	99,99	100	100	100	100	100

Точки 1-8 - поверхность минерального агрегата; точки 9- 11 – внутренний состав.

Закключение. Электронно-микроскопические исследования проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Ресурсный центр микроскопии и микроанализа»; исследования рамановской спектроскопии проведены с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель».

1. Еременко Е.Г., Петров С.В. Особенности минерализации благородных металлов в зоне гипергенеза жильных сульфидных руд массива Ниттис, Мончегорский плутон // «Актуальные проблемы геологии, геофизики, и геоэкологии северо-запада России», Апатиты. 2016 г.

2. Чашин В.В., Митрофанов Ф.П. Палеозойская имандро-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный массив и минералогия // *Geodynamics & tectonophysics*. 2014. vol. 5. issue 1.

3. Baylet A., Mare' P., Duprez D. In situ Raman and in situ XRD analysis of PdO reduction and Pd1 oxidation supported on c-Al₂O₃ catalyst under different atmospheres // *Phys. Chem. Chem. Phys.* 2011. vol. 13.

4. Evens D.M., Spratt J. Platinum and palladium oxides/hydroxides from the Great Dyke, Zimbabwe, and thoughts on their stability and possible extraction. 2000.

5. Locmelis M., Melcher F., Oberthür T. Platinum-group element distribution in the oxidized Main Sulfide Zone, Great Dyke, Zimbabwe. 2009.

6. Oberthür T., Melcher F. PGE and PGM in the supergene environment: a case study of persistence and redistribution in the Main sulfide zone of the Great Dyke, Zimbabwe // *Mineralogical Association of Canada Short Course 35*. Oulu. Finland. 2005.

7. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. vol. 5.

Строение и состав габбрового массива «Встречный»: внутрикамерная дифференциация основного расплава в процессе образования концентрически-зональных массивов северной Камчатки.

Ерофеева К.Г.¹, Петренко Д.Б.¹, Ковальчук Е.В.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, xenin.erofeeva@ya.ru, dbpetrenko@yandex.ru, elena7kovalchuk@gmail.com

Платиноносные комплексы Уральско-Аляскинского типа представляют собой интрузии сравнительно небольших размеров (в диаметре не более 10-20 км), имеющие концентрически-зональное строение: они состоят из дунитового ядра и верлит-клинопироксеновой оболочки с горнблендитовой или габбровой оторочкой (Irvine, 1974; Johan, 2002). Минерализация элементами платиновой группы (ЭПГ) приурочена к ядерной части массивов (обычно дунитам или клинопироксенитам) (Batanova et al., 2005; Hattori et al., 1992; Johan, 2002). Однако низкие концентрации ЭПГ так же обнаруживаются и в краевых частях массивов – габброидах, которые рассматриваются с одной стороны, как продукты, образованные из остаточного пикритового расплава (Мочалов, 2013), а с другой стороны - как динамотермальный ореол (Ефимов, 1977; 2012).

В пределах Камчатского полуострова и юго- юго-восточной части Корякского нагорья базит-гипербазитовые концентрически-зональные массивы распределены неравномерно, но, вместе с тем, их обособленные группы представляют собой (Корякско-Камчатский..., 2002) звенья единого «платиноносного» пояса, протягивающегося от бухты Анастасии в Корякском нагорье на севере до Центральной части Камчатского полуострова на юге, где они вскрываются в пределах горст-антиклинорных структур (Корякско-Камчатский..., 2002).

Базитовый массив «Встречный», отнесён исследователями (Корякско-камчатский..., 2002) к Алхавитоваямскому ареалу Северо-Камчатской группы распространения дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Уральско-Аляскинского типа, объединяющей в себе массивы, расположенные в пределах Камчатского перешейка и генетически-сопряженные с Лесновским горстовым поднятием.

В строении массива выделено четыре разновидности пород: габбро, роговообманковые габбро, монцогаббро и габбро-порфириды.

1). Габбро является самой распространённой породой массива и пространственно тяготеет к его центральной части. Порода зеленовато-серого цвета с от мелко- до среднезернистой структурой и массивной текстурой. Реже встречаются разновидности зеленовато-белого цвета с полосчатой текстурой, в которых она обусловлена, предположительно, перераспределением минералов в результате магматической дифференциации. Структура пород среднезернистая, габбровая. Минеральный состав пород варьирует в небольших пределах: порода состоит из плагиоклаза (45-50%), моноклинного пироксена (30-40%) и роговой обманки (5-7%).

2). Роговообманковое габбро занимает промежуточное положение между габбро и монцогаббро в структуре массива и пространственно располагается в его краевых частях. Визуально это средне- и мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета с массивной текстурой. Структура пород среднезернистая, габбровая с пойкилитовыми и пойкилофитовыми участками. Главными породообразующими минералами являются моноклинный пироксен (7-30%), плагиоклаз (40-50%), амфибол (7-35%), реже появляется биотит (5-7%). Увеличение количества амфибола в породе связано с его повсеместным замещением моноклинного пироксена.

3). Монцогаббро слагают около 10% от объема пород массива и пространственно тяготеют к его краевым частям. Макроскопически это крупнозернистая порода розовато-белозеленоватого цвета с массивной текстурой. Структура породы крупнозернистая до пегматоидной, габбровая с участками пойкилитовой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (40-45%), амфибол (25-30%), калиевый полевой шпат (15-30%). Иногда в составе появляется моноклинный пироксен (до 10%).

4). Габбро-порфириды располагаются в апикальной части массива. Они залегают субсогласно со слоистостью вмещающей вулканогенно-осадочной толщи. Предположительно, габбро-порфириды образуют систему маломощных многоэтажных силлов. Габбро-порфириды зеленовато-серого цвета с порфировидной структурой. Вкрапленники занимают до 50% объема породы. Они представлены моноклинным пироксеном (35-40%) и плагиоклазом (25-30%). Основная масса имеет микрогаббровую структуру и состоит из плагиоклаза (20-25%), моноклинного пироксена (10-15%) и рудного минерала (5-7%) и. (продолжение???)
Вкрапленники моноклинного пироксена зональны. - в породе они образуют идиоморфные кристаллы призматической формы с темно-зеленым ядром и светло-зеленой каймой. В шлифе у минерала обнаруживается неоднородная осцилляционная зональность. При этом, от центра к краю зерна прослеживается эволюция минерала во время кристаллизации, что напрямую можно связать с изменениями физико-химических условий в магматической камере. Исследование вкрапленников моноклинного пироксена в обратно-отраженных электронах выявило сильную неоднородность их составов. Центральные части минерала имеют неровные границы и характеризуются наиболее высокой магниальностью ($\#Mg = 0.91-0.94$) и повышенным содержанием хрома ($Cr_2O_3 = 0.41-0.93$ мас.%). В краевых частях зёрен снижается магниальность ($\#Mg = 0.85 - 0.87$) и концентрации хрома ($Cr_2O_3 =$ до 0.03 мас.%), при этом значительно увеличиваются содержания титана ($TiO_2 = 0.51 - 0.71$ мас.%), алюминия ($Al_2O_3 = 3.87 - 5.48$ мас.%), железа ($FeO = 6.82 - 8.81$ мас.%), натрия ($Na_2O = 0.20 - 0.39$ мас.%).

Реконструкции условий формирования массива «Встречный» могут быть выполнены при анализе особенностей составов слагающих его пород.

При обсуждении проблемы происхождения пород дифференцированных базитовых интрузивов ключевым вопросом является выяснение состава исходного (родоначального) расплава. Наиболее корректно исходные расплавы могут быть охарактеризованы стекловатыми и афировыми разностями пород из краевых частей массивов - зон закалки, или составами расплавных включений в минералах. Все изученные нами контакты базитового массива «Встречный» претерпели интенсивную тектоническую переработку, и зон закалки найти не удалось. Можно предположить, однако, что представителем исходного для массива расплава являются габбро-порфириды, встреченные нами в виде самостоятельных маломощных силлов вблизи массива. По содержаниям петрогенных и редких элементов, и по распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) габбро-порфириды близки к средним величинам составов габбро и роговообманковых габбро массива, тем самым свидетельствуя о возможной их генетической связи.

Габбро, слагающие основной объем массива, по особенностям состава могут рассматриваться как смесь расплава и кумулюсного материала. О наличии кумулятивной составляющей в габброидах говорят несколько фактов. Во-первых, в пользу внутрикамерной дифференциации массива свидетельствуют участки с кумулятивными текстурами с чередованием светлых и темных полос, обогащенных соответственно плагиоклазом и клинопироксеном. Геохимические особенности этих полосок хорошо иллюстрируют их кумулятивную природу. Светлые полосы по всем геохимическим характеристикам, включая спектры РЗЭ с сильной положительной аномалией Eu, близки плагиоклазу, а темные полосы имеют многочисленные черты геохимического сходства с клинопироксеном, включая обогащение MgO и Sr и обедненные легкими лантаноидами спектры РЗЭ. Эти два крайних кумулятивных компонента габброидов массива, определяют, вероятно, тренды вариаций химических составов этих пород. В пользу преобладания в составе габбро клинопироксен-плагиоклазового кумулуса свидетельствует также тот факт, что при широких вариациях MgO в этих породах концентрации всех несовместимых элементов, включая K, Na, Rb, Ba, Zr, Nb и другие, остаются практически неизменными на очень низком уровне. Несколько наиболее магниальных образцов имеет повышенные концентрации Fe_2O_3 и TiO_2 , что, вероятно, связано с добавкой титаномангнетита в обогащенные клинопироксеном кумулятивные участки массива.

В отличие от габбро, роговообманковые габбро и монцогаббро относятся к известково-щелочной серии и по большинству параметров укладываются в магматические тренды. Это позволяет рассматривать их как продукты дифференциации расплава.

Роговообманковые габбро по химическому составу на вариационных диаграммах и по спектрам РЗЭ расположены в поле составов габбро, отличаясь от них повышенным содержанием щелочных и щелочноземельных элементов, что позволяет их рассматривать как промежуточные образования: в процессе дифференциации с образованием кумулюсной титаномагнетит-клинопироксен-плаггиоклазовой ассоциации габбро, остаточный расплав обогащается щелочными элементами и флюидом, в результате чего начинает кристаллизоваться амфибол, частично замещающий ранний пироксен.

Монцогаббро по петрографическим и петрогеохимическим характеристикам могут рассматриваться в качестве остаточного расплава — продукта последней стадии дифференциации, приводящей к осаждению щелочных, щелочно- и редкоземельных элементов. При этом кумулятивная фаза в породе отсутствует, что хорошо отражает отношение ($La_N/Sm_N > 1$). Эта группа пород хорошо отделяется на вариационных диаграммах, располагаясь в краевых частях габбровых трендов.

Минералы платиновой группы в породах массива не обнаружены. Тем не менее, анализ разновидностей пород массива методом ICP-MS (подготовку проб осуществляли по методике, включающей кислотное разложение, доплавление нерастворимого осадка с пероксидом натрия и выделение ЭПГ соосаждением на теллуре (Бычкова и др., 2016)) выявил надкларковые содержания ЭПГ, позволившие определить его специфику как потенциально платиноносного. Концентрации тугоплавких ЭПГ (Ir, Rh, Ru) в породах ниже пределов обнаружений метода (Ir до 4 мг/т; Rh до 5 мг/т; Ru до 18 мг/т). Максимальные концентрации Pt и Pd фиксируются в габбро и роговообманковых габбро (Pt до 94 мг/т, Pd до 100 мг/т), при низких содержаниях этих элементов в монцогаббро и габбро-порфиридах (Pt до 40 мг/т, Pd до 20 мг/т).

Таким образом, образование пород массива «Встречный» связано с внутрикамерной дифференциацией: состав исходного расплава могут характеризовать габбро-порфириды, а не габбро. Габбро представляют собой расплав, обогащённый кумулюсной составляющей: клинопироксеном, плаггиоклазом и титаномагнетитом. Роговообманковые габбро могут характеризовать промежуточный расплав между габбро и монцогаббро. В них, как и в габбро, всё ещё присутствует доля кумулюсного материала, но на этом этапе кристаллизации и до окончания кристаллизации пород (с появлением монцогаббро), из обогащённого флюидом и щелочными элементами остаточного расплава начинают кристаллизоваться амфибол, биотит и калиевый полевой шпат. При этом концентрации ЭПГ, вероятно, связаны с кумулятивной составляющей пород.

Осцилляторная зональность и сильная внутренняя неоднородность по химическому составу вкрапленников клинопироксена в габбро-порфиридах, вероятно, связана с изменением физико-химических условий в расплаве во время кристаллизации минерала и может отражать эволюцию расплава в предшествовавших промежуточных камерах, в которых возможно были сформированы габбро-пироксенитовые массивы.

1. Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю. Методические особенности мультиэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Вестник МГУ. в печати. 2016 г.

2. Ефимов А.А. Горячий меланж платиноносного пояса Урала: химическая структура как генетический критерий // Литосфера. 2012. №5. С. 16-32.

3. Ефимов А.А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24-44.

4. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. Коллектив авторов: Вильданова Е.Ю., Зайцев В.П., Кравченко Л.И., Ланда Э.А., Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Мелкомуков В.Н., Мочалов А.Г., Назимова Ю.В., Попруженко С.В., Разумный А.В. СПб.: Изд-во СПб картфабрика ВСЕГЕИ. 2002. 383 с. + 3 вкл. (ЗАО «Корякгеолдобыча»).

5. Batanova V.G., Pertsev A.N., Kamenetsky V.S., Ariskin A.A., Mochalov A.G., Sobolev A.V. Crustal evolution of island-arc ultramafic magma: Galmoenan pyroxenite–dunite plutonic complex, Koryak highland (far east Russia) // Journal of petrology. 2005. Vol 46. №7. P. 1345-1366.

6. Johan, Z., Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // Canadian Institute of Mining. Metallurgy and Petroleum Special. 54. 2002. P. 669–719.

7. Irvine T.N. Bridget Cove volcanics, Juneau area, Alaska: possible parental magma of Alaskan_type ultramafic complexes // in Carnegie Institution Yearbook Washington. DC. 1973. vol. 72. P 478–491.

8. Hattori K, Cabri L J Origin of platinum-group-mineral nuggets inferred from an osmium-isotope study // The Canadian Mineralogist. 1992. 30. P. 289-301.

9. Mochalov A.G. A Genetic Model of PGM Hosted in Cumulative Gabbro– Pyroxenite–Dunite Complexes of the Koryak Highland, Russia // Geology of ore deposits. 2013. Vol. 55. № 3. P. 145 – 161.

Состав импрегнированных газов осветленных терригенно-карбонатных кембрийских пород Накынского поля Якутской алмазонасной провинции

Зарипов Н.Р.¹, Игнатов П.А.¹, Килижеков О.К.², Кряжев С.Г.³

¹МГРИ-РГГРУ, г. Москва, petrignatov@gmail.com

²БГРЭ АК АЛРОСА, г. Мирный, kilizhekovok@alrosa.ru

³ФГУП ЦНИГРИ г. Москва, s34@mail.ru

Проведение поисковых работ на алмазонасные кимберлиты в Накынском поле Средне-Мархинского района Якутской алмазонасной провинции значительно осложнено перекрытием кимберлитов и вмещающих их пород нижнего палеозоя мощным чехлом юрских морских отложений, скрытым типом рудоконтролирующих структур, сложным геологическим строением района с проявлениями разновозрастных магматических образований и тектонических нарушений. В этой связи результаты традиционных шлихо-минералогических и магнитометрических поисков не так эффективны. Авторы развивают ряд новых в алмазной геологии методов выявления структур, вмещающих кимберлиты (Игнатов, 2010, Ковальчук и др., 2015). В их числе надо отметить вторичное осветление красноцветных пород кембрия, проявленное в Накынском поле.

В большинстве случаев осветление выявлено в зонах тектонических нарушений и, прежде всего, контролирующих кимберлиты. В какой-то мере это связано с более детальной изученностью таких участков. Также осветление часто фиксируется на контакте с кимберлитами, эруптивными брекчиями базитов и обнаружено на контакте с долеритами в карьере трубки Нюрбинская. Проблема осветления актуальна в связи с поисками кимберлитов, в том числе алмазонасных, а также с нефтегазовыми проявлениями.

Осадочная толща Средне-Мархинского района представлена вендскими, кембрийскими, ордовикскими, триасовыми, юрскими и четвертичными отложениями (Никулин, 2006). Магматические образования представлены среднепалеозойскими дайками и силлами траппов, позднепалеозойскими кимберлитами и эруптивными брекчиями базитов. Они прорывают породы венда, кембрия и ордовика и перекрываются мезозойско-кайнозойскими породами (Новиков, 2010). Непосредственно изучены верхнекембрийская и нижнеордовикская толщи.

Осветление фиксируется в красноцветных породах кембрия, а именно во вскрытой глубокими (180-600 м) скважинами верхней части мархинской свиты. Общая специальная изученность данных образований составляет более 8000 пог. м керна поискового и разведочного бурения, а также стенок карьера трубки Нюрбинская. Осветление представляет собой секущие образования различной формы и размеров белесого, светло-голубоватого или светло-зеленоватого цвета, ярко выделяющиеся на фоне красно-бурых пород (рис. 1). В Накынском кимберлитовом поле в большинстве случаев установлено два морфологических типа вторичного осветления: прожилковое и субпослойное. Они зачастую встречаются совместно, имеют идентичный минеральный и химический состав, что, позволяет говорить об их единой природе.

Не редко субпослойное осветление непосредственно продолжает прожилковое (см. рис. 1). Субпослойное осветление имеет мощность от долей сантиметра до первых метров и преимущественно наблюдается на контакте с карбонатными породами. При этом мощность под прослоями известняков или доломитов в несколько раз больше, чем над ними. Нижний контакт субпослойного осветления с первично красноцветной породой чаще постепенный и неровный.



Рисунок 1. Прожилков осветления, выполняющий плоскость микросброса-взброса, переходящий с расширением вверх в субпослойное осветление.

Наклонная скважина СР-47, глубина 333,5 м.

Прожилки осветления, как правило, субвертикальные с углами падения порядка 80° и имеют отчетливые границы. Прожилковое осветление может сопровождать нарушения со смещением, как на рис. 1, так и без смещения. Мощность таких прожилков обычно составляет от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, иногда более 10 см. В ряде случаев в осевой части прожилкового осветления фиксируются нитевидные и более крупные трещины, в плоскостях которых наблюдается тонкозернистое вещество темного цвета. По рентгенофазовому анализу в нем, кроме минералов вмещающих пород и рентгеноаморфных фаз (до 26%), часто диагностируется гипс (2-49%), иногда пироксен (4-6%) и серпентин (1-5%).

Для изучения осветления проанализировано 130 проб. Из них рентгенофазовым анализом изучено 18, рентгенофлуоресцентным – 70, высокочувствительным масс-спектрометрическим методом (ICP-MS) – 22 и 11 образцов исследовано в прозрачных шлифах. Относительно красноцветных пород в осветлении по рентгенофлуоресцентным данным установлены пониженные содержания в первую очередь железа, а также марганца, калия, титана, цинка и рубидия. Это следует связать с восстановительной глеевой обстановкой в местах осветления. Также, в осветлении относительно красноцветных пород по данным рентгенофазового анализа по некоторым пробам выявлен магнетит, пироксены, каолинит, анкерит.

Выполнены газохроматографические анализы импрегнированных газов (углеводородов, углекислого газа, воды) по красноцветным и непосредственно примыкающим к ним осветленным породам (рис. 2, табл. 1). Газохроматографический анализ проводился в лаборатории ЦНИГРИ С.Г. Кряжевым при температуре 450°C на хроматографе Agilent 6890 (США). Содержания водорода не определялись. Выявлено, что в осветлении по большинству проб повышены содержания этана, пропана, бутана, изобутана, бутилена, но не метана. При этом установлена закономерность: чем тяжелее углеводород, тем контрастнее концентрация между исходной красноцветной и осветленной породой в независимости от его типа (послойное или прожилковое).

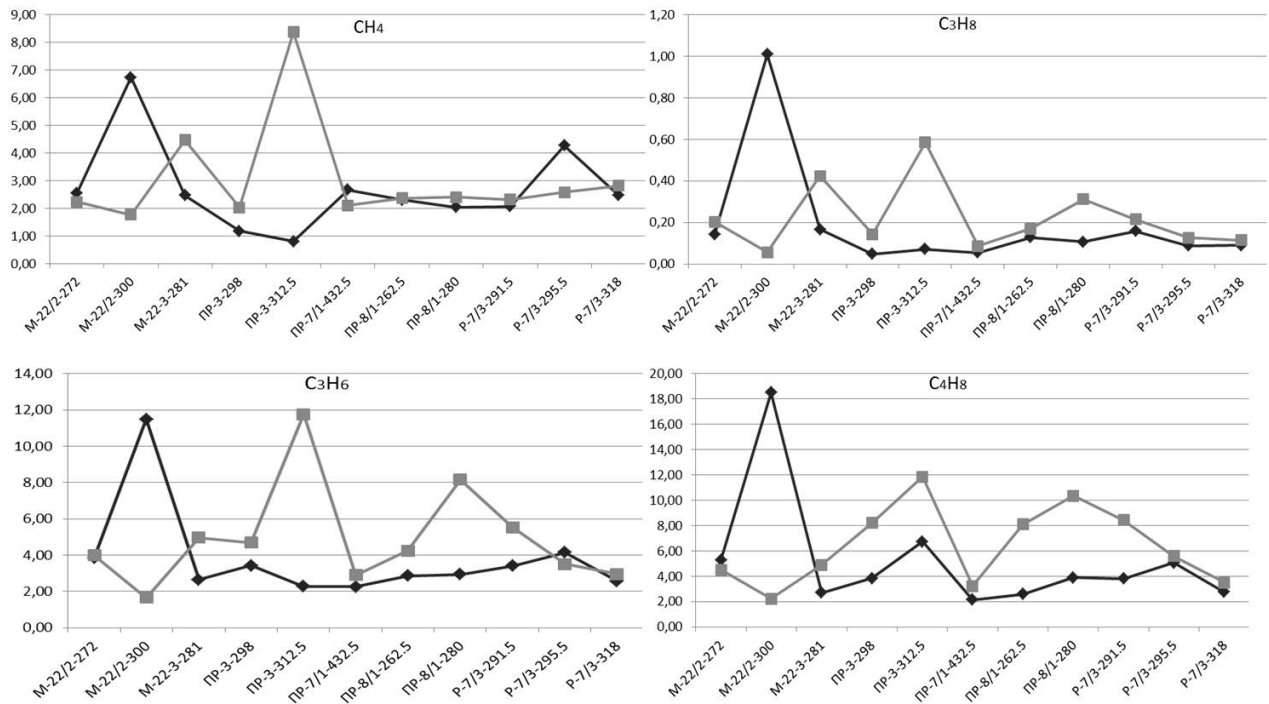


Рисунок 2. Диаграммы результатов газохроматографических анализов проб красноцветных (черная линия) и осветленных (серая линия) пород

Ось X – номер пробы; ось Y – концентрация газа, мл/кг.

В связи с установленными повышенными содержаниями импрегнированных углеводородных газов (УВ) в прожилках осветления относительно красноцветных пород кембрия интересно привести данные по распределению этих газов в карбонатных породах залегающей выше сероцветной толще ордовика. Рассчитаны средние содержания газов по 116 пробам из сероцветных карбонатных пород, 39 пробам из красноцветных алевролитов и 26 пробам из осветленных алевролитов (табл. 1).

Таблица 1. Среднее содержание газов (мл/кг).

Порода	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	C ₃ H ₆	iC ₄ H ₁₀	nC ₄ H ₁₀	C ₄ H ₈	C ₅ H ₁₂	CO ₂	H ₂ O
1	0,46	0,09	0,18	0,08	0,70	0,12	0,04	0,85	0,02	113,6	2114,8
2	2,924	0,166	1,398	0,186	3,77	0,308	0,177	5,743		178	6657
3	3,22	0,28	1,79	0,26	5,50	0,43	0,26	9,03		199,6	6738

1 – карбонатные породы олдондинской свиты; 2 – красноцветные алевролиты мархинской свиты; 3 – осветление красноцветных пород мархинской свиты.

Факты прожилкового осветления, находящегося вдоль трещин в красноцветных породах, в том числе около кимберлитов, эруптивных брекчий базитов и даек, повышенные содержания в осветленных прожилках углеводородов, вынос железа и некоторых других элементов указывает на воздействие восстановительных газов. Главным восстановителем железа, очевидно, был водород, концентрации которого установлены в высокотемпературной фракции некоторых проб нижнепалеозойских осадочных пород Накынского поля, выполненных в лаборатории ВНИИгеосистем. А непосредственно вынос железа, вероятно, связан с гидрокарбонат-ионом HCO₃, в свою очередь, образованным в результате растворения карбонатов под воздействием углекислоты. Косвенным подтверждением этого является газ CO₂, концентрация которого выше в осветленных алевролитах, чем в красноцветных (табл. 1).

Наличие распространенного послойного осветления и его пространственной связи с прожилковым, а также преимущественное присутствие субпослойного приподошвенного осветления над прикровельным пластов известняков и доломитов скорее указывают на слабые флюидоупорные свойства карбонатных пластов, а также на возможное микробальное происхождение осветления (оглеения) в катагенезе (Борисенко, 1980). В бедные органическим веществом красноцветные алевролиты могла отжиматься вода с органическим веществом,

необходимая для жизнедеятельности анаэробных бактерий, которые, в свою очередь, способствовали восстановлению и выносу железа.

Из вероятных источников эндогенного водорода для поисков кимберлитов, наиболее интересен газ, продуцируемый при серпентинизации оливина, породообразующего минерала кимберлитов.

Полученные данные о концентрациях углеводородных газов указывают на вероятное присутствие нефтегазовых скоплений в нижних горизонтах рифей-палеозойского разреза Накынского алмазоносного поля. Соответственно выявленные зоны трещиноватости в породах кембрия, выраженные прожилковым осветлением, надо рассматривать в качестве проводников высокотемпературных водорода и углеводородов.

Другими предполагаемыми источниками водорода могут быть: водород, образующийся при деструкции углеводородов под действием сверхвысокого давления и высокой температуры на контакте с кимберлитами и другими магматическими породами; мантийный водород, поступающий в приповерхностные горизонты земной коры по дегазирующим зонам глубинных разломов и рифтовым зонам (Белов, 2009); водород, образующийся в процессе диссоциации захороненных подземных вод при фреатических взрывах, происходящих в процессе быстрого внедрения флюидизированных кимберлитовых и базитовых магм.

Задачей дальнейших исследований должен быть более детальный анализ ореолов импрегнированных высокотемпературных газов в осадочных породах, вмещающих кимберлиты.

1. Белов С.В., Портнов А.М., Сывороткин В.Л., Ларин В.Н., Ларин Н.В., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Оценка перспектив выявления промышленных скоплений эндогенного водорода в литосфере. Отчет в рамках программы фундаментальных исследований Президиума РАН №14. 2009.

2. Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука. 1980. 164 с.

3. Игнатов П.А. Методы обнаружения скрытых рудоконтролирующих структур в осадочных толщах на примерах месторождений урана и алмазов // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении: XXI Междунар. научн. конф., посвящ. 100-летию академика В.И.Смирнова. Т. 1. М.: МАКС Пресс. 2010. С. 169–186.

4. Игнатов П.А., Зарипов Н.Р., Ким В., Гунин А.П. Типы осветленных красноцветных кимберлитовмещающих пород венда-кембрия Зимнебережного района Архангельской области // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2015. № 2. С. 15–21.

5. Игнатов П.А., Шмонов А.М., Новиков К.В. и др. Ореолы углекислого газа в карбонатных породах, вмещающих дайково-жильные кимберлитовые тела Накынского поля Якутии // Руды и металлы. 2014. № 3. С.39-46.

6. Ковальчук О.Е., Игнатов П.А., Кряжев С.Г. Методика локального прогнозирования кимберлитовых тел на основе комплексного исследования вторичной постмагматической минерализации кимберлитов и вмещающих пород, а также продуктов разрушения кимберлитов // Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА»: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. Материалы V полевого научно-практического семинара. Айхал, 2015. С. 96–106.

7. Никулин И.И. Литологические типы пород в структурах Накынского поля Западной Якутии // Вестник ВГУ. 2006. №2. С. 87-94.

8. Новиков К.В. Геолого-структурное моделирование при локальном прогнозе алмазоносных кимберлитов на закрытых территориях (на примере Накынского поля Якутии). Дис. ... к. геол.-мин. наук. М.: РГГРУ, 2010.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород Пуштулимского рудного района в пределах Салаирской минерагенической зоны.

Заятдинов М.Р.¹

¹ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, *mr.zayatdinov@yandex.ru*

Пуштулимский рудный район расположен в южной части Салаирской минерагенической зоны. Интерес вызывает наличие в районе вулканогенно-терригенно-карбонатных отложений печеркинской свиты, которые являются рудовмещающими в Салаирском рудном районе, в пределах которых развиты многочисленные золото-колчеданно-полиметаллические месторождения. Изучаемый рудный район представляет собой крупную вулкано-тектоническую депрессию, сложенную вулканогенно-осадочными породами нижнего кембрия и ограниченную с востока и с запада разрывными нарушениями северо-восточного направления. Кроме того, данная структура разбита субширотными разломами, которые ограничивают в ее центре вытянутый блок древних метаморфических пород рифейского возраста. Данный блок разделяет вулкано-тектоническую депрессию как бы на две части, которые соответствуют северному и южному рудным узлам. Эта структура, сложенная нижнекембрийскими породами, окружена более молодыми вулканогенно-осадочными отложениями от среднего кембрия и моложе.

В основании разреза рудовмещающих отложений залегают породы метаморфического комплекса (R_{3a}-Є_{1ab}), а перекрывают их нерасчлененные образования вулканогенно-осадочных комплексов (Є₂₋₃).

Рудовмещающие вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные породы Пуштулимского рудного района разделяются на жерловую, околожерловую, промежуточную и удаленную фации. Границы между ними четко фиксируются по литологическому и петрографическому составу. Жерловые фации представлены породами основного состава – габбро-долеритами и в меньшей степени – крупновкрапленными риодацитами; околожерловые – грубообломочными туфами андезитового и андезибазальтового состава; промежуточные – лавами андезитов, андезибазальтов, базальтов и их туфами и в резко подчиненном количестве – лавами дацитов, риодацитов и их туфами. Удаленные фации представлены алевролитами, песчаниками и их туфогенными разностями, известняками, органогенными известняками, чередующимися с туфитами, тефроидами и туфами преимущественно основного состава.

Петрохимический анализ вулканогенных пород Пуштулимского рудного района проведен на основании построений диаграмм в координатах SiO – Na₂O+K₂O, K₂O – Na₂O, CaO – FeO+Fe₂O₃ – MgO.

Из диаграммы построенной в координатах SiO – Na₂O+K₂O (рис. 1) видно, что породы основного состава соответствуют областям нормального и умеренно-щелочного ряда и представлены главным образом базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами. В меньшей степени отмечаются породы, представленные трахиандезибазальтами, ультраосновными пикробазальтами, умеренно-щелочными пикробазальтами и щелочными пикробазальтами.

Породы среднего состава в большей степени соответствуют области нормального ряда, в меньшей степени – области низкощелочного ряда, представлены андезитами и низкощелочными андезитами соответственно.

Породы кислого состава относятся в большей степени к низкощелочному ряду, представлены низкощелочными дацитами, низкощелочными риодацитами, низкощелочными риолитами и в меньшей степени – к нормальному ряду, представлены дацитами, риодацитами и риолитами.

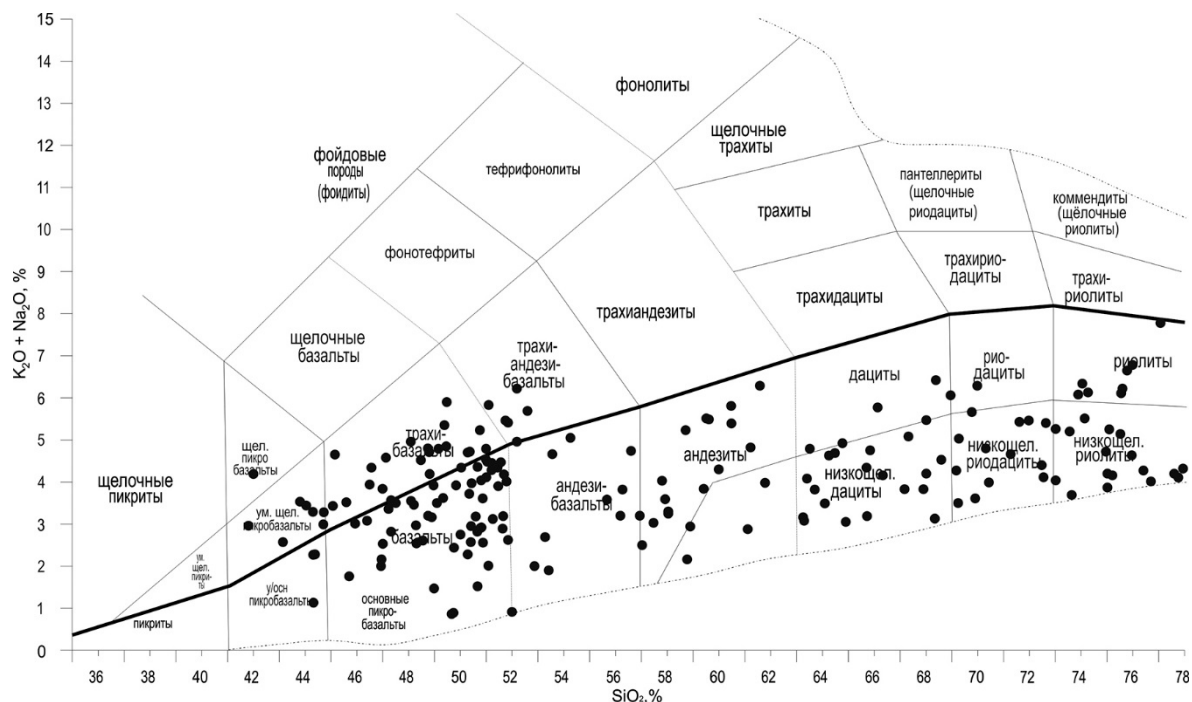


Рисунок 1. Составы вулканогенных пород в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ Пуштулимского рудного района.

Из диаграммы в координатах $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (рис. 2) следует, что вулканиды Пуштулимского рудного района характеризуются резким преобладанием Na_2O над K_2O и относятся к натриевой серии. Незначительная часть пород попадает в область калиево-натриевой серии и единичные породы попадают в область калиевой серии.

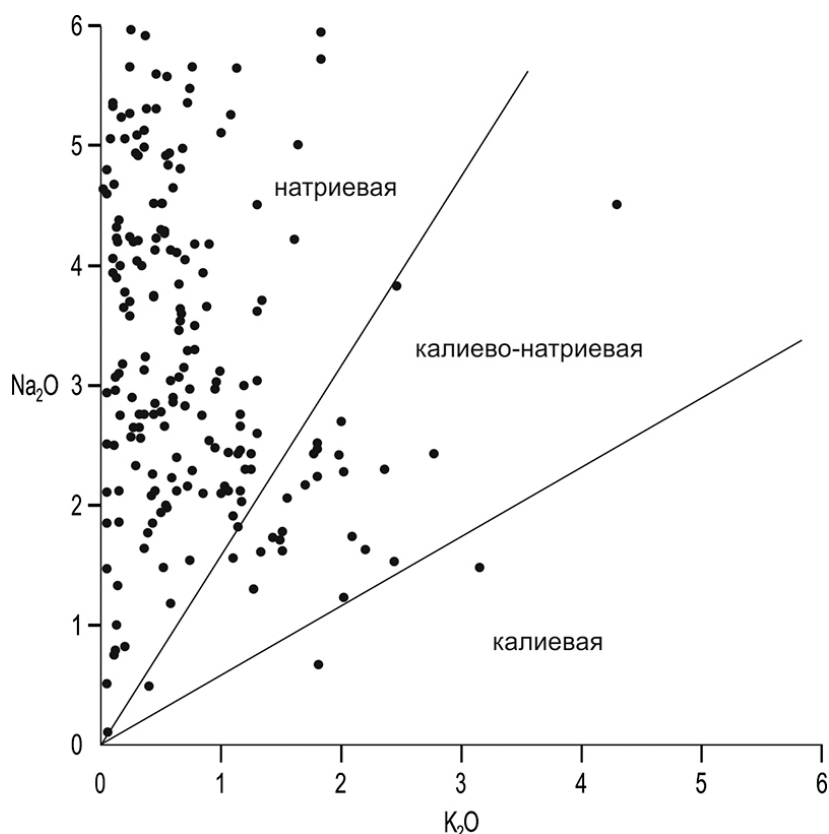


Рисунок 2. Двумерная диаграмма $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ для вулканидов Пуштулимского рудного района.

Из тройной диаграммы $\text{CaO} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ видно, что породы соответствуют четырем полям: одно с преобладанием железа и кальция (наибольшее число образцов), второе с железом и магнием, третье с кальцием и магнием, четвертое с железом.

Приведенный материал по химизму вулканогенных отложений, свидетельствует об преобладании среди них пород основного состава, кислые же породы имеют подчиненное

значение. Таким образом вулканогенные породы Пуштулимского рудного района соответствуют последовательно дифференцированной риолит-дацит-андезит-базальтовой формации, которая по составу отличается от вулканогенных рудовмещающих пород в хорошо изученном Салаирском рудном районе.

Пирит в карьерах строительных материалов полуострова Крым

Зобенько О.А.^{1,2}, Яблокова Д.А.^{1,2}

¹ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

²ФГБОУ ВПО «КамГУ им. Витуса Беринга», г. Петропавловск-Камчатский, zobenko.olesya@yandex.ru

Пирит (FeS_2) – один из самых распространенных в Природе минералов, и сульфидов в частности. Он образуется в самых разнообразных условиях и участвует, практически, во всех эндогенных и экзогенных процессах. Благодаря типоморфным особенностям пирита (морфология, химический состав, минеральные ассоциации и т.д.), фиксирующим изменения физико-химических условий среды минерало- и рудообразования, в которых он участвует, его можно использовать в качестве своеобразного минерала-индикатора. Поэтому изучение типоморфизма пирита имеет исключительно важное значение для получения информации, необходимой при проведении поисково-разведочных работ и оценке перспективности конкретных территорий (Седаева и др., 2013; Щербина, 1976).

В основу данного сообщения положены результаты изучения карбонатных отложений с сульфидной минерализацией, отобранных в карьерах строительных материалов полуострова Крым во время геологической практики.

Карьер Скалистый – один из наиболее крупных производителей строительных материалов, располагается в Бахчисарайском районе в пределах Второй гряды Крымских гор и осуществляет добычу нуммулитовых известняков эоценового возраста (лютетский ярус).

Карьер Мраморный находится в 20 км к юг-юго-востоку от республиканского центра (г. Симферополь) и служит источником мраморовидных известняков верхнеюрского возраста (титонский ярус).

Для изучения строения и химического состава пирита были использованы следующие методы: классические минералогический и минераграфический (прецизионные микроскопы Axioskop 40 и Discovery V12, Carl Zeiss), а также современные физико-химические – аналитическая сканирующая электронная микроскопия (SEM Vega 3 Tescan, ИВиС ДВО РАН, г. П.-Камчатский) и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, АСИЦ ИПТМ РАН, г. Черноголовка).

Пирит в нуммулитовых известняках карьера Скалистый встречается в виде шарообразных конкреций диаметром до 4-5 см. Они состоят из агрегатов кубического, октаэдрического, пентагон-додокаэдрического габитуса и их сростаний (рис. 1а, в, д). Известны оригинальные формы радиально-лучистого строения, так называемые «пиритовые доллары» (рис. 1б). По химическому составу пирит стехиометричен и отличается практически полным отсутствием каких-либо элементов-примесей (на уровне чувствительности анализа $n \cdot 10^{-2}$).

Лишь в нескольких зернах были обнаружены микроучастки, обогащенные мышьяком (до 1 вес. %, рис. 2а). В отдельных агрегатах установлены микровключения халькопирита (CuFeS_2), содержащего до 0,7 вес. % сурьмы и барита (BaSO_4), отличающегося неравномерным распределением стронция (до 7,2 вес. %, рис. 2б).

Пирит известняков карьера Мраморный присутствует в виде удлиненных кристаллов, образующих разнообразные сростания, напоминающие своеобразные сетчатые структуры (рис. 1г, е). Их размеры варьируют от нескольких мм до 2-3 см. Наряду с удлиненными сложной формы агрегатами встречаются отдельные кубические кристаллы. Пирит мраморизованных известняков находится в сростании с кварцем, кальцитом, доломитом и гипсом. По химическому составу имеет определенное сходство с пиритом нуммулитовых известняков Скалистого карьера, а именно – неоднородное строение за счет обогащения отдельных микрозон мышьяком (до 0,7 вес. %). Среди микровключений (размером от 5 до 20 мкм) в пирите присутствуют такие минералы, как халькопирит, барит, висмутин (Bi_2S_3), а также интерметаллиды Fe и Cr (хромферид?). Гипергенные минералы, развивающиеся по микротрещинам, представлены хлоритами, оксидами и гидроксидами железа.

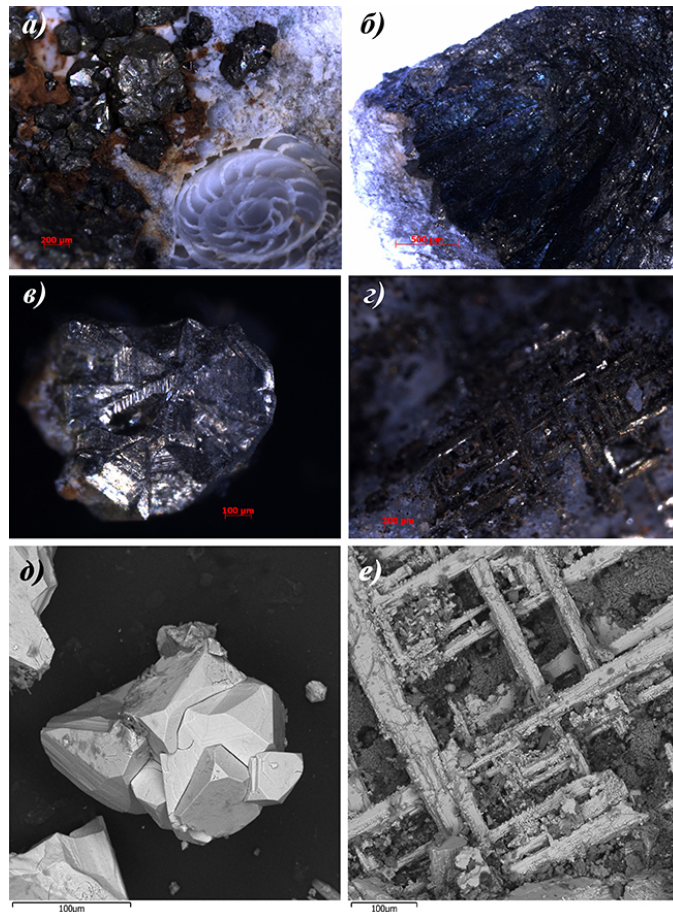


Рисунок 1. Микроструктурные особенности: а,в, д – октаэдрические и пентагон-додекаэдрические кристаллы пирита, их сложные сростания; б – радиально-лучистые агрегаты (нуммулитовые известняки, карьер Скалистый); г, е – «сетчатая» структура, обусловленная взаимно перпендикулярными сростаниями (известняки, карьер Мраморный).

Фото а-г стереомикроскоп Discovery V12 (Carl Zeiss); д, е - BSE SEM Vega 3 Tescan.

По данным масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой в пирите обнаружены следующие химические элементы: Ni (54,7 ppm), Zn (32 ppm), Se (47 ppm), Mo (1028 ppm), As (130 ppm), Cu (5,3 ppm), Sr (1,55 ppm), Sb (25 ppm), Ba (2,1 ppm), что объясняется наличием, как собственных минеральных форм (микровключения), так и микропримесей.

В целом, пирит, несмотря на различный возраст вмещающих пород, обнаруживает определенное сходство как по микроморфологии, так и своему химическому составу. Пирит преимущественно стехиометричный, при этом наблюдается химическая неоднородность по As (до 1 вес. %) за счет обогащения отдельных микроучастков. В пирите как нуммулитовых известняков, так и мраморизованных были диагностированы микровключения таких минералов, как халькопирит и барит. При этом на Скалистом карьере халькопирит неоднороден за счет обогащения сурьмой, барит – стронцием, в то время как в тех же минералах Мраморного карьера на уровне чувствительности метода каких-либо элементов-примесей обнаружено не было. Среди интересных микровключений в пирите мраморизованных известняков были обнаружены интерметаллиды Fe и Cr (хромферид?) и висмутин (Bi_2S_3).

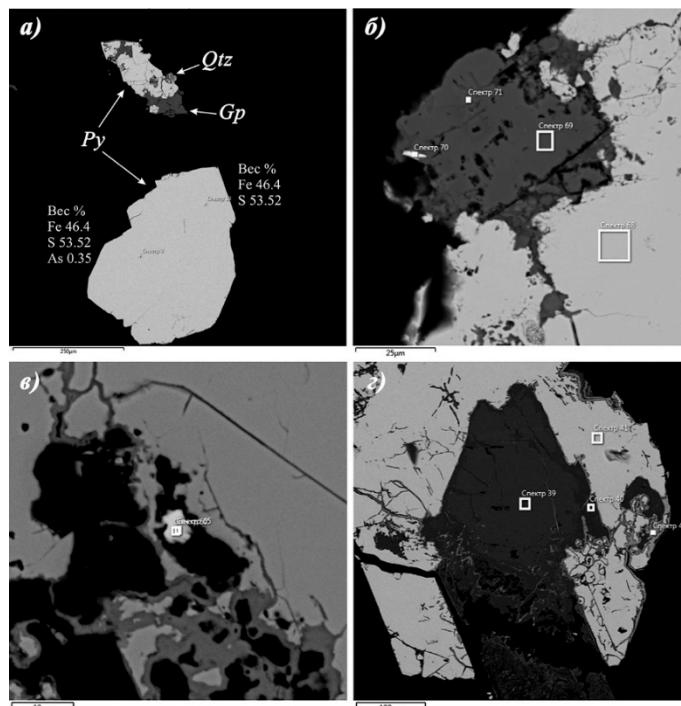


Рисунок 2. Формы выделения минералов: а – срастание зерен пирита (Py) с гипсом (Gp) и кварцем (Qtz); б – срастание пирита (спектр 68) с кальцитом (спектр 69), гипсом (спектр 71) и микровключением барита (спектр 70); в – микровключение интерметаллидов Fe и Cr (хромферид?) в пирите; г – срастание пирита (спектр 41) с кальцитом (спектр 39) и гипсом (спектр 40).

а, б – карьер Скалистый; в, г – карьер Мраморный. Фото BSE SEM Vega 3 Tescan.

1. Седаева К.М., Майорова Т.П., Устюгова К.С., Светов С.А., Филиппов В.Н. Пирит осадочных и магматических комплексов горного Крыма и его минералого-геохимическая характеристика // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2013. № 5. С. 45-56.

2. Щербина В.В. Сульфидные минералы и их геохимические индикаторы // Геохимия. 1976. № 10. С. 1451-1461.

Температурный режим формирования Тургинского интрузива редкометальных плюмазитовых гранитов в Восточном Забайкалье

Иванова А.А.¹, Сырицо Л.Ф.¹

¹СПбГУ, г. Санкт-Петербург, anna_al_ivanova@mail.ru

На территории Восточного Забайкалья широко распространены редкометальные литий-фтористые граниты. С этим типом пород обычно связана концентрация литофильных редких элементов вплоть до промышленных содержаний с образованием месторождений редких металлов. Тургинский интрузив в Восточном Забайкалье состоит из двух интрузивных комплексов пород: шахтаминского монцодиорит-гранодиорит-гранитового и кукульбейского гранит-лейкогранитового. Большую часть интрузива составляет шахтаминский комплекс, который предшествует образованию кукульбейского примерно на 25 млн лет (Сырицо, 2002). Ряд дифференциатов кукульбейского комплекса пород завершается образованием амазонитовых гранитов. Однако в сравнении с аналогичными рудоносными массивами (Этыкинский, Ачиканский, Орловский) отличительной особенностью амазонитовых гранитов Тургинского массива является их безрудность.

По совокупности признаков геологического положения, петрографии пород, химизму пород и минералов в составе кукульбейского комплекса Тургинского интрузива нами выделяются три фазы внедрения (ранняя фаза, главная фаза, амазонитовые граниты). По петрохимическому составу, содержаниям малых элементов все разновидности пород соответствуют геохимическому типу плюмазитовых редкометальных гранитов (РПГ). При этом выделенные разновидности пород в целом слабо различаются по петрохимическому составу: в ряду дифференциатов от 1 к 3 фазе прослеживается тенденция слабо контрастного уменьшения содержаний Ti, Fe, Ca и Mg. Исключение составляют изменения в соотношении Na и K, а также накопление в амазонитовых гранитах Тургинского массива кремнекислоты. В ряду прослеживается также характерное для редкометальных гранитов заметное накопление редких элементов, Li, Rb, F, в значительно меньшей степени Ta и Nb.

В то же время отличительной особенностью эволюции химизма Тургинского интрузива является нарушение типичных геохимических трендов РПГ, проявляющихся в резком возрастании на этапе формирования главной фазы специфической ассоциации редких элементов – Zr, Hf, P3Э, U, Th, то есть элементов, характерных для агпайтовых пород. Концентрация Zr существенно растёт (с 60-100 до 190-330 г/т) в главной фазе и незначительно уменьшается в амазонитовых гранитах (широкое поле составов с содержанием Zr в пределах 56-358 г/т). Редкоземельные элементы в целом повторяют поведение Zr, их суммарное содержание растёт от 182 до 337 г/т к главной фазе с уменьшением в амазонитовых редкометальных гранитах до 113 г/т.

Интерпретация указанной аномалии изменения химизма этого интрузива потребовала детализации в оценке изотопно-геохронологических характеристик дифференциатов и температур кристаллизации выделенных фаз. На основе изучения Rb-Sr изотопной системы для вала пород трех выделяемых фаз была установлена одновременность формирования этих пород. В.С. Абушкевичем была получена единая изохрона с возрастом $133,8 \pm 1,2$ Ма. Это обстоятельство послужило основанием для объединения трех разновидностей пород в единый ряд дифференциатов.

Для оценки температур кристаллизации в работе применялись следующие геотермометры:

- по степени насыщения силикатного расплава Zr (Watson, Harrison, 1983);
- по уровню концентрации Ti в цирконе – геотермометр «Ti-in-Zircon» (Ferry, 2006);
- по морфологии циркона (Pupin, 1980);
- по двуполевошпатовому геотермометру (Рябчиков, 1965).

Результаты исследований приведены в таблице 1. Анализ этих данных свидетельствует об аномальном развитии магматического процесса, формирующего Тургинский массив.

Специфической особенностью развития этого массива является скачкообразное возрастание температуры кристаллизации на этапе формирования пород главной фазы, сопровождающееся, как упоминалось выше, повышением содержания характерной ассоциации тугоплавких элементов – Zr, Hf, PЗЭ, U, Th.

Таблица 1. Температуры кристаллизации пород Тургинского, Этыкинского, Ачиканского и Орловского массивов.

Комплекс пород	Массив	Разновидность пород	Температура формирования пород, °С				
			Zr в расплаве по (Watson, Harrison, 1983), графическое определение	Zr в расплаве по (Watson, Harrison, 1983) и (Z., Salehi et al., 2014)	Zr в расплаве по (Watson, Harrison, 1983), расчет по формуле	По морфологии циркона (Pupin, 1980)	Ti в цирконе по (Ferry, 2006)
Шахтаминский комплекс		Диориты, гранодиориты, граносиениты	780-800	765-785	793	750-850	
Кукульбейский комплекс	Тургинский массив	Порфириовидные биотитовые граниты (ранняя фаза)	710-740	705-750	728	600-700	810
		Биотитовые граниты (главная фаза)	800-860	810-855	834	800-900	852
		Амазонитовые граниты	720-760	730-850	758; 791	600	754
	Этыкинский и Ачиканский массивы	Амазонитовые граниты	710-770	710-780	780		695
	Хангилайский массив	Биотитовые граниты	740	750	743		
	Орловский массив	Биотитовые граниты	730-790	730-780	755		
		Протолитионитовые граниты	695-780	700-770	743		
		Порфиробластовые граниты	630-680	630-700	663		
		Амазонитовые граниты	600-710	650-700	665	600-750	

Методика оценки температурного режима по (Watson, Harrison, 1983) подразумевает определение температур по распределению Zr между расплавом и цирконом. В рамках исследования принято допущение о равенстве содержания циркония в расплаве его концентрации в породе. Методика подразумевает как графическое (рис. 1), так и формульное определение температур кристаллизации.

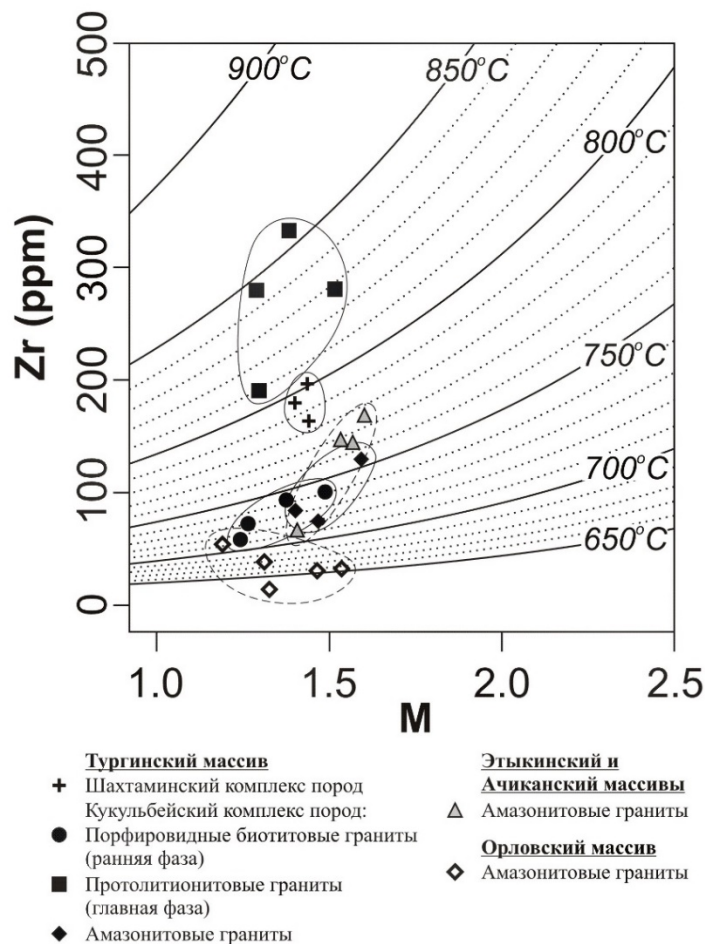


Рисунок 1. Температуры кристаллизации пород Тургинского интрузива; диаграмма в координатах Zr-M по (Watson, Harrison, 1983). $M=(Na+K+2Ca)/(Al*Si)$.

Для гранитоидов шахтаминского комплекса пород Тургинского массива установлены температуры 780-800°C. Температура кристаллизации порфиroidных биотитовых гранитов ранней фазы кукульбейского комплекса составляет 710-740°C. На этапе кристаллизации биотитовых гранитов главной фазы фиксируется аномально резкое повышение температуры до 800-860°C. Для амазонитовых гранитов Тургинского массива получены значения в широком интервале 720-760°C. Сопоставление с другими массивами редкометальных гранитов вскрыло интересную особенность. Установлено, что температуры формирования амазонитовых гранитов трех массивов – безрудного Тургинского и рудоносных Этыкинского и Орловского – существенно различаются. Максимальные значения зафиксированы для гранитов Тургинского и Этыкинского массивов. Существенно ниже температуры, определенные для амазонитовых гранитов Орловского массива, температурный режим их формирования оценивается в 600-710°C, что соответствует температурам кристаллизации этих пород по экспериментальным данным (Коваленко, 1979), которые оцениваются в $575\pm 25^\circ\text{C}$. Описанные температурные различия коррелируются с различной щелочностью рассматриваемых массивов. Тургинский и Этыкинский массивы отличаются повышенной щелочностью по сравнению с Орловским массивом. Для этих массивов характерно обилие акцессорного циркона в пределах этих массивов, в то время как в гранитах Орловского массива представлены лишь единичные зерна, а в амазонитовых гранитах циркон отсутствует.

Температурная аномалия Тургинских пород с резким скачком значений подтверждается морфологией циркона, напрямую связанной с температурой среды кристаллизации (Pupin, 1980). Анализ морфологии цирконов показал, что для шахтаминских пород Тургинского интрузива наиболее типичные температуры составляют 750-800°C, для порфиroidных биотитовых гранитов ранней фазы кукульбейского комплекса – 650°C, биотитовых гранитов главной фазы – 800-850°C, амазонитовых гранитов – 600°C. Как видно, полученные цифры очень точно совпадают со значениями, рассчитанными по методу Ватсона-Харрисона, за исключением амазонитовых гранитов, для которых получены более низкие температуры. По цирконам из протолитионитовых и порфиroidобластовых гранитов Орловского массива температурный

интервал можно оценить в 600-700°C, что также полностью совпадает с приведенными выше расчетами.

С цирконами связано также применение геотермометра «Ti в цирконе» (Ferry, 2006). Определения концентраций Ti в цирконе проводилось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН РАН, Ярославль; неопубликованные данные Е.В. Баданиной). Температуры кристаллизации пород Тургинского-Этыкинского рудного узла в целом повторяют описанную выше зависимость и фиксируют повышенные значения для биотитовых гранитов главной фазы пород кукульбейского комплекса Тургинского интрузива.

Двуполевошпатовый геотермометр в связи с сильной альбитизацией пород фиксирует очень низкие температурные значения (около 300°C), которые отвечают вторичным метасоматическим изменениям.

Исследования показали, что Тургинский массив характеризуется уникальным температурным режимом кристаллизации. Полученная картина температур кристаллизации и появление нехарактерной для плюмазитовых гранитов ассоциации элементов допускает вероятность ювенильного воздействия при формировании Тургинского интрузива. Уточнение причин описанных выше аномалий требует дальнейшей детализации в исследованиях.

1. Коваленко Н.И. Экспериментальное исследование условий образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979.

2. Рябчиков И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с.49-60.

3. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. СПб.: Изд-во С.-Петербур. Ун-та. 2002. 357 с.

4. Ferry, J.M. New thermodynamic analysis and calibration of the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers / J.M. Ferry, E.B. Watson // Geological Society of America Abstracts with Programs. 2006. V. 38. № 6. P. 243.

5. Pupin, J.P. Zircon and granite petrology // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1980. V. 73. P. 207 – 220.

6. Salehi Z., Masoudi F., Razavi M., Faramarzi N.S. Estimating of Crystallisation Temperature of Mard-Abad (Karaj) Granitic Intrusion Using Mineralogy, Geochemistry and Morphology of Zircon Crystals // Journal of Science, Islamic Republic of Iran. 2014. 25(2). P.143 – 155.

7. Watson E., B., and Harrison T., M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. 1983. 64. P. 295-304.

Флюидный режим формирования золоторудных месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто (Полярный Урал)

Иванова Ю.Н.¹, Грознова Е.О.^{1,2}

¹ИГЕМ РАН, Москва, *jnivanova@yandex.ru*

²ИЭМ РАН, г. Черногловка

Работа посвящена изучению физико-химических условий (температура, давление, состав газовой фазы, состав и концентрация растворов и т.д.) формирования золоторудных месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто, входящих в состав Новогодненского рудного поля – главного в пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного района (Ямало-Ненецкий автономный округ).

Тоупугол-Ханмейшорский рудный район, площадью около 130 км², представляет собой крупную асимметричную вулкано-тектоническую депрессию. Он локализован в северо-восточном окончании Малоуральского вулкано-плутонического пояса (ВПП), входящего в состав Тагильской зоны, где он граничит с Харбейским кристаллическим выступом (Беневольский и др., 2004; Андреев, 2006; Кениг, Бутаков, 2012). Рудный район представляет собой структуру длительного развития, располагающуюся в области пересечения региональных зон тектонических нарушений ВСВ и ССЗ направлений.

На территории рудного района известно золото-железо-скарновое месторождение Новогоднее-Монто, расположенное в 2 км к ЗСЗ от золото-порфирового месторождения Петропавловское, и ряд рудопроявлений золото-железо-скарнового и золото-кварцевого/порфирового типов.

Площадь района сложена разнообразными вулканогенно-осадочными породами базальт-андезито-базальтовой формации, характеризующимися переслаиванием обломочных вулканогенно-осадочных пород алевропелитовой, песчанистой и гравийной размерности с потоками базальтов и андези-базальтов. Эти породы прорываются образованиями собского, конгорского и малоханмейского интрузивных комплексов (Прямоносов и др., 2004; Зылева и др., 2014).

Гидротермально-метасоматические изменения на исследуемой территории представлены довольно широко в виде зон скарнирования, березитизации, окварцевания, альбитизации, пропилитизации. К многочисленным зонам кварц-серицитовых метасоматитов с березитами и к скарно-магнетитовым телам приурочена золоторудная минерализация, а также другие рудопроявления (Зылева и др., 2014).

Микротермометрические исследования ФВ в минералах проводились в ИГЕМ РАН (аналитик Грознова Е.О.) на термокриокамере THMSG-600 «Linkam» (Великобритания) с использованием высокоразрешающего длиннофокусного объектива 80x «Olympus» (Япония). Исследования проводились в интервале температур от –196 до +600°C, точность измерений 0.2°C в интервале температур от +60 до –60°C и от 1.5 до 2°C за пределами этого интервала. Температуры гомогенизации ($T_{\text{гом.}}$) двухфазных включений определялись по точке перехода газа в раствор; они соответствуют минимальной температуре минералообразования. Состав флюидов изучался методом криометрии. По температуре плавления эвтектики определялся солевой состав растворов. Было принято, что $T_{\text{эвт.}}$ от –21.2 до –33.6°C соответствует растворам Na-хлоридного состава. По температуре плавления льда и температуре плавления газогидратов CO₂ рассчитывалась их концентрация в мас. %-экв. NaCl. Давление было рассчитано для сингенетичные включений углекислотного и водно-солевого состава (Калюжный, 1982). При расчетах использовалась компьютерная программа «FLINKOR».

Всего было изучено 92 пластинки (54 – Петропавловское, 20 – Новогоднее-Монто). В большинстве образцов жильного кварца ФВ отсутствуют; они были обнаружены только в 9 (3 – ПП, 6 – НМ) образцах: в прожилках кварц-пирит-халькопирит-карбонатно-магнетитового состава и в карбонате (1 образец, НМ); скудность ФВ характерна для минералов метасоматического происхождения (Метасоматизм..., 1998).

Месторождение Новогоднее-Монто. Большинство изученных первичных ФВ – двухфазные (газ и раствор). Лишь в одном образце обнаружены трехфазные (газ, раствор и жидкая CO_2 , обр. НМ 46) и сингенетичные с ними однофазные ФВ, существенно газовые, иногда с тонкой каймой раствора. Размер включений от 10–15 мкм до 20–35 мкм. Все изученные минеральные ассоциации были образованы Na-хлоридными растворами.

ФВ в карбонате I рудной стадии при умеренной температуре (186–210°C) захватили соленые растворы (10.5–13.9 мас.%–экв. NaCl).

Флюиды во II рудной стадии являются наиболее разнообразными. Концентрация солей в этих растворах несколько ниже, чем в предыдущую стадию: от 3.4 до 13.3 мас.%–экв. NaCl, а температуры гомогенизации варьируют от 210 до 315°C. В трехфазных ФВ в кварце (обр. НМ 46) при охлаждении часто наблюдалось двойное замерзание флюида, свидетельствующее о кристаллизации газогидрата CO_2 , поэтому соленость определялась по температурам плавления газогидрата. Плавление углекислоты наблюдается практически во всех включениях этого образца в интервале от –59.0 до –60.3°C. Эти температуры несколько ниже температуры плавления чистой CO_2 (–56.6°C), что указывает на небольшие содержания примесей других газов. Углекислота гомогенизируется в жидкую фазу при $T_{\text{гом}}\text{CO}_2 = 18\text{--}20.3^\circ\text{C}$. Концентрация флюида составляет от 10 до 11 мас.%–экв. NaCl ($T_{\text{пл.газг.}} = 3.6\text{--}4.4^\circ\text{C}$). Общий интервал температур полной гомогенизации ФВ этих типов составляет 288–304°C. При охлаждении всех существенно газовых ФВ происходила гетерогенизация законсервированного в них флюида, указывающая, что они заполнены высокоплотной жидкой CO_2 . Углекислота плавилась при температуре от –59.2 до –60°C и гомогенизировалась в жидкую фазу при температурах от 18 до 19.6°C. Водно-солевые и углекислотные ФВ являются сингенетичными, что позволяет рассчитать давление. Расчеты проводились для CO_2 , так как согласно диаграммам (Kerkhov, Thiery, 1994) доля примесей в составе газов (рассматривался CH_4) не превышала 2 мол.% и парциальное давление газа-примеси незначительно. При отложении данной ассоциации в минералообразующей системе присутствовала в основном высокоплотная CO_2 и давление составляло 675–902 бар, что соответствует глубинам порядка 1.5–2 км.

В кварце III рудной стадии обнаружены только двухфазные ФВ. Растворы флюидных включений обладают наиболее низкими температурами (160–180°C) и концентрациями (3.6–5 мас.% – экв. NaCl).

В работе (Soloviev et al., 2013) были изучены ФВ в кварце (8 обр.) и карбонате (1 обр.) из образцов месторождения Новогоднее-Монто. Авторами были выделены многофазные и двухфазные первичные включения неправильной формы размером 5–20 мкм. $T_{\text{гом}}$ варьировалась от 380 до 100°C. Изученные минеральные ассоциации были образованы в основном Na, K-хлоридными растворами. Концентрация флюида варьировалась в широком диапазоне от 9 до 23 мас.%–экв. NaCl. Отдельно изучались ФВ в позднем кварце, связанным с золото-теллуридной минерализацией, где включения в основном были трехфазные, $T_{\text{гом}} = 165\text{--}100^\circ\text{C}$, флюид имел высокую соленость от 22.4 до 26 мас.%–экв. NaCl. Таким образом, результаты, полученные (Soloviev et al., 2013), и наши данные не противоречат и дополняют друг друга.

Месторождение Петропавловское. Были изучены первичные ФВ в кварце образцов ПП 1244/192, ПП 110-16 и ПП 40/75. Все ФВ – двухфазные, содержащие газ и раствор. Растворы ФВ имеют Na-хлоридный состав и узкий диапазон концентрации солей (7.9–11.6 мас.%–экв. NaCl), $T_{\text{гом}}$ варьируется от 180 до 260°C. В кварце из образца ПП 40/75 обнаруженные ФВ очень мелкие (менее 10 мкм), поэтому фазовых переходов при замерзании и оттаивании не наблюдалось, удалось определить только температуры гомогенизации.

В общем, по результатам изучения ФВ на двух месторождениях установлены средне- и низкотемпературные значения: на месторождении Новогоднее-Монто $T_{\text{гом}} = 160\text{--}380^\circ\text{C}$; на месторождении Петропавловское, по единичным данным, $T_{\text{гом}} = 180\text{--}260^\circ\text{C}$. При этом гидротермальные руды месторождения Новогоднее-Монто начали формироваться при более высоких температурах (>380°C), чем руды месторождения Петропавловское (260°C) (рис. 1).

Между температурой гомогенизации и соленостью флюида для месторождения Новогоднее-Монто корреляция не наблюдается (коэффициент корреляции 0.2), возможно, это связано с процессом смешения флюидов разной природы. Тогда как для месторождения Петропавловское между этими параметрами существует прямая связь ($r = 0.5$).

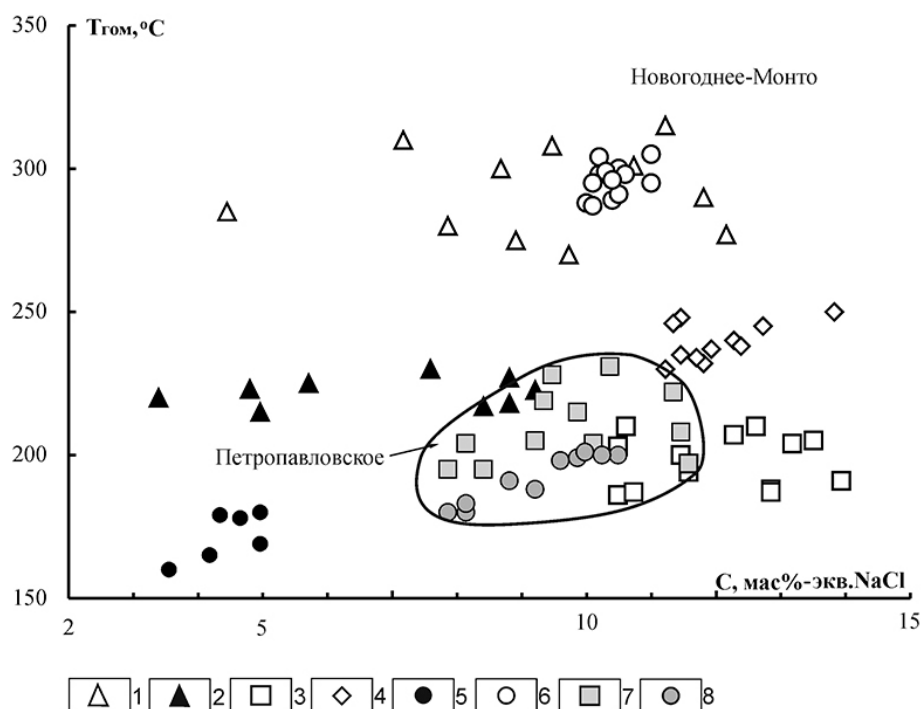


Рисунок 1. Диаграмма «температура–концентрация» для рудообразующего флюида месторождений Новогоднее-Монто и Петропавловское. Данные по включениям для разных образцов.

Условные обозначения: 1 – обр. НМ 20, 2 – обр. НМ 31 в, 3 – обр. НМ 14, 4 – обр. НМ 61, 5 – обр. НМ 40, 6 – обр. НМ 46, 7 – обр. ПП 1244/192.8 – обр. ПП 110-16.

Между температурой гомогенизаций и температурой эвтектики для обоих объектов существует связь: для месторождения Новогоднее-Монто – обратная ($r = -0.3$) (рис. 2а), а для месторождения Петропавловское – прямая ($r = 0.5$) (рис. 2б).

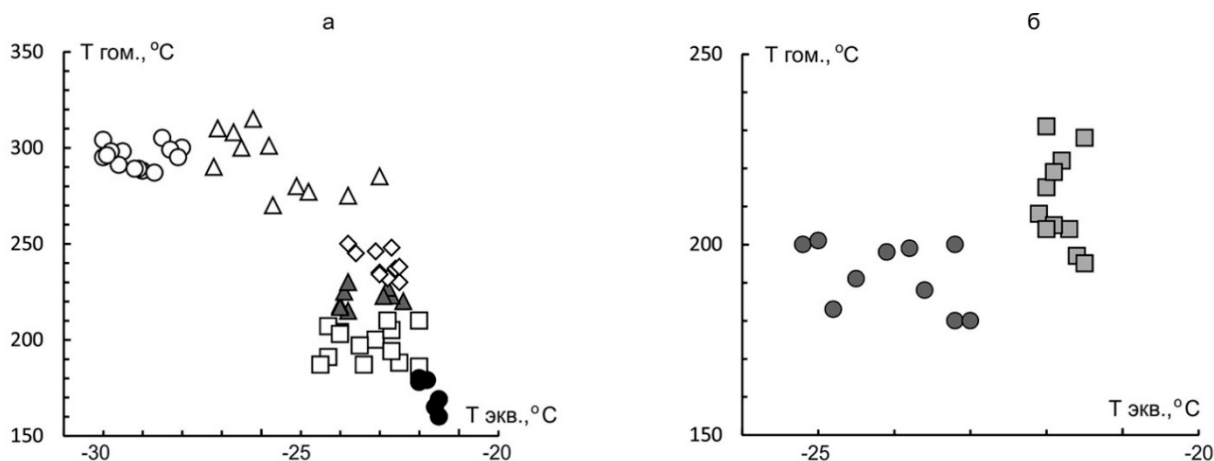


Рисунок 2. Диаграммы вариации температур эвтектики и гомогенизации растворов по результатам изучения ФВ в минералах месторождений Новогоднее-Монто (а) и Петропавловское (б)ю

Условные обозначения см. рисунок 1.

Таким образом, формирование золото-сульфидных ассоциаций на изученных месторождениях происходило в температурном интервале от 380 до 186°C (Новогоднее-Монто) и от 260 до 180°C (Петропавловское). Для обоих объектов наблюдается закономерное снижение температур по мере развития процесса минералообразования и одновременное уменьшение концентрации солей во флюиде. Параметры и состав золотообразующих флюидов месторождений, возможно, были близки. Глубина формирования объектов может быть оценена примерно в 1.5–2 км.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФ №14-17-00693.

1. Kerkhof A.M., Thiery T., Dubessy A. V-X modeling of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions (T<31°C, P<400 bars) // *European Journal of Mineralogy*. 1994. V. 6. P. 773–781.
2. Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural, Russia // *Mineralium Deposita*. 2013. V. 48. № 5. P. 603–627.
3. Андреев А.В. Геологическое строение, условия локализации и закономерности формирования золотых руд месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал) // *Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России: Матер. XIV молод. науч. конф.* – Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2006. С. 7–9.
4. Беневольский Б.И., Волчков А.Г., Процкий А.Г. Перспективы создания рудной сырьевой базы золотодобывающей промышленности в Полярноуральском регионе // *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*. 2004. № 2. С. 10–15.
5. Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
6. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 189 с.
7. Кениг В.В., Бутаков К.В. Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и Петропавловское – новый золоторудный район на Полярном Урале // *Разведка и охрана недр*. 2013. № 11. С. 22–24.
8. Метасоматизм и метасоматические породы // Под ред. Жарикова В.А., Русинова В.Л. М.: Научный мир, 1998. 442 с.
9. Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Объяснительная записка. Салехард: Комитет природных ресурсов по Ямало-Ненецкому автономному округу. 2001. 231 с.

Геохимические особенности первичных ореолов рассеяния участка Фронт прогнозируемого Берентальского рудного поля Лео- Мякитского рудного узла (Магаданская область)

Ивасенко Р.Н.^{1,2}, Шерстобитов П.А.², Алевская Н.А.²

¹Южный Федеральный Университет, г. Ростов-на-Дону, i_ruslan91@mail.ru,

²ООО «Золотодобывающая корпорация», г. Магадан, pavshers@yandex.ru, alnatalya@mail.ru

Геохимические особенности первичных ореолов рассеяния прогнозируемого Берентальского рудного поля, выявленные в ходе поисковых работ, отражают сложную структуру аномальных геохимических полей, в целом типичную для структур Буюдино-Балыгычанского поднятия Яно-Колымской складчатой области, и в определенной мере отражают специфику рудотранспортирующих и рудоотлагающих систем.

Рассматриваемый участок Фронт расположен в северо-западном окончании Мякит-Хурчанской антиклинали Буюдино-Балыгычанского поднятия и сложен нижнетриасовыми терригенными отложениями халарской толщи, вмещающими позднеюрский Мякитский гранитоидный массив (Берентальский шток), сложенный среднезернистыми биотитовыми гранитами басугуньинского комплекса. Южный контакт штока полого погружается на юг, о чем свидетельствует широкое поле роговиков и многочисленные тела гранит-порфиров и порфировидных гранитов, отходящие от массива в южном направлении.

Рудные тела представлены силлами окварцованных грейзенизированных и березитизированных гранит-порфиров массивной или полосчатой текстуры с арсенопирит-пирит-кварцевым, арсенопирит-сфалерит-кварцевым прожилкованием (Шерстобитов 2015; Горячев, 2003) Мощность силлов по результатам бурения до 40 м, однако, мощность зон минерализации в них не превышают 10 м.

Первичные ореолы рассеяния участка Фронт прогнозируемого Берентальского рудного поля изучались в ходе поисковых работ на рудное золото, проводимых ООО «Золотодобывающая корпорация». Геохимические пробы отбирались сплошным опробованием по керну скважин и полотну канав и анализировались спектральным полуколичественным способом по методике ARC-AES. Суммарно было отобрано и проанализировано 1319 проб на 23 элемента.

Содержания золота в геохимических пробах рудопроявления Фронт колеблются в интервале от <0,002-43,2 г/т. Медианное содержание золота на участке – 0,001 г/т. Ореолы золота выделялись с минимально-аномального уровня 0,011 г/т. Коэффициенты концентрации и вариации самые высокие по всей выборке элементов – 135,8 и 1198% соответственно, что указывает на наличие контрастных рудных тел с высокими содержаниями. Согласно Инструкции (Беус, 1975) выделено 4 аномально-геохимических поля (АГП) золота с изоконцентратой 0,011 г/т. АГП-1 выявлено в пределах рудной зоны №1 в центральной части рудопроявления, в плане вытянуто с севера на юг и приурочено к разломам субмеридионального (северо-восточного) простирания. На глубину АГП резко затухает и приурочено главным образом к силам прожилкованных и березитизированных гранит-порфиров. На глубину, во вмещающих роговиках и прорывающих их гранитах, поле не проявлено. АГП-2 также выделяется в пределах осевой части рудной зоны №1, южнее АГП-1. Оно имеет весьма контрастный характер (до 2,95 г/т). АГП-3 весьма слабоконтрастное (максимальное содержание Au – 0,03 г/т), приурочено оно к березитизированному силлу гранит-порфиров с кварцевыми прожилками в западной части участка. В разрезе поле также слабоконтрастное и не выходит за вертикальную мощность силла. АГП-4 выявлено в процессе геохимического опробования канавы 513. Максимальное содержание золота – 0,1 г/т, приурочено к зонам дробления и прожилковой минерализации березитизированных гранит-порфиров. По пространственному взаимоотношению с полями других элементов для золота устанавливается совмещение с ореолами висмута, мышьяка, олова, кадмия, свинца, цинка.

Для выявления парагенетической связи геохимического поля золота с полями других элементов были использованы корреляционный (по методу Уорда), кластерный (по алгоритмам k-means и forel), факторный (по методу главных компонент) анализы.

Классификация выполнена с использованием программного обеспечения АННА (Санкт-Петербург, Фонд алгоритмов и программ рудной геофизики, версия от 29.9.1992). После выполнения классификации, путем подбора оптимального количества классов и их заселенности был выбран вариант устойчивой классификации на 10 классов (табл. 1).

Таблица 1. Средние содержания элементов (г/т) в классах неиерархической классификации

	k11	k12	k13	k14	k15	k16	k17	k18	k19	k110
Кол-во проб	786	134	117	131	89	40	9	9	2	2
Ag	0,17	0,67	0,28	0,33	0,27	0,51	0,58	3,49	1,02	1,14
As	12,3	3252,	35,81	430,0	35,18	1388,	2453,	9104,	411,3	139,6
B	23,1	31,86	72,62	17,75	96,48	25,10	21,46	18,80	36,25	88,98
Bi	0,43	3,73	1,08	0,64	0,91	1,88	6,81	68,95	1,54	0,59
Cd	1,33	1,49	1,47	1,18	1,26	2,00	7,99	29,62	4,21	1,00
Co	3,14	1,28	8,52	1,41	11,62	1,73	2,68	4,60	12,25	13,27
Cr	156,	286,8	179,6	186,1	156,3	243,2	328,7	335,7	163,1	70,82
Cu	14,1	21,98	52,20	12,05	69,61	18,48	22,94	31,66	61,25	46,37
Ge	1,65	1,68	2,18	1,56	2,41	1,54	1,85	1,26	2,45	1,41
Li	42,8	34,35	47,85	34,64	44,99	36,33	41,74	45,23	61,02	48,00
Mn	209,	248,0	236,3	208,0	266,0	208,0	216,6	262,7	200,0	1284,
Mo	3,73	5,85	5,71	4,04	5,08	5,31	5,82	8,64	4,73	2,69
Ni	15,7	14,16	32,24	11,41	40,96	15,30	24,38	36,87	37,35	37,88
P	119,	63,33	743,2	60,50	2281,	60,09	65,40	142,4	524,4	779,9
Pb	27,8	101,5	26,54	68,48	38,11	69,74	74,19	177,3	27,96	140,7
Sb	0,88	0,42	0,36	1,14	0,42	0,68	0,65	0,74	0,39	4,35
Sn	5,58	27,06	4,27	15,87	3,40	21,89	31,47	28,60	34,07	3,46
V	27,2	13,42	129,2	8,56	151,6	10,44	10,36	13,38	130,0	107,8
W	1,21	4,15	2,24	2,43	2,24	4,60	8,87	6,28	8,52	4,34
Zn	47,2	79,71	150,0	37,52	199,9	71,48	727,5	3807,	502,7	149,6
Au	0,00	0,014	0,001	0,004	0,001	0,015	0,212	6,917	0,005	0,001

Учитывая схожесть привноса классов 2, 4 и 6 допустимо будет объединить их в одну группу. Приурочены пробы этих классов к повсеместно закартированным областям развития березитизированных гранит-порфиров (рис. 1), причем в областях интенсивной березитизации. По видимому, классы 2+6 и 4 отражают общий характер привноса элементов, проявившийся на стадии позднего щелочного метасоматоза. По характеру корреляционных связей золото образует уверенную пару с висмутом, олово – с вольфрамом, однако между собой эти пары коррелируют весьма слабо.

Схожей природой геохимического привноса элементов (однако, более контрастным) обладают и пробы классов 7+8. Учитывая малую заселенность этих классов (по 9 проб в каждом классе) и высокие показатели коэффициента корреляции между классами (K_r 0,99) целесообразнее изначально рассматривать их как одну группу классов. Приурочены пробы этих классов исключительно в приповерхностной части выходов силлов гранит-порфиров. Примечательно, что именно в этих областях отмечается интенсивное кварцевое, сульфидно-кварцевое жилькование, тектоническая проработка и максимальные содержания золота по данным пробирного анализа (до 3.29 г/т на мощность 24.5 м). Также учитывая, что по данным химико-спектрального анализа среднее содержание золота в классах 7+8 около 3,5 г/т, вполне

закономерно предположить, что именно этот класс является геохимической ассоциацией рудных тел. В свете этого предположения оруденение участка Фронт характеризуется привносом золота, мышьяка, висмута и цинка. Эти элементы имеют сильные корреляционные связи друг с другом (рис. 1). При сравнении групп классов 2+6 и 7+8 отмечается, что обе группы классов имеют редкометальные черты. Однако, привнос одних элементов в классе 7+8 по сравнению с привносом в классе 2+6 увеличился в разы (As-в 3 раза, Bi – в 13 раз, золото – почти в 250 раз), а привнос олова, вольфрама, молибдена, меди практически не изменился.

Таблица 2. Геохимические ряды привноса элементов (относительно медианы элемента) в классах неиерархической классификации

Класс	Геохимический ряд
1	Co1,6, V1,4, Cd1,3, Sb1,1, Li1,1, Mn1,1
2	As125,1, Au7,1, Bi6,2, Sn4,5, Pb3,5, W2,4, Ag2,2, Cr1,6, Cd1,5, Mo1,4, Zn1,3, Mn1,2, Cu1,2, B1,1
3	V6,8, P6,2, Co4,3, Cu2,8, B2,6, Zn2,4, Ni1,9, Bi1,8, Cd1,5, As1,4, Mo1,4, W1,3, Mn1,2, Li1,2, Ge1,1
4	As16,5, Sn2,6, Pb2,4, Au2,1, W1,4, Sb1,4, Cd1,2, Ag1,1, Bi1,1
5	P19,0, V8,0, Co5,8, Cu3,7, B3,5, Zn3,2, Ni2,4, Bi1,5, As1,4, Mn1,3, W1,3, Pb1,3, Cd1,3, Mo1,2, Ge1,2, Li1,1
6	As53,4, Au7,4, Sn3,7, Bi3,1, W2,7, Pb2,4, Cd2,0, Ag1,7, Cr1,4, Hg1,3, Mo1,3, Zn1,1
7	Au106,2, As94,4, Zn11,6, Bi11,4, Cd8,0, Sn5,2, W5,2, Pb2,6, Ag1,9, Cr1,8, Ni1,4, Mo1,4, Co1,3, Cu1,2, Mn1,1,
8	Au3458,3, As350,2, Bi114,9, Zn60,4, Cd29,6, Ag11,6, Pb6,1, Sn4,8, W3,7, Co2,3, Ni2,2, Mo2,1, Cr1,9, Cu1,7
9	As15,8, Zn8,0, V6,8, Co6,1, Sn5,7, W5,0, P4,4, Cd4,2, Ag3,4, Cu3,2, Bi2,6, Au2,3, Ni2,2, Li1,5, B1,3, Ge1,2
10	Co6,6, P6,5, Mn6,4, V5,7, Sb5,4, As5,4, Pb4,9, Ag3,8, B3,2, W2,6, Cu2,4, Zn2,4, Ni2,2, Li1,2,

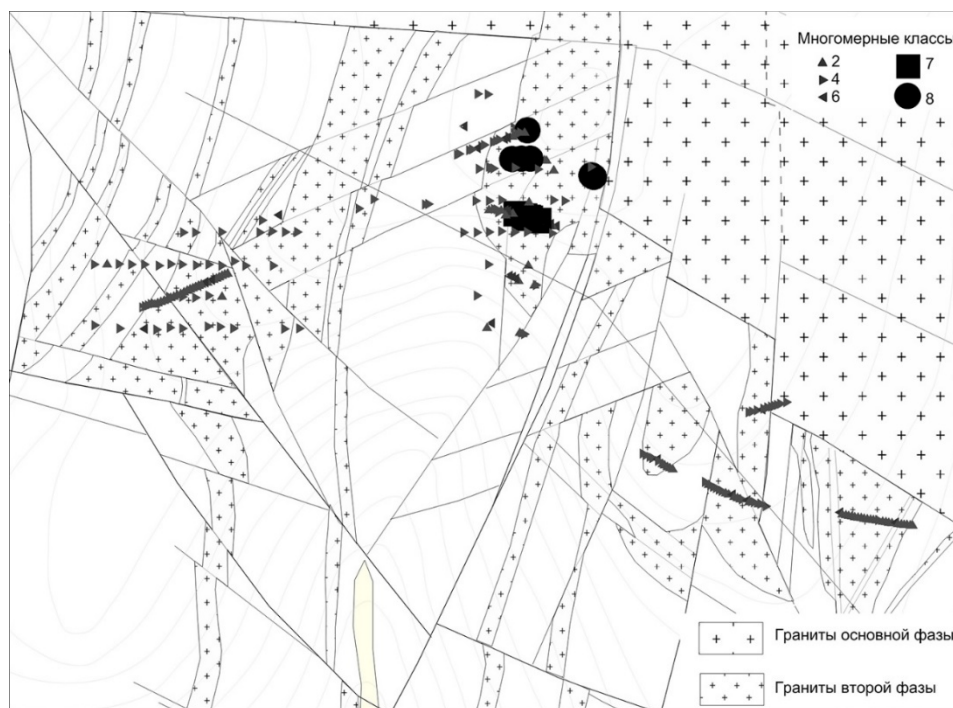


Рисунок 1. Разноска многомерных классов.

Факторный анализ проводился по методу главных компонент с помощью ПО «Statistica 6.0». Изначально было условно задано количество выделяемых программой факторов. Результаты анализа приведены в таблице 3.

Таблице 3. Результаты факторного анализа

	Ag	As	Bi	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	P	Pb	Sb	Sn	V	W	Zn	Au
f1	0,0	-0,3	-0,1	0,9	-0,4	0,9	0,2	0,9	0,7	0,0	0,0	-0,3	0,9	-0,1	0,0	-0,1
f2	0,8	0,8	0,8	0,0	0,4	0,2	0,4	0,2	0,0	0,2	0,0	0,5	0,0	0,5	0,8	0,7
f3	0,1	0,2	-0,1	-0,1	0,4	0,1	0,3	0,0	0,1	0,2	0,0	0,6	0,0	0,5	-0,5	-0,4

Первый фактор, определяемый распределением элементов группы железа, отражает геохимические особенности вмещающих пород - ороговикованных, окварцованных, сульфидизированных алевролитов. Области высоких нагрузок фактора 2 приходятся на зоны развития березитов (рис. 2), главным образом в центральной и восточной части участка. Высокие нагрузки Bi, Sn, W, Mo (а так же Ag, Zn, As, Au) отражают рудную, предположительно редкометальную, природу этого фактора и весьма близок к группе классов 4+2. Примечателен весьма значительный вес золота в этом факторе, причем в пробах с высокими (>2) нагрузками этого фактора содержание золота в среднем составляет 8 (!) г/т, в пробах со средними нагрузками (<2 - >1) – 0.22 г/т. В разрезе фактор ведет себя весьма закономерно, значимые нагрузки отмечаются только в пределах силла гранит-порфиров.

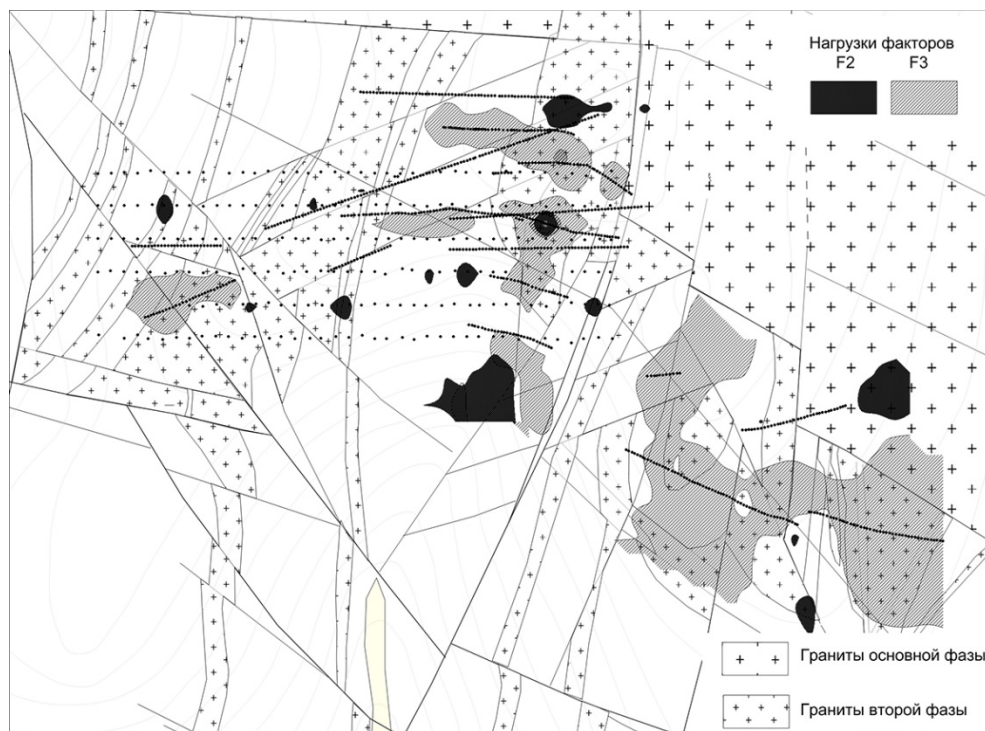


Рисунок 2. Разноска нагрузок факторов в пробах.

Фактор 3 определяется нагрузками, с одной стороны W, Sn, As, Cr, с другой – Au, Zn. Максимум нагрузок этого фактора приходится на осевую часть рудопроявления Фронт, локализованного в пределах разлома северо-восточного простирания и на плане совмещается с областями распространения классов 7+8. По характеристикам нагрузок фактора 3 для каждой пробы было выявлено, что максимумы отрицательных нагрузок приходятся на пробы с содержанием золота 3-42 г/т, в этих же пробах отмечается весьма незначительное (околофоновое) содержание висмута и мышьяка. В целом фактор 3 отражает особенности второй золоторудной ассоциации нередкометальной природы, пространственно связанной с зоной тектонической проработки разлома в центральной части участка.

Таким образом, в пределах участка Фронт по результатам геохимических исследований можно выделить две золоторудные ассоциации, принципиально отличающиеся по характеру привноса, пространственной локализации, и, как следствие, взаимоотношением с геологическими структурами. Так, классы 4+6, а так же соответствующий ей фактор 2 характеризуется как золото-редкометальная ассоциация с привносом Bi, W, Sn, Zn, Pb, Sb, Mo, Au, пространственно (и генетически?) связанная с телами березитизированных гранит-порфиров второй фазы внедрения. Классы 7+8 и близкий к ним по природе фактор 3 характеризуется как ассоциация золото-цинковой природы, локализованной исключительно в зоне влияния разлома руч. Фронт. Стоит отметить, что последняя ассоциация обладает гораздо большей

продуктивностью и в целом может быть выделена в качестве геохимического поискового признака для такого типа оруденений

1. Беус А.А. Григорян С.В. Геохимические методы поиска и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М. Недра. 1975. С. 91-92.
2. Горячев Н. А., Савва Н. Е., Егоров В. Н. Золото-редкометальное оруденение Малтан-Мякитско-Хурчанского междуречья. СВКНИИ ДВО РАН. Магадан. 2003.
3. Шерстобитов П.А., Роднов Ю.Н., Хасанов И.М. и др. Отчет о результатах поисковых работ, выполненных в 2011-2015 гг. в пределах Мякитской перспективной площади (Магаданская область). Магадан. 2015. МФ ФБУ ТФГИ по ДВФО.

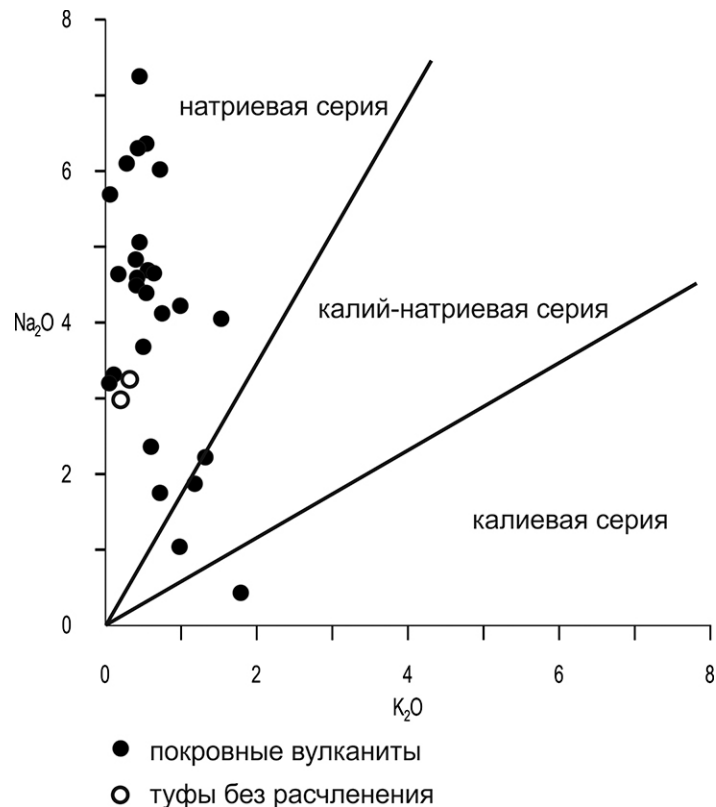


Рисунок 2. Двумерная диаграмма (Na₂O-K₂O) для вулканитов Салаирского рудного района.

Салаирское рудное поле включает в себя месторождения Кварцитовая Сопка, Первомайское, Первый, Второй, Третий рудник, Спорное, Александровское и Слепое, хотя это выделение несколько условно. Рудные тела отдельных месторождений тесно связаны между собой пространственно и структурно, а иногда на глубоких горизонтах сливаются в единые. Выделение этих рудных залежей как самостоятельных месторождений, объясняется только историческими причинами. (Дистанов, 1977). Они приурочены к палеовпадине, выполненной вулканогенно-осадочными образованиями вулканогенно-терригенной базальт-риолитовой субформации (рудовмещающая), элементы залегания которых были изменены тектоническими процессами от субгоризонтальных до крутопадающих западных, юго-западных в среднем под углом 60°. Размер палеовпадины 4 × 1,5 км с увеличением мощности в центральном сечении. Вулканогенные породы подразделяются на породы жерловых, околожерловых, промежуточных и удаленных фаций. Отложения жерловой фации представлены крупновкрапленными субвулканическими и экструзивными риолитами и риодацитами, расположенными в центральной части палеовпадины, выше и ниже которых залегают покровные лавы кислого, основного (в меньшей степени) состава и их туфы, отвечающие околожерловой и промежуточной фации. На периферии рудного поля в лежачем боку развиты породы промежуточной и удаленной фаций, которые представлены преимущественно осадочными отложениями: алевролитами, песчаниками, туффитами, известняками, часто чередующимися с мелкообломочными туфами кислого и основного составов, туфоалевролитами, туфопесчаниками. Вулканогенно-осадочная толща прорывается небольшими силлами и дайками габбро-долеритов и долеритов.

Подстилающая и расположенная в одном латеральном ряду рифогенно-карбонатная субформация, отвечающая гавриловской свите сложена массивными археоциатовыми известняками, (Асташкин, 1972) которые образовывали первые в истории настоящие рифовые постройки в ранне-кембрийское время. В верхней части разреза для рассматриваемой толщи характерно преобладание туфогенно-терригенного материала в виде прослоев известково-глинисто-хлоритовых сланцев, песчаников, туффитов, туфов кислого и основного состава и туфоконгломератов. Наличие вулканитов в кровле свиты свидетельствует о проявлении эксплозивной вулканической деятельности.

Комплекс рассматриваемых пород претерпел неравномерный региональный метаморфизм (в условиях зеленосланцевой фации), локальный динамометаморфизм, контактовый метаморфизм и метасоматоз, в результате чего породы интенсивно рассланцованы и превращены

в кварц-серицит-хлорит-альбитовые сланцы, первичную породу в таких случаях диагностировать затруднительно.

Месторождения Салаирского рудного поля отнесены к малокавказскому геолого-промышленному типу (свинцово-цинковый медноколчеданный в осадочно-вулканогенных породах) (Ручкин и др., 2002). В то же время, отмечено некоторое отличие от малокавказского типа (для которого характерна туфогенно-кремнисто-терригенная в сочетании с последовательной базальт-андезит-риолитовой формация) в том, что здесь формация контрастного состава.

Месторождения Салаирского рудного поля по преобладающему вещественному составу руд относятся к золото-серебро-барит-полиметаллическому минеральному типу. Минеральный состав руд: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, кубанит, теннантит, теллурид Ag, петцит, самородное золото; нерудные минералы: кварц, карбонат, барит. Помимо повышенных концентраций золота и серебра в основных рудах выявлено серебряное оруденение, приуроченное к зоне баритизации, где содержание серебра в баритовых линзах достигает 200-900 г/т. Вблизи рудных тел развит околорудный метасоматоз, выраженный в кварц-серицит-альбитовых изменениях. Рудные тела имеют зональное строение - увеличение доли свинца от подошвы к кровле рудных тел и уменьшение доли меди в этом же направлении. Кроме того, в полиметаллических рудах в виде изоморфной примеси присутствуют кадмий, селен, теллур, висмут, таллий, олово. (Лапухов, 1975). Промышленное значение имеют кадмий в цинковом концентрате, селен и теллур в свинцовом.

С целью установления характера распределения минеральных типов руд Салаирского рудного поля, рассмотрен разрез по буровому профилю, пройденному через северо-западную часть Салаирского рудного поля, а именно по центральному сечению месторождения Кварцитовая Сопка. Далее будет рассмотрена минерализация по скважинам в порядке расположения их на плане с ЮЗ на СВ. В риолитах снизу-вверх по восстанию в самой юго-западной скважине профиля развита преимущественно золоторудная минерализация, представляющая собой интервалы 1-3 м, с содержаниями золота 0,5-3,5 г/т, ед. до 24 г/т. Вверх по восстанию, в следующей скважине, данная минерализация сменяется маломощными рудными телами золото-медного и золото-медно-цинкового типов, местами наблюдается ритмичность. Далее по разрезу в рудах значительно возрастает количество цинка, исчезают медные интервалы. В лежачем боку проявлены интервалы с бедной золоторудной минерализацией. И в крайней северо-восточной скважине появляются золото-барит-медно-свинцово-цинковые и золото-серебро-барит-медно-цинковые типы руд, осложняющие ритмичную зональность по мощности. Содержание золота в данных рудах около 2,5-3 г/т. В лежачем боку проявлены медно-цинковые золотоносные руды, с содержанием золота около 1,5 г/т.

В результате проведенных исследований, можно сделать вывод о распределении минеральных типов руд по падению и мощности. Зональность по падению заключается в том, что при удалении от зон подводящих каналов существенно медные руды переходят в полиметаллические: медные → медно-цинковые → медно-свинцово-цинковые → медно-цинково-свинцовые → полиметаллические.

При анализе изменчивости типов руд по мощности можно выделить несколько стадий рудообразования, которые характеризуются ритмичным чередованием медно-цинковых и свинцовых (до полиметаллических) разностей.

1. Асташкин В. А. О рифовых известняках в гавриловской свите // «Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири», труды СНИИГГИМСа. 1972. Вып. 146. С. 38-40.
2. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука. 1977. 350 с.
3. Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений // Тр. ИГГ АН СССР. Вып. 247. 1975. 263 с.
4. Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Донец А.И., Августинчик И.А., Кудрявцева Н.Г. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Свинец и цинк». М.: ЦНИГРИ. 2002. 169 с.

Линеаментный анализ территории рудопроявления Радужное.

Кайгородова Е.Н.¹

¹ ИГЕМ РАН, г. Москва, katmsu@mail.ru

Рудопроявление Радужное находится в горной части республики Кабардино-Балкария на территории Черекского района. Район рудопроявления сложен разновозрастными и пестрыми по составу комплексами пород, образующими два структурных этажа. Нижний структурный этаж представлен кристаллическими сланцами, гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами Гондарайского комплекса нижнего-среднего палеозоя, прорванных гранитоидами средне-верхнепалеозойского возраста. Верхний структурный этаж сложен осадочными образованиями нижней и средней юры, залегающими с резким угловым и стратиграфическим несогласием на породах фундамента и вмещающими вулканиты хуламского комплекса. В структурном плане рудопроявление расположено на северо-западном окончании Безенгийского горста, состоящего из тектонических блоков домезозойского фундамента. Рудная минерализация пространственно связана с субвулканическими телами юрских калиевых риолитов и трахитов. Выделяется три минеральных типа оруденения, располагающихся на различных уровнях: галенит-сфалерит-халькопиритовый; золото-серебро-сульфидный, золото-серебряный безсульфидный (Kaigorodova, 2016).

Абсолютные отметки рудопроявления колеблются от 1400 до 2500 м. Обнаженность участка низкая, около 80-85% площади закрыто чехлом четвертичных отложений мощностью от 1 до 50-60 м. Эти факторы значительно усложняют определение на местности тектонических нарушений. Для данной цели нами был использован линеаментный анализ карты векторов, который подтвердил результаты полевого картирования.

Исходными данными для линеаментного анализа являлись картографические материалы в виде топографической основы масштабом 1:5000.

Для анализа имеющегося материала применялось следующее программное обеспечение: Corel Draw, Easy Trace 7.99 Pro (Free version), Arcview 3.2, Golden Software Surfer 8 – ГИС система для представления цифровой модели поверхности в виде значений в узлах прямоугольной регулярной сетки, построения контурной карты, карты векторных направлений и наглядных трехмерных изображений поверхности.

Для линеаментного анализа значимую информацию может нести плоскостная сеточная карта – карта векторов. Данная карта изображает направление и скорость уменьшения значений высот. С помощью стрелок на векторной карте показывается направление вниз. Причем длина стрелок соответствует величине (крутизне) наклона (рис. 1). На данной карте также можно выявить линейные элементы, используемые при линеаментном анализе. Они будут располагаться в местах схождения стрелок различных направлений. Желательно задать достаточную плотность или большое количество объектов для получения наиболее ясной картины.

После построения карты векторов на нее были вынесены контуры рудных зон рудопроявления Радужное и наиболее крупный Саурданский разлом.

В пределах района ниже-среднеюрские отложения вытянуты в виде полосы северо-западного простирания, ограниченной с юга Саугамским и осложненной в средней части Саурданским глубинными разломами общекавказского простирания, которые представлены сериями сближенных крутопадающих сбросов. Эти разломы имеют большую протяженность (до 60 км). Они являлись основными подводными каналами для внедрения вулканогенных пород и проникновения гидротермальных растворов.

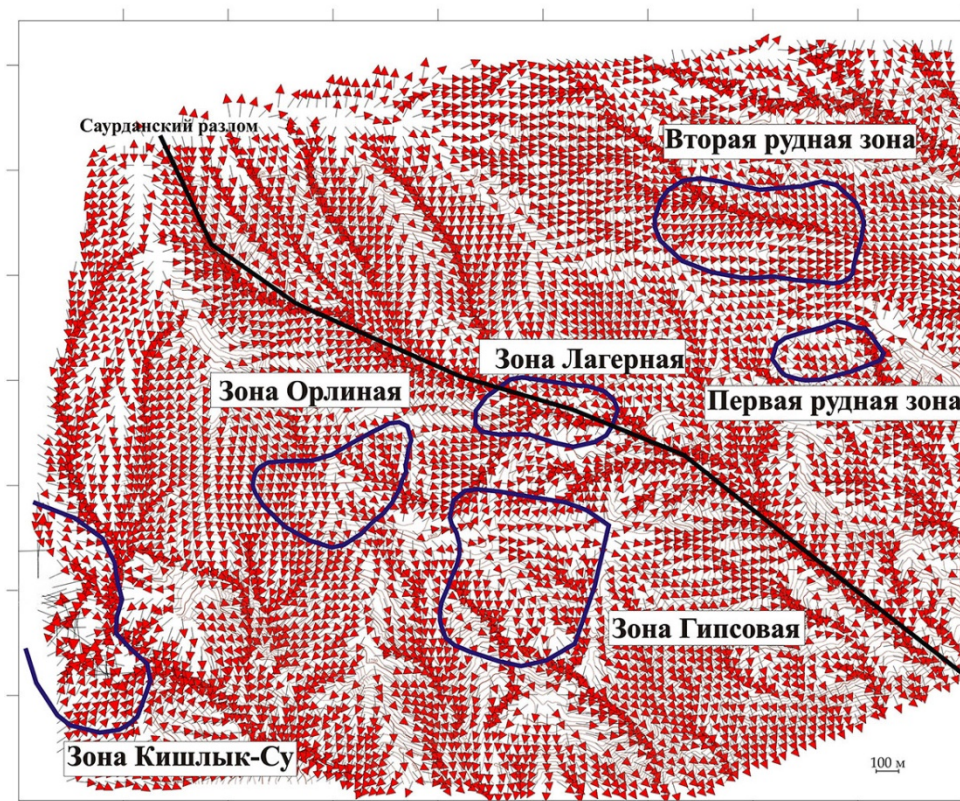


Рисунок 1. Карта векторов для территории рудопроявления Радужное с вынесенными рудными зонами (участками).

Наиболее крупная дизъюнктивная структура территории – зона Саурданского разлома. Его северная ветвь проводится вдоль русла р. Кушхуле-су. Оперяет Саурданский и Саугамский разломы сеть более мелких разрывов северо-западного простирания, субмеридионального и субширотного простирания. Саурданский разлом имеет явное выражение на карте векторов.

Следует заметить, что при явно выраженной роли разломов северо-западного простирания, рудные зоны выстраиваются в полосу северо-восточного простирания. При этом в тектоническом плане рудопроявление Радужное расположено в пределах Безенгийского горста, который представляет собой сложно построенный приподнятый блок, погружающийся на северо-восток.

Наибольшее распространение имеют северо-западные тектонические зоны типа сбросо-сдвигов, которые смещают ранее описанные тектонические структуры и создают блоковое строение всей площади обрамления гранитного выступа. Северо-восточные нарушения имеют ограниченное распространение и, по-видимому, являются наиболее молодыми. Не исключено, что при сбросо-сдвиговых перемещениях возникали межпластовые срывы и зоны дробления, заполненные затем гидротермально-эксплозивными брекчиями и рудным веществом (Коптюх, 1985).

Таким образом, можно говорить о возможной рудоподводящей роли северо-западных разломов Саурданской системы, а также о рудолокализирующей роли оперяющих разломов северо-западного простирания. При этом рудные зоны расположены в обрамлении выступа гранитов, образуя полосу, погружающуюся на северо-восток.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН «Развитие интегрированной информационной системы для пространственно-временного моделирования рудных объектов и рудообразующих процессов на основе ГИС технологий» - руководитель чл.-корр. РАН В.А. Петров.

1. Коптюх Ю.М., Семенюк Н.П. и др. Отчет по хоздоговору №3/82. Изучение вулканизма и связи с ним процессов метасоматоза и оруденения в зонах активизации Кабардино-Балкарии. Киев. 1985.

2. Kaigorodova E. Regularities in the distribution of gold-sulphide mineralization of the Raduzhnoe deposit (Northern Caucasus). 8th International Siberian early career geoscientist conference. Novosibirsk. 2016

Условия формирования золото-сульфидного оруденения месторождения Бодороно (Южная Якутия)

Кардашевская В.Н.^{1,2}, Баданина Е.В.¹, Пономарева Н.И.¹, Анисимова Г.С.², Бочаров В.Н.¹

¹СПбГУ, г. Санкт-Петербург, kardashevskaya92@mail.ru.

²ИГАБМ СОРАН, г. Якутск, Республика Саха (Якутия)

Золоторудное месторождение Бодороно расположено в бассейне верхнего течения р. Алгома на площади Бадис – Чакатайского рудного узла Алгоминского золотоносного района. Район находится во фронтальной части Станового надвига, где установлено его сочленение со структурой Тыркандинского разлома. Он приурочен к надвиговым чешуям, сложенными AR1 образованиями. Породы представлены зеленокаменными образованиями (метабазитами) – основными кристаллосланцами – в виде крупных линзообразных тел СЗ простирания в гранатовых гнейсах. Метабазиты выполняют ядро Бодоронинской антиклинали. Интрузивные тела сложены породами основного состава (габбро, габбро-норитами), а также кислого и низкощелочного (гранитами, чарнокит-гранитами) (Соколов, 2006).

Рудные тела приурочены к зонам рассланцевания в основных кристаллосланцах. Они представлены кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, хлорит-актинолитовыми сланцами, содержащими кварцевые прожилки и кварцевые жильные тела. Мощность жил от 0,1 до 0,5 м, иногда до 3,5 м. Протяженность их до 1 км. На сегодняшний день на изучаемой территории выделено 3 рудные зоны. Рудные тела представляют собой кварцевые прожилкования мощностью от 0,1 до 1,2 м, имеющие субмеридиональное простирание (10-20°) (Соколов, 2006).

На данном месторождении встречаются следующие типы минеральных ассоциаций (Анисимова, 2014): на раннем (первом) этапе предрудного метасоматоза образовались две минеральные ассоциации – гематит-магнетит-кварцевая и пирротин-пирит-кварцевая. На среднем (втором) этапе образовалась халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевая ассоциация с золотом, и на завершающей стадии (на позднем этапе) ширмерит-(теллуровисмутит)-кварцевая с золотом. Золоторудная минерализация связана со средним и поздним этапом.

Характерный кварц рудных жил стекловатый, часто халцедоновидный, белого, сероватого цвета, мелко-крупнозернистый, часто метаморфизованный, давленый, пластинчатый. Гидроокислами железа окрашен в желтовато-рыжие, буроватые тона. Иногда отмечаются незначительные по размеру пустоты, выполненные мелкодрозовидным, щеточным, прозрачным кварцем (горным хрусталем) и пиритом. Кварц, как правило, мономинеральный, но отмечаются переходы мелкозернистого в крупнозернистый, халцедоновидного сероватого в белый стекловатый, очень редко прожилки кварца второй или третьей генерации.

Ранний кварц, желтоватого, голубоватого, сероватого цвета, матовый, с пятнами полевого шпата, гнездами хлорита. Рудный кварц представлен крупно и мелко-среднезернистым кварцем грануляционной структуры, часто содержит плейчатые реликты рассланцованных мусковитизированных, серицитизированных вмещающих пород, хлорита, за счет обилия гидроокислов железа окрашен в красные и желтые тона, хрупкий.

Для выяснения условий кристаллизации парагенезисов различных этапов нами были выполнены следующие виды аналитических исследований: изучение минерального состава рудных минералов трёх рудных зон на микроанализаторе Hitachi S-3400N. Типизация включений в кварце и термобарогеохимические исследования проводились в микротермокамере. Состав газов флюидных включений анализировался на рамановском спектрометре LabRam HR800.

В результате выполненных исследований были получены следующие результаты: в предрудном этапе встречаются гематит, магнетит, пирит и пирротин. Для среднего этапа характерны галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и самородное золото (Au – 85,86 – 87,31%, Ag – 12,79 – 14,69%, пробность – 853 - 872‰). На позднем этапе обнаружены самородное золото и теллуровисмутит.

Для предрудного этапа характерны следующие минералы: гематит, магнетит, пирит и пирротин. Для ранних минеральных ассоциаций характерна низкая активность суммарной серы в среде минералообразования ($a_{\Sigma S} \leq 10^{-6}$), pH растворов $\sim 8,5$ и Eh = -0,6 В.

Этап золото-сульфидный. Для этого этапа характерны следующие минералы: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, самородное золото. В кварце здесь обнаружены многочисленные углекислотно-водные, а также единичные газовые включения. Размер их колеблется от 10 до 1 мкм. В кварцах среднего этапа был обнаружен следующий состав газов: CO₂ – 68,4%, CH₄ – 31,6%. Произведена оценка физико-химических параметров формирования сульфидной минерализации, характерной для среднего этапа по термобарометру Куллера. Температура и давление соответствуют: 300°C и 1,5 кбар. Анализ минеральных равновесий гематит-магнетитовой и пирротин-пиритовой, а также сульфидной ассоциаций месторождения Бодороно, производился на основе известных методов химической термодинамики с учетом установленного температурного режима (T=300°C). Расчет устойчивости парагенетической ассоциации сульфидной минерализации второго этапа PbS+FeS₂+CuFeS₂+ZnS показал, что область их совместного сосуществования находится в интервале по pH от 4 до 5,5, а по Eh – от 0,2 до -0,3 В.

Этап золото-висмутовый. Для позднего этапа характерны следующие минералы: самородное золото, теллуrowисмутит. Термобарогеохимические исследования включений в кварце позднего этапа позволили определить температуру и давление минералообразования, которые соответствуют: 1500 С и 0,5 кбар. В кварцах позднего этапе обнаружены: CO₂ – 95,2%, N₂ – 2,9% и CH₄ – 1,9%. Оценка условий образования минералов третьего этапа выполнена для ассоциации Bi₂Te₃+Bi₂Te₂S для температуры 150°C. А также учтено присутствие метана и жидкой углекислоты во включениях в кварце: pH находится в интервале от 3,5 до 4, а Eh – от 0 до 0,3 В.

Таким образом, проведенные исследования показали, что ранние минеральные ассоциации месторождения Бодороно - гематит-магнетитовая и пирротин-пиритовая формируются в щелочной среде и восстановительной обстановке. Условия образования золоторудной минерализации происходит в интервале температур 300-150°C в слабокислой среде при Eh=0,2 до -0,3. В составе газов значительная роль принадлежит метану и CO₂.

Аналитические исследования выполнены в ресурсном центре «Геомодель» СПбГУ и в термобарогеохимической лаборатории кафедры минералогии.

1. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Месторождение Бодороно-новый золоторудный объект Южной Якутии // Руды и металлы. 2014. №5. С. 49-57.
2. Булах А.Г., Кривовичев В.Г. Расчет минеральных равновесий // СПб: Издательство С.-Петербургского университета. 1985. 183 с.
3. Лазько Е.М. Жидкие включения как геологический барометр // Зап.Всесоюз.Минерал.о-ва, 1949. ч. 78. №4. С. 260-265.
4. Пизнюр А.В. Основы термобарогеохимии // Львов: изд-во при Львовском государственном университете. 1986. 199 с.
5. Пономарева Н.И., Кривовичев В.Г. Расчет минеральных равновесий в гидротермальных системах// Методическое пособие. СПб. СПбГУ. 2001. 49 с.
6. Пономарева Н.И. Оценка P-T параметров процессов минералообразования на основе геотермобарометров// Методическое пособие. СПб. СПбГУ. 2014. 40 с.
7. Соколов Е.П. Отчет о результатах поисковых работ на рудное и россыпное золото в Верхне-Алгоминском золотоносном районе в 2001-2005 гг // Якутск: Фонды ЦПСЭ ГУГПП РС(Я) «Якутскгеология». 2006. 275 с.

Особенности геологического строения и подсчет прогнозных ресурсов Бакчарского железорудного узла (Томская область).

Кенесбаев Б.К.¹, Гришин А.Н.¹, Домаренко В.А.¹

¹ФГАОУ НИ ТПУ, Томск, k.b.k.93@bk.ru, anatoly10292@gmail.com, viktor_domarenko@mail.ru

Бакчарский рудный узел площадью около 1200 км² расположен в Бакчарском районе Томской области в 200 км западнее г. Томска и является частью Западно-Сибирского железорудного пояса (рис. 1). Его открытие относится к концу 50-х-60-х в ходе структурно-картировочного бурения на нефть, подтвердивших наличие огромных ресурсов железных руд, оцениваемых различными исследователями от 18,3 млрд. т (Западно-Сибирский железорудный..., 1964) до 28 млрд. т по оценке Е.В. Черняева и др. (Черняев, 1997). М.С. Паровинчак и другие оценивают прогнозные ресурсы категорий Р₁₊₂ в 23,6 млрд. т. (Паровинчак, 2009).

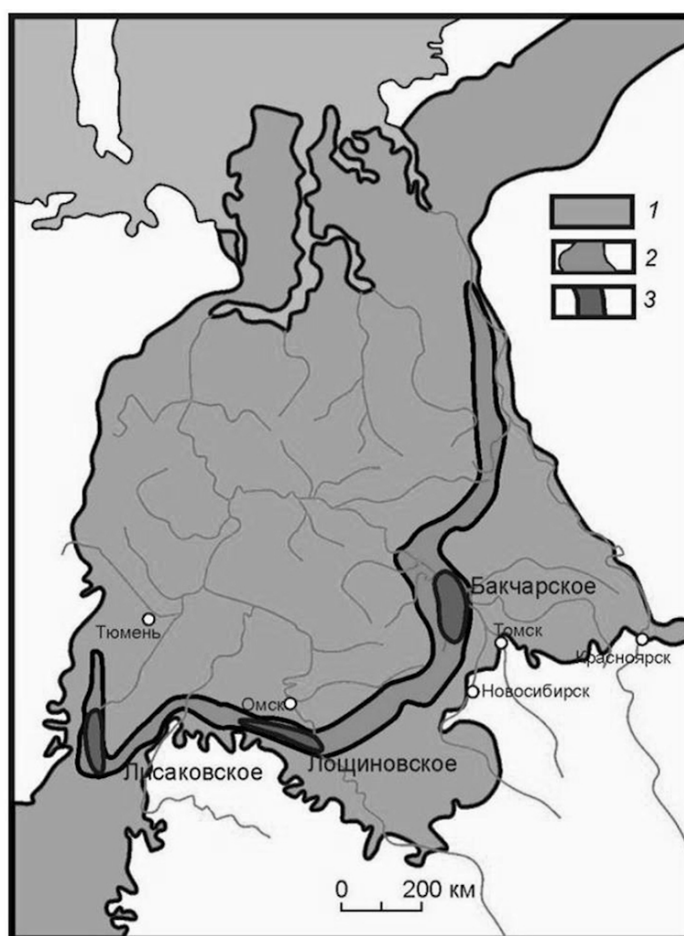


Рисунок 1. Схема расположения Западно-Сибирского железорудного пояса (Западно-Сибирский..., 1964).

1 - площадь распространения мел-палеогенового моря; 2 – поясовое распространения железоносных отложений; 3 – наиболее перспективные железорудные узлы.

Продуктивные отложения Бакчарского рудного узла приурочены к трем стратиграфическим уровням - песчаным толщам позднемиоценового, палеоценового и эоценового возраста: нарымскому (сантон), колпашевскому (маастрихт) и бакчарскому (палеоцен-эоцен) горизонтам. Рудоносная толща сложена прибрежно-морскими и морскими осадками, содержащими горизонты оолитовых железных руд: песчаниками кварц-хлорито-сидеритового, кварц-хлорито-глинистого состава, алевролитами, глинами, песками, гравелитами. Оолитовые железные руды приурочены к трем горизонтам, (снизу вверх) нарымскому, колпашевскому и бакчарскому. Руды залегают горизонтально с едва заметным погружением к западу и северу.

Нарымский железорудный горизонт залегает в кровле ипатовской свиты, сложен, в основном, песчаниками, алевролитами, песками и гравелитами с линзами оолитовых руд, образуя довольно широкую зону мелководно-морских осадков. Рудное тело преимущественно сложено гидрогетитовыми, гидрогетит-лептохлоритовыми и глауконит-лептохлорит-гидрогетитовыми рудами оолито-бобового сложения с низким содержанием железа валового, около 30 %.

Колпашевский железорудный горизонт приурочен к кровле ганькинской свиты. Рудные тела представляют собой пласты и линзы песчаников зеленовато-серых, темно-серых оолитовой и «псевдооолитовой» структуры, сцементированных глинисто-хлоритовым, гидрослюдисто-хлоритовым цементом. Главной составляющей частью являются черные с металлическим блеском оолиты гетитового и гидрогетитового состава. Количество оолитов в рудах более-менее постоянно и составляет 10-20, а иногда и 40 % от состава руды. Псевдооолиты представлены стяжениями овальной и неправильной формы и являются обломками цементирующей массы.

Бакчарский железорудный горизонт приурочен к подошве люлинворской свиты. Кровлей рудных отложений бакчарского горизонта являются глины люлинворской свиты. Нижняя часть горизонта сложена рыхлыми (сыпучими) гидрогетитовыми рудами, верхняя - крепко сцементированными гидрогетитовыми рудами с сидеритовым цементом. Содержание железа составляет 28-43 % (Тепляков, 2001).

Руды имеют комплексный характер с повышенными концентрациями ванадия, редких земель цериевой группы, частично марганца. Из вредных примесей необходимо отметить фосфор и серу. В западной части рудного узла отмечаются горизонты с повышенной радиоактивностью по данным гамма – каротажа, как в перекрывающих отложениях, так и в рудовмещающей толще.

Согласно Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых и Инструкции по Классификации запасов, применительно к железным рудам, залежи Бакчарского узла, характеризуются относительно сложным строением и достаточно выдержанным качеством руд, соответствует месторождениям 2-й группы сложности геологического строения с колебаниями содержаний валового железа по горизонтам 30-35%.

Подсчет прогнозных ресурсов проведен в пределах лицензионной площади размером 530 км² (рис. 2).

На участке детализации Западном площадью около 6 км², который может вступать как самостоятельное месторождение, проведена предварительная оценка запасов категории С₂. Бурение выполнено на участке в соответствии с основными принципами проведения поисковых и оценочных работ, полноты исследования, стадийности изучения площади, характера залегания рудных тел, равномерного освещения площади поисковыми и оценочными скважинами (принцип равной достоверности). В соответствии с этими принципами поисковые скважины расположены равномерно, по квадратной сети 4800x4800 м, оценочны, по сети 1200x1200 м. Плотность поискового бурения признана представительной для локализации и оценки прогнозных ресурсов по категории Р₁, а плотность оценочного бурения, соответственно – для подсчета запасов по категории С₂.

Обработка операций по подсчету ресурсов и запасов проводилась в программе MicroMine методом каркасного моделирования. Основные параметры расчетов: бортовое содержание железа валового - 18 %, объемная масса руды - 2,3 т/м³. Прогнозные ресурсы железа в пределах лицензионной площади 530 км² составили свыше 15 млрд. т. Исходя из площадной продуктивности 3 млн. т руды прогнозные ресурсы категории Р₂ составят 36 млрд. т.

В настоящее время ведётся обработка данных РФА и сопоставление цифры ресурсов, полученных по данным химических анализов и данным РФА.

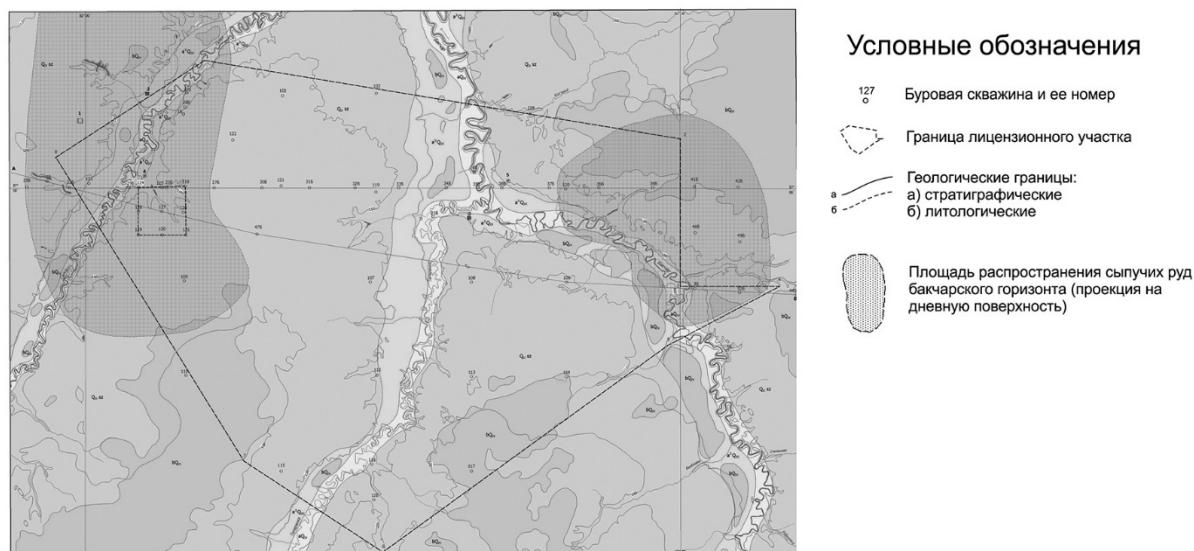


Рисунок 2. Геологическая карта Бакчарского рудного узла с контурами лицензионной площади (Паровинчак, 2009).

Составлена по материалам групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 (Кривенцов, 1979). Четвертичная система: Голоцен: [bQ_{IV}] - Озерно-болотные отложения. Торф от темно-коричневого до черного цвета; [aQ_{IV}] - Аллювиальные отложения пойменных террас. Пески, супеси, илы; Неоплейстоцен: Верхнее звено [a³Q_{III}] – Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы. Пески, суглинки, глины. Среднее звено [Q_{II} sz] – Сузгунская толща. Озерные отложения. Глины, суглинки, супеси, пески с галькой и гравием в основании.

1. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. 1964. 448 с.
2. Паровинчак М.С. Оценка Бакчарского железорудного проявления для отработки методом СГД. 2009. Т. 12. №1. С. 31-168.
3. Тепляков И.М., Домаренко В.А., Молчанов В.И. Геотехнологические методы разработки железорудных месторождений Западно-Сибирского бассейна // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск: КНИИГИМС. 2001. №2. С.169-175.
4. Черняев Е.В. и др. Отчет по теме: «Анализ и обобщение геологической, геофизической, гидрогеохимической информации и составление программы геологического изучения и развития минерально-сырьевой базы Томской области» в 6 томах. Томск.ТГФ. 1997.

Ураноносные эйситы рудопроявлений Лагерное и Озерное (Северная Карелия)

Колядина А.И.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, *colyadina.a@gmail.com*

Золото-урановые рудопроявления Лагерное и Озерное расположены в пределах Куоляярвинской структурной зоны в Северной Карелии (Калинин, 2012). Урановое оруденение уранинит-браннеритового типа связано с карбонат-альбитовыми метасоматитами, классифицированными как низкотемпературные эйситы. В результате микроскопического и микронзондового изучения выявлена последовательность минералообразования рудопроявлений Лагерное и Озерное (таб. 1).

Таблица 1. Стадийность минералообразования рудопроявлений Лагерное и Озерное

Минеральная ассоциация	Дорудная стадия	Рудная стадия	Пострудная стадия
Рудная ассоциация	магнетит, ильменит	браннерит, торит, гематит, галенит, пирит I, рутил, гематит, молибденит	лейкоксен, пирит II
Нерудная ассоциация	кварц, альбит I, альбит II, хлорит, кальцит, серицит	альбит III, доломит, анкерит, ванадинит	биотит, флогопит, амфибол, монацит, апатит, кварц

Метасоматический процесс может быть разделен на три стадии: 1) дорудную: окварцевание, альбитизация, ранняя карбонатизация; 2) рудную: карбонатизация и связанное с ней уранинит-браннеритовое оруденение и сульфидизация; 3) пострудную: слюдисто-амфиболовые изменения, кварцевые жилы, сульфидизация. Урановая минерализация представлена преимущественно браннеритом, образующим гнездовые скопления и маломощные прожилки. Урановое и золотое оруденение связано со стадией карбонатизации (Калинин, 2012). Установлена связь урановой минерализации с анкеритом. Выявлена более высокотемпературная флогопит-биотит-амфиболовая ассоциация, развивающаяся по эйситам.

1. Калинин А.А., Савченко Е.А., Селиванова Е.А. Минерализация Se и Te в альбититах и перспективы золотоносности метасоматитов Салла-Куоляярвинской зоны, Северная Карелия. Апатиты: Геологический институт Кольского НЦ РАН. 2012. С. 58-61.

2. Калинин А.А. Золотоносная молибден-урановая минерализация Салла-Пана-Куоляярвинской зоны. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 2012. С. 142-147.

Попытки датирования пород массива Кувалорог (Западная Камчатка) Rb-Sr методом, или изотопная гетерогенность пород дукукского комплекса

Комарова Я.С.^{1,2}, Костицын Ю.А.^{1,2}, Аносова М.О.², Ревяко Н.М.²

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

²ГЕОХИ РАН, г. Москва, yanakomarova@geokhi.ru

Габбро-норит-кортландитовые интрузивы дукукского комплекса с сульфидной медно-никелевой минерализацией и платиноидами расположены на северном (месторождение Шануч) и южном (месторождение Кувалорог) обрамлении Срединно-Камчатского массива. Они внедрены в сильнометаморфизованные толщи фундамента и обрамляющие их раннемеловые метатерригенные сланцевые толщи чехла. В строении интрузивных тел комплекса участвуют кортландиты, нориты, габбро-нориты, габбро, диориты и кварцевые диориты с закономерным возрастанием основности пород к подошве при общем преобладании габброидов. Диориты и кварцевые диориты преимущественно приурочены к прикровельным частям интрузивов и содержат многочисленные в различной степени ассимилированные ксенолиты вмещающих пород. Спецификой состава всех разновидностей пород комплекса является постоянное присутствие в них амфибола (паргасита) и биотита, а в ультрамафических разновидностях и флогопита (Государственная..., 2006).

Среди задач исследования можно выделить первостепенные: (а) охарактеризовать изотопный состав Sr и Nd источника габброидов дукукского комплекса, (б) определить возраст пород комплекса методом Rb-Sr минеральных изохрон. Актуальным становится сравнение возраста пород дукукского комплекса с северного и южного флангов Срединного массива: имеющиеся в настоящий момент опубликованные данные говорят о том, что различие в имеющихся значениях возраста составляет около 5 млн.лет.

Повторная самостоятельная обработка Rb-Sr изохрон по данным из литературных источников (Трухин и др., 2009, Степанов, Трухин, 2007) была проведена с использованием программного пакета Isoplot. Rb-Sr минеральная изохрона по трём фракциям флогопита из габброидов дукукского комплекса (Трухин и др., 2009) массива Кувалорог отвечает значению возраста 54.96 ± 0.46 млн.лет (СКВО=0.87). Изохрона по 5 фракциям пород в целом (амфиболовые диориты, меланодиориты, пегматоидные габбро-диориты и пегматоидные диориты) на месторождении Шануч (Степанов, Трухин, 2007) определяет возраст, равный 48.94 ± 0.83 млн.лет (СКВО=1.4). Определенный по циркону с массива Шануч (ранее полученные в лаборатории на одноколлекторном LA-ICP-MS масс-спектрометре Element-XR, но не опубликованные данные) составляет 50.10 ± 0.19 млн.лет (диорит, 54 зерна циркона, СКВО=1.4) и 51.0 ± 0.2 млн лет (габбро-диорит, 35 зерен циркона, СКВО=1.6). По 9 зернам циркона с месторождения Кувалорог был получен возраст 50.8 ± 1.4 млн. лет (Konnikov et al, 2006), а по двум зернам циркона, выделенным из габброидов дукукского комплекса возраст был определен как 53.6 ± 2 млн.лет (Konnikov et al, 2010). Ar-Ar датирование пород пород дукукского комплекса на месторождении Кувалорог по двум минералам, биотиту и амфиболу, дало результат 57.2 ± 1.4 млн. лет (Konnikov et al, 2006). Несложно заметить, что значения возраста пород одного интрузивного комплекса различаются за пределами своих погрешностей, причем это отличие имеет место в пределах одного объекта.

Результатом наших исследований, проведенных на твердотельном масс-спектрометре TRITON по стандартной методике, стала полученная по четырём фракциям биотита из биотитовых габбро (из скважины с месторождения Кувалорог, обр. 4027/1) Rb-Sr минеральная изохрона, отвечающая значению возраста 54.36 ± 0.94 млн.лет (СКВО=0.90), что в пределах погрешности согласуется с Rb-Sr данными наших коллег. Фракции биотита были выделены из наименее измененного образца керна Вт-габбро с массива Кувалорог, отобранного во время полевых работ на юге Срединного массива в 2015 году. Интересно то, что нанесенные на изохронную диаграмму изотопные анализы плагиоклаза, клинопироксена, а также биотитового габбро (образца породы в целом, из которой были выделены все эти минералы), не принадлежит

изохроне. На данный момент мы можем утверждать, что изотопного равновесия между минералами в Вт-габбро дукукского комплекса установлено не было. Объяснение причин наблюдаемого явления будет целью дальнейшей работы.

Исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем показывают, что начальные изотопные отношения неодима и стронция источника пород дукукского комплекса находятся в области типично коровых значений ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.704298-0.705006$, ϵNd от - 0.03 до 2.2), а вовсе не мантийных, как предполагалось для габброидов. Причем вариации изотопных отношений не могут объясняться контаминацией вмещающих пород: диориты, которые должны быть контаминированы веществом коры в большей степени и, следовательно, иметь более высокие начальные изотопные отношения стронция и низкие изотопные отношения неодима, оказались неотличимы по изотопному составу от Вт-габбро и Amf-габбро (Комарова, Костицын, 2016). Более того, породы разных фаз внедрения дукукского комплекса с месторождения Кувалорог не принадлежат одной Rb-Sr изохроне, а образуют облако точек, что является свидетельством в пользу предположения об изотопной гетерогенности источника пород дукукского комплекса.

В дальнейшем планируется выделение цирконов из пород массива Кувалорог для того, чтобы проверить, согласуются ли значения возраста, полученные с помощью Rb-Sr и U-Pb методов.

Имеет ли место разница в возрасте внедрения интрузивов на севере и на юге Срединного массива, отражают ли различающиеся значения возраста разных изотопных систем длительность магматического процесса, длиной по меньшей мере 5 млн. лет, или всё это может объясняться изотопной гетерогенностью обогащенного источника пород дукукского комплекса – пока остается загадкой, ответ на которую мы надеемся найти.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№14-05-000607).

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Камчатская. Лист N57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.

2. Комарова Я.С., Костицын Ю.А. Изотопно-геохимические исследования пород дукукского комплекса на месторождении Кувалорог, Западная Камчатка// Ломоносовские чтения-2016, 20 апреля 2016 г. Тезисы доклада (<https://test.lomonosov-msu.ru/rus/event/3643/>)

3. Степанов В. А., Трухин Ю. П. О возрасте Шанучского медно-никелевого месторождения Камчатки // Доклады Академии наук. 2007. Т. 417. №. 1 С. 86-88.

4. Трухин Ю. П. и др. Строение и никеленосность Кувалорогского базит-ультрабазитового массива // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. №6. С. 43-49.

5. Konnikov E. G. et al. Formation time of the Ni-bearing norite-cortlandite association of East Asia // Geochemistry International. 2006. Т. 44. №. 5. С. 516-521.

6. Konnikov E. G. et al. New structural and geochemical data on the Dukuk gabbro-norite-cortlandite massif, Kamchatka // Russian Journal of Pacific Geology. 2010. Т. 4. №. 6. С. 470-482.

Латеральная и радиальная мезо- и микронеоднородность распределения Cs-137 в почвах агроценозов и луговых фитоценозов Плавского радиоактивного пятна

Комиссарова О.Л.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, komissarova-olga93@yandex.ru

С момента аварии на Чернобыльской АЭС прошло 30 лет, что в целом соответствует периоду полураспада Cs-137 (30,17 лет) – наиболее экологически значимого радионуклида в пост-чернобыльский период. Однако, как показывают многочисленные исследования, в настоящее время на территориях, подвергшихся чернобыльским выпадениям, остается актуальной проблема радиоактивного загрязнения почв Cs-137 (Липатов и др., 2003; Атлас современных и прогнозных аспектов ..., 2009; Технологические приемы, обеспечивающие повышение устойчивости..., 2010; Paramonova et al., 2015).

Площадь пострадавших от чернобыльской аварии территорий Европейской части России в 1986 г. превышала 60 млн. га, причем более 2 млн. га пораженных земель пришлось на сельскохозяйственные угодья (Атлас современных и прогнозных аспектов ..., 2009). В пределах черноземной зоны одним из наиболее выраженных ореолов конденсационных атмосферных выпадений Cs-137 в наземные ландшафты является Плавское радиоактивное пятно Тульской области с первоначальной плотностью радиоактивного загрязнения почв Cs-137, оцененной в диапазоне от 185 до 555 кБк/м² (Атлас загрязнения Европы..., 1998). Почвенный покров территории Плавского радиоактивного пятна, земледельческая освоенность которой около 90 % (Доклад об использовании земель..., 2015), в основном представлен агрочерноземами глинисто-иллювиальными, а в не используемых для пахоты подножьях склонов и речных долинах – целинными черноземами глинисто-иллювиальными и аллювиальными темногумусовыми почвами.

Характерной особенностью чернобыльских выпадений являлась их значительная первичная пространственная неоднородность, обусловленная неравномерным характером атмосферных осадков, особенностями растительного покрова на подстилающей поверхности, а также перераспределением цезий-содержащего поверхностного жидкого и твердого стока в ходе выпадения осадков по мезо- и микрорельефу местности. Дальнейшая латеральная и радиальная миграция радионуклида в пространстве определялась почвенно-ландшафтными условиями, прежде всего, формами соединений Cs-137 в почвах и интенсивностью эрозионных процессов, развивающихся в склоновых ландшафтах.

В обогащенных глинистыми минералами черноземах Cs-137 очень прочно фиксируется твердой фазой почвы (Thiry et al., 2005), поэтому его накопление происходит в приповерхностных слоях почвы, а с глубиной содержание значительно убывает (Липатов и др., 2003; Атлас современных и прогнозных аспектов ..., 2009). Радиальная миграция Cs-137 в почве осуществляется при конвективном переносе, диффузии свободных и адсорбированных ионов, лессиваже, роющей деятельности почвенных животных, по корневым системам растений (Сельскохозяйственная радиология, 1992). В пахотных агроценозах, наряду с указанными выше факторами, значительный вклад в радиальное перераспределение Cs-137 вносит агротурбация (Сельскохозяйственная радиэкология, 1992). Считается, что применение агротехнических приемов обработки почвы способствует гомогенизации распределения Cs-137 в пределах пахотного горизонта в течение 3 лет с момента поступления радионуклида (Brechignas et al., 2001). Одновременно пахотная обработка почв ускоряет процессы их эрозии, что ведет к формированию вторичной неоднородности геохимического поля загрязнения почв Cs-137 на микро- и мезоуровне.

Для исследования современных особенностей латеральной и радиальной пространственной неоднородности распределения Cs-137 в ландшафтах центральной части Плавского радиоактивного пятна были выбраны пахотные черноземы агроценозов (пшеница, ячмень, бобово-злаковая травосмесь, соя, картофель, амарант), а также целинные почвы

естественных фитоценозов суходольного и пойменного лугов, которые в совокупности составили катену косвенного геохимического сопряжения.

Отбор монолитов почв производился в августе 2014-2015 гг. с помощью кольцевого пробоотборника ПГ-450 послойно с шагом по 10 см до глубины 30 см, что связано с проведением в первый год после чернобыльских выпадений глубокой вспашки в качестве контрмеры по реабилитации сельскохозяйственных угодий. При этом проведенное ранее погоризонтное опробование почв территории за пределами 30-см слоя показало пренебрежительно малую интенсивность проникновения радиоцезия на большие глубины (Романцова и др., 2011). Повторность пробоотбора на всех опорных площадках была трехкратной. Измерения содержания Cs-137 в образцах почвы проводились с помощью прибора Гамма-радиометр «Мультирад» с блоком детектирования БДКС-63-01 с аналитической погрешностью 5-10%.

В результате проведенного исследования было установлено, что в настоящее время плотность радиоактивного загрязнения почв Плавского радиоактивного пятна на всем массиве опробования составила 182 ± 32 кБк/м² (539 ± 39 Бк/кг), что практически в 5 раз превышает предельно допустимый уровень загрязнения почвы (37 кБк/м²) (ФЗ №3061-1..., 1992). Наибольшие величины удельной активности и запасов Cs-137 в верхнем 30-см слое имели целинные почвы (в среднем 214 ± 15 кБк/м², 676 ± 40 Бк/кг), занятые суходольным и влажным пойменным лугами и приуроченные к геохимически подчиненным позициям ландшафта, в то время как усредненные параметры аккумуляции Cs-137 в агрочерноземах водораздельной поверхности составили 150 ± 14 кБк/м² (402 ± 39 Бк/кг). Таким образом, плотность радиоактивного загрязнения почв Cs-137 увеличивается от элювиальных до аккумулятивных ландшафтов на 30%, что свидетельствует о выраженной латеральной миграции радионуклида на мезоуровне, отмечаемой для территории Плавского радиоактивного пятна и другими авторами (Шамшурина и др., 2016).

Кроме того, для почв исследуемых площадок характерна пространственная микронеоднородность распределения Cs-137, причем для почв, занятых агроценозами, можно выделить сравнительно повышенные значения коэффициента вариации (в среднем 21%) по сравнению с целинными почвами лугов (в среднем $V=7\%$) (табл. 1).

Таблица 1. Параметры накопления Cs-137 в почвах Плавского радиоактивного пятна

Фитоценоз	Удельная активность Cs-137 в почвах, Бк/кг	Минимум/максимум, Бк/кг	V, %	Плотность загрязнения почв Cs-137, кБк/м ²	Минимум/максимум, кБк/м ²	V, %
Пахотные почвы						
Пшеница	373 ± 61	325/431	14	140 ± 22	126/162	14
Ячмень	309 ± 58	276/368	17	127 ± 24	107/150	17
Травосмесь	372 ± 79	293/423	19	138 ± 32	106/160	20
Соя	489 ± 69	419/533	13	189 ± 38	150/209	18
Картофель	408 ± 19	390/424	4	154 ± 30	128/182	18
Амарант	461 ± 126	332/527	24	159 ± 6	117/181	23
Целинные почвы						
Суходольный луг	592 ± 140	558/628	20	207 ± 19	190/223	8
Влажный луг	760 ± 40	729/799	5	222 ± 10	216/232	4

Различия в показателях латеральной микронеоднородности связаны с особенностями радиального распределения Cs-137 (табл. 2): в пахотных почвах в целом наблюдалось увеличение показателей варьирования запаса Cs-137 от верхнего 10-см слоя к слоям глубиной 20-30 см, что связано с агротехнической обработкой почвы, в результате которой происходит гомогенизация

содержания Cs-137 в современном пахотном горизонте на фоне более высокой неоднородности показателя в старопахотном горизонте; для целинных луговых почв относительно повышенные значения варибельности имели поверхностные слои (0-10 см), что связано с азральным характером выпадений Cs-137, а также слои на глубине 20-30 см, где повышение варибельности содержания радионуклида, вероятно, связано с погрешностью определения при невысоких значениях удельной активности Cs-137.

Таблица 2. Варьирования запасов Cs-137 по слоям микропрофиля пахотных и целинных черноземов Плавского радиоактивного пятна

Фитоценоз	гряда		0-10 см		10-20 см		20-30 см	
	среднее, кБк/м ²	V, %	среднее, кБк/м ²	V, %	среднее, кБк/м ²	V, %	среднее, кБк/м ²	V, %
Пахотные почвы								
Пшеница			47	12	49	22	46	20
Ячмень			42	9	52	24	33	56
Травосмесь			43	24	49	22	46	20
Соя			64	5	69	16	56	36
Картофель	31	20	36	23	44	20	34	27
Амарант			54	4	51	28	54	39
Целинные почвы								
Суходольный луг			117	13	69	2	21	13
Пойменный луг			121	13	80	9	20	26

При рассмотрении распределения Cs-137 по профилю пахотных почв была отмечена общая тенденция: наибольшее содержание Cs-137 сосредоточено в верхнем 20 см слое (для картофеля – гряде и слоях 0-10 см, 10-20 см), что связано с перемешиванием пахотного и старопахотного горизонтов при вспашке на глубину 20 см. Слой 20-30 см характеризовался меньшими величинами содержания радиоцезия, так как возможен захват части почвы за пределами распределения основного пула Cs-137 (рис. 1 а). В целинных почвах лугов распределение запаса радиоцезия имеет поверхностно-аккумулятивный характер, при котором выражено резкое убывание Cs-137 за пределами корнеобитаемого слоя (рис. 1 б).

Таким образом, в пределах исследованного участка центральной части Плавского пятна наибольшую плотность радиоактивного загрязнения Cs-137 имеют целинные почвы, приуроченные к геохимически подчиненным позициям ландшафта, а пахотные почвы водораздельной части накапливают Cs-137 на 30% меньше, что подтверждает латеральную миграцию радионуклида. Внутри опорных площадок, занятых агроценозами и луговыми фитоценозами латеральная и радиальная микронеоднородность распределения Cs-137 в среднем не превышает 20%, как и при варибельности выпадения Cs-137 глобального происхождения в пределах умеренных широт Северного полушария (Owens, 1996). В целом, относительно повышенная радиальная варибельность загрязнения радиоцезием характерна для пахотных почв за счет неполной гомогенизации его содержания в старопахотном горизонте, а для целинных почв лугов характерна незначительная пространственная микронеоднородность.

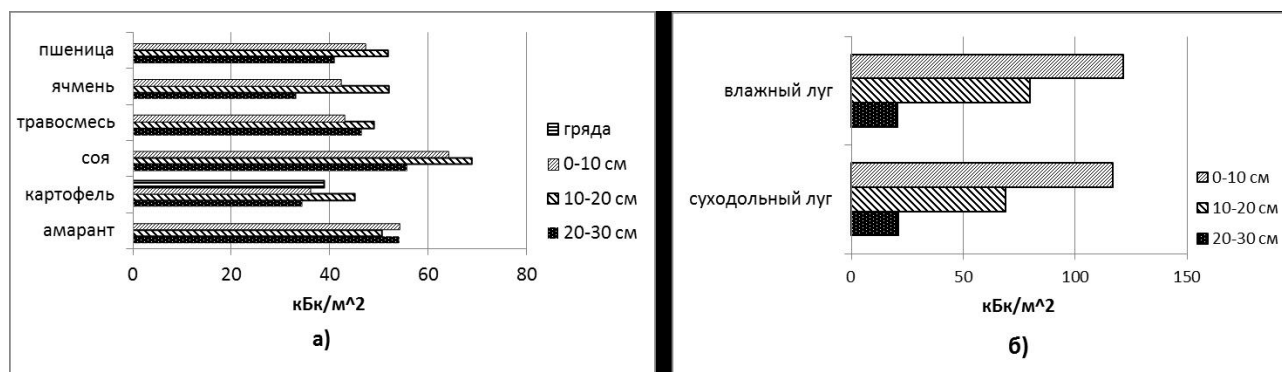


Рисунок 1. Распределение величин запасов Cs-137 по профилю (а) пахотных и (б) целинных черноземов Плавского радиоактивного пятна.

В целом, при проведении радиоэкологического мониторинга необходимо учитывать пространственную неоднородность распределения Cs-137 и выбирать количество точек опробованных, позволяющее статистически достоверно оценить вариабельность плотности радиоактивного загрязнения почв исследуемой территории.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ №14-05-00903.

1. Атлас загрязнения Европы цезием после Чернобыльской аварии – Люксембургское бюро для официальных изданий Европейских сообществ. 1998. 71 с.
2. Атлас современных и прогнозных аспектов последствий аварий на Чернобыльской АЭС на пострадавших территориях России и Беларуси. Минск. 2009. 136 с.
3. Липатов Д.Н., Манахов Д.В., Вежливцева Л.А. Миграция Cs-137 в залежных и пахотных почвах агроландшафтов Тульской области // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. 2003. № 3. С. 42–48.
4. Доклад о состоянии и использовании земель в Тульской области в 2014 г. - Федеральная служба государственной регистрации, кадастра и картографии (РОСРЕЕСТР), Управление Федеральной службы государственной регистрации, кадастра и картографии по Тульской области. Тула. 2015. 95 с.
5. Романцова Н.А., Парамонова Т.А., Семенихин А.И. Особенности загрязнения почв Плавского радиоактивного пятна Тульской области цезием-137 // Актуальные проблемы экологии и природопользования. М. 2011. Вып.13. Ч.2. С. 172–178.
6. Сельскохозяйственная радиология / Под ред. Р.М. Алексахина, Н.А. Корнеева. М.: Экология. 1992. 400 с.
7. Технологические приёмы, обеспечивающие повышение устойчивости агроценозов, восстановление нарушенных земель, оптимизацию ведения земледелия и получение соответствующей нормативам сельскохозяйственной продукции товаропроизводителями различной специализации / Под ред. Н.И. Санжаровой - Обнинск: ВНИИСХРАЭ, 2010. 180 с.
8. ФЗ № 1244-1 от 15 мая 1991 г. «О социальной защите граждан подвергшихся воздействию радиации, вследствие катастрофы на Чернобыльской АЭС». 1991.
9. Шамшурина Е. Н., Голосов В. Н., Иванов М. М. Пространственно-временная реконструкция поля выпадения чернобыльского ¹³⁷Cs на почвенный покров в верховьях бассейна реки Локны // Радиационная биология. Радиоэкология. 2016. Т. 56. № 4. С. 414–425.
10. Brechignac F., Madoz-Escande C., Gonze M.A., Schulte E.H. Controlled lysimetric simulation of accidents giving rise to radioactive pollution of the agricultural environment: Synthetic overview of research carried out at IPSN // Radioprotection. 2001. V.36, №3. P. 1–26.
11. Paramonova T., Machaeva E., Belyaev V. Modern parameters of caesium-137 root uptake in natural and agricultural grass ecosystems of contaminated post-Chernobyl landscape, Russia// Eurasian Journal of Soil Science, 2015 – Vol. 4. №1. P. 30–37.
12. Owens Ph.N., Walling D.E. Spatial Variability of Caesium-137 Inventories at Reference Sites: an Example from Two Contrasting Sites in England and Zimbabwe // Appl. Isot. 1996. V. 47. № 7. P. 699–707.
13. Thiry Y., Gommers A., Iserentant A. et al. Rhizospheric Mobilization and Plant Uptake of Radiocaesium from Weathered Micas // J. of Environmental Quality. 2005. V. 34. No 6. P. 2174-80.

Сульфидная минерализация и перспективы рудоносности зоны разломов Брейбоген на архипелаге Шпицберген

Коробова Г.А.¹. Евдокимов А.Н.¹.

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, Guzel_Ismagilova@inbox.ru, Evdokimov48@list.ru

Девонский грабен, который является основной структурой Центрального Шпицбергена, протягивается в субмеридиональном направлении через всю центральную часть острова Западный Шпицберген. С запада и востока грабен ограничен системами глубинных разломов; с юга – перекрывается отложениями комплекса платформенного чехла. Ограничивающие грабен разломы (система разломов ледника Монако – залива Брейбоген и Биллефьордская зона разломов) были заложены еще в середине протерозоя, но движения по ним неоднократно возобновлялись на протяжении длительного времени. Системы имеют сложное строение и ширину до 15-20 км. Они же формируют и борта грабена. Западный борт (западная тектоническая ступень) имеет ступенчатое строение, когда по серии сбросов ступени, сложенные породами докембрия и девона, последовательно опускаются в восточном направлении. Восточный борт (район между Ауст-фьордом и Билле-фьордом) имеет клавишное строение, где чередуются мелкие горсты и грабены (Милославский, Сироткин, 1994). Центральная, максимально опущенная область грабена сложена породами девонского красноцветного - сероцветного комплекса и представляет собой сложно построенную моноклираль, погружающуюся в восточном и северо-восточном направлении и осложненную двумя крупными структурами – сопряженными синклиналью и антиклиналью Земли Андре. (Сироткин, Никитин, 2011).

Развитие магматических комплексов на этой площади крайне ограничено. Здесь известны тела раннепротерозойских и среднерифейских анатектических гранитоидов, раннерифейских метагабброидов, дайки раннекарбонных ультрабазитов и лампрофиров, покровы и дайки неогеновых платобазальтов, а также вулканы центрального типа четвертичного возраста, сложенные щелочными базальтоидами. Связь с магматическими комплексами рудопроявлений на изучаемой площади не выявлены.

На изучаемой площади описаны наиболее перспективные рудопроявления:

Сигурд. Основным носителем руды является брекчия известняков, пропитанная кальцитовыми и барит-кальцитовыми жилками, несущими сульфидную минерализацию. В меньшей степени минерализованы бурые известковистые песчаники и алевролиты, а также серые докембрийские мраморы, находящиеся к западу от Брейбогенского разлома. Породы базальной толщи свиты Вуд Бей (подсвиты Кап-Кьелдсен), которые вмещают оруденение представлены красноцветными алевролитами, песчаниками, гравелитами и серыми известняками.

Наравне с азуритом и малахитом здесь, прежде всего, доминирует борнит и барит; в некоторых пробах в заметных количествах присутствуют халькозин, блеклая руда, лимонит. В небольших количествах присутствуют пирит, халькопирит, ковеллин, галенит; редко встречаются куприт, бурнонит, самородная медь. В аншлифах описаны сфалерит, самородное золото и кюстелит.

Геохимическая характеристика руд и пород проявления Сигурд была получена по результатам бороздового и штуфного опробования. Результаты геохимического изучения пород и руд проявления Сигурд подтвердили серебро-медную специализацию объекта В то же время четко видна приуроченность оруденения к докембрийским мраморам и породам подсвиты Кап-Кьелдсен.

Проявление Сигурд является типичным гидротермальным, многостадийным, формировавшимся в условиях высоких и средних температур, а впоследствии подвергнувшееся достаточно глубокому гипергенному воздействию. В монографии, посвященной геологии серебро-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и Центрального Казахстана /Геохимия серебра ..., 1975/, сходный тип месторождений описан как колчеданно-полиметаллический (типичные представители – Орловское, Иртышское, Майканн В и другие). (Сироткин и др., 1998ф).

Вонбреен. Вмещающими породами являются мраморы верхней подсвиты свиты Коллербреен, Сульфидная минерализация приурочена к прослоям черных окварцованных роговообманковых мраморов и находящихся в них линзах амфибол-слюдисто-кварцевых пород. Наряду с этим присутствует жильное оруденение в виде секущих жилок (мощностью до 2-3 мм) халькопирита; длина жилок до 1 м. Тонкая сульфидная вкрапленность появляется и во вмещающих серых мраморах; там же отмечаются и секущие прожилки. Петрографическое описание шлифов позволило установить, что рудовмещающие породы представлены рудными мраморами и кварц-полевошпатовыми метасоматитами.

Минераграфическое описание полированных шлифов позволило получить подробную информацию о составе рудных минералов и их структурных взаимоотношениях в рудах проявления. Главные минералы: пирротин, пирит, халькопирит; очень редко отмечаются марказит, сфалерит, блеклая руда, ильменит; среди вторичных преобладает гетит. Геохимическая характеристика руд проявления Вонбреен подтвердила медную специализацию объекта.

Рубинбреен. Вмещающей толщей является средняя подсвита свиты Коллербреен, а именно, ее наиболее метаморфизованная часть, где послойно мигматизированная толща переслаивания биотитовых сланцев и микрогнейсов с прослоями амфиболитов и мраморов прорывается телами реоморфических гранитоидов. Вдоль контактов прослоев мраморов отмечаются зоны скарнирования (до 5-7 см). Богатая сульфидная минерализация приурочена к мощному телу амфиболитов; убогая вкрапленность сульфидов отмечается во вмещающих амфиболиты породах.

Количество рудных минералов в аншлифах оценивается от 1-2% до 7-10%. Среди них описаны ильменит (30-60%), магнетит (1-3%), пирротин (до 30%), пирит (до 20%), халькопирит (5-15%), марказит, сфен, сфалерит, гетит. Аналитические исследования показали медную специализацию рудного амфиболита. В целом надо отметить, что наиболее богатые медными сульфидами участки находятся в верхней половине тела амфиболита.

Ризефельла. Также, как Сигурд, представлен отложениями нижнего девона (подсвита Кап-Кьелдсен) и расположен к востоку от Брейбогенского разрывного нарушения. Выявлено два проявления сульфидной минерализации: одно – в коренном залегании на юго-восточном склоне г. Ризефельла (коренной выход жил барит-кальцитового и кальцит-баритового состава с медной минерализацией) и одно – в элювиально-делювиальных развалах на западном ее склоне (кварцевые конгломераты, пронизанные густой сетью прожилками розово-белого кальцита с баритом, в них хорошо видны примазки и тонкая вкрапленность малахита).

Основными рудообразующими минералами в данных пробах являются: борнит, халькозин, ковеллин, реже (первые проценты) гематит, пирит, халькопирит, теннантит. Обнаружены единичные зерна самородной меди и золота.

В результате проведенных геохимических исследований по бороздовым и штупным пробам (рентгено-флюоресцентный анализ) в бороздовых пробах сколько-нибудь значимых содержаний меди не обнаружено.

Исходя из вышесказанного, можно констатировать, что данное проявление, как самостоятельный объект промышленной ценности не имеет, но представляет интерес, как продолжение зоны минерализации на север вдоль Брейбогенского разрывного нарушения. По минералогии и характеру рудовмещающего тела (брекчия известняков, залеченная кальцит-баритовым материалом) оно сходно с проявлением Сигурд, и такой тип минерализации имеет значительное площадное распространение.

При построении корреляционных связей по вышеуказанным рудопроявлениям выявило слабую связь между Cu и Pb. Это может говорить о существовании двух или более стадий рудообразования, в которых эти элементы играли резко различную роль.

В северной части острова Западный Шпицберген выделены три основные возрастные группы проявлений рудной минерализации: R₂, V, D₂, которые приурочены к долгоживущим тектоническим зонам, обрамляющим девонский грабен субмеридиональной ориентировки.

1. Милославский М.Ю., Сироткин А.Н. Региональные зоны разломов Билле-фьорд и Лум-фьорд – Агард-бухта на Шпицбергене // Проблемы развития морских геотехнологий, информатики и геоэкологии. Спб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С.74-75.

2. Сироткин А.Н., Никитин Д.В. Особенности геодинамического развития девонского грабена Шпицбергена // Записки Горного Института.СПб, 2011. 361 с.
3. Сироткин А.Н. Проблемы металлогении и перспективы рудоносности Центрально-Шпицбергенской полиметаллической зоны // В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Спб, ВНИИОкеангеология, вып. 6. 2006. С. 39-48.
4. Твердые полезные ископаемые архипелагов и островов арктической континентальной окраины Евразии / Гл.ред. В.Д. Каминский, отв. ред. В.И. Ушаков, В.Д. Крюков. -Спб., ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга" 2010. 336 с.

Месторождение «Норильск-1»: строение и особенности кристаллизации расплава

Коршунов Д. М.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва dmitOkorsh@gmail.com

Актуальность проделанной работы. Проблемы образования норильских рудоносных интрузивов обсуждаются много лет (Годлевский, 1959; Дюжиков и др., 1988; Налдретт, 2003; Лихачев, 2006; Криволуцкая, 2014), включая физико-химические условия кристаллизации образовавших их расплавов (температура, давление, состав магм). Значительно меньшее внимание было уделено оценке фугитивности кислорода при кристаллизации исходных расплавов. Именно этому посвящена данная работа. Фактический материал. Для достижения этой цели, нами было выбрано месторождение «Норильск-1». Оно связано с одноименным интрузивным массивом. Внутренне строение массива было изучено по керну скважины ДМ-27 (рис. 1), которая располагается в западной части месторождения на южном уступе карьера.

Геологическая колонка по скважине ДМ-27

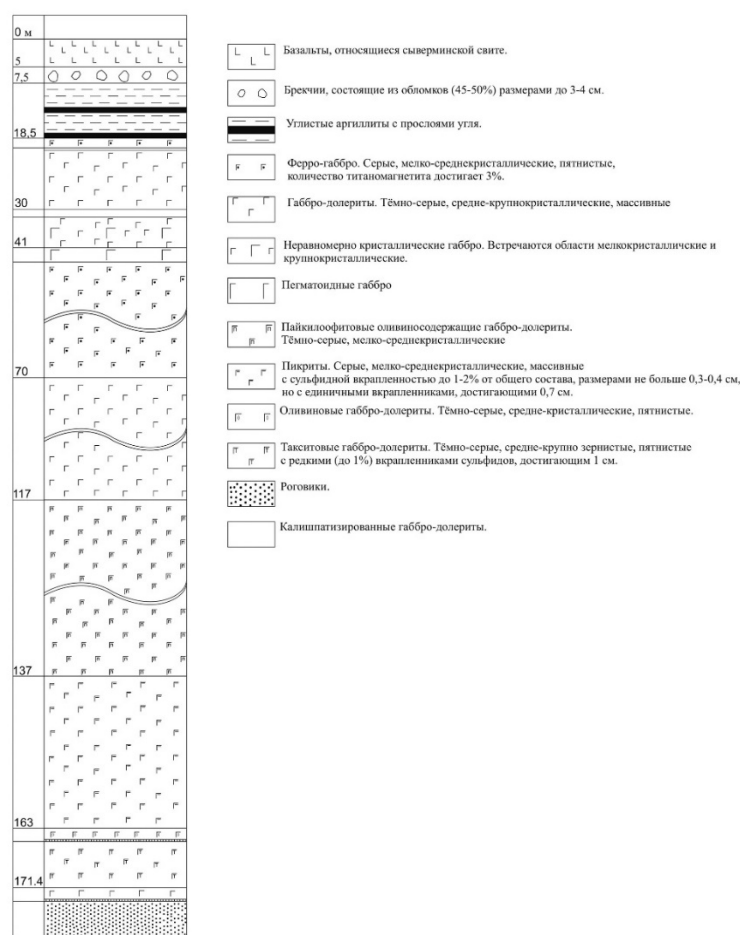


Рисунок 1. Геологическая колонка, составленная по скважине ДМ-27.

Описание разреза приводится снизу-вверх. Так, на глубине 174.4 м находится контакт между роговиками, развитыми по песчаникам тунгусской серии (С₂-Р₁), вмещающими интрузив, и контактовыми габбро-долеритами мощностью 40 см (тёмно-серого цвета, средне-мелко кристаллической структуры, массивной текстуры). Выше залегают такситовые габбро-долериты (тёмно-серые, средне-крупнокристаллические, пятнистые с редкими (до 1%) вкрапленниками сульфидов, достигающим 1 см), с верхней чёткой границей на глубине 168,4 м. Внутри этого горизонта на глубине 171.4-174.2 м находится зона брекчирования с прожилками кальцита. Над такситовыми габбро-долеритами расположена маломощная зона оливиновых тёмно-серых, средне-кристаллических габбро-долеритов, сменяющиеся на глубине 163.5 м почти черными

мелко-среднекристаллическими массивными пикритовыми габбро-долеритами. Они содержат сульфидную вкрапленность (1-2% от общего объема породы); размер сульфидных обособлений в среднем равен 0,3-0,4 см, но единичные вкрапленника достигают 0.7 см. Выше 138 м, над пикритовыми габбро-долеритами, залегают оливиновые габбро-долериты, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу пойкилоофитовыми оливинодержащими тёмно-серыми среднекристаллическими габбро-долеритами. Между этими двумя горизонтами чёткой границы нет. Начиная со 137.5 м вверх количество оливина постепенно уменьшается вплоть до полного его исчезновения (на глубине 117 м). Выше появляются тёмно-серые среднекристаллические, массивные габбро-долериты с незначительным количеством титаномагнетита (137.5-84.5 м). Верхняя граница нечёткая, начиная с глубины 70 м залегают мощные горизонты феррогаббро с неоднородным строением за счет неравномерного распределения титаномагнетита и зернистости пород: вверх по разрезу его количество возрастает от 3% (размером 3-4 мм) до 5-7% (до 8 мм) в интервале 50-44 м. Иногда обнаруживаются участки мелкопризматического габбро-долерита. Выше отмечается резкая граница с пегматоидными габбро-долеритами (44.4-34.4 м). Неравномернокристаллические габбро (от мелко- до крупнокристаллических) установлены в интервале 34.4-30 м, часто они калешпатизированы. В верхней части интрузива (30-20.1 м) наблюдаются пегматоидные обособления до 6 см и занимающие до 10-12% от объема пород. Верхнюю часть интрузива слагают (на глубине 19.8-18 м) феррогаббро, в которых количество титаномагнетита достигает 3%. Над ними залегают углистые аргиллиты с прослоями угля, а также брекчии, состоящие из обломков (45-50% осадочных пород размерами до 3-4 см), сцементированных серо-розовым магматическим материалом. В интервале 5-0 м установлены базальты, относящиеся, предположительно, к сыверминской свите. В скважине наблюдаются только бедные вкрапленные руды, локализованные в пикритовых, такситовых и контактовых габбро-долеритах. В карьере прослеживаются и сплошные руды в придонных частях массива, прожилковые и жильные руды выше массивных, а в верхних частях рудных горизонтов наблюдаются вкрапленные руды. Шпинелиды встречаются практически по всему разрезу, но кристаллизовались они на начальной стадии с оливином и только в пикритовых габбро-долеритах. Минералы встречаются с разной частотой на разных глубинах. Оливин, орто- и клинопироксены, плагиоклаз основного состава основные минералы, имеют в основном панидиоморфную структуру. В подчинённом количестве присутствуют биотит и титаномагнетит, присутствующие только во вкрапленниках. По сосуществующим парам оливин-хромшпинелид можно рассчитать фугитивность кислорода (Ballhaus et al., 1990), зная температуру кристаллизации расплава и давление. Учитывая приповерхностное залегание интрузивов, давление было оценено нами в 0.5 кбар, а данные по температуре приводятся во многих работах, в частности Н.А. Криволицкой (2014). Состав хромшпинелидов и оливинов, в которые заключены эти хромшпинелиды, (рис.2) измерялся на микрозонде и рассчитывался по алгоритму К.Балхауса. Результаты расчетов приведены в таблице 1.



Рисунок 2. Фотографии хромшпинелидов в оливинах.

Таблица 1. Данные химического состава минералов (мас.%) и результаты расчёта фугитивности кислорода при их кристаллизации.

состав оливина	1 зерно	2 зерно	3 зерно	4 зерно	5 зерно
SiO ₂	39,58	40,09	39,84	39,3	39,32
CaO	0,1	0,14	0,09	0,12	0,12
FeO	20,34	21,08	19,52	21,11	21,01
MnO	0,34	0,35	0,28	0,41	0,31
NiO	0,17	0,24	0,23	0,22	0,17
MgO	41,66	41,21	42,48	41,27	41
Total	102,18	103,11	102,44	102,43	101,93
состав шпинелидов	1 зерно	2 зерно	3 зерно	4 зерно	5 зерно
MgO ^{2/3}	4,6	4,43	5,18	3,07	4,67
Al ₂ O ₃	10,56	10,65	12,17	5,14	10,59
SiO ₂	0,09	0,1	0,09	0,08	0,07
Cr ₂ O ₃	29,62	32,89	32,22	24,11	32,26
TiO	3,84	1,99	2,61	6,96	2,28
CaO	0,07	0,01	0,04	0,02	0
V ₂ O ₅	0,6	0,59	0,45	0,55	0,55
FeO	46,42	45,88	43,39	55,22	45,02
MnO	0,44	0,45	0,42	0,51	0,46
NiO	0,19	0,16	0,22	0,2	0,1
CoO	0,06	0,11	0,06	0,08	0,09
ZnO	0,25	0,52	0,35	0,22	0,16
Total	96,74	97,76	97,2	96,15	96,24
Fo мол.%	78,5	77,7	79,5	77,7	77,7
P, kbar	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
T, C	1200	1200	1200	1200	1200
+QFM	0,16	0,19	0,25	-1,29	0,11

Примечание. Анализы выполнены на аналитическом анализаторе Camscam SX 100 в ГЕОХИ РАН, аналитик Н.Н. Кононкова.

Выводы. Значения фугитивности получены для момента начала кристаллизации расплава, в процессе эволюции эти значения могли меняться. Повышенное содержание железа отмечается в верхней части разреза в безрудных горизонтах и постепенно убывает с глубиной. При этом рудная минерализация, наоборот, тяготеет к нижним частям разреза, где наблюдается повышенное содержание оливина. Чёткой границы между рудной и безрудной частями нет. Сульфидная минерализация постепенно убывает к верхней части. Рудная минерализация пропадает в местах, где количество оливина минимально, а содержание титаномагнетита начинает расти.

1. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М. Госгеолтехиздат. 1959. 61 с.
2. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Геология и полезные ископаемые Норильского района. М.: Наука. 1988. 270 с.
3. Криволицкая Н.А. Эволюция траппового магнетизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. Товарищество научных изданий КМК. 2014. 306 с.
4. Лихачев А.П. Платиновые и платино-медно-никелевые месторождения. 2006.
5. Роговер Г.Б. Месторождение Норильск I. М., Госгеолтехиздат, 1959. 168 с.
6. Ballhaus, C., R. F. Berry, et al. "High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle." Contributions to Mineralogy and Petrology, 1991. С. 21–40.

Выявление участков локальных радиоактивных выпадений на Северном острове Новой Земли с помощью комплекса HYSPLIT

Костецкая Н.И.^{1,2}, Семенков И.Н.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, semenkov@igem.ru

²РХТУ им. Д.И. Менделеева, г. Москва

Новоземельский полигон для испытаний ядерного оружия и исследования действие взрывов на объекты военно-морского флота создан в 1954 г. Изначально он предназначался для испытаний ядерного оружия в морских условиях, однако впоследствии здесь проводили и воздушные испытания. Центром военного объекта был выбран поселок Белушье. С 1955 г. по 1990 г. на полигоне произведено 132 ядерных взрыва (86 атмосферных, в т.ч. один наземный, 83 воздушных и 2 надводных, а также 3 подводных и 42 подземных). Их общая мощность составила 94% всех взрывов, произведенных в СССР (Ядерные взрывы, 1992).

После подписания Московского Договора 1963 г. «О запрещении испытаний ядерного оружия в трех средах: атмосфере, космическом пространстве и под водой» на полигоне стали проводить только подземные ядерные взрывы (первый 18 сентября 1964 г., последний 24 октября 1990 г.), которые оказывали в сотни тысяч раз меньшее радиоактивное воздействие на окружающую среду. Из подземных ядерных взрывов, произведенных на Новой Земле 36 % были без истечения радиоактивных газов в атмосферу; 60% – с просачиванием радиоактивных инертных газов в атмосферу без остаточного загрязнения (радиоактивные изотопы в атмосфере превращались в нерадиоактивные) и 4% – с попаданием на земную поверхность радиоактивных газообразных и парообразных продуктов. Такие нештатные ситуации произошли 14 октября 1969 г. и 02 августа 1987 г. (Михайлов, 2004).

В опубликованных материалах отсутствуют среднемасштабные карты радиоактивного загрязнения архипелага, хотя имеются детальные схемы на отдельные локальные участки, что не позволяет судить об интенсивности и площади радиационного воздействия испытаний на Северном полигоне на окружающую среду архипелага Новая Земля.

Цель настоящей работы – составление карты участков наиболее вероятного радиоактивного загрязнения Северного острова Новой Земли после проведения атмосферных ядерных взрывов на Северном полигоне.

В программе HYSPLIT Trajectory Model (Stein et al., 2015) построены по одной нормальной траектории движения воздушных масс на абсолютных высотах 500, 1000 и 2500 м на 66 атмосферных ядерных взрыва, произведенных на Новой Земле (рис. 1а). Для взрывов, траектории движения воздушных масс после которых проходили над Северным островом, построены карты осаждения аэрозолей в программе HYSPLIT Dispersion Model (Stein et al., 2015), которая представляет собой систему вычисления траектории движения и рассеяния воздушных масс и моделирования осаждения веществ (Stein et al., 2015). Целью составления карт являлось определение траектории движения воздушных масс в течение 24 ч после проведения ядерных испытаний на высотах, соответствующих расположению наиболее распространенных в Арктике облаков, из которых выпадают осадки. Исследовались воздушные взрывы мощностью более 100 кт, а также все наземные и надводные взрывы. Из-за отсутствия сведений о точном расположении эпицентров взрывов взяты координаты двух площадок на полуострове Сухой Нос (73,8070 с.ш., 54,4410 в.д.) и в районе губы Черной (70,6807° с.ш., 54,4191° в.д.). Из 66 взрывов отобрано 12 испытаний, после которых Северный остров архипелага мог подвергнуться радиоактивному загрязнению.

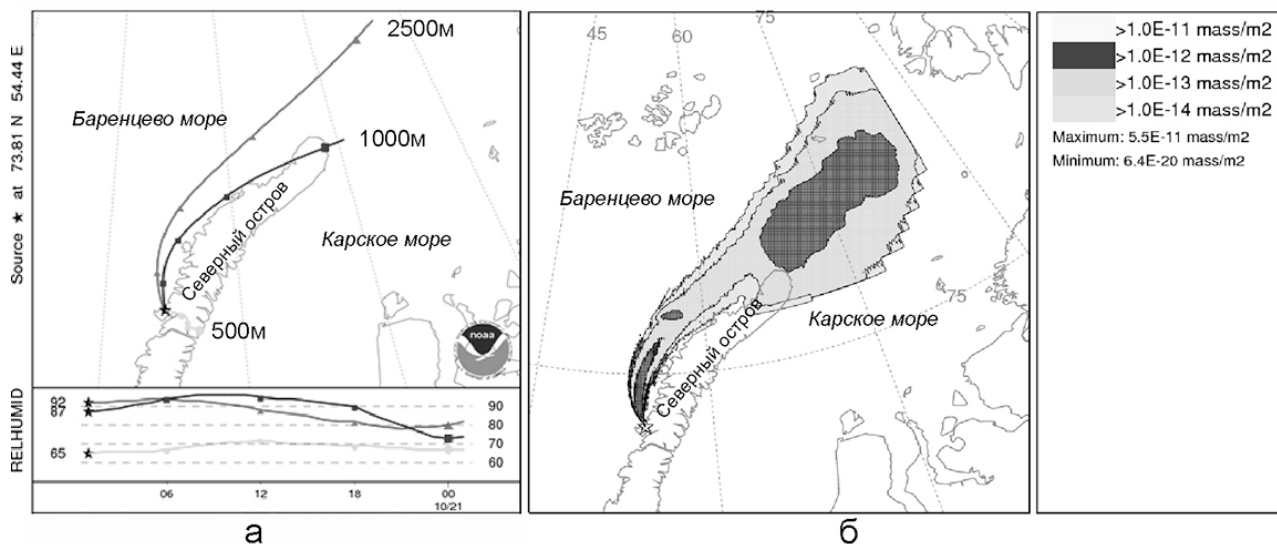


Рисунок 1. Карты движения воздушных масс на высоте 500, 1000 и 2500 м (а) и выпадения аэрозолей (условные массы на 1 м²) после взрыва (б), произведенного 20 октября 1958 г. на Северном полигоне.

Для испытаний 7 сентября 1957 г.; 12, 18, 20 и 22 октября 1958 г.; 14 сентября 1961 г.; 20 и 25 сентября 1962 г.; 18, 23 и 25 декабря 1962 г., после которых могло произойти радиоактивное загрязнение архипелага, в программе HYSPLIT Dispersion Model построены карты осадения аэрозолей (рис 1б). Рассеяние веществ рассчитывали по данным об исходном содержании поступивших в атмосферу частиц (исходя из мощности взрыва) и нормализовали по среднему полю ветра и распространению турбулентной составляющей. Конфигурация по умолчанию этой модели предполагает трехмерное распределение частиц по горизонтали и вертикали (Stein et al., 2015). Так как неизвестны точные высоты расположения эпицентра взрывов, выбран диапазон в пределах 700 – 2500 м в зависимости от мощности заряда. Взрывы на высоте более 2500 м давали преимущественно глобальное радиоактивное загрязнение, практически не образуя локальных или региональных пятен выпадения, так как поллютанты поступали в стратосферу, поступая оттуда на поверхность земли в виде глобальных радиоактивных выпадений. Самый сильный взрыв “Царь бомбы” 30 октября 1961 г. мощностью около 60 Мт был произведен на расстоянии примерно 4000 м от земли (Михайлов, 2004), поэтому он не учитывался при создании карт, хотя траектория движения воздушных масс после него проходила над архипелагом.

В качестве времени начала движения воздушных масс выбрано 4:00, 7:00, 10:00 по Гринвичу из-за отсутствия точного времени взрывов, так как по литературным данным (Михайлов, 2004) работа на полигонах велась в основном утром и в первой половине дня, поэтому 7:00 и 10:00 по Гринвичу, соответствующие 10:00 и 13:00 на Новой Земле, выбраны как приоритетные сроки, а 4:00 (7:00 утра) необходимо для возможных корректировок. В ходе более детальных исследований выявлено, что после шести взрывов радиоактивные вещества осаждались на Северном острове Новой Земли. На этих картах программа HYSPLIT Dispersion Model автоматически выделяла по 4 ареала с разными уровнями загрязнения в логарифмической шкале (в зависимости от мощности взрыва) от менее чем $1,0 \times 10^{-14}$ до 10^{-9} условных масс/м² (рис. 1б).

Схематичная карта участков наиболее вероятного радиоактивного загрязнения Северного острова Новой Земли составлена в программе Adobe Photoshop на основе полученных карт с участками осадения загрязняющих веществ. На чистую бланковку с контуром Новой Земли ареалы выпадений наложены кистью с прозрачностью 5% для наименьшего уровня загрязнения (менее $1,0 \times 10^{-14}$ условных масс/м²). Территории с более высоким уровням загрязнения закрашивали с прозрачностью 10, 15, 20, 25 и 30%. В результате получена карта ареалов наиболее вероятного радиоактивного загрязнения Северного острова Новой Земли (рис. 2), на которой большая интенсивность окраски соответствует большей вероятности выпадения поллютантов.

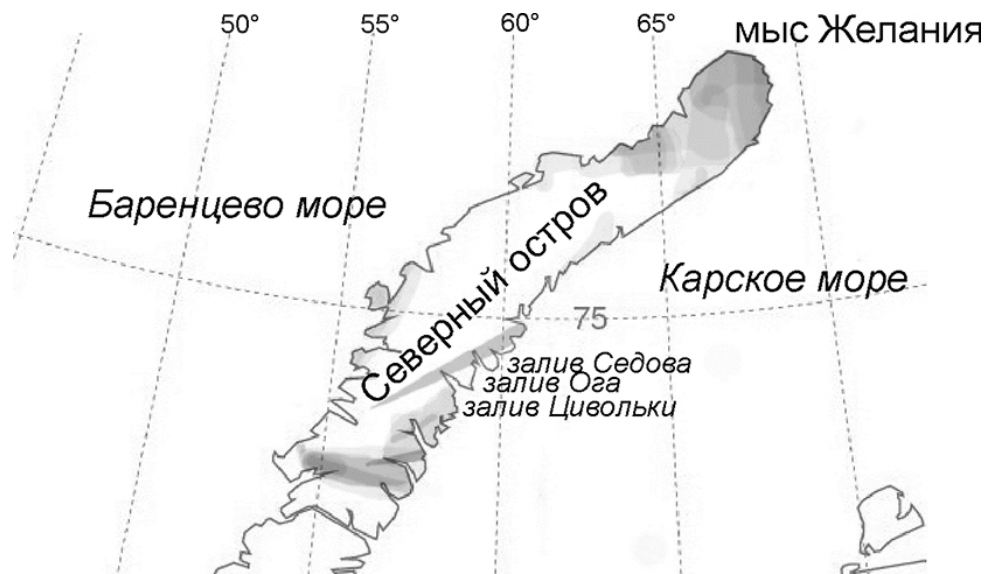


Рисунок 2. Карта ареалов наиболее вероятного радиоактивного загрязнения Северного острова Новой Земли.

В связи с отсутствием фактических данных о высотах взрывов, а также точного времени их проведения, возможна достаточно большая погрешность построения траекторий. Однако на настоящий момент невозможно создание более точной картины радиоактивных выпадений в связи с отсутствием опубликованной литературы и более надежных метеорологических моделей.

Наиболее вероятными радиоактивно загрязненными участками на Северном острове Новой Земли являются северная часть острова (в радиусе около 50 км от мыса Желания, районы гор Северный Нунатак и Менделеева) и участок, близкий к месту проведения воздушных взрывов протяженностью примерно 20 км на полуострове Борисова.

Для верификации карт будет оценено содержание цезия-137 в донных осадках, почвах и растительности на восточном побережье архипелага (заливы Ога, Цивольки, Благополучия и Седова) и на мысе Желания.

Выводы

1. Главный источник цезия-137 в сухопутных ландшафтах Новой Земли – Новоземельский полигон и испытания в атмосфере ядерного оружия на нем в 1955 – 1990 гг. Наиболее серьезные локальные радиоактивные выпадения на территорию Новой Земли произошли 7 сентября 1957; 20 октября 1958; 14 сентября 1961; 25 сентября, 18, 23 и 25 декабря 1962.

2. Наиболее вероятным радиоактивно загрязненным участком Северного острова является мыс Желания, районы гор Северный Нунатак и Менделеева, а также полоса протяженностью около 20 км на полуострове Борисова.

Исследование выполнено в рамках проекта Российского научного фонда № 14-17-00764.

1. Михайлов В.Н. Ядерные испытания в Арктике. Том II. Москва: Институт стратегической стабильности. 2004. 395 с.

2. Ядерные взрывы в СССР. Выпуск 1. Северный испытательный полигон. 1992. 194 с.

3. Stein A.F., Draxler R.R., Rolph G.D., Stunder B.J.B., Cohen M.D., Ngan F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system // Bulletin of the American Meteorological Society. –2015. doi: 10.1175/BAMS-D-14-00110.1

Пространственно-генетические соотношения жильной и прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации месторождения Вернинское (Бодайбинский район)

Котов А.А.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, kotovaleksey@gmail.com

Вернинское золоторудное месторождение – второе по масштабу рудных концентраций золота в известном Бодайбинском районе, описывается в ряде публикаций, включая исследователей ИГЕМ РАН (Сафонов, 2006, Золоторудные.., 2010, и др.). В этом месторождении представлены крупные запасы вкрапленно-прожилковых руд (>200т Au), и среднее по размерам, ранее выделявшееся как самостоятельное месторождение Первенец кварц-золоторудной жильной минерализации. В последние годы как входящее в единое рудное поле, на его восточном плане, рассматривается месторождение Невское, ограниченное по размерам, но также как месторождение Вернинское, характеризующееся сонахождением двух указанных геолого-промышленных типов руд. Подобное сонахождение имеет место и в Сухоложском рудном поле при резко подчиненной значимости жильных руд. Как известно, мелкие, в том числе близкие к средним, месторождения жильного типа, представлены также в западной Маракано-Тунгусской структурно-формационной зоне Бодайбинского синклинория, выделенной ранними исследователями его золотоносности. Собственно жильные месторождения той же категории по размерности представлены в Южно-Бодайбинском «поясе» ЗСЗ простирания. Однако эти месторождения единичны и указанный пояс остается предполагаемым.

Проблема масштабности развития жильной золоторудной минерализации в Бодайбинском синклинории определялась ещё в начале прошлого века, благодаря уникальности распространения россыпей золота – «Ленских россыпей», отработка которых привела к добыче более 2тыс. т золота, основная часть приходится на россыпи рассматриваемого района. Рядом исследователей показано, что россыпное золото, в основном, увязывается с жильными коренными источниками. Поэтому проводимые нами исследования направлены на выявление пространственно-генетических соотношений указанных типов золоторудной минерализации месторождения Вернинского, для дальнейшего определения его структурной позиции не только в конкретном рудном поле, но и районе.

Месторождения золота в Бодайбинском районе приурочены к флексуобразным складкам и зонам расланцевания пород хомолхинской и аунакитской свит (рифей-венд). Месторождение Вернинское расположено в пределах Бодайбинского синклинория, и приурочено к центральной части Кропоткинского рудного узла (рис. 1). Рудное поле сложено осадочными верхнепротерозойскими терригенными породами зелено-сланцевой фации метаморфизма, представленные переслаивающимися песчаниками, алевролитами и филлитами. Месторождение приурочено к запрокинутой на юг, сжатой антиклинальной складкой, осложненной разрывными нарушениями, среди последних наиболее важным является субширотный разлом который маркирует жильная зона Первенец. Также крылья антиклинали осложнены складчатостью более низкого порядка.

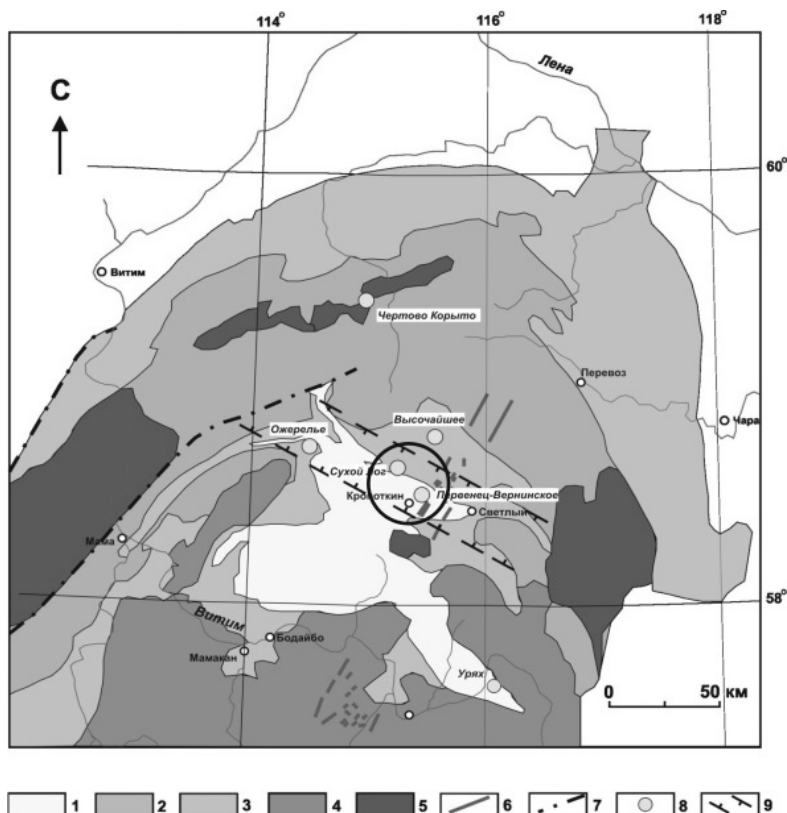


Рисунок 1. Геолого-структурная позиция Кропоткинского золоторудного узла, объединяющего месторождения Сухой Лог, Вернинское и другие «Сухоложского тренда») с рудным полем месторождения Высочайшее.

Месторождение представлено двумя основными минералого-геохимическими типами руд: кварц-сульфидным прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным. Зона Первенец, в результате геолого-разведочных работ, была увязана с подобной расположенной в 3 км ЮЗ на месторождении Невское, которое имеет сходство с месторождением Вернинское, только с золото-пиритовой и золото-арсенипиритовой.

Прожилково-вкрапленное оруденение, на месторождении Вернинское, представлено в трех рудных зонах. В настоящее время отрабатывается 1-ая и 2-ая рудные зоны. Рудная зона №3, слепая, была подсечена несколькими скважинами на глубине 300м, и на глубине около 650м, из чего можно предположить о его распространении на большую глубину (рис. 2).

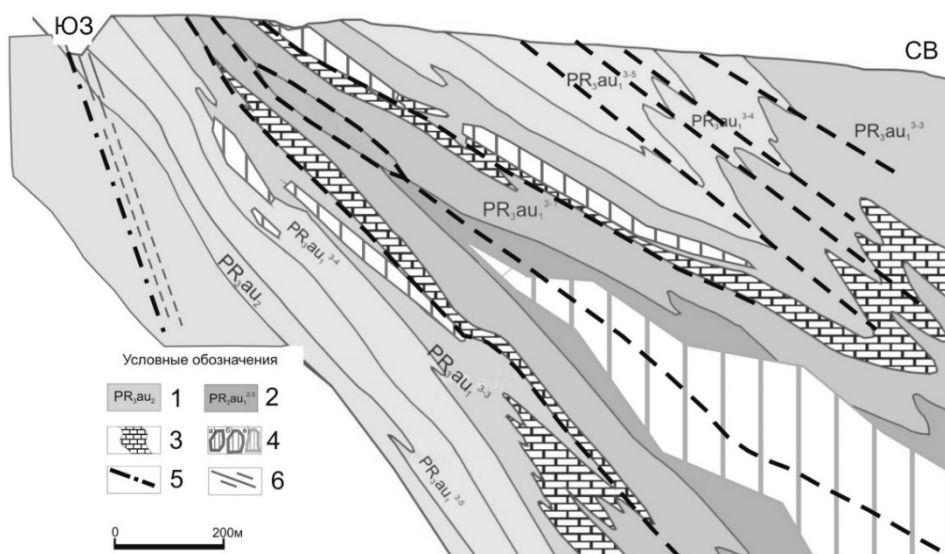


Рисунок 2. Разрез центральной части месторождения Вернинское.

Вмещающие породы месторождения Вернинское насыщены углеродистым веществом, часто в виде отдельных прожилков, которое в условиях метаморфизма, служило сорбентом золота. Проведенные исследования (Развожаева и др., 2002) показали содержание золота в

концентрациях нерастворимого углеродистого вещества, выделенного из пород хомолхинской свиты, до 1-2 г/т, а в растворимых соединениях углерода – битумоидах, до десятков г/т.

Для изучения проблемы формирования рудообразующих гидротермальных систем важно отметить наличие в пределах Байкало-Патомского нагорья, интрузивных массивов основного и гранитного состава каледонского и герцинского возраста. Проведенные геофизические исследования Кропоткинского рудного узла, установили нахождение области пониженных и относительно повышенных гравитационных полей. В районе месторождения Сухой Лог выделяется Угоханский минимум, а субвертикальное разрывное нарушение, с большой вероятностью проходящее вдоль юго-восточного бокового контакта Угоханского плутона, представляется главным проницаемым каналом для прохождения рудоносных растворов, сформировавших месторождение (Лишневский и др., 2004). Южнее Угоханского плутона, в районе месторождения Вернинское, по геофизическим данным, выделяется Кропоткинский локальный максимум. Вероятное отличие в вещественном составе руд месторождения Вернинское, может быть связано с тем, что состав пород Кропоткинского локального максимума, соответствует базитам – серпентинизированным гипербазитам.

1. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.

2. Котов А.А., Злобина Т.М. Структурные критерии оценки жильного золоторудного оруденения месторождения Вернинского, северо-восточное Прибайкалье. // Руды и металлы. 2011. №3-4. С.95.

3. Константинов М.М. Золоторудные месторождения России. Акварель, 2010. С. 376.

4. Лишневский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Докл. РАН. 2004. Т. 46. № 1. С. 88–104.

5. Русинов В.Л. и др. // Геология рудных месторождений. 2008. Т.50. №1. С. 3-46.

6. Сафонов Ю.Г. Геолого-генетические типы золоторудных и золотосодержащих месторождений Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых / М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 2. С. 17–96.

Золоторудное месторождение Вернинское (СВ Прибайкалье): структурные особенности локализации жил в условиях нестабильности динамического и флюидного режимов

Котов А.А.¹, Злобина Т.М.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, kotovaleksey@gmail.com

Месторождение Вернинское-Первенец размещено в терригенной песчано-сланцевой складчатой толще рифеид Бодайбинского синклинория, сформированного в байкальские циклы орогенеза над СВ палеорифтом. Месторождение локализовано в ритмично переслаивающихся метаморфизованных отложениях аунакитской свиты верхнего протерозоя в пределах Вернинской антиклинали. Формирование его структуры обусловлено синрудными деформациями складчатой толщи, вызванными активизацией глубинных ССЗ разломов основания. Активизация субширотных надвигов по крыльям субширотных складок и субширотных крутопадающих разломов, секущих сланцеватость вызвали образование пологих и крутопадающих нарушений двух ортогональных дуплексных систем (на фронте надвигов и в пластинах между ними, поперек простирания надвиговой зоны). К таким надвигам относится Центральный, проходящий по осевой поверхности Вернинской антиклинали через центральную часть месторождения и погружающийся на С-СВ. Субширотное простирание имеет и Главный крутопадающий разлом (пд. до 65°) в зоне Первенец. 3D-моделированием (Мурашов, и др. 2014) выделены скрытые разломы СВ простирания. Активизация нарушений дуплексных систем сопровождалась широким развитием макро- и микротрещин согласных со сланцеватостью и секущих ее. Контролирует размещение рудных тел разрывная тектоника. В последние годы появляется все больше данных, указывающих на почти одновременное с поступлением флюидов формирование (повторное раскрытие) тектонических проводников, активно контролирующих как перенос, так и отложение рудного вещества. Это связано с сейсмическими эффектами, влияющими на деформационно-напряженное состояние (НДС) пород и проницаемость активных проводников в период поступления флюидов (Сох, 2016). Показателем влияния сейсмогенных факторов является нестабильность параметров динамической системы и флюидного режима. Реконструкция динамических режимов осуществлялась методами (Данилович, 1961) и (Малиновский, Чернышев, 1980). Обработке методом (Данилович, 1961) подвергались массовые замеры ориентировок жил, размещенных в трещинных нарушениях. На сферограммах отображались в изолиниях максимумы плотностей нормалей к плоскостям золоторудных кварцевых жил, образующие пояса, по которым восстановлены усредненные ориентировки главных нормальных деформаций А, В, С. Относительно этих осей анализировались проекции скрытых рудоконтролирующих разрывных нарушений СВ простирания. Методом (Малиновский, Чернышев, 1980) восстановлены А, В, С по каждой паре сопряженных мелких сколов, выполненных прожилками, что позволило получить более детальную картину развития деформаций и изменения НДС. На сферограммах отображались в изолиниях плотности распределения осей А, В, С, относительно которых анализировались проекции жил и тектонических нарушений субширотной системы. Состояния флюидного режима характеризуют переменные параметров: температуры, давления, солености, химического состава рудообразующих флюидов. Они получены при исследовании флюидных включений (ФВ) в жильном кварце, захваченных в процессе минералообразования. Образцы для исследований взяты из жил, участвующих в анализе динамического режима. В настоящей работе использовались данные по флюидным включениям, опубликованные в работе (Котов, и др. 2016). Поведение параметров флюидной системы исследовалось по графикам зависимостей: "температура-давление", "температура-соленость", "характер изменения химического состава".

При структурно-геометрическом анализе ориентировок рудных жил и прожилков, локализованных в нарушениях, парагенетически связанных подвижками вдоль скрытого (слепого) разлома использовался метод (Данилович, 1961) «поясов трещиноватости». Установленные максимумы плотностей нормалей к плоскостям золото-кварцевых жил, образуют

пояса на дугах большого круга стереографической равноплощадной сетки, ориентированные субпараллельно простиранию разлома (рис. 1). Выделяются два пояса максимумов нормалей к жилам («согласным» со сланцеватостью и «секущим» ее), согласующихся с простиранием разлома. Образование трещин, вместивших жилы, обусловлено подвижками по разлому в режиме левого взбросо-сдвига (1), переходящего в левый сдвиго-раздвиг (2). Близкие, но отличающиеся ориентировки главных нормальных векторов систем $A_1B_1C_1$ и $A_2B_2C_2$ указывают на нестабильный режим НДС. Рудовмещающие трещины, согласные сланцеватости заполнялись флюидами в условиях трансенции (максимумы лежат в области растяжения), а секущие - в условиях транспрессии (максимумы лежат в области сжатия). Такие данные можно интерпретировать следующим образом - согласные сланцеватости трещины быстрее охватываются процессами сейсмической дилатансии (раскрытие трещин на фронте сейсмических напряжений), тогда как в направлении, секущем сланцеватость преобладали эффективные тектонические напряжения.

При структурно-геометрическом анализе ориентировок рудных жил и прожилков в карьере месторождения в районе Центрального надвига и зоны разлома Первенец использован метод (Малиновский, Чернышев, 1980). На сферограммах оси А, В, С деформаций (рис.2) имеют непрерывное поясное распределение максимумов, что свидетельствует о крайней нестабильности динамической системы, больших вариациях ориентировок осей А, В, С. Инверсия векторов С и В свидетельствует о возвратной малоамплитудной кинематике в рудный период по плоскостям смещения пологих нарушений. Надвиго-взбросовая компонента по разлому Первенец изменилась на сдвиго-взбросовую. Возвратный ("маятниковый") механизм качания плана ВС деформаций вокруг пологой оси А обусловил: 1) изменение направления сдвиговой компоненты с левой на правую, 2) вращение (подвороты) взбросовой и надвиговой компонент, 3) подкачку флюидов в зоны дилатансионной декомпрессии.

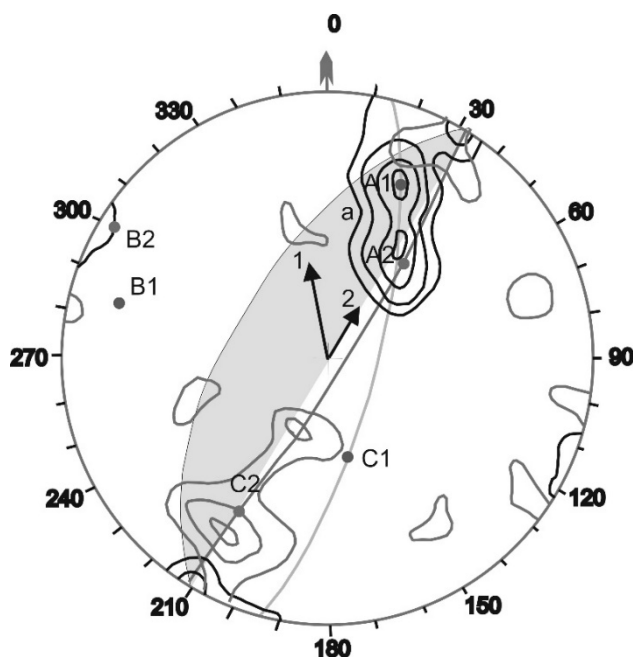


Рисунок 1. Сферограмма деформаций рудного периода, у слепого крутопадающего разлома (метод (Данилович, 1961)).

Верхняя полусфера сетки Шмидта. Главные нормальные векторы деформаций: А-растяжение, В-среднее, С-сжатие. Трещины системы $A_1 B_1C_1$ выполнены жилами, согласными со сланцеватостью, системы $A_2B_2C_2$ - жилами, секущими сланцеватость. На дугах большого круга A_1C_1 и $A_2 C_2$ -пояса трещин двух систем в изолиниях плотностей максимумов нормалей. Заполнение флюидами трещин: системы $A_1 B_1C_1$ - в условиях растяжения, системы $A_2B_2C_2$ - в условиях сжатия. Серое поле- плоскость разлома, стрелки-направления перемещения.

Фазовый состав флюидов - водно-солевые растворы и газы. Давление, оцененное для гетерогенного флюида, изменяется от 2590 до 720 бар при изменении температур от 356 до 246°С. Изменение температуры практически не влияет на изменение концентрации солей. Большие перепады давлений (1870 бар) и температур (110°С) флюидной системы – это показатели

дилатансионной декомпрессии, на которую указывает также резкое снижение плотности газовой фазы от 0.92 до 0.54 г/см³. Такие явления (скачки параметров) флюидной системы связаны (Сох, 2016) с периодической сепарацией флюидов и дегазацией флюидной системы (флюиды насыщены летучими) в активном динамическом режиме. Направление изменчивости химического состава растворов из ФВ, приведенное на диаграмме, указывает на вариации кислотно-щелочного режима, что соответствует условиям неустойчивого развития процесса в динамическом поле напряжений.

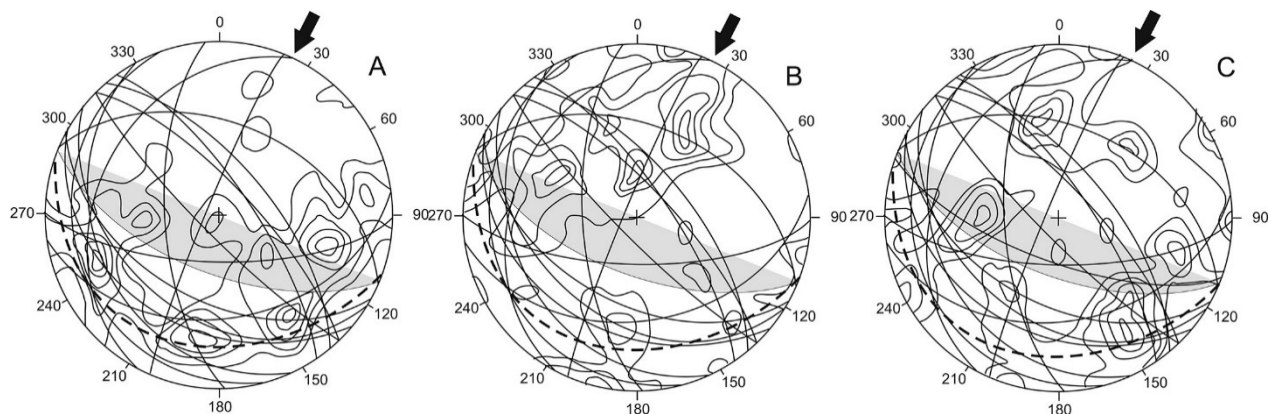


Рисунок 2. Сферограммы распределения главных нормальных векторов деформаций А, В, С в изолиниях плотности распределения 0.5,1.1, 1.5,2.0,2.5% на верхней полусфере сетки Шмидта, (метод (Малиновский, Чернышев, 1980)).

Число замеров 63 пары. Здесь вектор А коллинеарный σ_1 , В- σ_2 , С- σ_3 , σ_3 - максимальное сжатие. По дугам большого круга - проекции кварцевых жил и крупных прожилков. Пунктир- проекция фронта Центрального надвига, Серое- плоскость разлома Первенец, стрелка - основное направление перемещения по плоскостям нарушений.

Ранее считалось, что вмещают рудные тела месторождения Вернинское трещины 4-х линейных систем. Распределение на сферограммах проекций жил и прожилков, выполняющих трещины, показывает (рис. 2) хаотичное, на первый взгляд, образование трещин, не соответствующее 4-м системам. Это связано с поясным распределением А, В, С деформаций, которое отражает, в какой-то мере, скольжение по плоскостям нарушений во флюидонасыщенной среде (за счет снижения трения), что приводит к образованию трещин, часто вергентно расходящихся, которые быстро заполнялись флюидами. Кроме того, в среде, насыщенной флюидами, резко снижаются критические параметры (Кулона-Мора) разрушения. В условиях поступающих в активную систему деформирования пород высоконапорных флюидных потоков под давлением 2.5 кбар, насыщенных углекислым газом и метаном, возможно, происходило образование новых трещин.

1. Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями // Матер. По геологии и полезным ископаемым Иркутской обл. Иркутск: Изд. Политехнического ин-та, 1961. Вып. 2 (XXIX). 147 с.

2. Котов А.А., Прокофьев В.Ю., Злобина Т.М, Мурашов К.Ю. Влияние палеосейсмогенных факторов на формирование золоторудных месторождений в зонах дислокаций // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. Материалы докладов III Всеросс. конференции (19 -23 сентября 2016 г., Иркутск) Иркутск: ИЗК РАН. 2016 С.156-159

3. Малиновский Е.П., Чернышев В.Ф. В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 215-229

4. Мурашов К.Ю., Котов А.А. 3D моделирование в исследованиях структурного контроля жильной и прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации на примере месторождения Вернинское, Восточная Сибирь// Металлогения древних и современных океанов-2014 Материалы XX научной молодежной школы. Миасс: ИМинУрО РАН. 2014. С. 112-116

5. Cox S.F. Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: implication for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes- an invited paper // Economic Geology. 2016. Vol. 111. № 3. P. 559-587.

Особенности состава по редким элементам циркона из рудопроявления Ичетью (Средний Тиман)

Красоткина А.О.¹, Макеев А.Б.², Скублов С.Г.^{3,1}

¹ Горный университет, г. Санкт-Петербург, *krasotkina93@mail.ru*

² ИГЕМ РАН, г. Москва, *abmakeev@mail.ru*

³ ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, *skublov@yandex.ru*

Полиминеральное рудопроявление Ичетью представляет собой горизонт конглобрекчиевых погод со сложной пятнисто-струйчато-линзовидной морфологией тел и выдержанной мощностью от 0.2 до 1.5 м. Породы рудопроявления представляют собой светло-серые кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты и конглобрекчии. Предполагается, что источником циркона являются породы фундамента Среднего Тимана. Такие морфологические особенности циркона, как его средняя окатанность и хорошая сохранность, позволяют предположить ближний источник сноса минералов. Направление перемещения рудных масс реконструируется как вертикальное, а не латеральное (Макеев и др., 2001, 2012, 2016).

Предшествующими исследованиям (Макеев, Скублов, 2016) в конглобрекчих проявлениях Ичетью установлен циркон с высоким содержанием «ксенотимовой» компоненты (до 5-10%) в отдельных внутренних зонах роста кристаллов. Помимо этого, были обнаружены зерна разновидности циркона малакона, по составу соответствующие разновидности ямагучилит и рибейрит, с наиболее высоким содержанием (26-40%) «ксенотимовой» компоненты, которые отличаются поликристаллическим строением, нерегулярной пятнисто-серой окраской в катодолюминесценции и, вероятно, метамиктной структурой. Наличие в составе этой циркониевой фазы уникально высокого содержания иттрия и тяжелых редкоземельных элементов (до 104578 ppm Y и 70795 ppm суммарного содержания REE, (Макеев, Скублов, 2016)), выводит ее в разряд особо ценного редкометалльного минерального сырья. В данной работе представлены результаты изучения состава циркона из пробы ПМС-239 участка Сидоровский (расположенного в левом борту р.Пижмы в 14 км севернее ранее изучавшегося Средненско-Умбинского участка). Из шлихового концентрата было выделено 65 крупных зерен циркона и 6 знаков золота. В некоторых зернах циркона при изучении методом электронной микроскопии в ИГГД РАН (JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200, аналитик О.Л. Галанкина) были обнаружены участки и зоны наложенных изменений, которые выделяются темным оттенком в BSE изображении (рис. 1).

Далее в этих зернах было определено содержание редкоземельных (REE) и редких элементов на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН, аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов) по стандартной методике. Размер анализируемого участка циркона, свободного от микровключений других минералов, не превышал в диаметре 20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10-15%; порог обнаружения элементов – в среднем 10 ppb. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался к составу хондрита CI. В неизмененных зонах циркона, которые имеют светло-серый оттенок в BSE изображении (рис. а-в, точки анализа Z39-1, Z66-1, Z411-1) спектры распределения REE (рис. г) имеют типичный для циркона магматического генезиса дифференцированный характер с увеличением содержания от легких к тяжелым REE и четко выраженными положительной Ce-аномалией (Ce/Ce* – 30.1) и отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu* составляет в среднем 0.34).

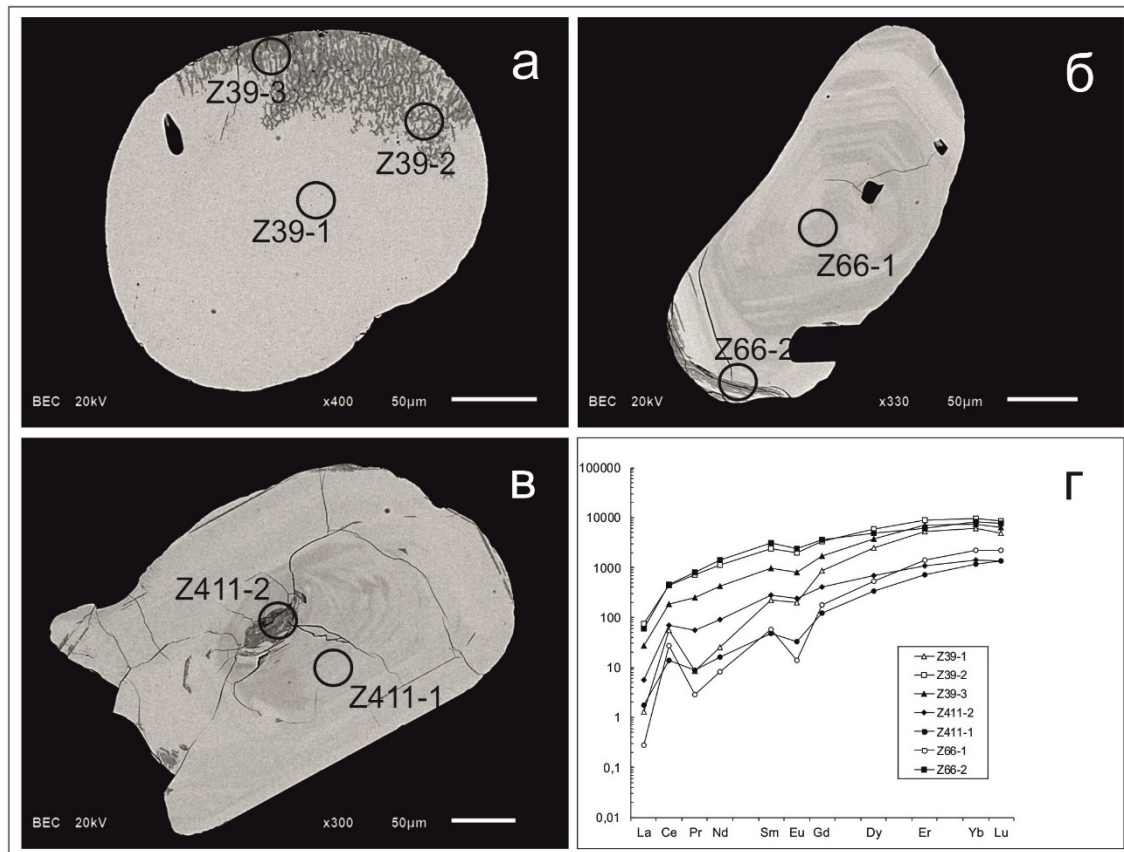


Рисунок 1. Изображения (а-в) зерен циркона рудопроявления Ичетью в обратно-отраженных электронах (BSE); спектры REE этих же зерен (г).

Суммарное содержание REE – 2812 ppm, среднее содержание Y составляет 2388, P – 283, Ca – 17, Ti – 19 ppm. Зоны изменения циркона с характерным темным оттенком в BSE приурочены к краевым участкам зерен (точки Z39-2, Z39-3 – дендритовидные изменения, рис. а; постепенное замещение каймы - точка Z66-2, рис. б), а также к центральной части зерна (точка Z411-2, рис. в). Очевидно, что в последнем случае, изменение центральной части зерна (метамиктного ядра?) вызвано поступлением гидротермальных растворов по системе трещин, соединяющих краевую и центральную часть зерна. Зоны изменения отличаются от неизменных зон циркона повышенным содержанием суммы REE – 4440, Y – 5339, P – 3032, Ca – 667, Ti – 202 ppm (таблица). Содержание HREE в процессе гидротермального изменения циркона увеличивается примерно в 3 раза, LREE – в 20 раз. Происходит выполаживание всего спектра REE, редуцирование Ce- и Eu-аномалий. Содержание U, увеличиваясь в 2-3 раза, в измененных участках, но не превышает 915 ppm (таблица), что отличает зоны изменения от типичного метамиктного циркона. Рост содержания Y в среднем от 788 до 8892 ppm коррелируется с увеличением содержания P (126 и 5518 ppm), соответственно, что согласуется с выделенным ранее особым Y-HREE-P геохимическим типом иттриевых цирконов (Макеев, Скублов, 2016).

Особенности изменения, которые были установлены в процессе исследования состава циркона из конглобрекции Ичетью (значительный привнос Y, REE, P, Ca при подчиненном увеличении содержания Th и U) свидетельствуют о гидротермально-метасоматическом характере этого процесса, что подкрепляет точку зрения об эндогенном генезисе проявления.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014-2016 гг. и НИР ИГЕМ РАН № 72-8 «Эволюция россытеобразующих систем в процессе литогенеза: от мобилизации вещества до россытей дальнего сноса».

Таблица 1. Распределение редких и редкоземельных элементов (ppm) в цирконе из проявления Ичетью

Компо- ненты	Неизмененные зоны			Измененные зоны			
	Z39-1	Z66-1	411-1	Z39-2	Z39-3	Z66-2	411-2
La	0.31	0.07	0.42	17.6	6.48	14.3	1.32
Ce	33.6	16.5	8.64	272	115	278	42.1
Pr	0.80	0.26	0.82	66.9	23.0	74.3	5.07
Nd	11.8	3.77	7.34	516	196	637	41.5
Sm	32.7	8.58	7.07	349	143	456	40.7
Eu	11.4	0.78	1.86	111	44.6	132	13.7
Gd	175	35.4	24.0	675	335	719	82.0
Dy	607	130	82.5	1465	910	1211	167
Er	851	222	114	1440	1113	989	171
Yb	968	356	189	1560	1202	1308	229
Lu	121	54.9	32.8	208	156	187	33.7
Y	5009	1365	788	8892	6434	6438	1193
Li	45.5	1.47	19.9	43.4	56.9	12.5	13.8
P	126	297	426	5518	1541	4517	551
Ca	15.0	15.6	21.7	782	290	1502	93.7
Ti	16,6	32,2	9,57	266	135	376	28.5
Sr	1.21	1.10	1.12	4.38	2.37	7.73	2.01
Nb	149	71.4	87.1	141	110	135	74.1
Ba	5.61	4.18	5.43	25.3	9.99	44.7	10.6
Hf	5415	8268	9771	5691	6046	11737	9735
Th	175	91	76	327	289	432	173
U	670	275	435	695	798	915	371
Th/U	0.26	0.33	0.17	0.47	0.36	0.47	0.47
Eu/Eu*	0.46	0.14	0.43	0.70	0.62	0.70	0.72
Ce/Ce*	16.4	30.2	3.57	1.92	2.27	2.06	3.94
ΣREE	2812	828	469	6681	4245	6006	828
ΣLREE	46.4	20.6	17.2	873	340	1004	90.0
ΣHREE	2721	798	443	5349	3716	4415	683
Lu _N /La _N	3767	7896	760	114	232	126	246
Lu _N /Gd _N	5.59	12.5	11.0	2.50	3.76	2.10	3.32
Sm _N /La _N	170	205	27.2	31.8	35.5	51.2	49.5
T(Ti), °C	790	858	739	1148	1040	1210	845

1. Макеев А.Б., Дудар В.А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука / 2001. 336 с.

2. Макеев А.Б., Дудар В.А., Самарова Г.С., Быховский Л.З., Тигунов Л.П. Пижемское титановое месторождение (Средний Тиман): аспекты геологического строения и освоения // Рудник будущего. 2012. № 1(9). С.16-24.

3. Макеев А.Б. Типоморфные особенности минералов титановых руд Пижемского месторождения // Минералогия. 2016. № 1. С. 24-49.

4. Макеев А.Б., Скублов С.Г. Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. С. 821-828.

Самородное золото Рудного тела №3 месторождения Кунгурцевское (Камчатка)

Кудаева Ш.С.^{1,2}, Яблокова Д.А.², Калинин К.Б.³, Зобенько О.А.^{1,2}, Скильская Е.Д.²

¹ФГБОУ ВПО «КамГУ им. Витуса Беринга», г. Петропавловск-Камчатский
kudaeva.sharapat@gmail.com

²ИВУС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

³ОАО «Золото Камчатки», г. Петропавловск-Камчатский

Изучение типоморфных особенностей самородного золота необходимо для решения как фундаментальных, так и прикладных задач рудной геологии. К фундаментальным задачам относятся физико-химические параметры рудообразующей среды, процессы переноса, отложения и концентрирования золота в земной коре. В практической геологии они используются в качестве критериев при оценке геохимической специализации рудных районов, типизации конкретных рудных объектов, коренных источников и россыпеобразующих формаций (Петровская, 1973; Андреева и др., 2013).

Месторождение Кунгурцевское принадлежит к числу наиболее перспективных объектов Центрально-Камчатского горнорудного района. Оно занимает южную часть Балхачского золоторудного узла (БЗУ), объединяющего не менее четырех разновозрастных эпитермальных золотосеребряных месторождений, ряд рудопроявлений и пунктов минерализации. БЗУ располагается вблизи Абдрахимовского рудного поля, на территории которого уже более 10 лет ведется промышленная добыча коренного золота (Агинский ГОК). Эпитермальные золотосеребряные месторождения БЗУ локализованы в пределах вулканотектонической структуры (ВТС) Балхач. ВТС сложена миоценовыми вулканитами андезитового, андезибазальтового состава и их туфами, относимые к кимитинскому (N1km) вулканическому комплексу. Интрузивные образования представлены субвулканическими андезитами, андезибазальтами и диоритами (Андреева и др., 2013; Большаков и др., 2010).

Наиболее важные в промышленном отношении рудные тела месторождения располагаются в пределах жильных зон Главная, Центральная, Олана, №14, №17. С поверхности они вскрыты траншеями, а на глубину – скважинами и штольневые горизонты. По своим характеристикам месторождение относится к близповерхностным объектам адуляр-серицит-кварцевого типа (low sulfidation). Руды отличаются большим разнообразием текстур, среди которых наибольшим распространением пользуются комбинированные: полосчатые, крустификационно-полосчатые, колломорфно-полосчатые, прожилково-сетчатые, кокардовые, брекчиевые и брекчиевидные. Жилы сложены несколькими разновидностями кварца - от плотного халцедоновидного до мелкозернистого с незначительным количеством адуляра. Общее количество рудных минералов, как правило, не превышает 1-3%. Среди них наибольшим преимуществом пользуются пирит, самородное золото, при незначительных количествах сфалерита и халькопирита. На месторождении установлены золото-убогосульфидно-адуляр-кварцевый и золото-сульфидно-кварцевый комплексы (Округин и др., 2016).

Рудное тело №3 выделено в центральной части зоны Главная, которая прослежена с поверхности канавами и траншеями на 2050 м и скважинами на глубину до 220 м. Оно принадлежит к числу наиболее крупных и в нем сосредоточено около 30% всех запасов золота месторождения. Оно представлено стволовой кварцевой жилой и сопровождающей ее зоной прожилкования в диоритах, измененных до адуляр-кварц-гидрослюдистых метасоматитов. Мощность рудного тела колеблется от 4,7 до 17,6 м с раздувами до 19,8 м при вертикальном размахе оруденения до 220 м. Содержание золота меняется от 1,4 до 144,2 г/т, серебра - от 0,4 до 160,8 г/т. Руды обладают сложным полиминеральным составом (Большаков и др., 2010; Округин и др., 2016).

Для изучения типоморфных особенностей самородного золота использовалась методика, представляющая собой сочетание широко известных методов классической минералогии и минераграфии с новейшими возможностями локального физико-химического анализа. Большое внимание было уделено специализированной подготовке образцов для комплексных

минералого-геохимических исследований. В отраженном свете с помощью современных прецизионных стерео- и поляризационных микроскопов Discovery V12, Axioskop 40 (Carl Zeiss, Германия), Nikon Eclipse LV 100 pol. (Япония), которые оборудованы автоматическими системами для фотодокументации, были охарактеризованы размеры, морфология, минеральные ассоциации и структурная позиция самородного золота. Химический состав, спектр и особенности распределения элементов-примесей, микроморфология и микроструктура определялись методом сканирующей аналитической электронной микроскопии (SEM Vega 3 Tescan с энергетическим спектрометром Oxford X-max, площадь кристалла 50 мм²). Исследования выполнялись в лаборатории вулканогенного рудообразования и Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский).

Минеральный состав руд - сложный многокомпонентный. Наиболее часто встречающиеся рудные минералы – пирит, самородное золото, подчиненное значение имеют сфалерит, галенит, халькопирит, ютенбогардтит, петцит, кавазулит, блеклые руды. Среди редких -сульфиды и теллуриды Pb и Bi. В рудах в ассоциации с золотом диагностирован сульфид серебра (акантит). Вторичные (гипергенные) минералы - халькозин, гетит, ковеллин, гидроокислы железа. Среди жильных наибольшим распространением пользуются кварц с подчиненным количеством адуляра и карбонатов разного состава. Адуляр характеризуется присутствием бария до 0,5 вес.%, в незначительных количествах в основной массе адуляра был диагностирован барит. Редкие - хлорит, серицит.

Самородное золото приурочено к агрегатным выделениям адуляра в сростаниях с гребенчатым кварцем, халькопиритом, сфалеритом. Это основные компоненты образующие кокардовые текстуры. По своей структурной позиции выделяются две разновидности золота: свободное (в кварц-адуляровой массе) и связанное (в сростании с рудными минералами и микровключения в них).

Оно образует в рудах гнездообразные скопления размером до 2 мм в диаметре (рис. 1а). Чаще всего это агрегаты неправильной формы (от вытянутых до интерстициальных), иногда изометричные. Размер золотинок колеблется от первых десятков до 200 мкм. Они отличаются микропористым строением.

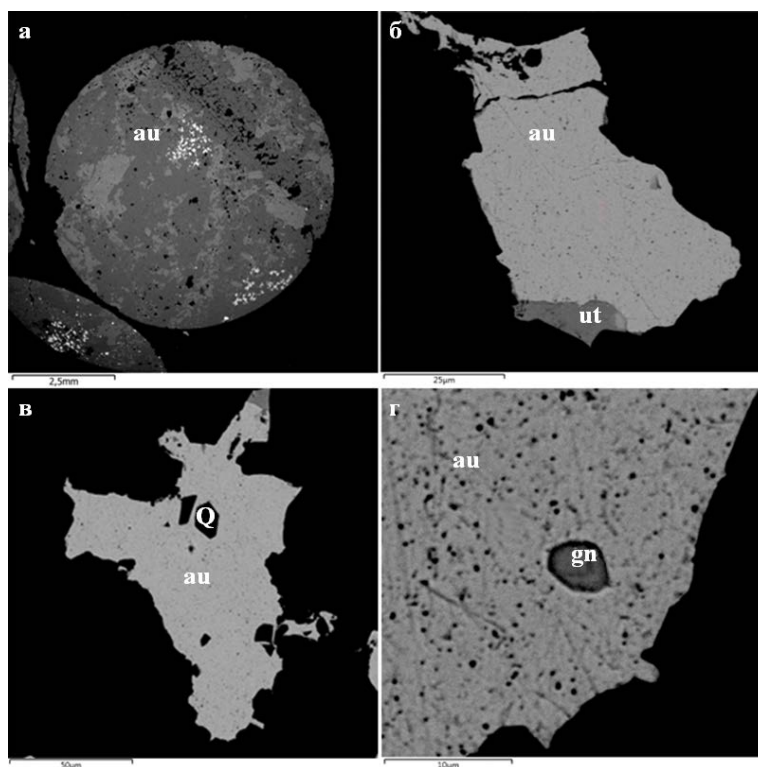


Рисунок 1. Формы выделения самородного золота: а – гнездообразное скопление самородного золота (au); б – золото в сростании с ютенбогардтитом (ut); в, г – включения кварца (Q) и галенита (gn) в самородном золоте.

Фото BSE, SEM Vega 3 Tescan.

По своему химическому составу золото не обнаруживает признаков неоднородного строения. Содержание Au в различных агрегатах меняется от 79 до 86 вес.%. Согласно классификации Н.В. Петровской оно относится к золоту средней пробыности (Петровская, 1973). Золото как главный в промышленном отношении химический элемент присутствует в рудах в двух формах: собственной минеральной и в качестве элемента-примеси. Собственные минералы – самородное золото, ютенбогаардит, петцит.

Ютенбогаардит – один из наиболее распространенных редких рудный минералов, который находится в сростании с самородным золотом или образует микровключения в нем (рис. 1б). В меньшем количестве встречаются сростки золота с теллуридами золота и серебра, золота с сульфидами серебра. Нередко в отдельных золотилах присутствуют микровключения галенита (содержащего Se до 0,7% вес.%) и идиоморфных кристаллов кварца с размерами до 5-10 мкм (рис. 1в,г). Золото характеризуется примитивным двухкомпонентным (Au-Ag) химическим составом, типичным для эпитермальных систем островных дуг.

Авторами получены новые данные о типоморфных особенностях самородного золота и ассоциирующих с ним рудных и жильных минералов.

Авторы благодарны научному руководителю Округину В.М. за помощь в проведении исследований и написании работы. Особая благодарность сотрудникам ЛВР ИВиС ДВО РАН Философовой Т.М., Москалевой С.В., Куликову В.В., Платонову А.А., руководству компании ООО «Интерминералс» во главе с В.В. Радько, Е.Л. Петровым, В.В. Гальшительдом, коллективу рудника «Золотое» за неоценимую помощь на различных этапах проведения исследований.

1. Андреева Е.Д., Кудаева Ш.С. Типоморфизм самородного золота Балхачского рудного узла (Камчатка) // Исследования в области наук о Земле: Матер. XI регион. молодежной научной конф. г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 5-18.
2. Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д. и др. Геологическое строение золоторудного месторождения Бараньевское (Центральная Камчатка) // Отечественная геология. 2010. Т. 4. С. 15-22.
3. Округин В.М., Яблокова Д.А., Зобенько О.А. и др. Минералого-геохимические особенности Кунгурцевского месторождения // Вулканизм и связанные с ним процессы: Матер. региональной научной конф. посвящённой Дню вулканолога г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 406-415.
4. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука. 1973.

Деформационные структуры и условия локализации золоторудной минерализации Тинь-Юрюетинского рудного поля (Восточная Якутия).

Кудрин М.В.¹

¹ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, kudrinmv@list.ru

Тинь-Юрюетинское рудное поле расположено в зоне сочленения Иньяли-Дебинского синклинория и Кулар-Нерского сланцевого пояса, сложенных соответственно юрскими флишоидными турбидитами и черносланцевыми отложениями верхней перми, триаса и нижней юры, которые разделяются Чаркы-Индигирским разломом (рис. 1). Другим крупным разрывным нарушением является Чай-Юреинский. Наличие многоэтапно активизированных разломов является одним из ключевых факторов локализации золотого оруденения в терригенных комплексах Яно-Колымского золотоносного пояса (Фридовский и др., 2015, Фридовский, Кудрин, 2016). Тинь-Юреитинское рудное поле размещается в блоке, ограниченном с севера Чаркы-Индигирским, а с юга – Чай-Юреинским разломами. Разрывные нарушения контролируют размещение многочисленных мелких рудопроявлений и крупных россыпных месторождений золота.

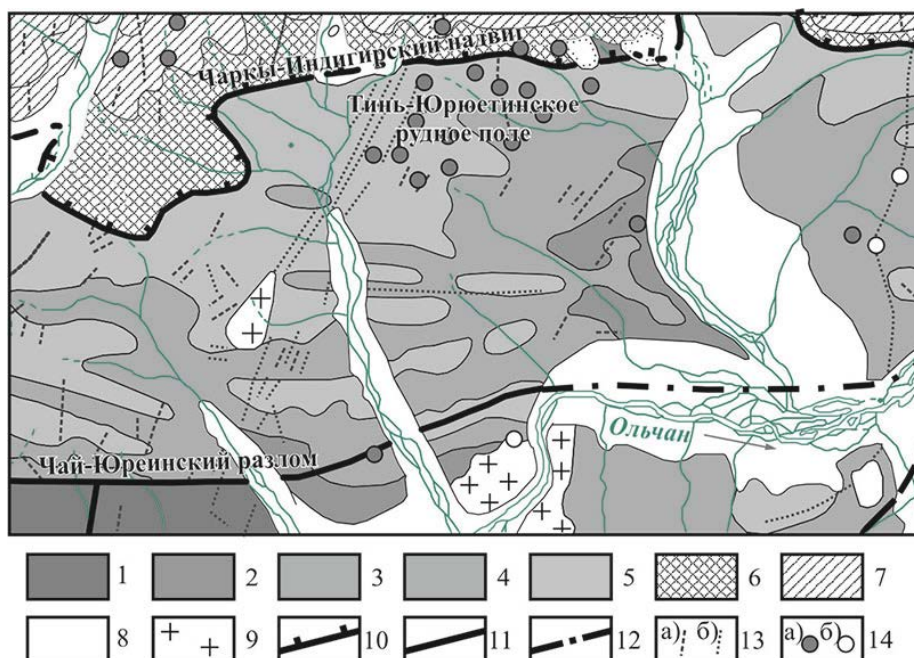


Рисунок 1. Схема геологического строения Тинь-Юрюетинского рудного поля и прилегающих территорий (по данным Нургалева, 2003, с изменениями).

1-5 – верхнетриасовые толщи: 1 – маршальская свита; 2 – тонорская свита; 3-5 – някунинская свита: 3 – нижняя подсвита; 4 – средняя подсвита; 5 – верхняя подсвита; 6 – нижнеюрские толщи; 7 – среднеюрские толщи; 8 – неоген-четвертичные аллювиальные и террасовые отложения; 9 – нижнемеловые гранитоиды; 10-12 – разломы: 10 – надвиги; 11-12 – прочие разломы: 11 – достоверные; 12 – скрытые под четвертичными образованиями; 13 – дайки: а) нижнемеловые кислого состава; б) верхнеюрские среднего состава; 14 – рудопроявления: а) золота; б) вольфрам-молибденовые.

Изучены линейные и плоскостные деформационные структуры, кварцево-жильная минерализация. Внутрипластовые складки F1 установлены на крыльях поздних складок F2. Они изоклинные, сжатые с округлыми замками, подобного типа, видимой шириной – первые десятки см, простирание северо-восточное (b1 – Аз. погр. $38^\circ \angle 31^\circ$). На их крыльях развиты субгоризонтальные борозды скольжения //– $330^\circ \angle 5^\circ$, перпендикулярные шарнирам b1 (рис. 2, А). Складки F2 северо-западного и широтного простирания имеют близгоризонтальные шарниры b2 – $123^\circ \angle 5^\circ$ (рис. 2, Б), реже можно наблюдать складки с шарнирами погружающимися на восток под углом до 30° . Ундуляция шарниров ранних складок связана с наложенными сдвиговыми деформациями. Складки F1 и F2 связаны с позднеюрскими-раннемеловыми складчато-

надвиговыми деформациями на восточной окраине Северо-Азиатского кратона. Кливаж, связанный со складками F2 отмечается довольно редко в глинистых разностях пород и является межслоевым, для складок F1 кливаж не установлен. На крыльях складок F2 наблюдаются борозды скольжения l , ориентированные по падению пород. Борозды погружаются на юг и северо-восток под углами $30-50^\circ$.

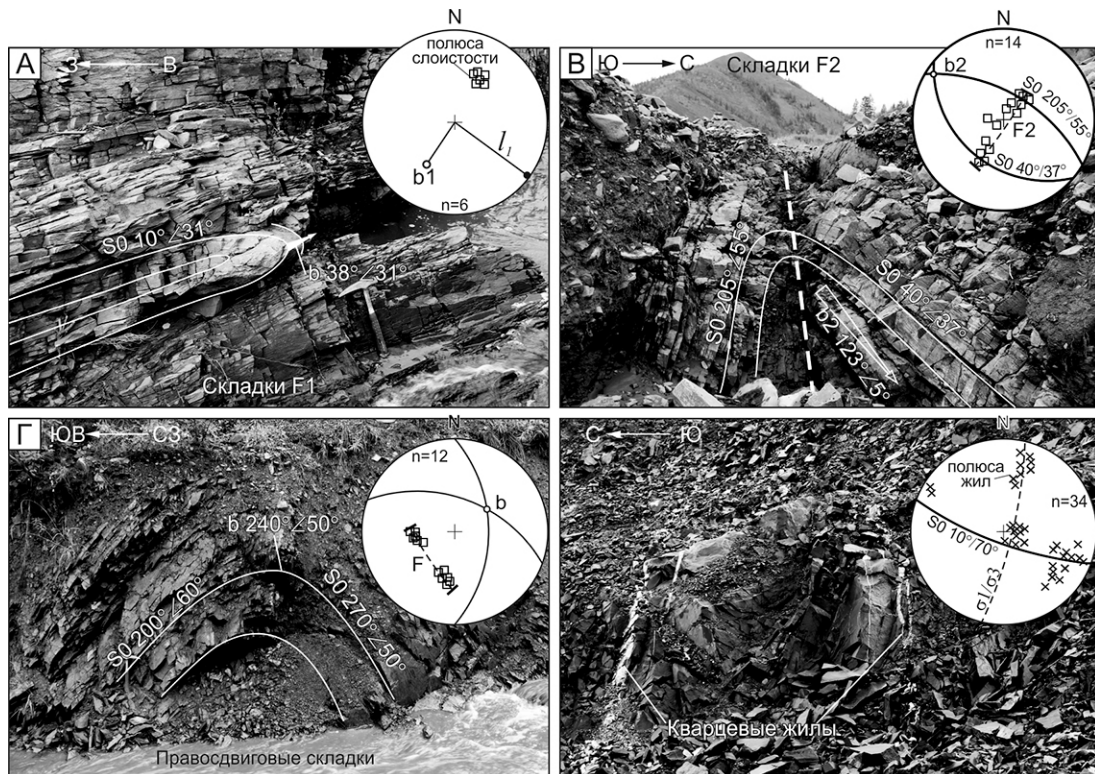


Рисунок 2. Деформационные структуры Тинь-Юрюетинского рудного поля.

А – складки F1; Б – складки – F2; В – поздние правосдвиговые складки; Г – кварцевые жилы.

Предполагается, что основным типом минерализации, служившим источником многочисленных россыпей территории является орогенный тип золоторудных месторождений, который широко проявлен в Адыча-Нерской металлогенической зоне. В пределах Тинь-Юрюетинского рудного поля золотоносные жильные тела распространены локально. Они представлены межпластовыми и секущими лестничными жилами кварц-хлорит-карбонатного состава с убогой сульфидной минерализацией. Мощность их колеблется от первых миллиметров до 20-30 см, редко до 1 м (жила Южная). Установлено, что кварцево-жильные тела формировались в едином поле тектонических напряжений с ранними складками F2, а их полюса на стереографической проекции группируются вдоль субвертикального пояса σ_1/σ_3 (рис. 2, В) □

Наряду с регионально проявленными складками близширотного простирания в узких приразломных зонах картируются складки с крутыми шарнирами (до 80°), ассоциирующие с право- и левосдвиговыми движениями. Как правило, они асимметричны, развиваются на крыльях ранних складок F2 (рис. 2, Г).

Таким образом, проведенные исследования показали, что в пределах Тинь-Юрюетинского рудного поля проявлены многоэтапные деформации – ранние неоднократные надвиговые и сменяющие их поздние сдвиговые. Золоторудная минерализация ассоциирует с надвигами и, следовательно, на изученной территории можно ожидать проявление минерализованных зон дробления.

1 Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39-52.

2 Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Структурно-тектонические исследования при поисках золоторудных месторождений в терригенных комплексах // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов — состояние и перспективы. Сборник тезисов докладов научно-практической конференции. М.: ЦНИГРИ. 2016. С.107-108.

Вещественный состав гранитоидов и кор выветривания на месторождениях Хиагдинского рудного поля (Витимский урановорудный район)

Кузнецова Е.С.¹, Домаренко В.А.¹

¹ФГАОУ ВО НИ ТПУ, Томск, usoltseva_es@mail.ru, viktor_domarenko@mail.ru

Уран является редким (не рассеянным) элементом, в земной коре его кларк составляет $2,5 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов 1962; Ранкама 1956; Rankama 1950). Однако в кислых магматических породах ($3,5 \cdot 10^{-4}\%$) кларк урана значительно выше, чем в основных ($5 \cdot 10^{-5}\%$) и ультраосновных ($3 \cdot 10^{-7}$), что предопределяет формирование главнейших эндогенных и экзогенных урановых концентраций прежде всего в связи с гранитно-метаморфическим слоем земной коры (Кисляков Я.М. и др. 2000).

Исходя из вышесказанного группа месторождений Хиагдинского рудного поля, представляет собой интерес для изучения вещественного состава гранитоидов фундамента и продуктов их переработки для определения их геохимической специализации и возможного источника рудного вещества месторождений палеодолин.

В основу исследования положены, материалы специализированных минералого-геохимических исследований пород фундамента и продуктов их переработки на месторождениях Намару, Кореткондинское и Дыбынское.

В геологическом плане в пределах зоны, под миоценовым покровом базальтов площадью 4тыс. кв. км, вскрывается крупная кайнозойская палеоречная система Большого Амалата с основным стоком в северо-восточном направлении. Палеодолины врезаны в существенно гранитоидный кристаллический фундамент и выполнены сероцветными осадочными породами. В разрезе неоген-четвертичных образований выделяются три пачки (снизу-вверх): терригенная аркозвая (80м), вулканогенно-осадочная (120м) и вулканогенная (250м); две нижние выполняют систему палеодолин, верхняя – слагает перекрывающий покров.

В геологическом строении Хиагдинского рудного поля принимают участие образования двух структурных этажей, представленных гетерогенным, преимущественно гранитным, фундаментом и чехлом кайнозойской вулканогенно-терригенной формации.

Фундамент палеодолин и их обрамление на 90% сложены высокорadioактивными гранитоидами витимканского комплекса ($25 \dots 40$ мкр/час). В преднеогеновое время все породы фундамента подвергались интенсивному химическому выветриванию и на них сформировалась глинисто-щебенистая кора выветривания мощностью от первых метров до первых десятков метров, которая позже поставляла обломочный материал для формирования продуктивной осадочной толщи джилиндинской свиты неогенового возраста.

Проблему условий локализации оруденения на месторождениях Хиагдинского рудного поля рассматривали многие исследователи (Коченов и др., 1997; Лучинин и др., 1992; Никитина и др., 2012), однако вопрос об источнике рудного вещества до сих пор остается открытым, что предопределяет актуальность и практическую значимость исследований.

В результате исследования гранитоидов и их кор выветривания методом оптической диагностики и рентгеновской дифрактометрии, был определен минеральный состав гранитоидов фундамента и кор выветривания (не перемещённой, слабо перемещённой, перемещённой).

Гранитоиды фундамента характеризуются выдержанным минеральным составом и структурными особенностями. Преобладают порфириовидные лейкократовые биотитовые граниты субщелочного ряда. Основные породообразующие минералы: кварц $20 \dots 35\%$, плагиоклаз $15 \dots 25\%$, калишпат $25 \dots 35\%$, биотит $1 \dots 5\%$, мусковит $1 \dots 7\%$. Акцессорная минерализация ($1 \dots 3\%$) представлена апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом, монацитом, ксенотимом.

Изученная кора выветривания представлена нелитифицированными или слабо литифицированными осадками по минералогическому и гранулометрическому признакам

выделяются следующие петрографические разновидности отложений: песчаные и дресвяно-песчаные. Отличаются они по наличию более крупнообломочного материала.

Они представлены светло-серыми породами с участками серого, желтоватого или буроватого цвета, обусловленного примесью органических остатков и пирокластики. В керне - в виде песка, дресвы или щебня слабо литифицированных разномерных пород.

Под микроскопом они характеризуются близким минералогическим составом, по особенностям которого можно выделить несколько разновидностей песков: 1) кварц-полевошпатовые без примеси органики и пирокластики, которые можно интерпретировать как продукт слабо перемещенной переотложенной коры выветривания по субщелочным лейкогранитам; 2) кварц-полевошпатовые с незначительной примесью (до 1...2%) органики и пирокластики, которые можно интерпретировать как перемещенную кору выветривания по субщелочным лейкогранитам; 3) кварц-полевошпатовые с примесью (до 7...10%) органики и пирокластики, которые можно интерпретировать как продукт смешения перемещенной коры выветривания по субщелочным лейкогранитам и пирокластических пепловых потоков, предшествующих формированию базальтовых плато-потоков.

В процессе детального электронно-микроскопического анализа шлифов гранитоидов и кор выветривания выявлена редкоземельная минерализация представленная редкоземельными фосфатами, монацитом (Ce, La, Nd, Th) [PO₄] и ксенотимом (YPO₄) с небольшой примесью Ga, Dy, Er, Yb. Эти минералы распространены достаточно широко и представлены сыпью мелких кристаллов (2...4 мкм). В качестве изоморфной примеси может присутствовать уран (1 %).

Также нами обнаружены агрегаты и отдельные кристаллы циркона до 10...40 мкм в поперечнике. Встречаются урансодержащие (U около 8,5%) разности.

Нами установлена собственная урановая минерализация. Для гранитоидов фундамента она представлена в виде кальциевого фосфата (U 24%) (рис. 1) и титаната (U 45%) урана. При исследовании прозрачных шлифов кальциевый фосфат урана встречается в виде прожилков размером до 15 мкм или небольших зерен в межзерновом пространстве кварца. Скорее всего эти прожилки сформировались в постмагматический этап преобразования гранитоидов.

Присутствие кремния на энергодисперсионном спектре (рис. 1) обусловлено кремнистой кристаллической матрицей (SiO), аналогично для титаната урана.

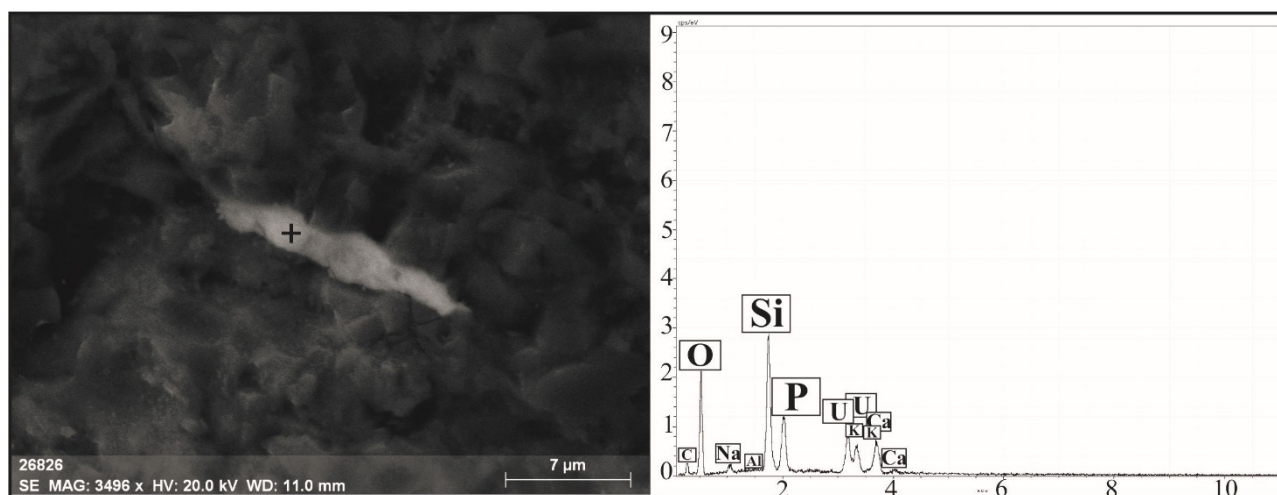


Рисунок 1. Месторождение Кореткондинское. С-5648, инт.266,7...267,2 м. Кальциевый фосфат урана и его энергодисперсионный спектр.

Однако для кор выветривания собственная урановая минерализация была обнаружена только в виде кальций-уран-фосфорного состава (U 32%). Эти соединения в большинстве представлены тонкодисперсными аморфными образованиями, концентрирующимися в межзерновом пространстве глинистых песков или в обломках гранита.

Еще одной отличительной особенностью является форма нахождения сульфидов железа (пирита ?) в гранитоидах и корах выветривания по ним. В гранитоидах фундамента сульфиды железа встречаются в виде вкраплений небольших кристаллов и агрегатов, однако при исследовании кор выветривания повсеместно обнаружены скопления фрамбоидального пирита, что может быть обусловлено разложением органического вещества вследствие бактериальной сульфатредукции (Астафьева и др., 2005; Borkow 2003).

Вместе с тем нами обнаружены обильная вкрапленность сульфидов цинка, бария, серебра, свинца, а также оксиды железа, титана, меди, вольфрама, серебра, олова, и золото с примесью серебра, железа, меди, титана. Зафиксированы интерметаллические соединения Sn, Cu, Zn, Fe, SiO, а также самородные металлы W и Ni.

Анализ диаграммы вариаций урана и тория (рис. 2) по данным ICP-MS показывает, что гранитоиды фундамента и коры выветривания по ним характеризуются высокой радиоактивностью торий-урановой и урановой природы.

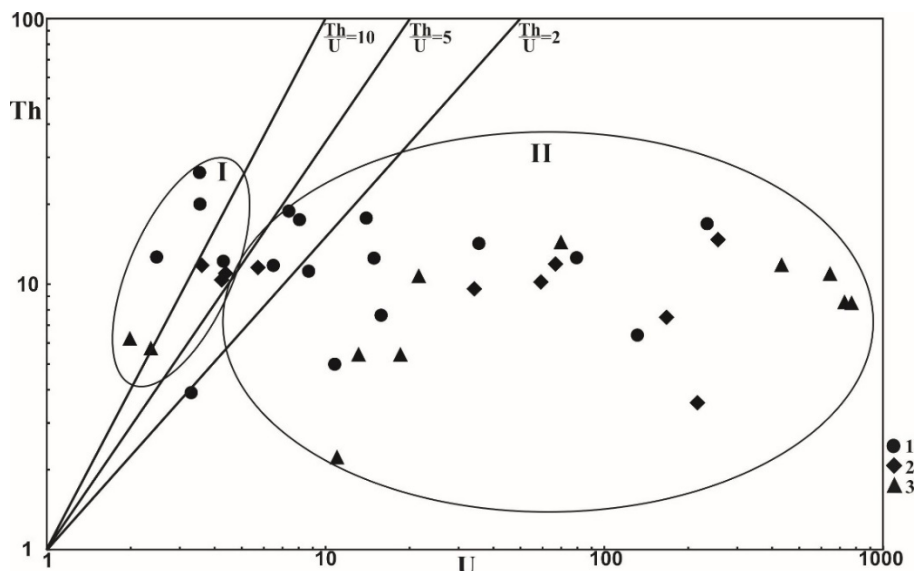


Рисунок 2. Диаграмма вариаций содержания урана и тория (по Л.В. Комлеву, с дополнением А.А. Смыслова)

I – повышеннорadioактивные граниты; II – высокорadioактивные существенно ураноносные граниты. 1 – гранитоиды фундамента; 2 – слабоперемещенная кора выветривания; 3 – перемещенная кора выветривания.

Результаты выполненных исследований позволяют сделать следующие выводы:

- в процессе гипергенных преобразований по гранитоидам формируется кора выветривания в составе которой преобладают: кварц и полевые шпаты, калишпат, обломки гранитов, пирокластическая, органические остатки;

- в составе коры выветривания акцессорные и рудные минералы представлены сфеном, цирконом, монацитом, нингиоитом;

- в результате общего поднятия региона в ходе денудационных процессов значительная часть коры была смыта и переотложена в палеодолинах;

- по характеру перемытости и окатанности материала можно выделить отложения слабоперемещенной и перемещенной коры выветривания;

- минеральный состав породообразующих компонентов, рудной минерализации, торий-урановое отношение (от 0,01 до 3) коры, свидетельствуют об унаследованности составов отложений палеодолин и гранитоидов, как источников этих отложений.

Исходя из вышеизложенного материала нами сделан вывод, что гранитоиды фундамента Витимского района могут являться источником вещества для месторождений урана палеодолинного типа.

1. Астафьева М.М., Розанов А.Ю., Хувер Р. Фрамбоиды: их структура и происхождение // Палеонтологический журнал. 2005. № 5. С. 1-7.

2. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. №7. С. 555-571.

3. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: Геоинформмарк, 2000. 608 с.

4. Коченов А.В., Халдей А.В. К вопросу об источниках урана в экзогенных эпигенетических месторождениях // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 4. С. 371-378.

5. Лучинин И.Л., Пешков П.А., Деметьев П.К. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 12-15.

6. Никитина Е.С., Прохоров Д.А. Закономерности локализации оруденения, минеральный состав руд и рудовмещающих пород уранового месторождения Кореткондинское (Витимский урановорудный район) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 6. С. 44-50
7. Ранкама К. Изотопы в геологии. М.:ИЛ, 1956. 464 с.
8. Borkow P.S., Babcock L.E. Turning Pyrite Concretions Outside-In: Role of Biofilms in Pyritization of Fossils // The Sedimentary Record. 2003. № 4. P. 4-7.
9. Rankama K., Sahama G. Geochemistry. The University of Chicago. Press. Chicago. 1950. P. 640-653.

Сульфиды, арсениды и оксиды ЭПГ в зёрнах Pt-Fe сплавов из россыпи ручья Прижимный, Корякское нагорье

Кутырев А.В.¹, Сидоров Е.Г.², Антонов А.В.³

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, kutyrev.geologist@gmail.com

²ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский mineral@kscnet.ru

³ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург

Введение

В 80-е годы прошлого столетия в пределах Корякского нагорья были открыты крупные платиновые россыпи, связанные с концентрически-зональными массивами Сейнав и Гальмознан. За прошедшие с того момента годы россыпная и коренная платина Сейнав-гальмознанского рудного узла подверглась тщательному изучению со стороны множества научных и производственных организаций России и зарубежья (Вильданова и др., 2002; Сидоров и др., 2012). Параллельно проводились работы по поиску других россыпей, связанных с зональными массивами Корякско-Камчатского региона. Одной из них была небольшая золотая россыпь ручья Прижимный, в которой, помимо основного промышленного компонента, были обнаружены зёрна МПГ. Интересной особенностью этой россыпи является её приуроченность к выходу габброидов и пироксенитов (рис. 1) – в ходе геологической съёмки масштабов 1:200 000 и 1:50 000 в области питания россыпи не были встречены дуниты, являющиеся наиболее вероятным источником МПГ. Как было показано ранее (Кутырев и др., 2016), минералы элементов платиновой группы из этой россыпи обладают рядом особенностей, таких, как очень высокое содержание Pt в Pt-Fe сплавах (подавляющее большинство изученных зёрен содержит более 85 ат. % Pt), изоморфная примесь Os в Pt-Fe сплавах и присутствие в некоторых зёрнах, помимо включений хромшпинелида, по своему составу отвечающего типичным шпинелидам из дунитов зональных массивов, включений хромистого магнетита. В данной работе обсуждаются ранее не рассмотренные включения в Pt-Fe минералах: сульфиды, интерметаллиды и оксиды элементов платиновой группы.

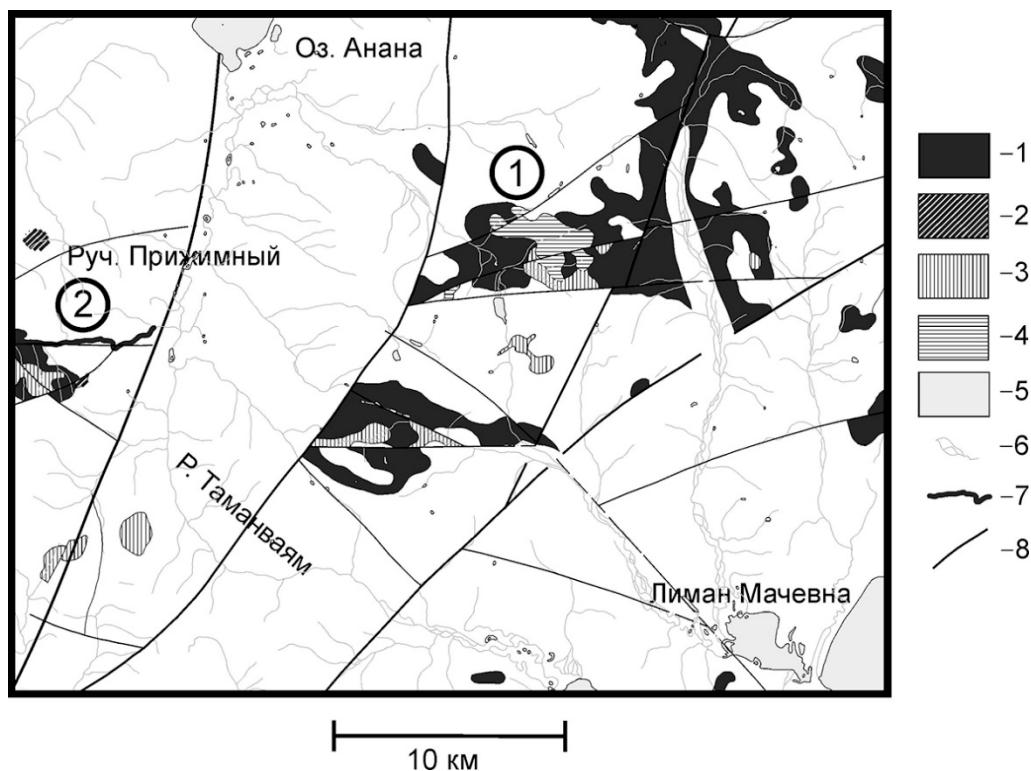


Рисунок 1. Схематическая карта Мачевнинского массива и ближайших водотоков.

Легенда: 1 – габбро и пироксениты; 2 – пикриты; 3 – диориты; 4 – гранодиориты; 5 – водоёмы; 6 – речная сеть; 7 – россыпь ручья Прижимный; 8 – разрывные нарушения. Вмещающие породы: вулканогенные толщи Ачайваямской свиты верхнего мела. С использованием материалов Т.С. Ерёминой

Методика исследования. Изученные зёрна были получены Е.Г. Сидоровым в ходе полевых работ в конце 80-х годов прошлого столетия; выборка была дополнена материалами, полученными А.В. Кутыревым в ходе полевых работ в 2015-м году. Из зёрен были изготовлены полированные препараты, которые затем были изучены методом электронно-зондового микроанализа в центре изотопных исследований ФГБУ ВСЕГЕИ им А.П. Карпинского на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500, аналитик Антонов А.В.

1. Сульфиды

Куперит PtS. Преобладает среди всех рассматриваемых минералов. Во всех случаях является относительно поздним минералом, замещая Pt-Fe сплавы В большинстве случаев (рис 2, а) можно видеть, что куперит развивается за счёт платины, образуя каймы в краевых частях её зёрен или же замещает её вдоль трещинок и по краям пустот.

Незванное соединение 1 (Ir, Ru)S₂. Рассчитанная формула: (Ir_{0,42}Ru_{0,37}Pt_{0,07}Os_{0,04}Cu_{0,02})_{0,92}(S_{1,98}As_{0,02})₂. Встречено в виде идиоморфных кристаллов столбчатого облика, находящихся в полости в самородной платине (Pt, Fe). Размер полости составляет около 100 мкм, размер рассматриваемого минерала – 50 на 15 мкм. Краевые зоны этих кристаллов имеют совершенно другой состав, отвечая **незванному соединению 2**, что отчётливо видно на BSE-изображении (рис. 2, б).

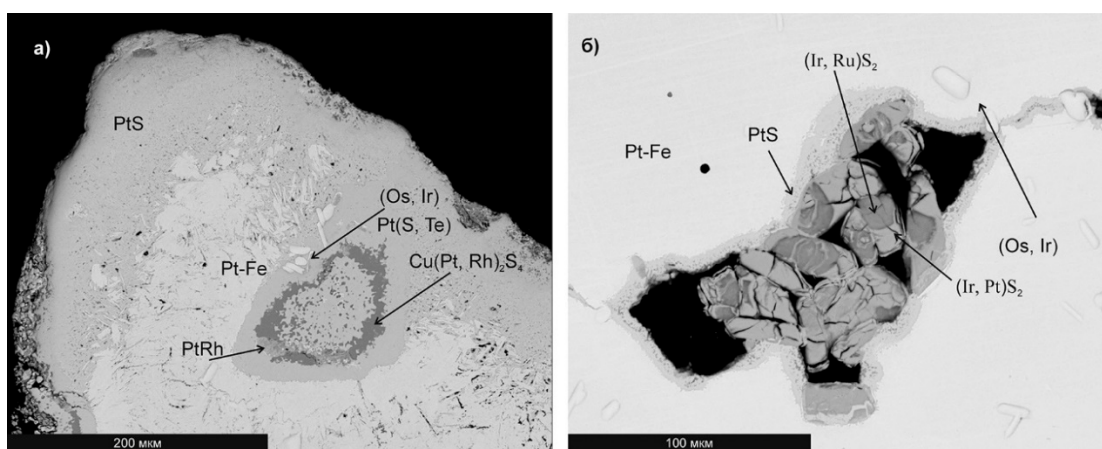


Рисунок 2. а) Полость в платине, выполненная теллуристым куперитом Pt(S, Te), маланитом Cu(Pt, Rh)₂S₄, и соединением состава PtRh, платина замещается куперитом PtS; б) полость в платине, выполненная зональными кристаллами состава (Ir, Ru)S₂ – (Ir, Pt)S₂.

Изображение в обратно-рассеянных электронах.

Незванное соединение 2 (Ir, Pt)S₂. Рассчитанная формула: (Ir_{0,40}Pt_{0,26}Cu_{0,18}Ru_{0,16}Rh_{0,04}Os_{0,01})_{1,08}(S_{1,9}As_{0,08}Te_{0,02})₂. Слагает краевые зоны в кристаллах незванного минерала 1.

Лаурит. Рассчитанная формула: (Ru_{0,62}Os_{0,29}Fe_{0,01})_{0,92}S₂. Встречен в виде изометричных кристаллов на границах между индивидами и в кавернах в поликристаллическом зерне осмистой платины.

Купроиридисит. Рассчитанная формула: Cu_{1,03}(Ir_{1,17}Rh_{0,54}Pt_{0,5})_{2,21}S₄. Встречен в виде равномерно распределённых по зерну изоферроплатины индивидов размером 5-10 мкм. Интересно, что включения купроиридисита присутствуют как в изоферроплатине, так и в кайме замещающего её куперита. Это является свидетельством, во-первых, того, что куперит действительно заместил изоферроплатину (и наблюдаемый агрегат не является результатом срастания этих минералов), а во-вторых, того, что образование купроиридисита произошло ещё до начала замещения платины куперитом.

Маланит. Рассчитанная формула: Cu_{1,05}(Pt_{1,08}Rh_{0,93})_{2,01}S₄. В отличие от купроиридисита, представлен не изометричными зёрнами, а каймой в составе агрегата сульфидов ЭПГ (рис. 2-б). Вопрос о раннем или позднем по отношению к Pt-Fe сплавам происхождении маланита является открытым.

2. Интерметаллиды.

Самородный осмий (Os, Ir). Представлен гексагональными пластинчатыми кристаллами. Содержит до 12 мас. % Ir. Присутствует в большей части зёрен.

Неназванное соединение PtRh. Рассчитанная формула: $Pt_{0,51}Rh_{0,49}$. Соотношение минералов на рисунке 2-а позволяет предположить, что PtRh замещает маланит $Cu(PtRh)_2S_4$.

3. Арсениды.

Сперрилит PtAs₂. Рассчитанная формула $(Pt_{0,9}Rh_{0,04}Os_{0,03})_{0,97}(As_{1,85}S_{0,15})_2$. Представлен каймой, приуроченной к границе между платиной и замещающим её куперитом PtS и холлингвортитом RhAsS.

Холлингвортит RhAsS. Рассчитанная формула $(Rh_{0,70}Pt_{0,32})_{1,02}(As_{1,25}S_{0,75})_2$. Ассоциирует с описанным ранее сперрилитом.

4. Оксиды

Неназванное соединение IrO₂. Рассчитанная формула: $(Ir_{0,57}Ru_{0,16}Pt_{0,13}Rh_{0,06}Os_{0,01})_{0,94}O_2$. Представлена идиоморфными столбчатыми кристаллами величиной до 100 на 20 мкм, заключёнными в матрицу самородной платины.

Обсуждение результатов

Описанные минералы можно разделить на две группы: ранние минералы, образовавшиеся до или приблизительно одновременно с Pt-Fe сплавами и поздние, развивающиеся по ранним, или выполняющие пустоты в зёрнах Pt-Fe сплавов минералы. К первым, вне всякого сомнения, относятся кристаллы самородного осмия. Сюда же, видимо, следует отнести и купроиридисит, образующий равномерно распределённые по Pt-Fe матрице изометричные включения величиной 5-10 мкм. Соединение IrO₂ образует идиоморфные столбчатые кристаллы, включённые в самородную платину, однако необычность подобной находки заставляет пока воздержаться от каких-либо выводов в отношении этого минерала.

Во второй группе наиболее распространённым минералом является куперит, замещающий Pt-Fe сплавы вдоль трещинок и по краям пустоток в последних. Вторичность его по отношению к Pt-Fe сплавам также доказывается тем, что в зерне, содержащем включения купроиридисита, последний равномерно распределён как в Pt-Fe матрице, так и в краевой части зерна, представленной куперитом. Арсениды ЭПГ – сперрилит, холлингвортит, а также тиошпинель – маланит, тоже присутствуют в составе вторичных каёмок в краевых частях и вдоль трещин в зёрнах Pt-Fe сплавов, однако, встречаются они значительно реже.

В отдельную подгруппу можно выделить неназванные соединения составов $(Ir, Ru)S_2 - (Ir, Pt)S_2$, образующие идиоморфные короткостолбчатые кристаллы, приуроченные к пустотке в зерне самородной платины и характеризующиеся яркой зональностью: состав ядер приблизительно отвечает формуле $(Ir, Ru)S_2$, в то время, как состав краевых частей – $(Ir, Pt)S_2$.

При сравнении описанной выше ассоциации минералов с минеральными ассоциациями россыпей, связанных с зональными массивами Корякии и Урала (Сидоров и др., 2012; Вильданова и др., 2012) обращает на себя внимание полное отсутствие в изученных зёрнах таких обычных для зональных массивов вторичных по отношению к Pt-Fe сплавам минералов, как туламинит $(CuFePt)_2$ и тетраферроплатина $(PtFe)$. Их место занимает куперит и другие сульфиды и сульфоарсениды ЭПГ.

Авторы выражают благодарность профессору кафедры ГРМПИ Санкт-Петербургского Горного университета А.В. Козлову и сотрудникам Всероссийского геологического института Б.А. Марковскому и С.Ю. Степанову за плодотворное обсуждение полученных результатов.

1. Вильданова Е.Ю. и др. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России / Е.Ю. Вильданова и др. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. 2002. 383 с.

2. Кутырев А.В., Сидоров Е.Г., Антонов А.В. Платинометаллическая ассоциация ручья Прижимный // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов (I научные чтения памяти проф. В.Г. Лазаренкова)» СПб: Изд-во СПГУ. 2016. С. 131-134.

3. Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Научный мир, 2012. 288 с.

Геологическое строение и вещественный состав руд месторождения Савинского №5 (Забайкальский край)

Кузнецова Т.П.¹, Кухмазов И.С.¹

¹ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, *kukhmazov@gmail.com*

Месторождение Савинское №5 (рис. 1) является основным рудным объектом Кличкинского рудного поля и расположено в его центральной части. Разрез (рис. 2) представлен породами вулканогенно-карбонатно-терригенной формации углеродисто-карбонатно-терригенной субформации вендского возраста. В рудоносной части разреза принимает участие углеродистая известково-алевролитовая толща венда. Перекрывается терригенно-карбонатной толщей нижнего кембрия, а подстилает сланцево-карбонатная толща верхнего рифея.



Рисунок 1. Схематическая литолого-фациальная карта месторождения Савинское №5.
Усл. обозначения. см. рис. 2.

Рудоносная часть общей мощностью 450-550 м представлена: углеродсодержащими известковистыми алевролитами – 45%; углеродсодержащими известняками – 35%; рудными телами – 15%; доломитами – 5%. К флангам месторождения наблюдается тенденция увеличения количества известняков и доломитов и сокращение алевролитов: углеродсодержащие известняки – 45%; углеродсодержащие известковистые алевролиты – 40%; рудные тела – 5%; доломиты – 10%. Надрудная часть разреза представлена доломитами (70%), углеродсодержащими известняками (15%) и углеродсодержащими известковистыми алевролитами (10%). К флангам наблюдается наращивание доломитов (80%) и сокращение известняков (5%) и алевролитов (5%). Общая мощность толщи 70-120 м. Подрудная толща представлена известняками, углеродисто-серицитовыми алевролитами, доломитами, мергелями и песчаниками общей мощностью 250-300

м. Простираение пород субмеридиональное, на севере месторождения меняется на северо-западное (315-320°), углы падения варьируются от 45° до 60°.

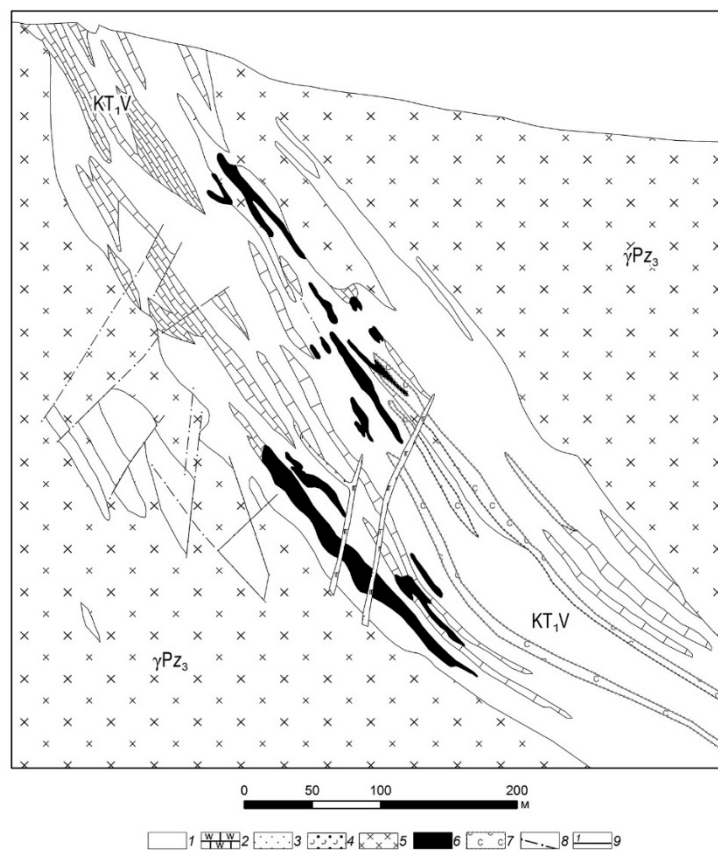


Рисунок 2. Разрез по линии 1 через центральную часть месторождения Савинское №5.

Условные обозначения: 1 – углеродсодержащие известковистые алевролиты; 2 – углеродсодержащие известняки; 3 – песчаники; 4 – туфопесчаники; 5 – диориты; 6 – рудные тела; 7 – скарнирование; 8 – разрывные нарушения; 9 – линия разреза.

Интрузивные образования представлены диоритами, долеритами, гранит-порфирами верхнепалеозойского возраста и гранитами верхнеюрского возраста. Тела гранит-порфиров неправильной формы и дайки мощностью от 10 до 70 м, протяженностью 100-1000 м. Дайки долеритов имеют мощность 5-6 м и протяженность 100-150 м. Крупные гипабиссальные массивы диоритов сложной формы распространяются на площади в 5-6 км². Ориентировка тел согласная или секущая под небольшим углом к напластованию. В незначительном количестве на площади месторождения наблюдаются субвулканические образования мощностью 30-50 м средне-верхнеюрского возраста: базальты, андезибазальты, андезиты, риодациты, риолиты. Породы подвержены от мусковит-роговиковой до пироксен-роговиковой фаций контактового метаморфизма (по Добрецову, 1970).

Палеофациальный анализ показывает, что рудообразование происходило в пологой, с наклоном бортов 10-15°, конседиментационной впадине, размером до 1300 м в поперечнике.

Современная структура определяется положением его в области Северо-восточного крыла Почекуевской горст-антиклинали, зажатое между телами диоритов, и наличием флексуобразного перегиба, осложняющим крыло антиклинальной складки. Месторождение находится в зоне основной рудоконтролирующей структуры – субмеридионального Цаган-Золотуевского разлома и оперяющих его, серия субмеридиональных (падение 45-60°) и северо-восточных (падение 60-70°) разломов, что обусловило широкое развитие на его площади субширотных (падение 40-75°) разрывных нарушений.

Рудные тела имеют линзообразную, пластообразную, иногда трубообразную форму мощностью от 1 до 20 м с раздувами до 30-40 м. По простиранию вытянуты на 200-300 м. Ориентировка тел согласная с напластованием в крыле антиклинальной складки и субсогласная с вмещающими породами, смятые во флексуобразной складке.

Полиметаллические руды месторождения Савинское №5 характеризуются большим разнообразием минерального состава, обусловленным сочетанием сульфидного оруденения и

скарнов. Вопросы вещественного состава, геохимии руд, зональности и стадийности процесса рудообразования на месторождении неоднократно освещались многими исследователями (Кириллов и др., 1971; Зорина, 1972; Санин, Зорина, 1978; Добровольская, 1989 и др.). Ниже приводится характеристика минерального состава руд с учетом данных предшественников. Полиметаллические руды наряду с галенитом и сфалеритом содержат большое число сульфидов железа, меди, мышьяка, а также различные сульфосоли. Общий список минералов, встречающихся в рудных телах, включает более 60 наименований. Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, пирротин, арсенопирит, жильные – кварц, карбонаты, аксинит, гранат, пироксен. Второстепенные минералы руд – марказит, халькопирит, буланжерит, джемсонит; жильные – хлорит, флюорит, цеолиты, графит. Средние содержания Zn – 4,5%, Pb – 1,2 %. Отношение Pb:Zn колеблется от 1:3 до 1:5 на нижних горизонтах. В качестве попутных компонентов отмечаются золото, серебро, висмут, кадмий, индий, галлий.

Пирит является самым распространенным рудным минералом и отмечается в различных минеральных ассоциациях. Выделяется несколько генераций пирита, отвечающих различным этапам и стадиям рудообразующего процесса. Наиболее ранними, и, по видимому, сингенетичными осадконакоплением, являются выделения пирита I, которые образуют тонкую, практически пылевидную послойную вкрапленность во вмещающих графитистых метапелитах. Они сложены тонкозернистыми агрегатами неоднородного строения, насыщенными тонкими включениями нерудных минералов. Пирит в этих выделениях ксеноморфен по отношению к породообразующим минералам вмещающих метапелитов, частично замещается марказитом и гидроокислами железа.

Пирит II образует агрегаты неравномерно-зернистого строения, а также наблюдается в виде скоплений идиоморфных кристалликов, рассеянных во вмещающих породах. Агрегаты пирита имеют гипидиоморфнозернистую структуру, сложены зернами размером от тысячных долей мм до 2-3 мм. Наиболее часто встречаются сростания пирита II с арсенопиритом, в которых пирит может быть, как идиоморфным, так и ксеноморфным по отношению к арсенопириту. Кроме того, в ассоциации с пиритом II отмечаются пирротин, халькопирит, кварц, серицит.

Пирит III ассоциирует с минералами полиметаллической стадии и имеет ограниченное распространение. Отмечаются разнообразные формы выделения пирита III. Преобладают кристаллы кубического габитуса размером в десятые доли миллиметра, беспорядочно разбросанные в полях галенита и сфалерита, а также агрегаты пластинчатой формы, являющиеся псевдоморфозами по ранее образованному пирротину, в которых пирит находится в тесных сростаниях с марказитом и магнетитом.

Пирит IV отмечается в поздних кварц-кальцит-флюоритовых и цеолитовых прожилках, представлен идиоморфными или частично ограненными кристаллами кубического габитуса, реже пентагондодекаэдрами размером до 1,5 см.

Сфалерит является одним из основных промышленных компонентов руд, как и пирит, широко распространен на месторождении. Наиболее ранними являются выделения сфалерита в виде тонкой эмульсионной вкрапленности, звездочек, мелких выделений неправильной формы в халькопирите, реже в пирротине, которые представляют собой структуры распада твердых растворов. В ассоциации с этой генерацией сфалерита, отмечаются также мелкие выделения валериита, кубанита, станнина, самородного висмута, висмутина. Основную массу сфалерита представляют агрегаты сфалерита II, представленные темно-коричневой разностью и слагающие гнезда, крупные и мелкие обособления среди сульфидов и нерудных минералов, главным образом, кварца и карбонатов. Структура агрегатов сфалерита гипидиоморфнозернистая, размер зерен составляет сотые и десятые доли миллиметра. Выделения сфалерита II пересекают и корродируют агрегаты ранее образованных пирита, пирротина и арсенопирита и, в свою очередь, интенсивно замещаются галенитом, халькопиритом, буланжеритом, блеклой рудой и другими минералами поздних стадий минерализации. Сфалерит II характеризуется высоким содержанием железа, составляющим 10-14%. В качестве примесей постоянно отмечаются марганец, олово, серебро, индий, кадмий, галлий, реже – селен, кобальт, никель, мышьяк. Содержание кадмия колеблется в пределах 0,1-0,6%, содержания остальных элементов не превышают сотые и тысячные доли процента.

Сфалерит III тесно ассоциирует с галенитом, блеклой рудой, халькопиритом. Встречается в виде неправильных скоплений и прожилков, секущих выделения темноокрашенного сфалерита II. В отличие от ранних железистых сфалеритов, поздняя генерация является маложелезистой и не содержит эмульсионной вкрапленности пирротина и станнина. Редко отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Содержания железа в сфалерите этой генерации составляет 1,5-4%, кадмия – 0,3-0,8%, марганца – 0,01%, олова – 0,001-0,002%.

Галенит широко распространенный минерал в рудах месторождения и, наряду со сфалеритом, определяет их промышленную ценность. Галенит I выделялся вслед за образованием основной массы сфалерита в рудах. Наблюдается в ассоциации с блеклой рудой, буланжеритом, кварцем, карбонатами, хлоритом и слагает жиллообразные тела, гнезда, обособления неправильной формы, проникает по трещинкам во вмещающие породы. Отмечаются выделения галенита в виде псевдо-эмульсионной вкрапленности в сфалерите, подчеркивающей зональное строение последнего. Кроме того, в полях галенита наблюдаются реликтовые выделения замещаемого сфалерита.

Жиллообразные тела имеют мощность до 20-30 см, сложены крупнокристаллическим галенитом массивной текстуры, причем галенит ксеноморфен по отношению к ассоциирующим с ним кварцу и карбонату. Характерно наличие в галените мелких включений тетраэдрита, реже – пираргирита, аргентита, буланжерита.

В прожилковых рудах галенит цементирует и корродирует ранее образованные пирит, арсенопирит и пирротин. Местами процесс замещения протекал с большой интенсивностью, так что сульфиды железа сохранились в полях галенита лишь в виде мелких обособленных реликтов. По отношению к основной массе сфалерита, галенит также является поздним минералом, развиваясь по его агрегатам с образованием разнообразных коррозионных структур. Для галенита II типично совместное нахождение с блеклой рудой, маложелезистым поздним сфалеритом, халькопиритом, буланжеритом, джемсонитом. Наблюдается отчетливая связь его также с целым рядом редких минералов, среди которых следует отметить: самородные золото и серебро, дискразит, пираргирит, аргентит.

1. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В. и др. Фации метаморфизма. Москва: Недра. 1970 г.

2. Лобанова Г.М., Санин Б.П. Геология и вещественный состав руд месторождения Савинское № 5. В сб. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья» // Труды ИГЕМ АН СССР вып.83. 1963. С.147-160.

3. Мейтув Г.М. Особенности процесса рудообразования и редкие элементы в рудах свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района. / В сб. «Редкие элементы в сульфидных месторождениях». Тр. ИМГРЭ. вып.10. 1963.

4. Санин Б.П., Зорина Л.Д. Геология и геохимия Кличкинского рудного узла и прогноз оруденения. / Новосибирск: Наука. 1978.

5. Санин Б.П., Зорина Л.Д. Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. Москва: Наука. 1980.

Геохимия мегакристов Сrx: генетическая связь с Сrx-Phl ксенолитами и их метасоматическое происхождение

Лебедева Н.М.^{1,2}, Каргин А.В.¹, Сазонова Л.В.^{1,2}, Носова А.А.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва

²МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, namil@mail.ru

Кимберлиты являются комплексными породами, содержащие магматический материал, ксенолиты мантийных и коровых пород, ксенокristы, а также мегакристы. Несмотря на многолетние исследования кимберлитов мира, происхождение минералов-мегакристов и их взаимосвязь с кимберлитовыми (протокимберлитовыми) расплавами и ксенолитами деформированных перидотитов, а также роль мантийного метасоматоза, протекающего при генерации и подъеме кимберлитовых расплавов в формировании мегакристов (Kopylova et al., 2009; Pivin et al., 2009) остается крайне дискуссионными.

В настоящее время, для мегакристов наиболее распространены две модели происхождения.

1). В работах (Merry, Roex, 2007; Solov'eva et al., 2008) показано, что мегакристы являются продуктом фракционной кристаллизации астеносферных силикатных магм, в нижних частях литосферной мантии. При этом, мегакристы генетически связаны с расплавами/флюидами, которые приводят к образованию деформированных перидотитов, учитывая их сходство с составами гранатов и Сrx из последних (Gregoire et al., 2003).

2). Другая группа исследователей (Kopylova et al., 2009; Pivin et al., 2009) считает, что мегакристы являются продуктом метасоматоза, протекающего в литосферной мантии при генерации кимберлитовых магм и при последующем их подъеме и продвижении сквозь литосферную мантию.

Изучение химического состава мегакристов Сrx из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Kostrovitsky et al., 2004) позволило исследователям предположить их генетическую связь с протокимберлитовыми расплавами. Однако вопросы о метасоматическом происхождении мегакристов и их генетической взаимосвязи с метасоматическими процессами, протекающими в литосферной мантии при генерации кимберлитовых расплавов остаются дискуссионными.

В данной работе для определения природы мегакристов (магматическая или метасоматическая) и изучения их взаимосвязи с ксенолитами метасоматического происхождения были изучены их геохимические характеристики (методами SIMS, LA-ICP-MS) и сопоставлены с таковыми Сrx из ксенолитов метасоматических Сrx-Phl пород, а также с составами Сrx из ксенолитов гранатовых перидотитов (в том числе деформационных) из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Kargin et al., 2016a, b).

Трубка им. В. Гриба, возрастом 374 ± 1 млн лет, (Ларионова и др., 2016) расположена в Черноозерском поле Архангельской алмазоносной провинции (ААП) и является крупнейшим месторождением на северо-востоке ВЕП. Она характеризуется наличием большого количества слабоизмененных мантийных ксенолитов (перидотитов, эклогитов, глубинных метасоматитов), а также мегакристов граната, Сrx, Ol, Phl, Ilm (Kostrovitsky et al., 2004, Sazonova et al., 2015; Kargin et al., 2016a,b).

Для решения поставленной задачи нами была изучена коллекция мегакристов Сrx, ксенолитов Сrx-Phl состава, отобранных из пирокластического кимберлита, а также привлечены ранее полученные данные по Сrx из образцов ксенолитов гранатовых перидотитов (Kargin et al., 2016a,b). Были проведены детальные петрографические исследования ксенолитов, измерения химического состава проводились в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ с использованием электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8230, микроэлементный состав измерялся методом LA-ICP-MS в ИГЕМ РАН, а также методом вторично-ионной спектроскопии (SIMS) на микроанализаторе "Cameca IMS ion probe" в Институте микроэлектроники РАН, г. Ярославль.

Зерна мегакристов, диаметр до 2 см, имеют округлую, реже угловатую форму. Часто они окружены автолитовой оболочкой, представленной тонкозернистым кимберлитом. Кристаллы Сrx рассечены трещинами, которые заполнены кимберлитом, при рассмотрении зерен в режиме BSE видно, что состав Сrx вдоль этих трещин меняется. В зернах мегакристов Сrx встречаются включения листочков флогопита, достигающие 700 мкм. Ксенолиты Сrx-Phl состава размером до 6 см имеют с массивную текстуру, гранобластовую структуру. Некоторые ксенолиты окружены тонкой автолитовой каймой. Встречаются деформированные зерна Phl. В Сrx иногда встречаются мелкие округлые выделения высокомагнезиального Ol ($Mg\# = 91.0$), состав которого близок к составам оливина из ксенолитов мантийных перидотитов (Sazonova et al., 2015). По трещинам развивается тонкозернистая серпентинизированная основная масса кимберлитов с поздним флогопитом, карбонатом и рудными минералами. Вдоль трещин состав Сrx изменяется под воздействием наиболее поздних кимберлитовых расплавов и становится более высокотитанистым и менее натриевым, чем центральные части зерен Сrx.

Все изученные Сrx являются диопсидами с высоким содержанием хрома. В мегакристаллах Сrx содержание TiO_2 (0.12-0.25 мас. %), Cr_2O_3 (1.23-2.96 мас. %), Al_2O_3 (0.87-2.33 мас. %) и Na_2O (1.51-2.27 мас. %), $Mg\#$: 0.92-0.94. В неизменных частях Сrx из Сrx-Phl ксенолитов наблюдается достаточно широкие вариации концентраций TiO_2 (0.11-0.30 мас. %), Cr_2O_3 (0.85-2.49 мас. %), Al_2O_3 (0.91-2.16) и Na_2O (1.32-2.03 мас. %), $Mg\#$: 0.91-0.93. Состав краевых зон мегакристов и Сrx-Phl пород - Сrx2 более высокотитанистым, хромистым, и менее глиноземистым, и натриевым, чем центральные части Сrx. Для дальнейших исследований были выбраны только анализы неизменных Сrx.

Изученный тип Сrx мегакристов трубки им. В. Гриба отличается по составу от мегакристов, исследованных ранее (Gregoire et al., 2003; Костровицкий и др., 2004) (рис.1). В то же время их составы практически идентичны составам Сrx из Сrx-Phl ксенолитов (рис.1), что указывает на родство мегакристов данного типа с ксенолитами метасоматических Сrx-Phl пород. В свою очередь составы Сrx мегакристов и Сrx из Сrx-Phl ксенолитов попадают в поля составов Сrx из ксенолитов перидотитов из кимберлитов различных провинций (Pivin et al, 2009), в том числе кимберлитов трубки им. В. Гриба, чье детальное изучение проводилось ранее (Kargin et al., 2016a, b). Таким образом, вполне вероятно связь Сrx-Phl ксенолитов с мантийными перидотитами.

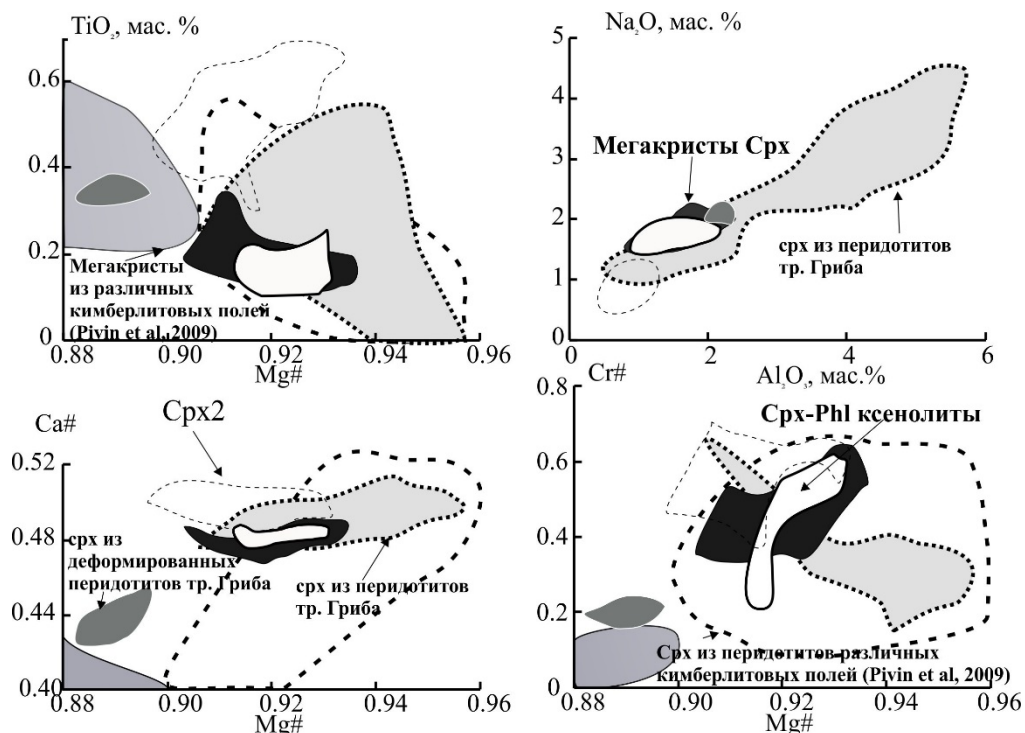


Рисунок 1. Сравнение состава изученных Сrx из мегакристов и ксенолитов, с данными по Сrx из различных перидотитов (Kargin et al., 2016) и данными по мегакристам и ксенолитам перидотитов из различных кимберлитовых полей, собранных в статье (Pivin et al, 2009).

По результатам измерения состава REE изученные Сrx можно разделить на 2 группы, которые отличаются по степени фракционирования и обогащения. Для первой группы меняется $(La/Sm)_n=1.02-1.57$, $(La/Yb)_n=19.39-33.68$, а для Сrx из второй группы, у которых уровень обогащения ниже, чем у первой $(La/Sm)_n$ составляет $0.58-0.75$, $(La/Yb)_n=7.76-23.70$.

Изученные Сrx по характеру распределения REE (рис.2а) наиболее точно сопоставимы с Сrx из ксенолитов гранатовых перидотитов трубки им. В. Гриба, которые были в равновесии при $P=37-43$ кбар, и $T=775-1070$ °С с силикатным, кимберлитовым метасоматическим агентом (Kargin et al., 2017).

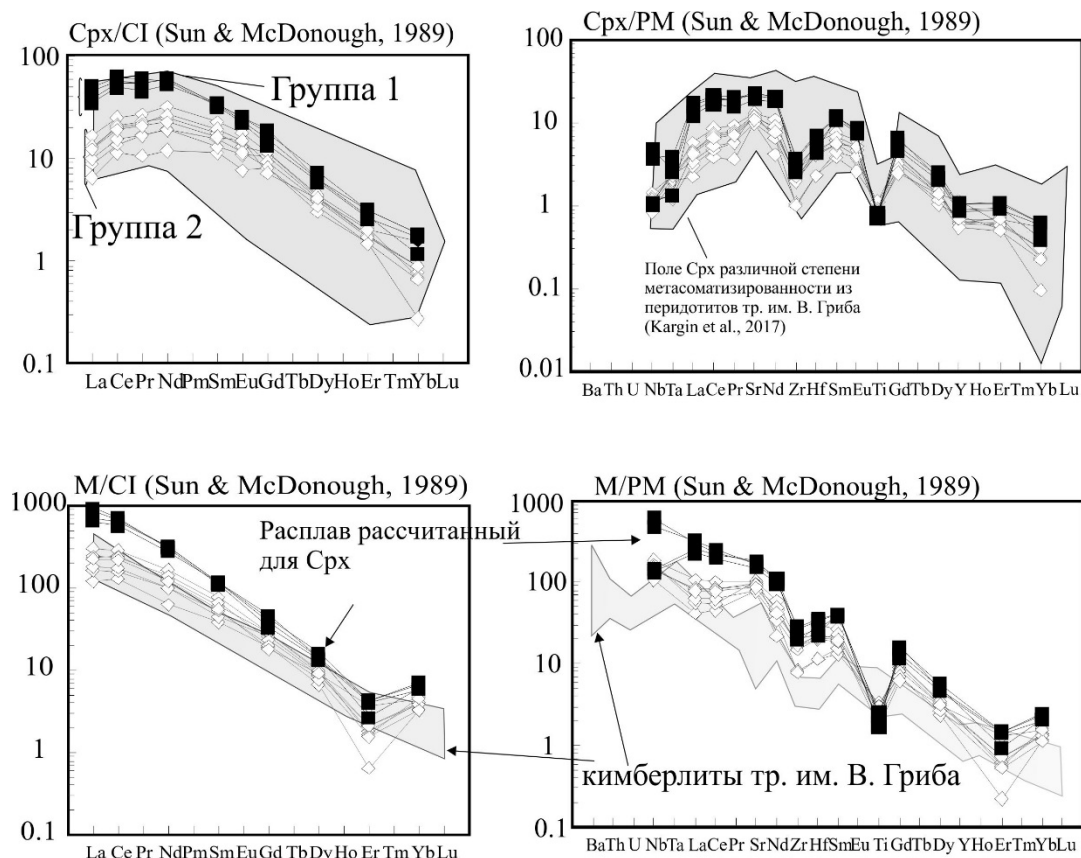


Рисунок 2а. Спайдер-диаграмма Сrx из Сrx-Phl ксенолитов нормированные на CI и PM (Sun & McDonough, 1989) и поле Сrx из метасоматизированных перидотитов (Kargin et al., 2017); 2б - рассчитанные расплавы равновесные изученным Сrx нормированные на CI и PM (Sun & McDonough, 1989) и поле кимберлитов тр. им. В. Гриба. Коэффициенты минерал/расплав из статьи (Ziberna et al., 2013).

Для оценки состава метасоматического агента, в ходе взаимодействия с которым и образовались клинопироксены были рассчитаны теоретические равновесные составы расплавов. Для этого использованы коэффициенты распределения минерал-расплав в силикатной системе (Burgess and Harte 2004, Ziberna et al., 2013). Наиболее вероятно, что изученные Сrx находились в геохимическом равновесии с эволюционированными кимберлитовыми расплавами.

Изменение концентраций и характера обогащения в разных группах Сrx можно объяснить изменением состава первичного расплава в результате процессов хроматографического ионного обмена, ассимиляции перидотитового материала, а также фракционной кристаллизации (Ziberna et al., 2013).

В данной работы было выявлено, что по химическому составу, изученные Сrx совпадают с полями метасоматических Сrx из мантийных ксенолитов. В том числе и из перидотитов тр. им. В. Гриба, также они имеют схожие спектры распределения REE. Характер распределения REE рассчитанных равновесных Сrx расплавов совпадает с составом кимберлитов, что может говорить о существенно силикатном метасоматическом агенте, состав которого меняется счет подъема кимберлита, процессов хроматографического ионного обмена с литосферной мантией и ассимиляции перидотитового материала.

1. Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третьяченко В.В., Травин А.В., Каргин А.В., Юдин Д.С. Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // *Петрология*. 2016. Т. 24. № 6.
2. Kostrovitsky, S.I., Malkovets, V.G., Verichev, E.M., Garanin, V.K., Suvorova, L.V., 2004. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia). // *Lithos*. 2004. 77. P. 511–523.
3. Burgess S. R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // *Journal of Petrology*. 45. № 3. P. 609–633.
4. Gregoire M., Bell D. R., Le Roex A. P. Garnet lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // *Journal of Petrology*. 2003. № 44. P. 629-657.
5. Kargin, A.V., Sazonova, L.V., Nosova, A.A., Pervov, V.A., Minevrina, E.V., Khvostikov, V.A., Burmii, Z.P., 2016. Sheared peridotite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin. *Geosci. Front*.
6. Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., Tretyachenko V.V. Composition of garnet and clinopyroxene within peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: evidence for mantle metasomatism // *Lithos*. 2016. V. 262. P. 442-455.
7. Kopylova M. G., Nowell G. M., Pearson D. G., Markovic G. Crystallization of megacrysts from protokimberlitic fluids: Geochemical evidence from high-Cr megacrysts in the Jericho kimberlite // *Lithos*. 2009. 112. P. 284–295.
8. Nimis P., Zanetti A., Dencker I., Sobolev N. V. Major and trace element composition of chromian diopsides from the Zagadochnaya kimberlite (Yakutia, Russia): Metasomatic processes, thermobarometry and diamond potential // *Lithos*. 2009. № 3-4. P. 397–412.
9. Sazonova L. V., Nosova A. A., Kargin A. V., Borisovskiy S. E., Tretyachenko V. V., Abazova Z. M., Griban' Y. G. Olivine from the Pionerskaya and V. Grib kimberlite pipes, Arkhangelsk diamond province, Russia: Types, composition, and origin // *Petrology*. 2015. 23. № 3. P. 227–258.
10. Solov`eva L. V., Lavrent`ev Y. G., Egorov K. N., Kostrovitskii S. I., Korolyuk V. N., Suvorova L. F. The genetic relationship of the deformed peridotites and garnet megacrysts from kimberlites with asthenospheric melts // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. 49. № 4. 207–224.
11. Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society*. 1989. 42. № 1. P. 313–345.
12. Pivin M., Féménias O., Demaiffe D. Metasomatic mantle origin for Mbuji-Mayi and Kundelungu garnet and clinopyroxene megacrysts (Democratic Republic of Congo) // *Lithos*. 2009. 112. P. 951–960.
13. Ziberna L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N. V., Metasomatic processes in the central Siberian cratonic mantle evidence from garnet xenocrysts from the Zagadochnaya kimberlite // *Journal of Petrology*. 54. № 11. P. 2379–2409.

Минералого-геохимические особенности золотого оруденения зон Джекондинская и Бирская-1 Эльконского рудного узла (Центрально-Алданский рудный район)

Леонтьев В.И.¹, Бушуев Я.Ю.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, leontyev@spmi.ru

Эльконский рудный узел, пространственно совпадающий с Эльконским горстовым поднятием, принадлежит Центрально-Алданскому рудному району, который представляет собой уникальную рудоносную структуру с ресурсами порядка 1000 т Au и 600 000 т U (Казанский, 2004). В строении Эльконского рудного узла принимают участие геологические образования, слагающие два структурных этажа. Нижний структурный этаж - кристаллический фундамент, сложен гнейсами и кристаллосланцами верхнеалданской (AR₂) и фёдоровской (PR₁) серий. К магматическим образованиям нижнего структурного этажа относятся ультраметаморфогенные гранитоиды обрамления пород фёдоровской серии, нерасчленённые гранитоидные образования, сформировавшиеся на этапе раннепротерозойской активизации, и метабазиты раннепротерозойского возраста. В зонах региональных разрывных нарушений присутствуют многочисленные дайки метадiorитов скального комплекса (Терехов, 2012). Выходы образований нижнего структурного этажа занимают более 90 % площади узла. Верхний структурный этаж представлен горизонтально залегающими терригенно-карбонатными платформенными отложениями юдомской (V₂-Є₁) и юхтинской (J₁) свит, которые сохранились только в северной части узла в виде небольших по площади участков. Кроме стратифицированных отложений к верхнему структурному этажу относятся щелочные и субщелочные вулканоплутонические образования, сформированные на этапе мезозойской тектоно-магматической активизации. Преобладают породы гипабиссальных субвулканических фаций в форме небольших силлов, штоков, лакколитов, даек, в основном сконцентрированные в северо-западной части рудного узла.

Оруденение приурочено к омоложенным в мезозое раннепротерозойским тектоническим зонам северо-западного простирания (290-330°) и залегает в породах фундамента (Бойцов и др., 2006). Разломы раннепротерозойского заложения занимают особое место среди рудоконтролирующих структур. Они маркированы наиболее ранними протерозойскими метасоматитами кварц-ортоклаз-плагиоклазовой и кварц-альбит-микроклиновой формаций, метадиоритами и метагаббродиоритами, бластомиланитами и бластокатаклазитами. Перечисленные образования являются так называемой «древней основой» рудных зон (Максимов, 2003). Для наиболее мощных рудоносных разломов «древняя основа» состоит из одного или нескольких швов тектонитов мощностью от первых десятков сантиметров до 20-30 метров и полос кремнещелочных метасоматитов мощностью до 100-150 метров (Максимов, 2003).

Золоторудная минерализация ураноносных зон в основном связана с мезозойскими пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами. На эти метасоматиты наложен минеральный комплекс пирит-браннеритовой стадии. Содержание золота в среднем составляет 0,1-1,7 г/т. Носителем тонкодисперсного золота является пирит, свободное золото распространено ограниченно. Отличаются повышенным содержанием золота руды зоны Фёдоровская (2-10 г/т), что вызвано наложением на золотоносные метасоматиты и браннеритовые швы послебраннеритовой ассоциации кварца и карбоната с самородным золотом, серебром и сульфидами серебра (Бойцов и др., 2006). Считается (Бойцов и др., 2006; Максимов, 2003), что золотоурановое оруденение района связано с глубинными мантийными магматическими очагами, а формирование золоторудных объектов, обусловлено влиянием вторичных малоглубинных магматических очагов. В целом рудная зональность Эльконского рудного узла выражается в смене в юго-восточном направлении браннеритового оруденения молибденит-браннеритовым до существенно молибденитового в юго-восточной окраине рудного узла. На северо-западных флангах, в областях влияния Западно-Эльконского магматического ореала и

малоглубинных очагов появляются золото-уранинитовый тип (зона Интересная) и уран-серебро-золотой (зона Фёдоровская) типы руд (Бойцов и др., 2006; Максимов, 2003). Также к западной части Эльконского горста также принадлежат золоторудные зоны Бирская-I и Джекондинская, которые отличаются от остальных, преимущественно урановорудных, зон узла благороднометальным характером оруденения. Однако, сведения о геологическом строении и составе зон, формах проявления рудной минерализации в опубликованной литературе отсутствуют, а фондовая литература содержит лишь скурые данные о пирит-кварц-карбонат-калишпатовом составе рудоносных метасоматитов. Целью данной работы является геолого-структурная и минералого-геохимическая характеристика золоторудных зон Бирская-I и Джекондинская.

Рудопроявления расположены в западной части Эльконского горста вблизи зоны сочленения этой структуры с Верхне-Якутским прогибом и локализованы в породах нижнего структурного этажа - древнего кристаллического фундамента. Метаморфические образования фундамента представлены кристаллическими сланцами и гнейсами фёдоровской свиты (PR₁). Магматический комплекс протерозоя представлен преимущественно щелочными аляскиотовыми гранитами. Они слагают штокообразные тела, внутреннее строение которых однородно, контакты с вмещающими породами четкие, неровные, извилистые с большим количеством ответвлений и заливов. Мезозойские интрузивные образования в пределах проявлений представлены редкими дорудными дайками минетт), небольшой, до одного метра, мощности и с крутыми углами падения. В 5 км к западу от проявлений находится Шаманская вулканоплутоническая структура центрального типа, сложенная субвулканическими интрузиями трёх фаз лебединского монзонит-сиенитового комплекса (J₃-K₁).

Характерной особенностью геологического строения участка является широкое развитие дизъюнктивной тектоники мезозойского возраста, которое привело к формированию крутопадающих тектонических зон. Поверхности сместителей ориентируется субсогласно локальным зонам протерозойских кварц-полевошпатовых метасоматитов, маркирующих в данном районе древние протерозойские разломы глубинного заложения. Это указывает на формирование данных структур в результате мезозойской реактивации протерозойских нарушений. Кварц-полевошпатовые метасоматиты пользуются широким распространением и образуют в нижнепротерозойских разломах протяжённые жилообразные и линзообразные тела (Казанский, 1972). Они состоят из микроклин-пертита (20-60%), кварца (15-50%), кислого плагиоклаза (10-40%) с небольшим количеством роговой обманки, биотита, пироксена, граната, магнетита и апатита. При относительной простоте минерального состава они отличаются весьма неустойчивыми количественными соотношениями полевых шпатов, кварца и большой изменчивостью внешнего облика, текстур и структур. В центральных частях кварц-полевошпатовых тел встречаются разности пегматоидного облика, состоящие на 60-90% из гигантских кристаллов микроклина, крупных обособлений кварца и сростков биотита, роговой обманки и магнетита.

Оруденение контролируется омоложенными в мезозое раннепротерозойскими тектоническими зонами глубинного заложения. Рудные тела представляют собой линейные крутопадающие минерализованные зоны дробления, развивающиеся в большинстве случаев по зонам кварц-полевошпатовых метасоматитов и редко выходящих за их пределы в метаморфические породы кристаллического фундамента. Рудные тела кулисообразно сменяют друг друга по простиранию. Характерной особенностью является наличие многочисленных оперяющих структур, многие из которых являются рудоносными, но не протяжёнными. Зона Джекондинская характеризуется протяженностью 1,2 км, простиранием 300-320°, углами падения 50-60° на юго-запад, при средней мощности 8-10 м, с раздувами до 30 м. Зона Бирская-I имеет протяженность 1600 м, субширотное (85°) простирание, падает на юг под 60-80° при средней мощности 3-5 м.

Вещественный состав и текстурно-структурные особенности руд описываемых зон схожи для описываемых проявлений. Руды представлены буровато-серыми метасоматитами прожилковой, прожилково-сетчатой, брекчиевой, брекчиево-друзовой и колломорфной текстуры. Основная масса метасоматитов состоит из новообразованного адуляра и редких реликтов исходных пород; прожилки и цемент брекчий представлены кварцем, иногда

халцедоном. Буроватый оттенок рудам придаёт «ожелезнение» которое наложено на обломки брекчий. Для адуляра характерна мелкая (до 5-10 мкм) вкрапленность пирита, галенита, антимонита, бурнонита, буланжерита, киновари, касситерита, рутила. Меньшим распространением пользуются аргентит, электрум, золото. Аргентит образует включения до 10 мкм, золото и менее распространённый электрум имеют субмикронные размеры, с максимальным отмеченным для золота значением в 5 мкм. Золото высокопробное, проба изменяется от 892 до 975 ‰ (среднее 942, n – 15). Вкрапленность рудной, в том числе благороднометальной, минерализации распределена в адуляре равномерно. В кварце прожилков и брекчий отмечаются только ксеноморфные мелкие (до 20 мкм) выделения монацита. Составы некоторых рудных минералов приведены в таблице 1 (стоит отметить, что в связи с мелким размером выделений рудных минералов, при микрозондовом анализе не удалось избежать захвата элементов окружающих минералов, поэтому значение приведены к 100 % после вычета элементов захваченных из силикатной матрицы).

Таблица 1. Составы некоторых рудных минералов проявлений зона Джекондинская и Бирская I (масс.%)

Минерал	Au	Ag	Sb	Cu	Pb	Fe	S
Электрум	37,94	62,06					
	46,30	53,70					
Аргентит		89,09					10,91
		90,14					9,86
		89,84					10,16
Бурнонит			24,32	9,45	47,47	0,81	17,94
			26,09	13,07	42,88		17,95
Буланжерит			26,68		51,89	5,92	16,11

Примечание: анализы проводились на сканирующем электронном микроскопе CamScan MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instr.) (ЦАЛ ВСЕГЕИ, аналитик Грузова Е.Л.)

Для выявления геохимических особенностей рудопроявлений было проанализировано 2 образца протерозойских кварц-полевошпатовых метасоматитов и 13 образцов развивающихся по ним рудных адуляр-кварцевых метасоматитов. Au определялось пробирным анализом, Ag - методом ААС с разложением в царской водке; элементы-примеси определялись комплексом методов ICP-AES/ICP-MS (аккредитованная лаборатория АО «СЖС Восток Лимитед», г. Чита). Для выделенных групп проб рассчитывались средние геометрические содержания, и оценивалось коэффициент концентрации (КК) элементов в гидротермально-метасоматических рудных образованиях, относительно эдукта. В результате по коэффициенту концентрации можно выделить следующие геохимические группы: КК=100-130 – As; КК=50-100 – Au, Sb, Nb, U; КК=10-50 – Ag, V, Te, Th, W, Ti, Tl; КК=5-10 – Cd, Cu, Zn; КК=2-5 – Co, Sn; КК=1-2 – Se, Li, Ni, Pb, Re, Be, Bi, In, Mo. Из-за малого количества проб было решено отказаться от расчета коэффициента корреляции, а оценивать зависимость лишь качественно по графикам зависимости содержания золота от содержания остальных элементов. Вывод о наличии и характере зависимости делался лишь при наличии уверенного линейного тренда между содержаниями элементов. В результате установлено, что золото имеет положительную корреляцию с содержанием таких элементов, как Sb, As, Ag, Te, Nb и тяжелыми РЗЭ (при явном отсутствии зависимости с легкими РЗЭ). Линейной зависимости Au с Th и U не наблюдается.

Охарактеризованные рудные зоны имеют ряд общих признаков с проявлениями золото-урановой минерализации Эльконского горста. Основной из них – приуроченность к омоложенному разлому протерозойского заложения, трассируемому высокотемпературными протерозойскими кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Однако, пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, с которыми в рудном узле ассоциирует урановое оруденение, в изученных объектах нами не установлено. Выявленная в результате исследований золото-аргентит-сульфосольная рудная ассоциация, а так же брекчиевые и колломорфные текстуры руд позволяют нам сделать вывод о эпитептермальном характере оруденения. Геохимический профиль руд, характеризующийся обогащением такими элементами как As, Au, Sb, Nb, U, Ag, V, Te, Th,

W, Ti, Tl весьма характерен для эпитеpmальных месторождений тесно связанных с магматизмом повышенной щелочности (А-тип) (Richards, 1995; Коваленкер, 2006). Подобная рудная минерализация, по нашему мнению, близка золотоносной послебраннеритовой рудной ассоциации зоны Фёдоровская. Она не связана парагенетически с урановыми рудами и, как демонстрируют охарактеризованные в данной работе проявления, может формировать собственные золоторудные объекты.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00334 мол_а.

1. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Дорожкина Л.А. Золоторудные и золото-урановые месторождения Центрального Алдана // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2: Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. 2006. С.215-240.

2. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей // М.: Недра. 1972. 240 с.

3. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. М.: Наука. 2004. Т. 46. №3. С. 195-211.

4. Коваленкер В.А. Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфировых и эпитеpmальных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. 2006. С.143-214.

5. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: дисс. ... д-ра геол.-минер. наук: 25.00.01 // Якутск. 2003. 385 с.

6. Терехов А.В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия): дисс. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.11 // СПб. 2012. 220 с.

7. Richards J. P. Alkalic-type epithermal gold deposits – a review / J.P. Richards // Magmas, fluid and ore deposits. – Mineralogical Assoc. of Canada. Short course ser. - 1995. – V. 23. – P. 367-400.

Константа ассоциации NaF_{aq} при 25-75°C

Лукьянова Е.В.¹ Зотов А.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, Lyk.kate@gmail.com

Многозарядные элементы (Nb, Ta, Zr и др.) образуют устойчивые комплексы в водных фторидных растворах. Однако, для количественной оценки этих процессов, особенно при повышенных температурах, не хватает данных, характеризующих степень ассоциации фторидов щелочных металлов, в частности фторида натрия. При повышенных температурах есть только две экспериментальные работы: (Richardson at al., 1979), согласно которой константы ассоциации NaF при 200-250°C близки к константам ассоциации NaCl (Johnson at al., 1992), и (Franck at al., 1961) при сверхкритических параметрах (550°C, 710-2500 бар). Различия в имеющихся значениях термодинамической константы ассоциации NaF при комнатной температуре достигают величины порядка. При этом все они выше по сравнению с данными для NaCl . Тренды температурной зависимости в интервале 15-35°C по данным (Miller at al., 1976 и Chan at al., 1984) разнонаправлены.

Цель работы – провести потенциометрическим методом контрольные определения термодинамической константы реакции ассоциации NaF :



при 25°C и установить ее температурную зависимость в интервале 25-75°C.

Методика эксперимента. Измерения проводились при температурах 25, 50 и 75 °C и атмосферном давлении в стеклянной термостатированной ячейке. Использована электролитическая цепь с жидкостным соединением, состоящая из 2-х твердоконтактных стеклянных Na-чувствительных электродов, 2-х фторидных электродов на основе LaF_3 и выносного хлорсеребряного электрода сравнения, соединенного с ячейкой солевым мостиком, заполненным 2М раствором KCl .

Измерены ЭДС двух цепей:

$$E_1 = E^\circ_{\text{Na}} - 2.303RT/nF \cdot p_{\text{Na}} + E_{\text{диф.}} - E_{\text{эл. сравн.}} \quad (2)$$

$$E_2 = E^\circ_{\text{F}} + 2.303RT/nF \cdot p_{\text{F}} + E_{\text{диф.}} - E_{\text{эл. сравн.}} \quad (3)$$

По этим измерениям рассчитано значение ЭДС цепи без переноса:

$$E_3 = E_1 - E_2 = (E^\circ_{\text{Na}} - E^\circ_{\text{F}}) - 2.303RT/nF \cdot (p_{\text{Na}} + p_{\text{F}}) \quad (4)$$

ЭДС измерена многоканальным прибором с входным сопротивлением $>10^{12}$ Ом, разрешением 0.1 мВ и погрешностью до 0.5 мВ. Температура поддерживалась с точностью до 0.2°C. Растворы приготовлены из реактивов NaF («хч») и NaCl («осч»). Контроль концентрации «основных» растворов осуществлялся весовым методом. При расчетах в цепях с переносом была введена поправка на диффузионный потенциал, рассчитанная по уравнению Гендерсона (Бейтс, 1968). Коэффициент активности и концентрация ионов рассчитаны с использованием пакета программ NCh (Шваров, 2008) и уравнения Дебая-Хюккеля в 3-ем приближении (Helgeson at all, 1981):

$$\lg \gamma_i = - \frac{Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + 4.5B\sqrt{I}} - \lg(1 + 0.018m^*) + b \cdot I, \quad (5)$$

где параметр $b = 0.064; 0.0736; 0.0768$, соответственно, при 25, 50 и 75°C для среды NaCl (Helgeson at al., 1981). Константа диссоциации NaCl принята по (Ho at al., 1994). Термодинамические свойства водных частиц (кроме NaCl_{aq} и NaF_{aq}) приняты из базы данных SUPCRT98 (Johnson et al., 1992, Sverjensky at al., 1997, Shock at al., 1997). При расчете константы ассоциации NaF использована программа OptimA (Shvarov, 2015).

Предварительная калибровка электродов. Фторидные и натриевые электроды были прокалированы при 25°C в растворах NaF (0.0003-0.005 М) и NaCl (0.001-2 М), соответственно. В указанных диапазонах концентраций наклоны в координатах $E - \lg a$ близки (-58.73 — -59.70) к теоретическому значению (-59.16).

Результаты измерений. Измерения производились в серии растворов при изменении сначала концентрации NaF от 0.0003 до 0.0095 *m* (для калибровки фторидных электродов) и затем постепенном добавлении раствора NaCl до получения концентрации 2.06-2.25 *m*.

Измерения в цепях с переносом (2) и (3)

Опыты при 25°C. Зависимость измеренных значений $E(\text{Na})$ с поправкой на диффузионный потенциал ($E(\text{Na}) - E_{\text{диф.}}$) от рассчитанной величины $\lg a_{\text{Na}^+}$ описывается прямой линией с теоретическим наклоном: $59.16 \cdot \lg a_{\text{Na}^+} - 2343.2$ в интервале концентраций NaCl от 0.003 до 2,09 *m* с отклонением точек в пределах 0.5-1.2 мВ (среднеквадратичное отклонение 0.72). Это дает основание считать, что введенные допущения при оценке диффузионного потенциала, учете ассоциации NaCl и расчете коэффициентов активности являются в пределах указанной погрешности обоснованными.

Калибровка фторидного электрода F_1 по первым 4-м растворам дает наклон, близкий к теоретическому ($-59.56 \cdot \lg a_{F^-} + 20.82$). Если полученные данные аппроксимировать прямой с Нернстовским наклоном (-59.16), отклонение большинства экспериментальных точек при концентрации NaCl до 0.1 *m* не превысит 1 мВ. При увеличении концентрации NaCl (0.3-2.25 *m*) наблюдается отклонение точек соответственно на 2-10 мВ, что связано с образованием недиссоциированного комплекса NaF_{aq} .

Опыты при 50 и 75 °С показали, что зависимости ЭДС от активности Na^+ и F^- также близки к теоретическим значениям, и отклонения не превышают 1-1.5 мВ.

Измерения в цепи без переноса (4)

Зависимость измеренных значений $E(\text{Na}) - E(\text{F})$ от рассчитанной величины $\lg a_{\text{Na}^+} + \lg a_{F^-}$ описывается прямой линией с наклоном, близким к теоретическому. Аппроксимация результатов прямыми с теоретическим наклоном дает отклонения от экспериментальных значений не более 0.8-1.2 мВ. При этом отклонения в концентрированных по натрию растворах, служащих для определения константы ассоциации NaF, составляют 2-10 мВ.

Обсуждение результатов. Значения $\lg a_{F^-}$, найденные при измерениях в цепях обоих типов (с переносом и без), были использованы для определения термодинамических свойств NaF_{aq} с помощью программы OptimA. Пример оптимизации показан на рисунке 1. Результаты даны в таблице 1.

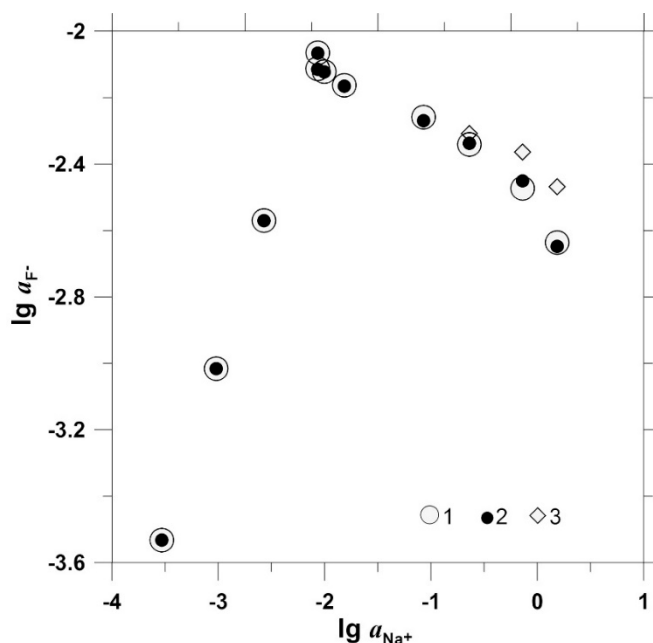


Рисунок 1. Пример оптимизации значений $\Delta_r G^\circ(\text{NaF}_{\text{aq}})$ по измерениям в цепи с переносом при 25°C.

1 – эксперимент; 2 – результат оптимизации; 3 – расчет без учета ассоциации NaF.

На рисунке 2 полученные значения констант ассоциации сопоставляются с литературными данными. Наши результаты в пределах погрешности согласуются с данными (Butler at al., 1970 и Robinson at al., 1971) и значением $\lg K^{\circ}_{\text{асс.}, 298.15} = -0.42 \pm 0.2$, рекомендованном в сводке (Глушко, 1981). Вместе с тем, они значительно отличаются от значений, принятых в

SLOP98 (толстая кривая на рис. 2). Это подтверждает мнение (Majer at al., 1997), что степень ассоциации NaF сильнее по сравнению с NaCl (тонкая кривая на рис. 2 (Johnson at al., 1992) и примерно соответствует степени ассоциации NaOH (рис. 2, пункт (Ho at al., 1996). Близость констант ассоциации NaF и NaOH подтверждается также кондуктометрическими измерениями электропроводности при 550°C и давлении 900-2500 бар по данным (Franck at al., 1961) и (Ho at al., 1996), соответственно. Температурная зависимость $\lg K^{\circ}_{\text{асс.}}$ в интервале 25-75°C выражена слабо. При допущении, что ΔC°_p реакции ассоциации NaF равняется нулю, энтропия $\Delta S^{\circ}(1) = 9.5$ Дж/(моль К).

Таблица 1. Значения свободной энергии Гиббса $\Delta_f G^{\circ}(\text{NaF}_{\text{aq}})$ и $\lg K^{\circ}_{\text{асс. NaF}}$

T, C	$\Delta_f G^{\circ}(\text{NaF}_{\text{aq}})$, кДж/моль	σ^3	$\lg K^{\circ}_{\text{асс.}}$	$\lg K^{\circ}_{\text{асс.}}$ Среднее
25	$-541.493 \pm 0.730^{1)}$	0.009	-0.37	-0.38 ± 0.1
	$-541.442 \pm 0.741^{2)}$	0.013	-0.38	
50	$-543.041 \pm 0.708^{1)}$	0.010	-0.27	-0.29 ± 0.1
	$-542.813 \pm 0.755^{2)}$	0.021	-0.31	
75	$-544.436 \pm 0.704^{1)}$	0.008	-0.19	-0.25 ± 0.1
	$-543.370 \pm 0.908^{2)}$	0.013	-0.35	

Измерено: ¹⁾ в цепи с переносом, ²⁾ в цепи без переноса. ³⁾ Среднеквадратичное отклонение

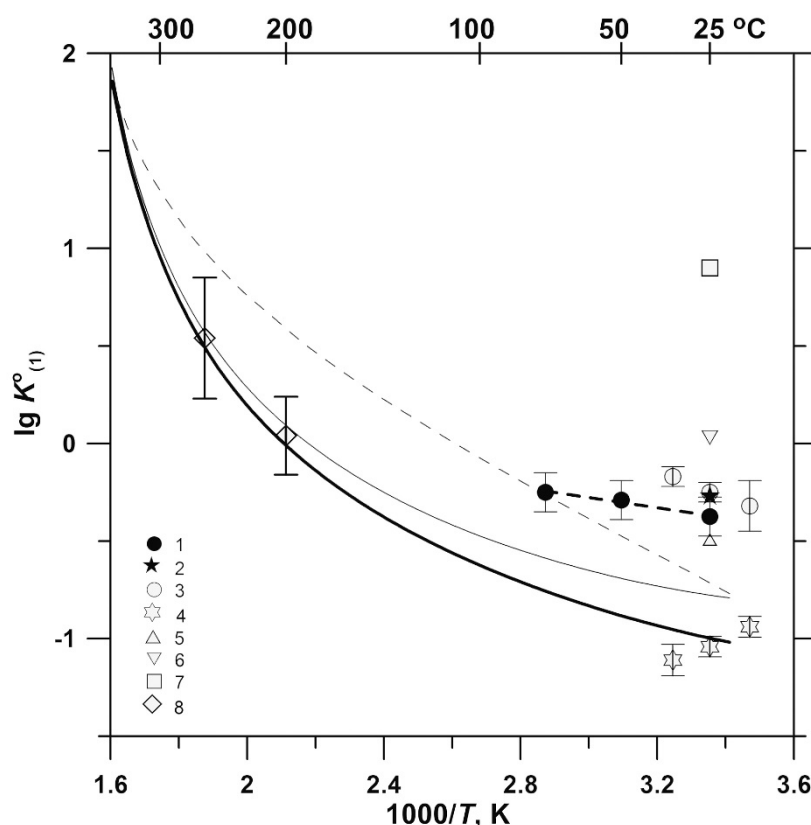


Рисунок 2. Зависимость констант ассоциации NaF ($\lg K^{\circ}(1)$) от обратной температуры.

Сплошные линии: $\lg K^{\circ}_{\text{асс.}}$ по SLOP98 для NaF (толстая) и NaCl (тонкая). Пунктир: $\lg K^{\circ}_{\text{асс.}}$ по (Ho at al.1996) для NaOH (тонкий) и для NaF по нашим данным (толстый). Символами обозначены экспериментальные данные: 1 – настоящая работа; 2 – (Robinson at al.,1971); 3 – (Chan at al., 1984); 4 – (Miller at al.,1976); 5 – (Butler at al., 1970); 6 – (Manohar at al., 1993); 7 – (Usha at al., 1992); 8 – (Richardson at al., 1979).

Заключение. Полученные новые экспериментальные данные позволяют сделать более обоснованным вывод о термодинамических свойствах водного комплекса NaF_{aq} при 25°C. Однако, исследованный температурный интервал (до 75°C) недостаточен для надежной экстраполяции констант ассоциации NaF на более высокие температуры. Для этого необходимы дополнительные экспериментальные исследования при повышенных температурах и давлениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 14-17-00366, руководитель Н.Н.Акинфиев).

1. Butler J.N., Huston R. // *Analytical Chem.* 1970. V. 42. P. 1308-1311.
2. Chan C.B., Tioh N.H., Hefter G.T. // *Polyhedron.* 1984. V. 3. P. 845-851.
3. Franck E.U. // *Angewan. Chem.* 1961. B. 81. P. 309-322
4. Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.C. // *Am. J. Sci.* 1981. V. 291. P. 1249.
5. Ho P.C., Palmer D.A. // *J. Solution Chem.* 1996. V. 25. P. 711-729.
6. Ho P.C., Palmer D.A., Mesmer R.E. // *J. Solution Chem.* 1994. V. 23. P. 997-1018.
7. Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. // *Comp. Geosci.* 1992. V. 18. P. 899-947.
8. Majer V., Obšil M., Hefter G., Grolier J-P.E. // *J. Solution Chem.* 1997. V. 26. P. 847-875.
9. Manohar S., Atkinson G. // *J. Solution Chem.* 1993. V. 22. P. 859-872.
10. Miller G.R., Kester D.R. // *Marine Chem.* 1976. V. 4. P. 67-82.
11. Richardson C.K., Holland H.D. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1979. V. 43. P. 1313-1325.
12. Robinson R.A., Duer W.C., Bates R.G. // *Analytical Chem.* 1971. 43. P. 1862-1865.
13. Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 907-950.
14. Shvarov Yu.V. // *Applied Geochem.* 2015. V. 55. P. 17-27.
15. Sverjensky D.A., Shock E.L., Helgeson H.C. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 1359-1412.
16. Usha A.V., Atkinson G. // *J. Solution Chem.* 1992. V. 21. P. 477-488.
17. Бейтс Р. Определение рН. Теория и практика. / Л.: Химия, 1968. С. 48-49.
18. Термические константы веществ / Под ред. В.П. Глушко. М., 1981. М., 1981. Вып. X, ч.1. С. 120.
- 19 Шваров Ю.В. // *Геохимия.* 2008. С. 898-903.

Особенности химического состава и условия образования блеклой руды Узельгинского колчеданного месторождения (Южный Урал)

Любимцева Н.Г.¹, Викентьев И.В.¹, Борисовский С.Е.¹, Грознова Е.О.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, luy-natalia@yandex.ru

Узельгинское колчеданное месторождение расположено в Магнитогорской мегазоне в пределах крупной палеовулканической постройки, сложенной образованиями базальт-риолитовой формации (D_{2e}-gv₁). Оно представлено вытянутой в ССЗ направлении зоной оруденения протяженностью около 2 км. Рудная минерализация локализована на двух гипсометрических уровнях – 130-380 м и 420-640 м (от поверхности) – на расстоянии 300-350 м один над другим. Рудные тела, сложенные Cu-Zn рудами (среднее соотношение Zn:Cu = 2,5), представлены мощными пологолежащими линзами, обычно с тупыми выклинками. Их протяженность составляет 300-500 м при мощностях в раздувах 100-170 м. Минеральный состав руд определяется преобладанием пирита, сфалерита, халькопирита и блеклой руды. Среди жильных минералов установлены барит, кварц, серицит, хлориты и карбонаты. Вмещающие породы в основном представлены в разной степени измененными кислыми вулканитами. В лежачем боку тел прослежены зоны серицит-кварцевых и серицит-хлорит-кварцевых пород (Викентьев, 2004).

Блеклая руда на месторождении является главным минералом в рудах верхних залежей (наряду с пиритом и сфалеритом) и в виде второстепенного минерала обычно встречается в рудах нижнего уровня. Выделения блеклой руды обычно ксеноморфны по отношению к другим сульфидам и образуют сростания со сфалеритом и халькопиритом в интерстициях выделений пирита (рис. 1А-В). При этом ровные границы и отсутствие признаков замещения между блеклой рудой и сфалеритом указывают на одновременную кристаллизацию этих минералов в равновесных условиях.

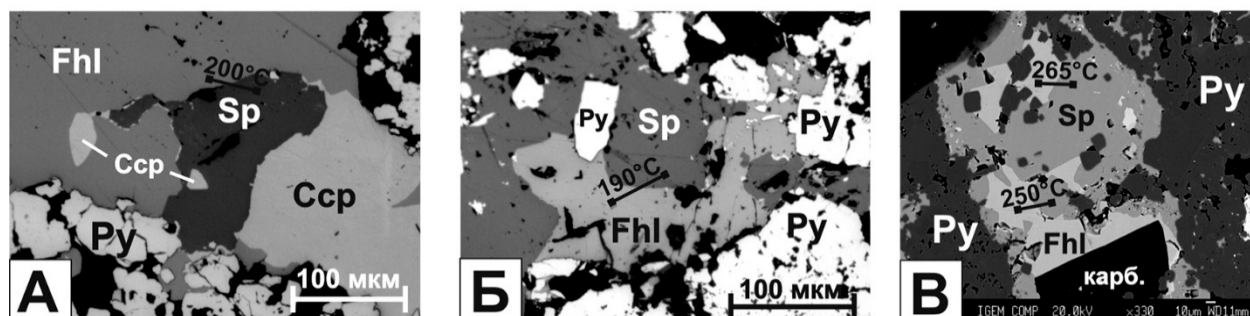


Рисунок 1. Взаимоотношения блеклой руды с минералами в рудах Узельгинского месторождения.

Fhl – блеклая руда, Sp – сфалерит, Csp – халькопирит, Py – пирит, карб. – карбонат. Цифрами указана температура (°C), рассчитанная для сосуществующих блеклой руды и сфалерита по геотермометру Р.О. Сэка.

В данной работе исследовались образцы с нижнего уровня оруденения (рудное тело 4) и верхнего (рудное тело 5). Всего выполнено 109 анализов блеклой руды из 8 образцов. Анализы выполнены С.Е.Борисовским (ИГЕМ РАН) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенный 5-ю волновыми спектрометрами. Они проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции на основные элементы составляло 10 - 20 сек, на элементы-примеси 20-40 сек. Аналитические линии для элементов: L α для Sb, Se, Ag, As, Te, Sn; K α для Zn, S, Cu, Fe, Ni, Co, Mn; M α для Hg, Bi, Pb; L β для Cd Стандарты: AgSbS₂ для Ag, HgS для Hg, ZnS для Zn и S в сфалерите, CuFeS₂ для Fe, CdS для Cd, PbS для Pb, Sb₂S₃ для Sb и S в блеклой руде, GaAs для As, CdSe для Se, Cu₂FeSnS₄ для Sn, и химически чистые элементы для Cu, Ni, Co, Bi, Te и Mn. Пределы обнаружения элементов в блеклой руде (мас. %): 0.05 для Cu, 0.04 для Ag, 0.06 для Hg,

0.06 для Zn, 0.04 для Fe, 0.09 для Cd, 0.05 для Pb, 0.06 для Sb, 0.07 для As, 0.05 для Bi, 0.04 для Te, 0.1 для S, 0.05 для Se.

По данным рентгеноспектрального микроанализа установлены следующие вариации составов блеклой руды (мас.%): Cu 38,93-42,96; Ag 0-0,17; Zn 6,09-9,50; Fe 0,99-4,21; Sb 0,03-15,91; As 9,15-20,45; S 25,87-28,58 (рис.2А, табл.). Другие обычные для блеклых руд изоморфные элементы присутствуют в очень низких концентрациях (мас.%): Hg - до 0,14; Cd - до 0,19; Pb - до 0,19; Bi - до 0,32 и Se - до 0,26.

Блеклая руда в изученных образцах однородна и представлена преимущественно цинкистыми теннантитами с отношениями Sb/(Sb+As) от 0,001-0,52 Fe/(Fe+Zn) 0,13-0,45 (рис.2А). Тетраэдриты на месторождении Узельга встречаются крайне редко (Мозгова, Цепин, 1983; Викентьев, неопубл.данные). В целом на Узельгинском месторождении в блеклой руде наблюдается обратная зависимость между содержаниями сурьмы и железа или прямая между мышьяком и железом (рис. 2А). Несмотря на низкие концентрации Ag в блеклой руде - в данном исследовании менее 0,17 мас.%, по литературным данным – до 0,54 мас.% (Мозгова, Цепин, 1983), она является главным концентратором серебра на Узельгинском месторождении.

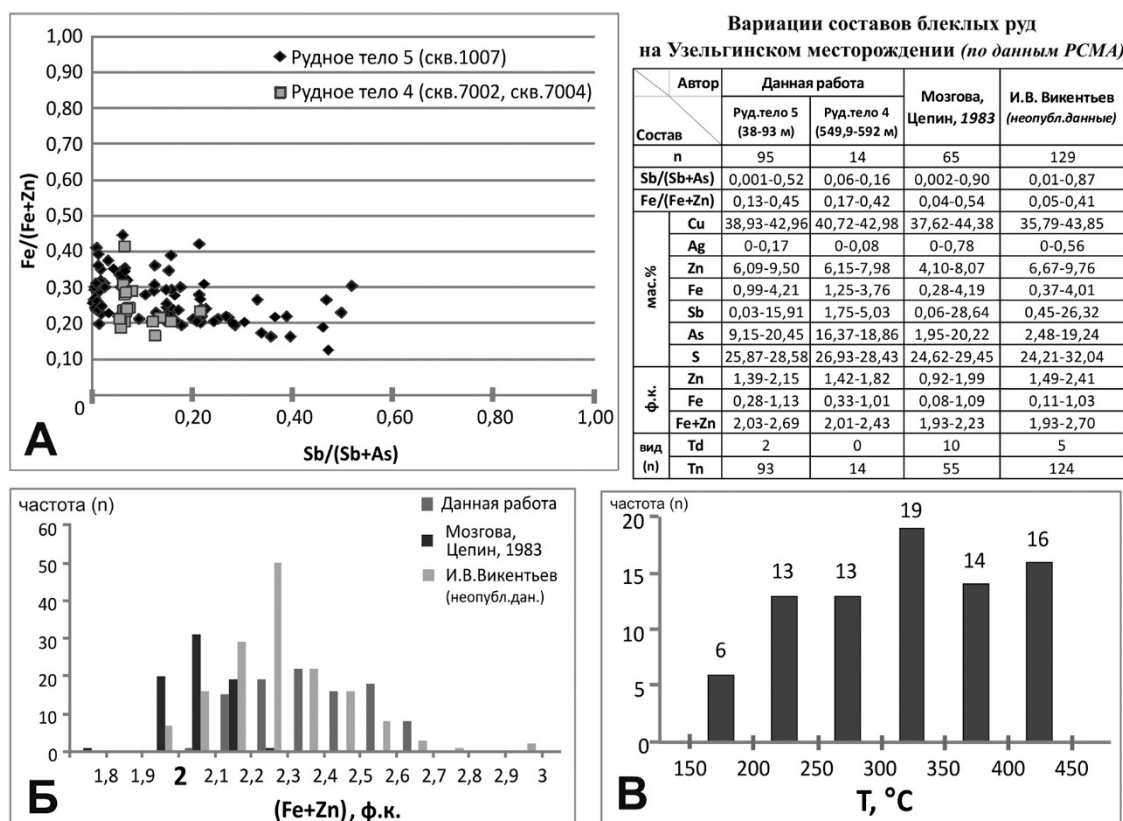


Рисунок 2. А - обратная зависимость между Sb/(Sb+As) и Fe/(Fe+Zn) в блеклой руде; Б – преобладание блеклых руд с $\Sigma(\text{Fe}+\text{Zn}) > 2$ ф.к.; В – гистограмма температур кристаллизации блеклой руды и сфалерита, рассчитанных по геотермометру Р.О. Сэка.

Характерной особенностью блеклой руды являются высокие содержания двухвалентных металлов - $\Sigma(\text{Fe}+\text{Zn})$ от 2,01 до 2,69 ф.к. (это больше теоретического значения = 2 ф.к.) (рис. 2Б). Следует отметить, что несмотря на такое отклонение от стехиометрии, в литературе иногда встречаются подобные анализы. Так, например, в работе (Johnson et al, 1986) показано, что в некоторых анализах содержание Zn в формуле достигает 3,5 ф.к, а Fe – 3,9 ф.к. В блеклой руде высокие концентрации Zn и Fe (максимальное значение Zn – 8,83 мас.% (2,01 ф.к), при Fe = 0,58 мас.%, $\Sigma(\text{Fe}+\text{Zn}) = 2,16$ ф.к.) встречены на месторождении Им. XIX партсъезда (Мозгова, Цепин, 1983). Максимальное значение Fe – 8,07 мас.% (2,32 ф.к), при Zn = 5,00 мас.%, $\Sigma(\text{Fe}+\text{Zn}) = 3,55$ ф.к, а также повышенное значение Zn – 8,17 мас.% (2,13 ф.к), при Fe = 3,07 мас.%, $\Sigma(\text{Fe}+\text{Zn}) = 3,06$ ф.к., были обнаружены на месторождении Коч-Булак (Коваленкер и др., 1980).

Также было выполнено 92 анализа сфалерита из тех же 8 образцов. Сфалерит по данным рентгеноспектрального микроанализа имеет следующий состав (мас.%): Zn 62,96-67,31; Fe 0,19-2,10; S 32,21-34,29; Cd 0,12-0,47; Cu 0,04-1,86; Bi 0,02-0,18. Сфалерит в проанализированных

образцах характеризуется низкими содержаниями железа 0,33-3,70 мол.% FeS (до 0,04 ф.к. Fe) и заметными содержаниями кадмия (0,12-0,47 мас.%). Примесь Cu в сфалерите в некоторых случаях может быть обусловлена захватами микровключений халькопирита.

Блеклая руда на месторождении представлена малосеребристыми разновидностями, а также встречается в одном парагенезисе со сфалеритом, в котором они имеют близкую по времени кристаллизацию. Всё это позволяет нам использовать сфалерит-блекловорудный геотермометр, предложенный Р.О.Сэком, который основан на распределении Fe и Zn между сосуществующими блеклой рудой и сфалеритом (Sack, Loucks, 1985; O'Leary, Sack, 1987; Sack et al, 2005; Sack, Lichtner, 2009 и др.). Погрешность в вычисленной по этому геотермометру температуры составляет $\pm 20^{\circ}\text{C}$.

Железистость блеклой руды (Fe/(Fe+Zn)) находится в прямой зависимости от содержания FeS в сфалерите, которое в свою очередь имеет положительную корреляцию с температурой кристаллизации. Общий диапазон температур кристаллизации блеклой руды и сосуществующего с ней сфалерита для Узельгинского месторождения, полученный в результате расчетов по химическому составу 72 пар, соответствует $180\text{-}420^{\circ}\text{C}$ (рис. 2В).

Нами были также исследованы флюидные включения в сфалеритах, сосуществующих с блеклой рудой. Методами микротермометрии (термо-криокамера Linkam-THMSG-600, ИГЕМ РАН) определены температуры гомогенизации, состав и соленость флюидов. Результаты интерпретировались по стандартным методикам. Температуры гомогенизации флюидных включений определялись по точке перехода газа в раствор или наоборот. Поправка на давление не вводилась, поскольку практически во всех случаях наблюдался гетерогенный флюид, следовательно, температуры гомогенизации считаются близкими к истинным температурам минералообразования (Roedder, 1984). Температуры гомогенизации изученных включений в сфалеритах составляют $160\text{-}205^{\circ}\text{C}$ (13 включений). Температуры плавления льда изменяется от $2,5$ до $-4,5^{\circ}\text{C}$, таким образом, соленость флюида оценивается от 4,18 до 7,2 мас. %-экв. NaCl. Температуры эвтектики (от $-24,3$ до $-30,6^{\circ}\text{C}$), указывают на то, что в растворе преобладали хлориды натрия.

Кроме того, в блеклой руде были обнаружены единичные включения железистого силиката, который имеет следующий состав (мас.%): Mg - 4,73; Al - 13,19; Si - 12,44; Fe - 28,53; Zn - 0,45; O - 37,3; и рассчитывается на хлорит с формулой $(\text{Fe}_{3,13}\text{Mg}_{1,19}\text{Al}_{1,64}\text{Zn}_{0,04})(\text{Al}_{1,29}\text{Si}_{2,71}\text{O}_{10})(\text{OH})_8$. Температуры, вычисленные по хлоритовым геотермометрам соответствуют $270\pm 2^{\circ}\text{C}$ (Cathelineau M., 1988; Котельников и др., 2012).

Ранее для Узельгинского месторождения были исследованы флюидные включения в жильных минералах (преимущественно в кварце, карбонатах и в единичных образцах в барите), температура гомогенизации которых соответствует $130\text{-}370^{\circ}\text{C}$ (Vikentyev, Kaprukina, 2000). В другой работе (Молошаг, 2009) с целью выяснения физико-химических условий образования колчеданных руд использовался электрум-сфалеритовый геотермометр (Shikazono, 1985), который основан на использовании данных по железистости сфалерита, сосуществующего с самородным золотом, и атомного количества Ag в самородном золоте. В работе приводятся данные по двум парам (электрум + сфалерит), согласно которым кристаллизация халькопирит-блекловорудной ассоциации происходила в интервале $165\text{-}190^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, на основании термодинамических расчетов и изучения флюидных включений в сфалеритах было установлено, что для парагенезиса цинкистого теннантита с низким содержанием серебра и маложелезистого сфалерита из Узельгинского колчеданного месторождения характерны температуры образования от $200\text{-}450^{\circ}\text{C}$.

Исследования проводились при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 14-17-00693).

1. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир. 2004.
2. Коваленкер В.А., Тронева Н.В., Доброниченко В.В. Особенности состава главных рудообразующих минералов трубообразных рудных тел Кочбулакского месторождения. В кн.: Методы исследования рудообразующих минералов и их парагенезисов. М.: Наука. 1980. С.140-164.

3. Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. NZ9001, doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.
4. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). М.: Наука. 1983.
5. Молошаг В.П. Использование состава минералов для оценки физико-химических условий образования колчеданных руд Урала // Литосфера. 2009. №2. С.28-40.
6. Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Mineral. 1988. V. 23. P. 471-485.
7. Johnson N. E., Craig J. R., Rimstidt J. D. Compositional trends in tetrahedrite // Can Mineral. 1986. V. 24. P. 385-397.
8. O'Leary M.J., Sack R.O. Fe-Zn exchange reaction between tetrahedrite and sphalerite in natural environments // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 96. P. 415-425.
9. Roedder E. Fluid Inclusions. Min. Soc. Am. Rev. in Min. 1984. 12. 644 pp.
10. Sack R.O., Loucks R.R. Thermodynamic properties of tetrahedrite-tennantites: constraints on the interdependence of the $Ag \leftrightarrow Cu$, $Fe \leftrightarrow Zn$, $Cu \leftrightarrow Fe$, and $As \leftrightarrow Sb$ exchange reactions // American Mineralogist. 1985. V. 70. P. 1270-1289.
11. Sack, R.O., Fredericks, R., Hardy, L.S., Ebel, D.S. Origin of high-Ag fahlores from the Galena mine, Wallace, Idaho, USA. American Mineralogist, 2005. V.90. №5-6. P.1000-1007.
12. Sack, R.O., Lichtner, P.C. Constraining compositions of hydrothermal fluids in equilibrium with polymetallic ore-forming sulfide assemblages. Econ. Geol. 2009. V. 104(8). P. 1249-1264.
13. Shikazono N. A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid implications from epithermal Au-Ag vein -type deposits in Japan // Econ. Geol. 1985. V. 80. № 5. P. 1415-1424.
14. Vikentyev I.V., Karpukhina V.S. Uzelginsk Zn-Cu-Ag VMS deposit, South Urals: Genetic aspect. In: Applied Mineralogy. Rotterdam: Balkema, 2000. P.455-459.

Роль тепловой конвекции флюидов в формировании гидротермальных рудных месторождений.

Пэк А.А.¹, Александрова Е.В.^{1,2}, Мальковский В.И.^{1,2}

¹ИГЕМ РАН, г. Москва

²РХТУ им. Д.И.Менделеева, Москва, talk@igem.ru

Конвективный перенос рудной компоненты флюидами является основным механизмом их миграции в земной коре к зоне рудоотложения. Конвекция флюидов может быть вынужденной или свободной. Возникновение вынужденной конвекции обусловлено избыточным давлением в области источника флюидов, например, при субдукции влагонасыщенных пород или при кристаллизации магматических интрузивов, внедряющихся в более холодные породы, температура которых ниже температуры кристаллизации магмы. Свободная конвекция развивается за счет архимедовых сил вследствие неоднородной плотности флюида, когда под действием силы тяжести более легкие объемы флюида движутся вверх, вытесняемые более плотным флюидом. Неоднородность плотности флюида может быть обусловлена разницей в его солености или температуре.

Для отложения большой массы рудного вещества через рудообразующую систему должна пройти соответствующая масса рудоносного флюида. В процессах эндогенного рудообразования избыточное давление флюида в области источника может достигать больших величин и вызывать развитие вынужденной конвекции флюида с относительно высокими скоростями течения. Однако при этом время жизни такого источника флюидов, как и общая масса генерируемого им флюида ограничены. В случае свободной конвекции один и тот же флюид может циркулировать в рудообразующей системе, извлекая рудную компоненту в массиве вмещающих пород и отлагая ее в зоне рудной минерализации. Одной из причин неоднородности распределения температур, за счет которой может развиваться свободноконвективное течение флюида, является геотермический градиент. Скорости такого течения флюидов могут быть невелики по сравнению со скоростями вынужденной конвекции (Nield, Bejan, 2006), однако поддерживающая свободноконвективное течение неоднородность температур пород земной коры, обусловленная наличием геотермического градиента, может сохраняться в течение времени, сопоставимого со временем геологической истории Земли. Таким образом, при наличии геохимических предпосылок для извлечения и аккумуляции рудной компоненты в области термоконвективной циркуляции общая масса флюидов, проходящих через зону рудоотложения, может быть практически неограниченной несмотря на относительно невысокие скорости течения флюида. Следовательно, при наличии подходящих геохимических условий тепловая конвекция может быть весьма эффективным механизмом развития рудообразующих систем (Chi, Xue, 2011).

Представляется естественным, что во флюидонасыщенном слое пород нижние – более нагретые и, следовательно, более легкие – массы флюида стремятся под действием силы тяжести всплыть вверх, а их место должны занять более холодные и более плотные флюиды из верхней части слоя. Однако теоретический анализ процесса развития тепловой конвекции в пористой среде, представляющей собой идеализированный образ проницаемых пород, показал (Larwood, 1948), что тепловая конвекция в слое пород с однородными свойствами развивается лишь при выполнении условия

$$Ra_r > Ra_{cr}, \quad (1)$$

где Ra_r число Рэлея

$$Ra_r = \frac{k_r \rho^2 c g \beta (T_1 - T_2) h}{\lambda \mu},$$

k_r и λ – проницаемость и теплопроводность пород; μ , ρ , c и β – динамическая вязкость, плотность, удельная теплоемкость и коэффициент теплового расширения флюида; T_1 и T_2 – температуры на нижней и верхней границах слоя ($T_1 > T_2$); h – высота слоя; g – ускорение силы тяжести. В случае, когда все свойства слоя однородны, $Ra_{cr} = 4\pi^2 = 39.47$ (Larwood, 1948).

Справедливость этого результата была подтверждена экспериментально в работах (Katto, Matsuoka, 1967).

Если разница T_1 и T_2 обусловлена геотермическим градиентом Γ , то $T_1 - T_2 = \Gamma h$. Следовательно, выражение для числа Рэлея можно переписать в виде

$$Ra_r = \frac{k_r \rho^2 c g \beta \Gamma h^2}{\lambda \mu}.$$

Вариации всех величин, входящих в это выражение, за исключением k_r и h относительно невелики. Следовательно, порядок Ra_r и выполнение условия (1) определяется преимущественно значениями k_r и h . Подстановка конкретных значений свойств флюида и пород, входящих в выражение Ra_r , показывает, что неравенство (1) может выполняться либо при высокой проницаемости пород, либо при большой мощности их слоя (Мальковский, Пэк, 1997). Выполнение таких условий маловероятно, вследствие чего развитие обусловленной геотермическим градиентом свободной тепловой конвекции флюидов в однородном слое пород также представляется маловероятным. Однако предположение об однородности пород является лишь модельным допущением. В действительности неоднородность проницаемости пород земной коры даже в пределах одного массива может быть весьма значительной (Bredehoeft, Norton, 1990), в особенности при наличии разрывных нарушений в виде зон повышенной трещиноватости и разломов, где проницаемость может быть на несколько порядков выше, чем в ненарушенных вмещающих породах (Caine et al., 1996). Естественно ожидать, что вследствие повышенной проницаемости зоны разломов возможность развития тепловой конвекции флюидов в земной коре за счет геотермического градиента возрастает.

Условие возникновения тепловой конвекции в высокопроницаемых крутопадающих закрытых разломах согласно (Мальковский, Пэк, 1997) имеет вид

$$Ra_f \geq \left[\left(\frac{16.38}{\Delta} \right)^{5/4} + (4\pi^2)^{5/4} \right]^{4/5}, \quad (2)$$

где

$$Ra_f = \frac{k_f \rho^2 c g \beta \Gamma h^2}{\lambda \mu},$$

k_f – проницаемость зоны разлома, $\Delta = \delta/h$, δ – толщина зоны разлома.

Согласно неравенству (2), при наличии высокопроницаемых протяженных разломов тепловая конвекция за счет геотермического градиента может развиваться при вполне реалистичных для земной коры условиях. При этом контуры термоконвективной циркуляции имеют вид двумерных ячеек в плоскости разлома. Рассмотрим возможность формирования рудного месторождения этим течением флюидов, абстрагируясь от процессов взаимодействия «флюид-порода» и условий извлечения и отложения рудной компоненты. При таком характере течения флюиды проходят лишь через породы, ограниченные зоной разлома. Если ячейка формирует рудное месторождение, то в одной ее части рудная компонента должна извлекаться из пород, а в другой части – отлагаться. В этом случае потенциальным источником рудной компоненты могут служить только породы зоны разлома. Для формирования месторождения в таких условиях концентрация рудной компоненты в породах зоны разлома на дорудной стадии должна быть аномально высокой – в противоположном случае практическая значимость такого месторождения невелика. Значительное дорудное обогащение пород зоны разлома возможно, однако вероятность его относительно невелика. Следовательно, формирование рудных месторождений за счет обусловленных геотермическим градиентом термоконвективных течений флюидов в одиночных разломах нельзя считать типичным.

Рассмотрим теперь слой флюидопроницаемых пород, содержащий два параллельных высокопроницаемых разлома (рис. 1).

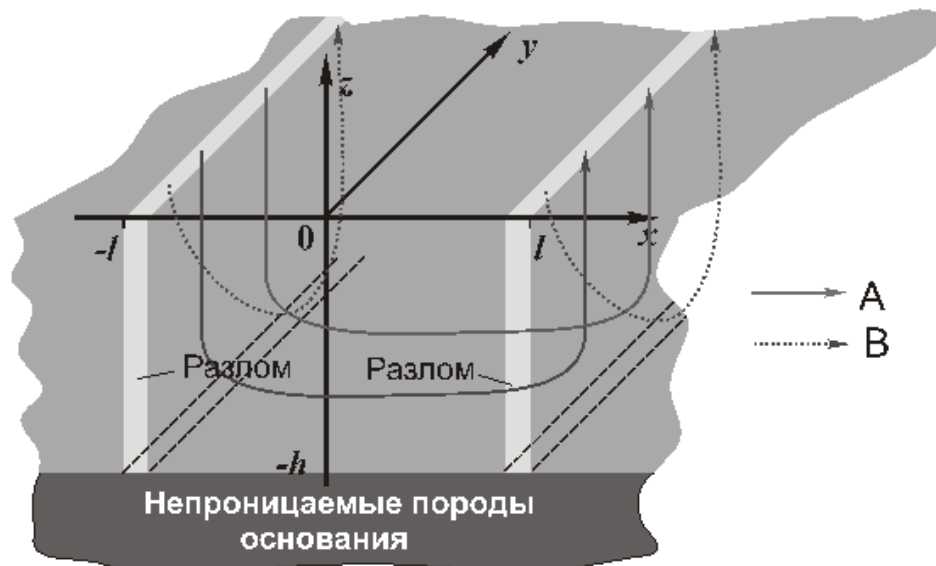


Рисунок 1. Типы конвективных течений в слое пород, содержащем два параллельных высокопроницаемых разлома.

При отсутствии разломов в слое плотных кристаллических пород выполнение условия (1) маловероятно, следовательно, тепловая конвекция флюидов за счет геотермического градиента невозможна. Однако при наличии разломов условия развития такой конвекции становятся менее жесткими, как следует, например, из неравенства (2). На рис. 1 схематически изображен слой проницаемых пород, ограниченный подстилающими слабопроницаемыми породами основания и вмещающий два параллельных крутопадающих высокопроницаемых разлома. Сверху слой перекрыт породами, проницаемость которых существенно превышает проницаемость пород слоя. Такая структура характерна для многих месторождений типа несогласия. В такой системе возможно развитие конвективных течений двух типов: А и В (рис.1). Соответствующие условия развития этих конвективных процессов можно записать в виде (Malkovsky, Pek, 2015)

$$Ra_r \geq f_A(K,L), \quad Ra_r \geq f_B(K,L),$$

где f_A и f_B – функции числа $K = k_f / k_r$, равного отношению проницаемостей зоны разлома и вмещающих пород и числа $L = l/h$, равного отношению полурасстояния между разломами к высоте слоя.

Анализ условий развития тепловой конвекции в системе, схематически изображенной на рис. 1, показал, что наименее жесткие условия необходимы для развития конвекции типа В (т.е. $f_A \geq f_B$), когда конвективные течения, как и в случае одиночного разлома, имеют вид квазидвумерных ячеек в плоскостях разломов. При этом точно так же, как и в случае одиночных разломов, формирование промышленно значимых рудных месторождений за счет таких термоконвективных течений маловероятно. Однако вероятность образования таких месторождений при развитии конвекции типа А существенно выше. Это связано с тем, что вовлеченные в термоконвективное течение флюиды промывают весь массив пород между двумя разломами (рис.1), играющего роль источника рудной компоненты для данной рудообразующей системы. Объем этого массива может быть достаточно велик, чтобы общая масса рудной компоненты даже при невысоких ее концентрациях в породах массива на дорудной стадии была достаточной для формирования месторождения, имеющего промышленное значение. Результаты проведенного в (Malkovsky, Pek, 2015) анализа показывают, что количественные отличия f_A и f_B невелики (рис.2). Это означает, что условия развития конвекции типов А и В близки и проницаемости пород, достаточной для развития конвекции типа В, почти наверное будет достаточно и для развития конвекции типа А. Расчеты показали, что наименее жесткими условия развития конвекции типа А бывают при отношении расстояния между разломами к высоте слоя пород, близком к 0.6.

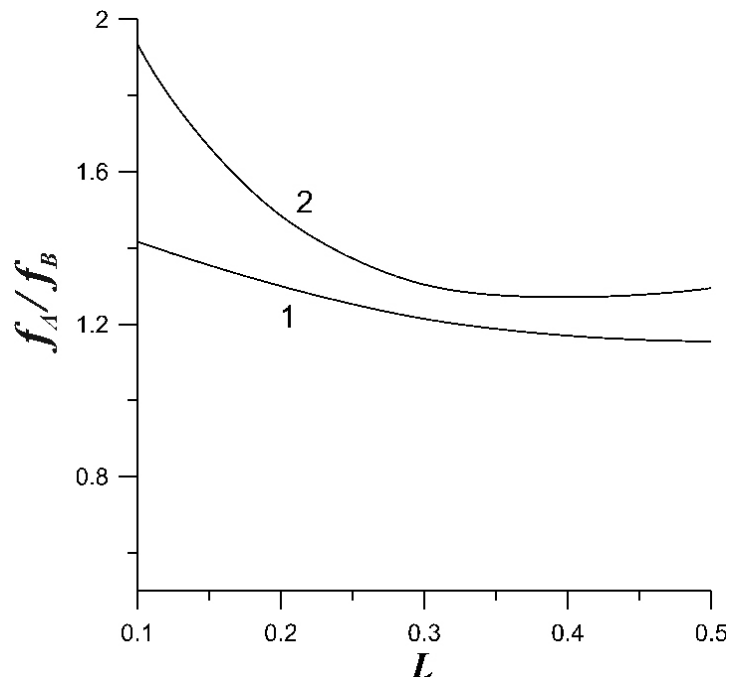


Рисунок 2. Зависимость условий развития тепловой конвекции типов А и В от отношения проницаемостей зоны разлома и вмещающих пород и отношения полурасстояния между разломами к высоте слоя пород.

Работа выполнена при поддержке научной школы НШ-9271.2016.5.

1. Мальковский В.И., Пэк А.А. Условия развития тепловой конвекции однофазного флюида в вертикальном разломе // Петрология. 1997. № 4. С. 428–434.
2. Мальковский В.И., Пэк А.А. Условия развития тепловой конвекции однофазного флюида в вертикальном открытом разломе // Известия РАН. Физика Земли. 2004. Т.40. №8. С.70–78.
3. Bredehoeft J.D., Norton D.L. Mass and energy transport in a deforming Earth's crust / In "The Role of Fluids in Crustal Processes": Geophysics Study Committee. Commission on Geosciences, Environment and Resources. National Research Council. National Academy Press. Washington, 1990. P.27–41.
4. Caine J.S., Evans J.P., Forster C.B. Fault zone architecture and permeability structure // Geology. 1996. V. 24. №11. P. 1025–1028.
5. Chi G, Xue C. An overview of hydrodynamic studies of mineralization // Geoscience Frontiers. 2011. V.2. P. 423–38.
6. Katto Y., Matsuoka T. Criterion for the onset of convection flow in a fluid in a porous medium // Int. J. Heat Mass Transfer. 1967. V.10. P. 297–309.
7. Lapwood E.R. Convection of fluid in a porous medium // Proceedings Cambridge Philosophical Society. 1948. V.44. P.508–521.
8. Malkovsky V. I., Pek A. A. Onset of fault-bounded free thermal convection in a fluid-saturated horizontal permeable porous layer // Transport in Porous Media. 2015. V. 110. P.25–39.
9. Nield D.A., Bejan A. Convection in Porous Media, 3d edn. New York: Springer. 2006.

Некоторые минералого-геохимические особенности рудопроявления Южное (Енисейский кряж)

Мансуров Р.Х.¹

¹ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, Rinman81@bk.ru

Минералого-геохимические исследования на рудопроявлении Южном, расположенном на восточном склоне Енисейского кряжа в 120 км юго-восточнее пгт. Северо-Енисейск, осуществлялись в рамках госконтракта Роснедра «Поисковые работы на большеобъемное золотое оруденение, локализованное в углеродисто-терригенных комплексах в пределах Енисейской, Байкало-Патомской и Верхояно-Колымской золоторудных провинций. По результатам исследований локализованы золотоносные минерализованные зоны и потенциально рудные зоны в их пределах (Иванов и др., 2016; Мансуров и др., 2015).

Методически шлихо-геохимические поиски осуществлялись согласно применяемой ФГУП ЦНИГРИ методике поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах (Иванов, 2014). С учетом повсеместно распространенных перекрывающих информативный элювиально-делювиальный слой дальнепринесных отложений опробование производилось, в среднем, на глубине 0,8-1,0 м. Это позволило получить максимально представительные результаты о коренной золотоносности исследуемой площади.

Объект исследований – рудопроявление Южное расположено в пределах Средне-Ишимбинской перспективной площади. Структурная позиция рудопроявления характеризуется его приуроченностью к зоне системы Ишимбинского рудоконтролирующего разлома в узле его пересечения секущими СВ разрывами. В геологическом строении принимают участие карбонатно-терригенные отложения сухопитской (погорюйская, аладынская и карточки свиты) и тунгусикской (потоскуйская свита) серий, среднего и верхнего рифея, соответственно.

В ходе изучения рудопроявления выполнены геохимические, специализированные шлихо-минералогические и изотопно-геохимические исследования (Мансуров, Зеликсон, 2016).

1. Вторичные ореолы рассеяния. По результатам площадного опробования по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) в пределах рудопроявления Южное установлено аномальное геохимическое поле (АГХП) размером около 1,5х2,2 км с концентрациями золота более 0,01 г/т, в пределах которого локализуется область максимально высоких (0,1-0,8 г/т) содержаний золота, шириной до 300 м. АГХП золота сопровождается ореолами марганца, при этом поля максимально высоких его содержаний (0,5-2%) практически совпадают с полями высокоаномальных содержаний золота. По периферии АГХП золота установлены аномальные поля серебра и цинка. По данным ICP-MS аномальное поле золота сопровождается повышенными содержаниями в ВОР As, W, Sb, Cu, Co и др. (рис. 1).

2. Шлиховые ореолы. Выявлено несколько шлиховых ореолов, среди которых наиболее контрастные отвечают положению золотоносных минерализованных зон в ВОР и первичных ореолах (ПО). В пределах последних шлиховые ореолы золота характеризуются содержаниями золота около 10-12 знаков золота на шлиховую пробу. Шлихо-геохимические аномалии сопровождаются шлиховыми ореолами пирита, оксидов и гидроксидов железа и марганца.

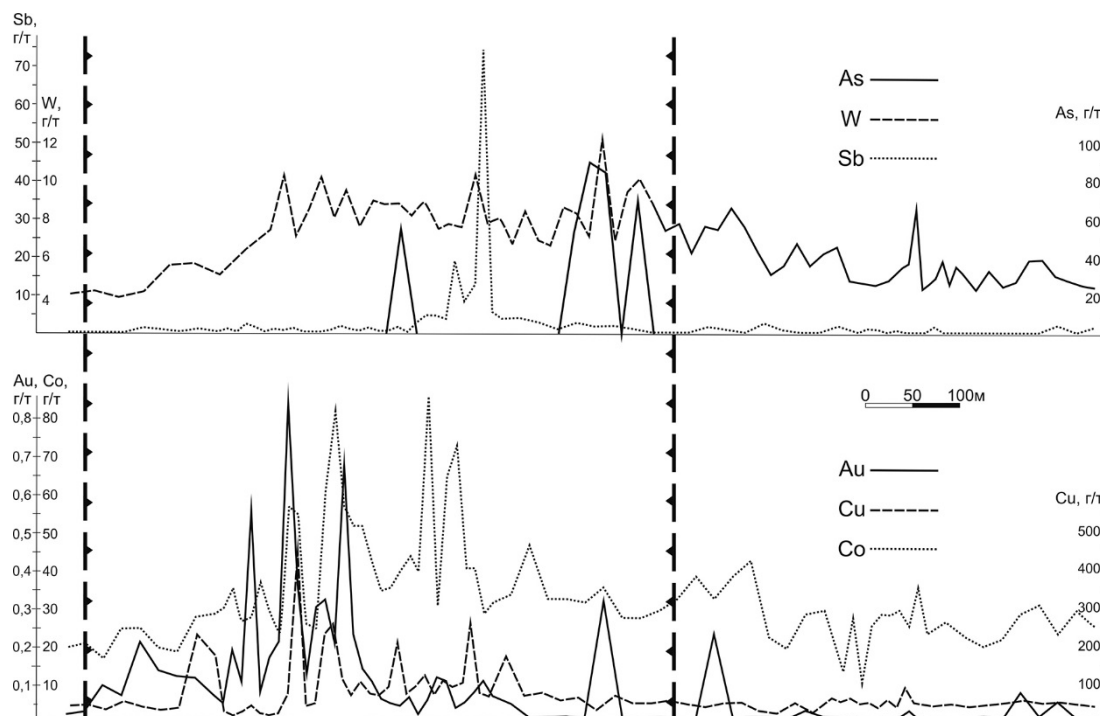


Рисунок 1. Графики распределения золота и сопутствующих элементов во вторичных ореолах рассеяния.

Размер выделений самородного золота, как правило, не превышает 0,15 мм; на крупное золото (более 0,5 мм) приходится не более 10% всего выявленного самородного золота. Самородное золото представлено несколькими морфологическими формами, среди которых выделяются цементационное, интерстициальное и трещинное золото. Наиболее распространенная форма выделения – цементационное золото, часто встречается в сростках с хрусталевидным прозрачным кварцем, железистым карбонатом. Интерстициальное золото – достаточно редко встречающаяся форма. Трещинное золото – распространенная форма, наиболее часто встречающаяся в кварцевых жильно-прожилковых зонах.

Установлено, что кристаллы кубического пирита встречаются практически повсеместно в пределах рудопроявления, составляя до 90% объема шлиховых проб в пределах минерализованных зон. Кристаллы кубооктаэдрического и ромбододекаэдрического габитуса распространены ограниченно и, в основном, приурочены к зонам шлихо-геохимических аномалий. По данным ICP-MS содержания золота в пирите, в среднем, составляют 7-10 г/т. При этом, наиболее золотоносными являются кристаллы осложненных форм (пентагондодокаэдры, кубооктаэдры, октаэдры), в которых концентрации золота достигают 12 г/т. В кубических кристаллах пирита содержания золота не превышают первые граммы. Основными элементами примесями в кристаллах пирита осложненных форм являются As (до 2200 г/т), Cu (до 865 г/т), Zn (до 135 г/т), Pb (до 260 г/т).

При анализе распределения средних содержаний рудных элементов в шлиховых и литохимических по ВОР пробах, отобранных в одних и тех же пунктах в пределах золотоносных минерализованных зон, установлено, что значимые концентрации важнейших элементов-индикаторов золоторудной минерализации (As, Sb, Bi, W) в литохимических пробах весьма незначительны, тогда как по данным ICP MS в шлиховых пробах содержания As достигают 1000 г/т, Sb, Bi – 50-60 г/т, W – 20 г/т. Кроме того, средние содержания Cu, Ni, Co, Mn в шлиховых пробах в 4-9 раз, а Pb, Zn, Mo в 2-3 раза выше по сравнению с литохимическими. Весьма значительна разница в средних содержаниях золота: 8,4 г/т в шлиховых и 0,1 г/т в литохимических пробах.

3. Специализированные шлихо-минералогические исследования. Исследования предусматривали изучение по стандартной для сокращенного полуколичественного минералогического анализа схеме с выделением магнитной, электромагнитной, тяжелой немагнитной и легкой фракций шлиховых проб с целью изучения их минерального состава, распределения золота и сопутствующих элементов.

Магнитная фракция, представленная хорошо ограненными кристаллами магнетита, составляет, как правило, не более 1 об.% шлиховых проб. Причем наиболее низкие концентрации магнитной фракции фиксируются в пределах золотоносных минерализованных зон, локализованных в отложениях существенно карбонатного состава.

Наиболее детально изучался материал электромагнитной и тяжелой немагнитной фракций шлиховых проб. Электромагнитная фракция представлена преимущественно гидроксидами железа, гетитом (гидрогетитом), образованных, в основном, по минералам железомagneзиальных карбонатов (анкерит, сидерит). Наибольшее их распространение отмечается в зонах развития метасоматических изменений вмещающих пород – пиритизации, бурошпатизации и линейных кварцевых жильно-прожилковых зонах. В меньшей степени распространены сульфидные минералы, на 99% представленные пиритом.

Основным минералом тяжелой немагнитной фракции является пирит различных кристаллографических форм, среди которых наиболее распространены кубические кристаллы (до 90 об.%). Осложненные формы пирита также весьма распространены, часто составляют до 20% объема шлиховых проб. Среди осложненных форм преобладает кубоктаэдры; октаэдрические формы пирита достаточно редки и составляют первые %. Пентагондодекаэдрические формы пирита— распространенная форма выделения, но составляет не более 5 % навески, однако в отдельных пробах в пределах минерализованных зон может достигать 30%. Особенностью этой формы пирита является уплощенный габитус кристаллов. Часто отмечается совместное наличие в пробах значительного количества пентагондодекаэдрических кристаллов пирита и знаков самородного золота. В основном, это характерно для центральных частей ореолов максимальной вкрапленной пиритизации.

Установлено, что наиболее контрастно золотоносные минерализованные зоны рудопроявления фиксируются по аномальным концентрациям золота и элементов-спутников именно в электромагнитной и тяжелой немагнитной фракциях шлиховых проб (рис. 2). Аналитические исследования включали в себя ICP-MS и атомно-абсорбционный на определение содержания золота анализы выделенных фракций шлиховых проб. Анализ распределения золота и сопутствующих элементов в электромагнитной и тяжелой немагнитной фракциях шлиховых проб показал, что средние содержания золота (около 8 г/т) в них практически не отличаются, тогда как концентрации As, Sb, Bi, W, Cu, Mo, Ni, Co, Pb, Zn в электромагнитной фракции в 1,6-2,7 раза выше. Корреляционным анализом в обеих фракциях установлена практически идентичная структура корреляционных связей с золотоносной Au – As – Bi и сопутствующей ей Cu – Ni – Co – Mn ассоциациями. Кроме того, установлены значимые положительные корреляционные связи в рядах Na – K, Ca – Mn – Sr.

4. Изотопно-геохимические исследования. В результате изотопно-геохимических исследований золотоносных образований в пределах рудопроявления Южное, выполненных в лаборатории ФГУП ЦНИГРИ С.Г. Кряжевым, установлено, что сера, входящая в состав пирита, аномально обогащена тяжелым изотопом ($\delta^{34}\text{S} = +16.0...+19.0\text{‰}$). По этому признаку рудная минерализация участка отличается от известных золоторудных объектов Енисейского кряжа (Олимпиадинское $\delta^{34}\text{S} = +3.0...+7.5\text{‰}$, Удереиское $\delta^{34}\text{S} = +4.0...+7.0\text{‰}$, Ведугинское $\delta^{34}\text{S} = +12.0...+14.0\text{‰}$ и др.) (Кряжев, Гриненко, 2010). В качестве предполагаемых причин, обусловивших высокие значения $\delta^{34}\text{S}$, могут выступать удаленность объекта от гранитных интрузий и/или локализация золотой минерализации в верхней части разреза сухопитской серии (свиты погорюйская, аладьинская и карточки).

5. Первичные ореолы. Установлено несколько значимых ПО золота в центральной и восточной частях рудопроявления. Наиболее представительный ПО с концентрациями более 0,01 г/т выявлен в центральной части рудопроявления. В пределах последнего по данным опробования установлены маломощные (до первых десятков метров) ореолы (эпицентры) с наиболее высокими концентрациями золота (более 0,1 г/т). Содержания золота в пределах эпицентра повышенных концентраций в отдельных пробах достигают 6,5 г/т.

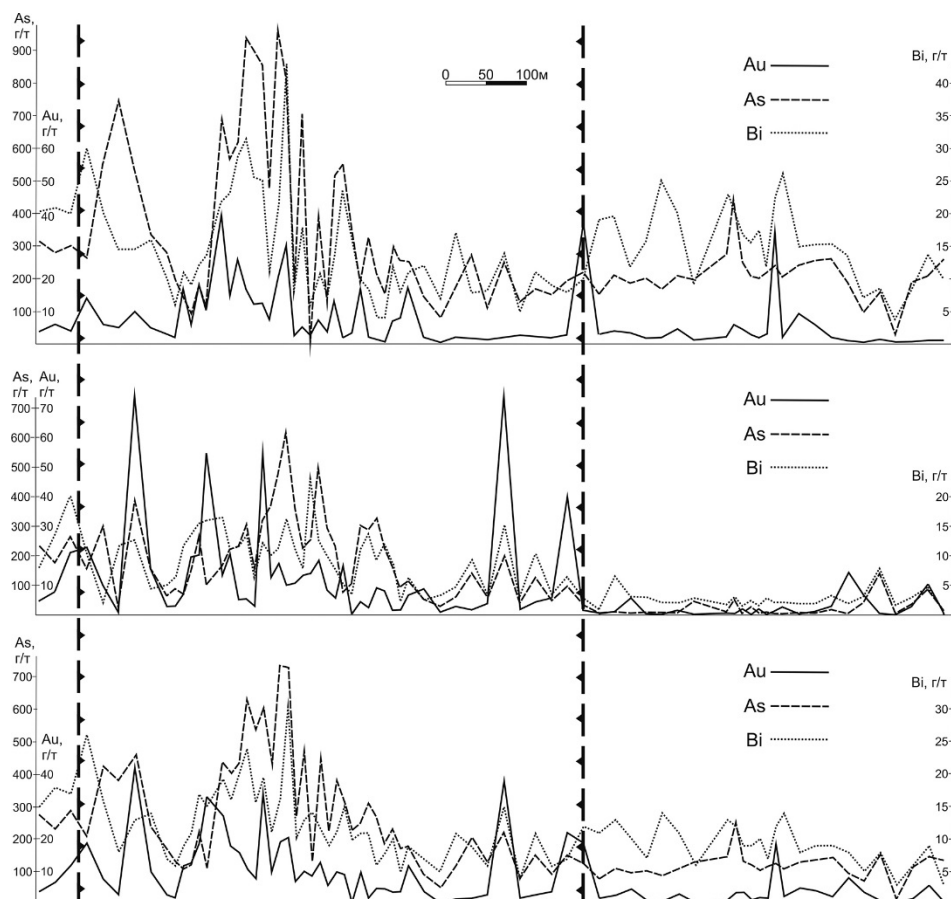


Рисунок 2. Графики распределения золота и сопутствующих элементов в электромагнитной и тяжелой немагнитной фракциях шлиховых проб, и их усредненных значений.

Прим.: бергштрихами показано положение золотоносной минерализованной зоны.

1. Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36-42.
2. Иванов А.И., Васюков В.Е., Мансуров Р.Х. и др. Новые данные по технологии прогноза, поисков и оценки большеобъемных золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов — состояние и перспективы. Сборник тезисов докладов научно-практической конференции. М.: ЦНИГРИ. 2016. С. 24-26.
3. Кряжев С.Г., Гриненко В.А. Изотопный состав серы золоторудных месторождений основных типов // XIX симпозиум по геохимии изотопов им. Академика Виноградова. Тезисы докладов. ГЕОХИ РАН. М.: Акварель. 2010. С. 191-193.
4. Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С., Курмаев А.В. Применение экспрессной методики поисков золоторудных месторождений в горно-таежных ландшафтах на примере поисковых работ на большеобъемное золотое оруденение в пределах Средне-Ишимбинской площади // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 39-50.
5. Мансуров Р.Х., Зеликсон Б.С. Методические аспекты применения шлихо-геохимического метода при поисках золота в условиях Енисейского кряжа // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов — состояние и перспективы. Сборник тезисов докладов научно-практической конференции. М.: ЦНИГРИ. 2016. С. 40-41.

Элементы-примеси в кварце из пегматитов редкометальной и миароловой формации.

Марфин А.Е.¹

¹Томский государственный университет, г. Томск, marfin1309@gmail.com

Как отмечалось ранее (Светова, 2012), кварц является индикатором физико-химических условий минералообразования. Являясь сквозным для многих процессов рудогенеза (магматического, пегматитового, гидротермального и др.), он чутко реагирует на изменение параметров кристаллизации, будь то давление, температура, Eh-pH среды и другое. Обоснована целесообразность изучения микропримесного состава данного минерала для поисковых целей (Новгородова, 1984).

Привлечение данных о примесном составе кварца используется при различных геодинамических реконструкциях, выяснении эволюции наложенных процессов и разделении магматических формаций (Земская, 1984).

Уверенное определение абсолютных содержаний элементов-примесей часто сталкивается с трудностями пробоподготовки (Исаев, 2006).

Несмотря на прочную атомную конфигурацию, и как следствие малую изоморфную емкость кварца, спектр определяемых элементов довольно широк: Al, B, Ge, Li, Na, P, Ti, K, Rb, Cs, Sr, TR, U, Th, Cu, Cr, Fe, Mg, Mn и ряд других. Истинно изоморфными по всей видимости являются Al, B, Ge, H, Li, Na, P и Ti, в то время как остальные принадлежат микроскопическим фазам других минералов либо газовой-жидким включениям.

Автором были исследованы монофракции кварца из пегматитовых жил различной специализации. Кварц редкометальных пегматитов представлен образцами из пегматитовых жил, генетически связанных с каравшинским адамеллит-лейкогранитовым комплексом герцинского возраста (Туркестанский хребет), миароловый представлен образцами из жил Мика и Амазонитовая Рангульского пегматитового поля (хребет Туракулома). Пробы анализируемого кварца отбиралась из полиминеральных средне-крупнозернистых кварц-полевошпатовых агрегатов, в которых могли присутствовать в небольших количествах турмалин, лепидолит, колумбит и другие минеральные фазы.

Определение содержаний элементов-примесей выполнялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на базе центра коллективного пользования ТГУ «Аналитический центр геохимии природных систем» (аналитик Никитина Е.И.).

Исследуемый кварц пегматитовых жил содержит широкий набор элементов примесей, приведенных в Таблице 1.

Анализ полученных данных показал отличия в топологии трендов (уровне концентрации редких, редкоземельных элементов) и характере наблюдаемых аномалий (рис.1).

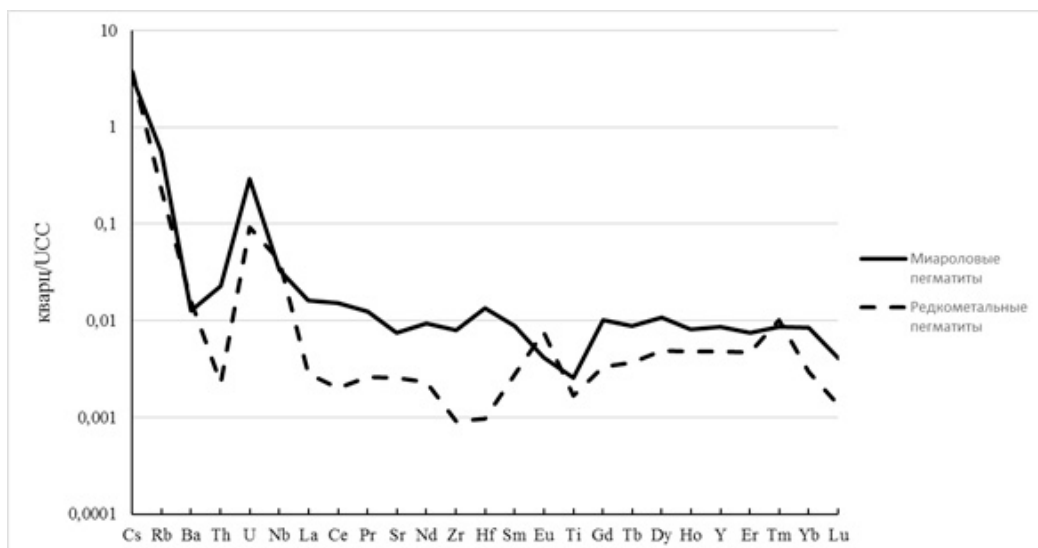


Рисунок 1.

Примечание. Данные химических анализов кварца усреднены и нормированы к составу верхней континентальной коры (McLennan, 2001)

Вариации содержания Rb для кварца миароловых жил составляет 60-230 ppm, для редкометальных 25-130 ppm. Вероятно, столь высокие содержание Rb могут свидетельствовать о наличии микровключений калиевых полевых шпатов в матрице кварца. По литературным данным (Beurlen, 2011) для кварца редкометальных пегматитов Бразилии, содержание Rb крайне малы (<0,0n ppm).

Содержания Ti в кварце миароловых и редкометальных жил имеют близкие значения. По данным (Beurlen, 2011), содержание Ti в кварце связано с температурой кристаллизации, т.е. уменьшение концентрации Ti соответствует более низкой температуре кристаллизации. В этой же работе указано, что содержание Ti коррелирует с содержанием в расплаве В.

Стоит отметить, что авторами работы (Beurlen, 2011) выполнялось определение примесей методом LA-ICP-MS и анализировались участки, лишённые посторонних фаз и газовой-жидких включений, тогда как в нашем случае был применён метод ICP-MS, т.е. определялось суммарное содержание примесей. Последующее сравнение полученных нами данных по содержанию титана и бора с литературными, показывает хорошую сходимость. Это может говорить о структурном вхождении указанных элементов в кристаллическую решётку кварца.

На рис.2 видно, что фигуративные точки отношения В/Ti в кварце редкометальных жил образуют единое поле с бразильскими. В то время как точки миароловых образуют собственное поле с высокими значение. Обращает на себя внимание тот факт, что коэффициенты достоверности аппроксимации для редкометальных жил более высок и составляют порядка 0,7, в то время для миароловых около 0,4.

Таблица 1. Содержания элементов примесей в кварце редкометальных и миароловых пегматитовых жил, ppm

Элементы	Миароловые пегматиты			Редкометальные пегматиты			Элементы	Миароловые пегматиты			Редкометальные пегматиты		
	Min	Max	$\bar{X}(6)$	Min	Max	$\bar{X}(6)$		Min	Max	$\bar{X}(6)$	Min	Max	$\bar{X}(6)$
Li	85,999	314,951	1,919	115,991	506,287	7,277	Ba	6,913	12,247	2,669	8,706	29,468	1,934
Be	13,929	74,153	0,293	28,861	198,864	0,174	La	0,487	1,476	0,009	0,084	0,177	0,053
B	22,522	98,736	3,147	1,076	2,237	0,326	Ce	0,971	2,857	0,015	0,128	0,228	0,070
Sc	0,099	0,173	0,032	0,037	0,063	0,020	Pr	0,088	0,250	0,011	0,018	0,053	0,007
Ti	10,427	27,483	3,487	6,812	18,371	0,783	Nd	0,245	0,702	0,034	0,060	0,185	0,016
V	0,180	0,649	0,012	0,063	0,122	0,023	Sm	0,040	0,099	0,008	0,012	0,038	0,002
Cr	1,887	4,905	0,225	0,652	0,874	0,381	Eu	0,004	0,009	<0,001	0,007	0,030	0,001
Fe	977,212	3187,159	64,878	194,194	423,277	118,468	Gd	0,038	0,085	0,003	0,013	0,029	0,001
Mn	24,526	50,954	1,761	9,309	40,914	1,568	Tb	0,006	0,010	<0,001	0,002	0,004	0,001
Co	0,107	0,348	0,017	0,053	0,199	0,004	Dy	0,038	0,064	0,007	0,017	0,026	0,002
Ni	0,689	1,612	0,088	0,415	1,002	0,253	Ho	0,007	0,011	0,002	0,004	0,006	<0,001
Cu	8,879	46,794	0,329	1,132	1,782	0,423	Er	0,017	0,030	0,002	0,011	0,020	<0,001
Zn	2,663	5,591	0,541	3,824	4,643	2,517	Tm	0,003	0,005	0,001	0,003	0,016	<0,001
Ga	0,651	1,782	0,110	0,321	0,871	0,064	Yb	0,018	0,031	0,005	0,006	0,011	0,002
Rb	62,808	231,942	<0,001	25,479	134,565	2,521	Lu	0,001	0,004	<0,001	<0,001	0,001	<0,001
Sr	2,622	6,406	0,100	0,894	2,726	0,022	Hf	0,077	0,433	0,002	0,006	0,019	0,001
Y	0,187	0,334	0,041	0,105	0,151	0,019	Ta	0,092	0,259	0,013	0,355	1,874	0,008
Zr	1,512	7,445	0,131	0,172	0,449	0,046	Tl	0,484	1,939	0,002	0,202	1,104	0,002
Nb	0,397	1,243	0,063	0,500	2,346	0,067	Pb	3,444	14,105	0,554	0,775	1,183	0,331
Sn	0,722	2,394	0,118	0,899	2,891	0,276	Th	0,241	0,938	0,015	0,024	0,095	0,004
Cs	14,993	47,828	0,238	17,167	52,896	0,459	U	0,816	4,302	0,030	0,255	0,955	0,013

Отношение Ti/V (рис.2) в целом выше для проб миароловых жил и меньше для ряда проб редкометальной формации, что говорит о большей роли флюида обогащённого бором при формировании редкометальных пегматитов.

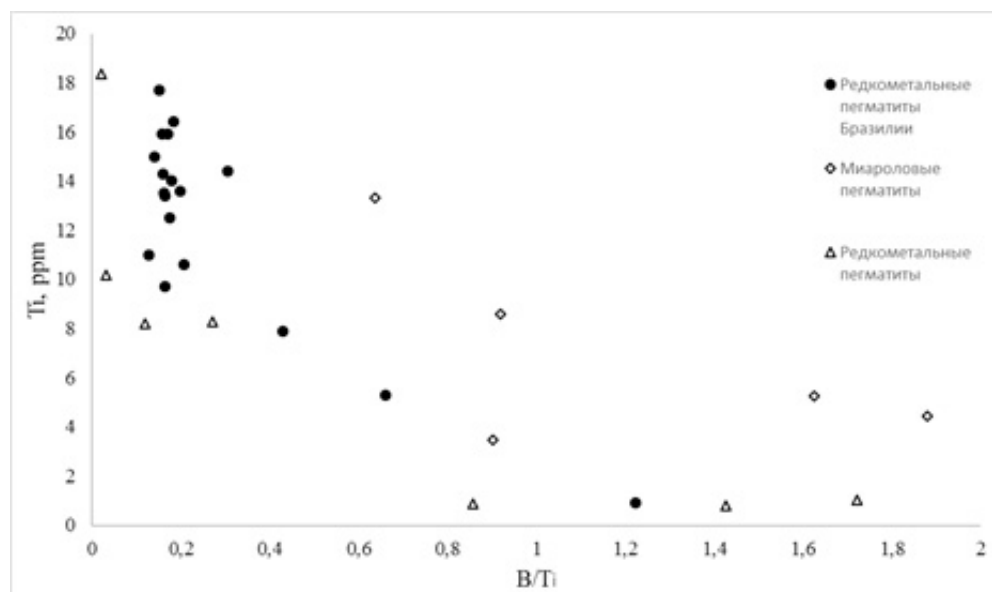


Рисунок 2.

Примечание. Коэффициент достоверности аппроксимации для миароловых жил равен 0,41, для редкометальных жил Бразилии 0,72, для жил Каравшинского поля 0,68.

Таким образом, к результатам определений примесей в кварце методом ICP-MS следует подходить с осторожностью. По всей видимости, большой разброс в содержаниях для таких элементов как Li, Rb, Cs связан с присутствием микровключений минералов (полевых шпатов, слюд). В то же время, для B, Ti, Sc, U, Th содержания отличаются не так сильно и можно предполагать, что их концентрация не настолько сильно зависит от включений посторонних минералов и включений минералообразующей среды.

В данной работе представлена часть результатов инициативного исследования к.г.-м.н. Сергея Ивановича Коноваленко.

1. Земская И.П., Ляпунов С.М. Типохимические особенности кварца из гранитных пегматитов // Типохимизм минералов гранитных пегматитов. М.: ИМГРЭ. 1984. С. 46-54.
2. Исаев В.А. Структурные примеси в кварце. Часть I. Обзор и анализ традиционных способов очистки кварца от структурных примесей // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. №9. С. 11-23.
3. Новгородова М. И. и др. Геохимия элементов примесей в золотоносном кварце // Геохимия. 1984. № 3. С. 370–383.(37).
4. Светова Е.Н., Светов С.А., Данилевская Л.А. Редкие и редкоземельные элементы в кварце как индикаторы условий минералообразования // Труды Карельского науч. центра РАН. 2012. №3. С. 137-144.
5. Beurlen, H., et al. "Petrogenetic significance of LA-ICP-MS trace-element data on quartz from the Borborema Pegmatite Province, northeast Brazil." Mineralogical Magazine 75.5. 2011. P. 2703-2719.
6. McLennan, Scott M. "Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust." Geochemistry, Geophysics, Geosystems 2.4. 2001.

Платиноносность медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Становой никеленосной провинции (Дальний Восток, Россия)

Мельников А.В.¹, Шаренко А.А.²,

¹ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, anton_amur@mail.ru

²АмГУ, г. Благовещенск, sharenkoAA@yandex.ru

Главные месторождения и рудопроявления цветных металлов Верхнего Приамурья представлены в основном медно-никелевым типом оруденения. Все они расположены в пределах Становой никеленосной провинции, протягивающейся вдоль юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона на 1300 км при ширине порядка 250-300 км (Степанов, 2010). К ним относятся такие рудные объекты, как месторождения и рудопроявления Кун-Маньенского, Каларского, Лучанского, Моготской группы массивов – могут составлять значительную часть сырьевой базы цветных и благородных металлов Верхнего Приамурья (Моисеенко и др., 2004). В последние десятилетия в отечественной литературе появились публикации о содержаниях элементов платиновой группы (ЭПГ) в медно-никелевых месторождениях и рудопроявлениях, что свидетельствует о повышении интереса к этой проблеме и совершенствовании аналитических методов определения ЭПГ (Степанов и др., 2010; Лазаренков и др., 2011; Мельников и др., 2013).

Медно-никелевые месторождения и рудопроявления Кун-Маньенского массива. Промышленное медно-никелевое с платиноидами оруденение расположено в юго-западной краевой части Кун-Маньенского раннеархейского габбро-анортозитового массива и вмещающих его кристаллических сланцах и плагиогнейсах джанинской серии (Гурьянов и др., 2009, Гурьянов и др., 2011). Здесь выявлено несколько ареалов интрузий мафит-ультрамафитового состава с медно-никелевой сульфидной минерализацией. Никеленосные интрузии, не затронутые процессами метаморфизма, отнесены к кун-маньенскому комплексу, сложенному вебстеритами, плагио вебстеритами (габброноритами), лерцолитами, гарцбургитами, верлитами, горнблендитами, клино и ортопироксенитами, серпентинитами, серпентин-тальковыми, амфибол-серпентин-тальковыми, актинолит-серпентиновыми породами и рудными брекчиями. Доминируют в его составе роговобманковые, оливиновые и плагиоклазовые вебстериты.

Наиболее перспективным на медь, никель и платиноиды является Курумканское рудное поле, в пределах которого располагается месторождение *Кун-Маньё*, рудопроявление *Кубук*. Рудное поле представляет собой линейно вытянутый в северо-западном направлении ареал рудоносных тел мафит-ультрамафитов кун-маньенского комплекса. Преобладают вкрапленные руды с содержанием никеля от 0.46 до 0.9%. В прожилково-вкрапленных рудах содержание никеля возрастает до 1.54%, в брекчиевых до 5.48%, а в сплошных превышают 8.8%. Средние содержания полезных компонентов в рудах Курумканского рудного поля составляют: никеля от 0.46 до 1.43%, меди 0.13-0.73%, кобальта 0.006-0.14%, платины и палладия до 1.5 г/т. Месторождение *Кун-Маньё* изучено до глубины 60-200 м. Запасы по категориям С₁ и С₂ никеля – 500 тыс. т, меди – 150 тыс. т, кобальта – 20 тыс. т, платиноидов – 50 т.

Медно-никелевые рудопроявления Каларского габбро-анортозитового массива. Каларский габбро-анортозитовый интрузивный массив имеет сложное строение. Он состоит из двух ветвей – Куранахской и Имангакитской. Они представляют собой полого наклонные в северных румбах плитообразные тела, мощность которых достигает первых км. Интрузии сложены преимущественно анортозитами, которые в краевых частях массивов переходят в груборасслоенные меланократовые основные породы – габбро-анортозиты, габбро-нориты, габбро, реже кумулатами ультрамафического состава. В пределах Каларского габбро-анортозитового массива выявлен ряд медно-никелевых рудопроявлений.

Рудопроявление «Арбагас». Содержание в порфириовидных анортозитах, габбро-анортозитах и лейкогаббро Ni - 0.002-0.07%, Pd – 0.009-1.5 г/т, Pt – 0.002-0.2 г/т, в меланогаббро

Ni - 0.004-0.1%, Pd – 0.012-0.77 г/т, Pt – 0.0017-0.029 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов категории P₃ составляют - 8 т.

Рудопроявление «Баюкит». По данным спектрального анализа содержания Ni достигают 0.7 %, Cu – 0.3 %. Из 10 проанализированных на МПГ бороздовых проб в 4-х установлено присутствие Pd (менее 0.02 г/т), в 3-х - Ru (менее 0.01 г/т), в одной - Rh (менее 0.01 г/т). Перидотиты с рассеянными сульфидами содержат до 0.3 г/т Pt, их катаклазированные разности - Au до 3 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов категории P₃ – 10 т.

Рудопроявление «Людмилинское» (Джелу). В бороздовых пробах содержания Ni - до 0.6%, Cu - до 0.8%, Ag - до 3 г/т, Pd от 0.01-1.0 г/т, Pt – 0.02-0.07 г/т, Au – 0.11-0.37 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов категории P₃ – 15 т.

Рудопроявление «Сайболах». Малосульфидные зоны в анортозитах рудопроявления характеризуются повышенными содержаниями Cu – 0.05-0.1%, Ni – 0.007-0.04%, Pt – 0.002- 0.1 г/т, Pd - 0.1 г/т (9 проб) до 0.6 г/т (1 проба), Os – 0.002-0.1 г/т, Ir – 0.002-0.01 г/т, Rh – 0.001-0.009 г/т. Повышенные содержания Pt - 0.1 г/т отмечены в единичном обломке габбро-диабазы. Прогнозные ресурсы МПГ участка категории P₃ составляют 20 т.

Рудопроявление «Илин-Сала». По данным спектрального анализа, установлены содержаниями Ni – до 0.3%, Cu – 0.02-1%, Co – 0.0033-0.03%, пробирно-атомно-абсорбционным анализом – Au - 0.01-0.1 г/т, Ag – 0.03-2 г/т, Pd - 0.01-0.2 г/т, Pt – 0.01- 0.05 г/т. Прогнозные ресурсы МПГ участка категории P₃ составляют 5 т.

Медно-никелевые рудопроявления Лучанского базит-ультрабазитового массива. Лучанский массив сложен троктолитами и оливиновыми габбро с пластообразными обособлениями меланократовых троктолитов и плагиоклазовых дунитов. В плане интрузив представляет собой слабо вытянутый овал, размером 21x12 км. Жильная серия представлена габбро-диабазами, пегматоидными габбро, пироксенитами и перидотитами.

Зейское (Лучанское) рудопроявление. Спектральным анализом установлены: Ni - 0.1-0.5%, Cu - 0.1-0.4, Co - 0.01-0.1%. Пробирно-атомно-абсорбционным анализом установлены содержания в сульфидизированных габбро-норитах, пироксенитах (штучные пробы): Pt - 0.01-0.17 г/т, Pd – 0.038-0.86 г/т, Au – 0.1-0.7 г/т, Ag – до 3.0 г/т. Рудные минералы - халькопирит, пирит, сфалерит, галенит. Прогнозные ресурсы категории P₁+P₂ (тыс. т): Ni -1968-3937 (содержание 3%), Cu - 656-1312 (содержание 1%), Co - 65-131 (содержание 0.1%), категории P₃: Pd – 22.9 т (содержание 0.5 г/т), Pt – 5 т (содержание 0.1 г/т).

Рудопроявление Лучинское. Содержание (г/т): пироксениты – Pt – 0.075, Pd – 0.069, габбро - Pt – 0.006, габбро-нориты – Pt – 0.001-0.01, Pd – 0.005, троктолиты - Pt – 0.001-0.01, амфиболиты - Pd – 0.005, сульфидизированное габбро Pt – 0.015-0.15, Pd – 0.02-0.6 г/т, сульфидизированные жильные пироксениты - Pt - 0.1-0.2 г/т, Pd - 0.04-0.9 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов по категории P₃ - 50 т, никеля - 400 тыс.т.

Медно-никелевые рудопроявления Моготской группы массивов. В Дамбукинском рудном районе известно порядка 30 рудопроявлений, точек минерализации и перспективных участков платиносодержащего медно-никелевого оруденения, связанных, в основном, с широко распространенными малыми интрузиями, дайками и силами габброидов и гипербазитов джалтинского интрузивного комплекса. Морфологически они представляют собой дайкоподобные тела, сложенные габброидами, биотититами, пироксенитами, кортландитами, горнблендитами, дунитами, нередко интенсивно окварцованными, оталькованными, графитизированными, серпентинизированными, хлоритизированными, эпидотизированными, актинолитизированными. Мощность их варьирует от 1-3 до нескольких десятков метров. В пределах Джалтинской перспективной никеленосной площади известна группа рудопроявлений медно-никелевых с платиноидами руд, на которых в настоящее время проводятся поисково-оценочные работы: Никелевое, Стрелка, Таежка, Аляска, Горациевское, Джалта.

Никелевое рудопроявление. В штучных и бороздовых пробах массивных сульфидных медно-никелевых руд атомно-абсорбционным методом установлены содержания Ni – 2.95-6.55%, Cu – 0.25-4.5%, Co – до 0.25%, Au – 0.23-0.41 г/т, Pt – 1.38-8.29 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов рудопроявления по категории P₃ составляют 5 т.

Рудопроявление Стрелка. В рудно-метасоматических зонах содержания Pd - 0.008-0.05 г/т, Pt – 0.002-0.9 г/т, Cu – 0.1-0.65%, Ni – до 0.1%, Co – до 0.07%, Ag – до 4.8 г/т, Au – до 0.018 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов рудопроявления по категории P₃ составляют 3.5 т.

Рудопроявление Таежка. По данным атомно-эмиссионной спектроскопии в богатых рудах содержания Cu 0.01-0.37%, Ni - 0.02-0.6%, Au – 0.01-0.4 г/т, Pt и Pd – до 20 г/т. В рядовых и бедных рудах содержания Cu - 0.01-0.119%, Ni - 0.0188-0.0652%, Au - 0.001-0.01 г/т, Pt и Pd – десятые доли г/т. В аншлифах отмечаются сперрилит и котульскит. Прогнозные ресурсы платиноидов рудопроявления по категории P₃ составляют 2.8 т.

Рудопроявление Аляска. Спектральным анализом в ультрабазитах установлены содержания Cu - до 0.15%, Ni - до 0.07%, Co - до 0.02%. Пробирным анализом установлены Ag – до 3 г/т, Au – до 0.06 г/т. По данным атомно-эмиссионной спектроскопии в сульфидных рудах установлены повышенные содержания: Pt – до 0.07 г/т, Pd – до 0.2 г/т, Os – до 0.08 г/т, Ir – до 0.01 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов рудопроявления по категории P₃ составляют 3 т.

Горациевское рудопроявление. По данным атомно-эмиссионной спектроскопии в сульфидизированных пироксенитах и массивных пирротин-халькопиритовых рудах выявлены повышенные содержания Cu - 0.44-0.76%, Ni - 0.07-0.14%, Co - до 0.084%, Ag - до 4.8 г/т, Au - 0.022-0.064 г/т, Pt - до 0.009 г/т, Pd – 0.049 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов рудопроявления по категории P₃ составляют 10 т.

Рудопроявления Джалта. По данным атомно-эмиссионной спектроскопии в массивных медно-никелевых рудах установлены содержания Cu – до 0.75%, Ni – до 0.23%, Co - до 0.04%, Ag - до 2.7 г/т, Au – до 0.043 г/т, Pt – 0.02 г/т, Pd – 0.104 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов рудопроявления по категории P₃ составляют 8 т.

За пределами Джалтинской никеленосной площади в последнее время выявлено несколько рудопроявлений платиносодержащих медно-никелевых руд: Колпаковское, Успенское, Джуваскит.

Колпаковское рудопроявление. По данным спектрального анализа 16 бороздовых проб установлены содержания: в 2 пробах 1 г/т Pd, в 10 пробах 0.1-0.52% Cu (среднее 0.33%), в 16 пробах Ni - 0.05-0.4% (среднее 0,27%), в 6 пробах Co – 0.02-0.1% (среднее – 0.055 %), в 5 пробах Ag – 0.1-2.5 г/т (среднее – 1.65 г/т). Инверсионным вольт-амперометрическим анализом выявлены содержания Pd – 0.55-2.22 г/т, Pt – 0.09-0.45 г/т, Au – 0.09-0.32 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов рудопроявления по категории P₃ составляют 4.6 т.

Успенское рудопроявление. Атомно-абсорбционным анализом установлены: 1) габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты с сульфидной вкрапленностью - Pt – 0.003-0.21 г/т, Pd – 0.21-0.67 г/т, Os – 0.001-0.013 г/т, Ir – 0.0009-0.023 г/т, Au – 0.07-0.75 г/т; 2) перидотиты серпентинизированные, оталькованные с сульфидной вкрапленностью: Pt – 0.16-1.01 г/т, Pd – 0.03-0.25 г/т, Os – 0.011-0.2 г/т, Ir – 0.016-0.111 г/т, Au – 0.09-0.44 г/т. Спектральным анализом установлены Cu – 0.015-0.33%, Ni – 0.015-0.047%, Co – 0.005-0.01%, Zn – 0.01-0.05%, Pb – 0.007-0.03%. Прогнозные ресурсы платиноидов рудопроявления по категории P₃ составляют 10 т (Мельников и др., 2015а).

Джуваскитское рудопроявление. Атомно-абсорбционным анализом в медно-никелевых рудах установлены (г/т): Pd – 2.17, Pt – 0.23, Os – 0.1, Jr – 0.07, Au -0.25, Ag – 3.0. В флогопит-тремолит-полевошпатовых с сульфидами метасоматитах установлены: Pt – 0.06-0.11 г/т, Pd – 0.004-0.05 г/т, Rh – 0.009-0.05 г/т, Au – 0.2-1.88 г/т, Ag – 1.5-6.8 г/т. Спектральным анализом установлены содержания: Ni – 0.01-0.7%, Cu – 0.05-1.0%, Co – 0.005-0.01%. Прогнозные ресурсы платиноидов рудопроявления по категории P₃ составляют 8 т, золота – 10 т (Мельников и др., 2015б).

Таким образом, проведенное ревизионное геохимическое опробование различных типов руд на платиноиды подтвердило повышенную платиноносность медно-никелевых месторождений и рудопроявлений и выявило в их пределах участки с локальной платиноносностью и золотоносностью.

Необходимо продолжить систематические исследования и дополнительные ревизионные работы на платиноиды и в первую очередь продуктов промышленной переработки медно-никелевых руд разрабатываемых известных месторождений Верхнего Приамурья.

Попутная добыча платиноидов из вышеперечисленных месторождений Верхнего Приамурья вполне реальна и возможна уже на современном этапе развития технологий переработки руд (центробежные концентраторы, концентраторы сегрегационного и сегрегационно-диффузионного принципов действия), но отдельные вопросы этой проблемы требуют дальнейшего детального изучения.

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Гвоздев В.И., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л. Благороднометалльная минерализация в сульфидных медно-никелевых рудах кун-маньенского интрузивного комплекса (юго-восток Алдано-Станового щита) // Платина России. Т. VII. Красноярск: КНИИГиМС, 2011. С. 406-417.

2. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Доклады академии наук. 2009. Т. 425. № 3. С. 505-508.

3. Лазаренков В.Г., Таловина И.В., Воронцова Н.И. Платиноиды, золото и серебро в гипергенных никелевых месторождениях // Платина России. Т. VII. Красноярск: КНИИГиМС, 2011. С. 379-394.

4. Мельников А.В., Степанов В.А. Благороднометалльное и медно-никелевое оруденение Успенского массива ультраосновных пород (Верхнее Приамурье) // Чтения памяти академика К.В. Симакова. Магадан: ООО «Типография». 2015. С. 106-107.

5. Мельников А.В., Степанов В.А. Платиноносность Джуваскитского рудопроявления медно-никелевых руд (Дамбукинский рудный район, Верхнее Приамурье) // Чтения памяти академика К.В. Симакова. Магадан, 2015: ООО «Типография». 2015. С. 108-109.

6. Мельников А.В., Юсупов Д.В., Моисеенко В.Г. Благороднометалльное оруденение Становой металлогенической зоны (Верхнее Приамурье, Россия) // Доклады академии наук. 2013. Т. 449. № 6. С. 688-691.

7. Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш Л.В., Мельников А.В. Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 176 с.

8. Степанов В.А., Гвоздев В.И., Трухин Ю.П., Кунгурова В.Е., Молчанова Г.Б. Минералы благородных и редких металлов в рудах Шанучского медно-никелевого месторождения (Камчатка) // Записки РМО. 2010. Ч. 139. Вып. 2. С. 43-58.

9. Степанов В.А., Мельников А.В. Никеленосность Верхнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2010. 217 с.

Сравнительный анализ гранитоидов U-Mo месторождения Антей и пород поисковых участков Стрельцовского рудного поля (ЮВ Забайкалье)

Минаев В.А.¹, Петров В.А.¹, Полуэктов В.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, minaev2403@mail.ru

В связи с постепенным завершением отработки месторождения Антей, которое является основным источником урана на территории Стрельцовского рудного поля, возникает необходимость в поиске новых месторождений. По данным геолого-геофизических и геохимических работ, на территории рудного поля были выбраны перспективные участки Северный, Горный и Стрельцовский, на территории которых пробурены глубокие скважины. В целях определения перспектив нахождения рудных тел на данных участках, были проведены петрографическое изучение и петрофизические исследования.

В процессе полевых работ были отобраны и в дальнейшем изучались следующие керновые образцы (в номере обозначен номер скважины и глубина образца в разрезе): Участок «Северный» - 2054-348.5, 2054-379, 2054-421, 2054-475.5, 2054-593, 2055-550, 2055-555, 2055-560, 2055-590, 2055-615, 2055-653; Участок «Горный» - 3001-961, 3001-1032, 3001-1134; Участок «Стрельцовский» - 3005-689.5, 3005-862, 3005-874.5, 3005-983, 3005-1074.5, 3005-1148.

По месторождению Антей за несколько лет работы на объекте авторами уже был собран и обработан большой массив данных (Минаев и др., 2016).

Проведенные исследования показали, что ассоциации пород, вскрытых скважинами 2054 и 2055 в пределах участка Северный, в основном относятся к базитовому габброидному типу и слагают крупные ксенолиты основных ультрамафитов.

Метасоматические преобразования гранитоидных пород в пределах участков Горный и Стрельцовский по существу тождественны месторождению Антей. Скважина 3001 на участке Горный не вскрыла сколько-нибудь ярко выраженных зон метасоматической гидрослюдизации. На значительных глубинах (1074,5м) прослежена зона интенсивной гематитизации и катаклаза.

Скважиной 3005 на участке Стрельцовский вскрыты интенсивно измененные гранитоиды, аналогичные развитым повсеместно на месторождении Антей. В составе глинистой фракции двух проб наиболее измененных гранитоидов присутствует слабаразбухающая гидрослюда и примесь смектита. На значительных глубинах (1148м) обнаружены зоны интенсивного катаклаза и гематитизации, относящиеся, как и на участке Горный, к домезойскому окислению. Их присутствие, однако, не влияет на степень проявления гидрослюдистого метасоматоза. В целом, развитие многочисленных зон метасоматических преобразований, аналогичных по составу (гидрослюда, карбонаты, бертьерин) известным на месторождении Антей, может служить указанием на возможность обнаружения здесь рудных тел (Петров и др. 2014).

Произведено сравнение упругих параметров, которые представлены следующими параметрами: скорости продольных (V_p) и сдвиговых (V_s) волн в сухом и водонасыщенном состоянии, упругие модули: K – модуль объемного сжатия (ГПа); G – модуль сдвига (ГПа); E – модуль Юнга (ГПа). Результаты сравнения свидетельствуют о том, что вмещающие породы месторождения Антей и перспективного участка Стрельцовский (скважина 3005) имеют наименьшую способность к сопротивлению механическому воздействию. К тому же породы на этих объектах более хрупкие, трещиноватые и пористые по отношению к участкам Северный (скважины 2054 и 2055) и Горный (скважина 3001) (Минаев, 2012).

Кроме того, проводились подсчеты параметра RQD (*Rock Quality Designation*) по керну четырех разведочных скважин (номера скважин – 2054, 2055, 3001, 3005), пройденных на поисковых участках, оценка качества породы в зависимости от значений данного параметра.

Показатель качества пород определяется как процентное отношение суммарной длины сплошных (цельных) цилиндров извлеченного керна длиной более 100 мм каждый между естественными трещинами к длине бурового рейса (Deere, 1989):

$$RQD = \frac{\sum \text{Длина_кусков_керна} > 100\text{мм}}{\text{Общая_длина_керна}} \cdot 100\%$$

При изучении гистограммы распределения значений параметра RQD (рис. 1) можно выделить скважину 3005. Это достаточно однородная скважина по степени трещиноватости и показателю качества пород, но при этом значения RQD достаточно невысоки, поэтому все породы данной скважины можно охарактеризовать как «слабые» и «удовлетворительные». Здесь наблюдаются два минимальных значения RQD, менее 30%, на интервалах 1028,3-1039,3 м и 1169,5-1183 м. Несмотря на то, что весь интервал 1028,3-1039,3 м однородный и представлен гематитизированными гранитами, здесь наиболее интенсивно во всех направлениях проявлены прожилки, трещины, развитие которых, судя по всему, как раз играло решающую роль при ослаблении массива пород на данном интервале. Интервал 1169,5-1183 м также отличается «очень слабыми» породами. Породы представлены относительно слабо гидрослюдизированными серовато-розовыми гранитами, последние три метра интервала – это рыхлые породы с хлоритом и бертьерином, присутствуют признаки водного просачивания, с чем и связаны низкое значение RQD для данного интервала. Остальная часть интервала всей скважины относительно однородна. Породы представлены в основном гранитами мелко- и среднезернистыми. Невысокие значения RQD на всем интервале скважины могут быть объяснены тем, что на некоторых отдельных участках очень интенсивно проявлены вторичные метасоматические преобразования, вплоть до полного изменения первичной породы и свойств. Вторичные изменения представлены гематитизацией и гидрослюдизацией.

По совокупности результатов петрографического изучения, анализа упругих параметров и изучения RQD можно сделать вывод, что перспективный участок Стрельцовский (скважина 3005) наиболее близок к месторождению Антей, а по некоторым параметра выглядит даже более благоприятным для циркуляции рудоносных растворов и рудолокализации. Безусловно, необходимо более глубокое изучение перспективных участков. В первую очередь, целесообразным выглядит составление плотной сети скважин на этапе разведки в целях получения более представительного каменного материала для дальнейших петрографических, структурно-петрофизических и геохимических исследований.

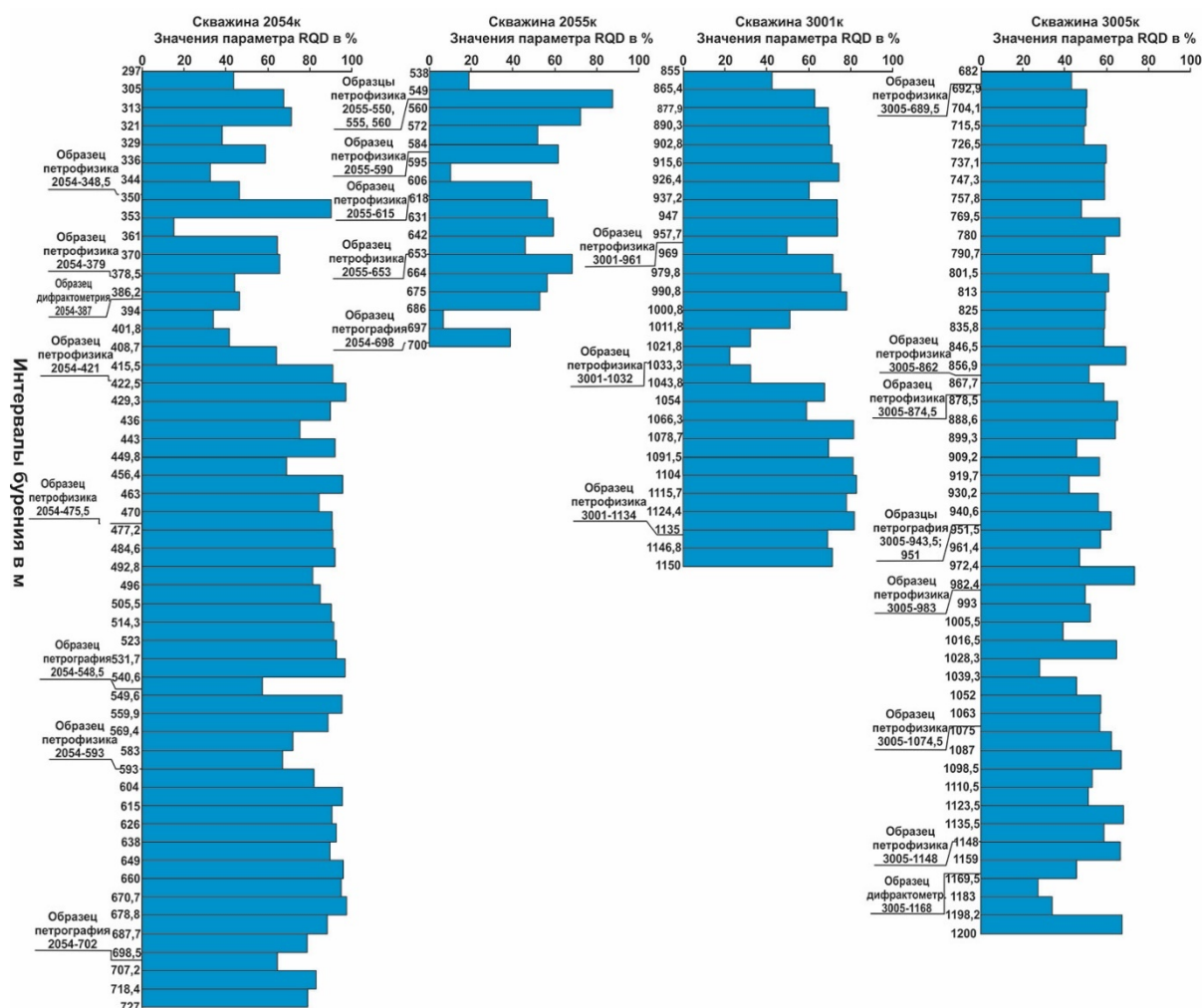


Рисунок 1. Распределение значений параметра RQD по скважинам.

Показаны места взятия керновых образцов для петрографо-минералогических и структурно-петрофизических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы III.8.3 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

1. Минаев В.А. Сравнение петрофизических свойств рудовмещающих гранитоидов U-Мо месторождения Антей (ЮВ Забайкалье) и перспективных поисковых участков // Международный молодежный научный форум Ломоносов-2012. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2012. DVD.
2. Минаев В.А., Бурмистров А.А., Петров В.А., Полуэктов В.В. Выявление и использование петрофизических аномалий для прогноза оруденения на урановом месторождении Антей (Юго-Восточное Забайкалье) // Вестник Московского университета. Сер. 4 Геология. 2016. № 2. С. 24-33.
3. Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. Влияние петрофизических свойств и деформаций пород на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовской кальдеры, Забайкалье) // Геология рудн. месторождений. 2014. Т. 56. № 2. С. 95.
4. Deere D.U. Rock quality designation (RQD) after 20 years. U.S. // Army Corps Engrs Contract Report GL-89-1. Vicksburg, MS: Waterways Experimental Station. 1989.

Особенности золотоносной минерализации, геохимические и петрологические характеристики гранитоидов Васильковского золоторудного месторождения (Северный Казахстан)

Мирошникова А.П.^{1,2}, Мизерная М.А.², Зельтманн Р.³, Долгополова А.³

¹Филиал РГП «НЦ КПМС РК» «ВНИИцветмет», г. Усть-Каменогорск, Казахстан, Anastasiya-2588@mail.ru

²ВКГТУ им. Д. Серикбаева, г. Усть-Каменогорск, Казахстан

³Центр Российских и Средне-Азиатских минеральных исследований, Музей Естественной истории, г. Лондон, Великобритания

Васильковское золоторудное месторождение является эталоном многотоннажных месторождений золота штокверкового типа, связанного с интрузией. Месторождение расположено в 17 км севернее от города Кокшетау Акмолинской области (Северный Казахстан). Месторождение было открыто в 1963 году, в 1980-1986 гг была проведена первая карьерная добыча. Добыча руды была продолжена в 1995 году и до 2007 года перерабатывалась окисленная руда, переработка велась методом кучного выщелачивания. К 2011 году добыча руды составила 14 млн. тонн руды (Newall, 2011).

Васильковское месторождение локализуется в пределах западной части Шатской металлогенической зоны северно-западного простирания в Алтай-Саянском орогенном поясе. Оно приурочено к метаморфическому фундаменту протерозоя, прорванному гранитоидами ордовика и перекрытому более поздними палеозойскими отложениями. Эта область была подвергнута процессам выветривания в мезозое и перекрыта кайнозойскими песчаными и глинистыми отложениями (Рафаилович, 2009).

Месторождение расположено в пределах крупного блока метаморфических пород докембрия - Кокшетауского срединного массива, подвергшегося в фанерозое аккреции и интенсивной гранитизации. Основными структурными элементами Васильковского рудного района являются: северо-восточная периферия Кокшетауского террейна, узел пересечения региональных разломов северо-западного (Донгульагашский, Алексеевский), северо-восточного (Васильковско-Березовский) и широтного (Широтный) направлений, а также Северо-Кокшетауская эллипсоидная купольно-кольцевая структура размером 55x30 км, осложненная куполами второго порядка (рис. 1).

Большая часть Васильковского района сложена вытянутым в северо-западном направлении Северо-Кокшетауским куполовидным дифференцированным верхнеордовикским интрузивом зерендинского комплекса (габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты, монцониты) (Рафаилович, 2011).

Результаты новых геологических, геохимических и петрологических данных позволяют выделить минеральные ассоциации и реконструировать последовательность интрузивных фаз на Васильковском месторождении золота, а также определить динамические условия внедрения и источники габбровой и гранодиоритовой серий.

Васильковское месторождение приурочено к контакту габбро-диоритов и диоритов с роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и плагиогранитами. Сечение штокверка на поверхности – первые сотни метров, вертикальная протяженность до 1,0-1,5 км. Средние содержания золота 3-5 г/т. Штокверк состоит из серии золотоносных струй, склоняющихся под углами 35-40° в юго-западном направлении. Месторождение характеризуется объемно-концентрической метасоматической, минеральной и геохимической зональностью (Беспаяев, 1996).

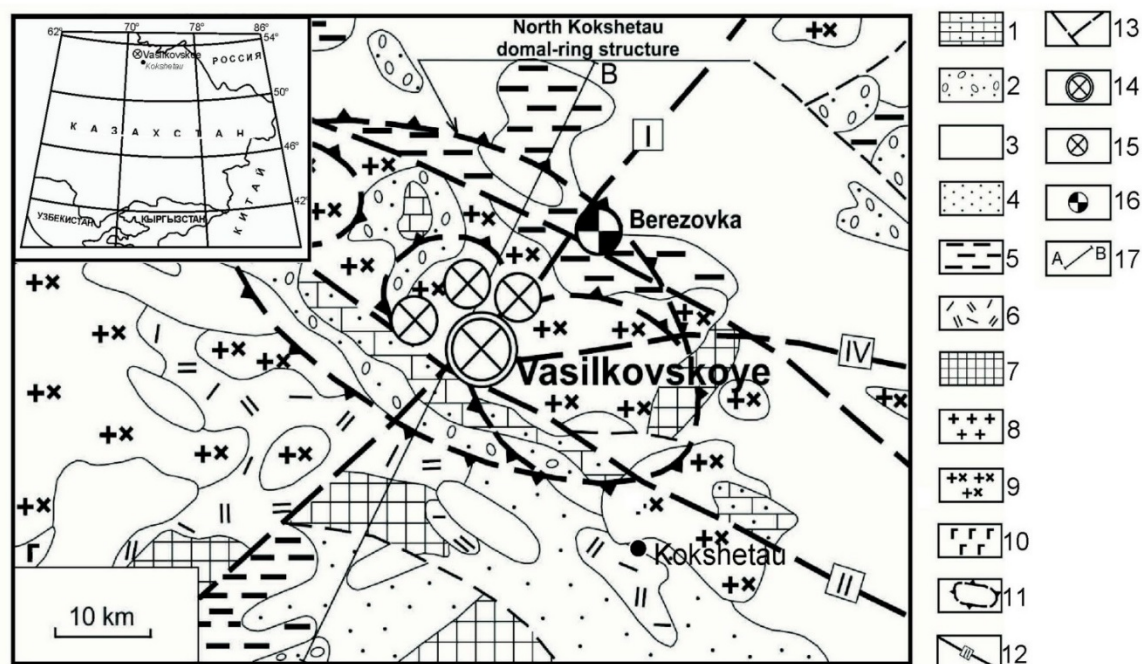


Рисунок 1. Геолого-структурная позиция Васильковского золоторудного района (по М.С. Рафаиловичу, 2009 г.).

Геологические формации: 1 – терригенно-карбонатная C_1 ; 2 – молассовая конгломерат-песчаниковая D_2-3 ; 3 – терригенная, вулканогенно-терригенная O_{1-2}, O_2, O_{2-3} ; 4 – терригенная кварцитопесчаниковая R_3-V (кокшетауская свита); 5 – углеродисто-терригенно-карбонатная R_3-V (шарыкская свита); 6 – порфириодно-порфиритоидная R_{1-2} (кууспекская свита); 7 – амфиболит-гнейсовая PR_{1-2} (зерендинская свита); 8 – лейкогранитовая D_2 (дальненский, золотоношенский интрузивные комплексы); 9 – интрузивов пестрого состава O_3 возраста (зерендинский комплекс); 10 – габбро-габбро-диоритовая; 11 – купольно-кольцевые структуры; 12 – региональные разломы: I – Васильковско-Березовский, II – Донгульагашский, III – Алексеевский, IV – Широкий; 13 – разлом второго и третьего порядка; золото-сульфидно-кварцевые объекты штокверкового типа; 14 – гигантское Васильковское месторождение; 15 – мелкие месторождения и рудопроявление; 16 – золото-серебро-барит-полиметаллическое Березовское месторождение; 17 – линия геолого-геофизического разреза.

На Васильковском месторождении выделяют несколько минеральных ассоциаций. Ранняя, пирит-пирротин-марказит-кварцевая; собственно рудная золото-пирит-арсенопирит-кварцевая (с пирротинном, леллингитом, халькопиритом), золото-висмут-пирит-арсенопирит-кварцевая (с молибденитом, шеелитом, кубанитом, самородным висмутом, висмутином, тетрадимитом, смешанной блеклой рудой) и золото-полиметаллическая (с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом). Поздняя кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая.

Пириты и арсенопириты развиты во всех ассоциациях, но, в основном, концентрируются в золотоносных кварцевых жилах и прожилках. Пирит образует агрегативные скопления, кубические и кубоктаэдрические кристаллы, содержащие тонкие зерна самородного золота и висмутин. Арсенопирит слагает жилки, розетчатые и гребенчатые образования, линзо- и гнездообразные скопления, неравномерную вкрапленность в кварце и гидротермально измененных породах. Встречается в виде порфиробластовых и гипидиоморфнозернистых выделений, игольчатых, короткопризматических и псевдобипирамидальных кристаллов размером от тысячных долей миллиметров до 2-4 мм. Арсенопириты содержат Au (до сотен г/т), Ag (5-50 г/т), Bi (до 100-300 г/т), Pt (0,3-0,5 г/т), Cu, Pb, Zn, Co (до 0,01-0,1 %), Mo (до 20-50 г/т). В верхних горизонтах арсенопириты обогащены Sb, Ag, Cu, на средних и глубоких – Zn, Mo, Bi, Co, Ni (Рафаилович, 2009).

Для интрузивных пород, вмещающих оруденение, характерны сложные фазово-фациальные переходы и частая перемежаемость пород, полосчатость, шлировые обособления, наличие магматитов, ветвящиеся апофизы. Породы объединены в две серии: «габбровую серию» (включающую габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты) и «гранодиоритовую

серию» (состоящую из плагиогранитов, гранодиоритов и гранитов). По всем разновидностям были отобраны образцы и получены концентрации главных и рассеянных элементов. В результате изучения петрографических и геохимических особенностей пород было установлено, что ранние интрузивные образования зерендинского комплекса, относящиеся к габброидному ряду (габбро, габбро-диориты, диориты) характеризуются повышенной щелочностью с преобладанием натрия над калием. Более поздние кислые разности (плагиограниты-граниты) имеют пониженные значения CaO, MgO, суммарного железа и Al₂O₃ при повышенной кремнекислотности, высоком содержании суммы щелочей (10-12 %) и резком преобладании калия над натрием (до 4:1). В гранодиоритах широко развита площадная калишпатизация с порфиробластами вторичного микроклина красного, розовато-серого и серого цветов, составляющими от 5-10 до 45-70 % от объема породы. Среди дайковых образований преобладают кислые породы: мелкозернистые граниты, аплитовидные граниты, пегматиты.

Петрохимическая диаграмма диагностики горных пород (Na₂O + K₂O) – SiO₂ (рис. 2а) показывает эволюционный переход от примитивных габбро до кварц-диоритов–плагиогранитов, располагающихся в поле гранодиоритов. По совокупности петрологических параметров, габбровая и гранодиоритовая серии относятся к субщелочным разновидностям, где гранодиориты с золотой минерализацией, связанной с интрузией, образуют самостоятельную группу, принадлежащую к семейству граносиенитов.

Из петрохимической диаграммы щелочи-кремнезем (рис. 2б) видно, что примитивные габбровые серии тяготеют к области толеитов, в то время, как образцы гранодиоритовой серии располагаются в поле шошонитового (высоко калиевого) ряда. Толеитовые серии указывают на фракционирование амфибола, и соответственно, на переработанное коровое вещество. Шошонитовые серии отражают фракционирование полевых шпатов, что указывает на резервуар с повышенной щелочностью (щелочной полевой шпат способствует калиевому окolorудному изменению).

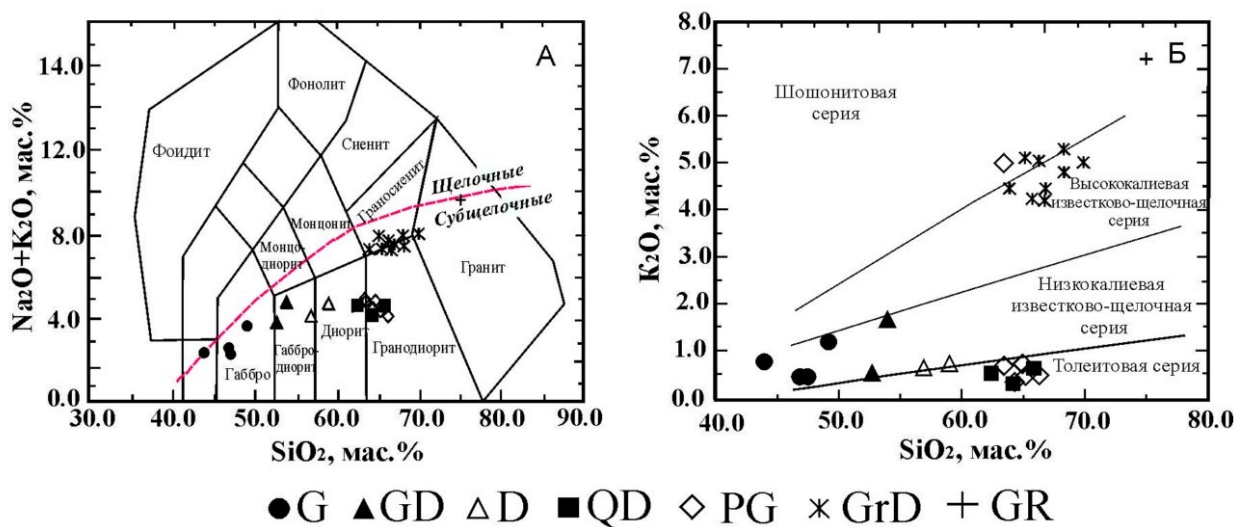


Рисунок 2. Расположение пород Васильковского месторождения на классификационных диаграммах.

А – диаграмма TAS: (Na₂O + K₂O) – SiO₂ по (Le Bas и др. 1986 г.) с линией разделения пород на щелочные и субщелочные по (Irvine и Baragar, 1971); Б – диаграмма K₂O – SiO₂ по (Peccherillo & Taylor, 1976 г) (G-габбро, GD-габбродиорит, D – диорит, QD – кварцевый диорит, PG – плагиогранит, CrD – гранодиорит, CR – гранит).

При построении и интерпретации геохимических диаграмм установлено, что гранодиоритовая серия образует единый тренд, резко отличающийся от габбровой серии, что указывает на разный генезис пород двух серий. Породы габбровой серии больше тяготеют к гранитам I-типа с доминирующим фракционированием роговой обманки, в то время, как гранодиоритовая серия показывает слабый синколлизийный тренд (близость к гранитам S-типа

в силу плавления континентальной коры, приводящей к доминирующему фракционированию полевых шпатов с возрастанием щелочности в направлении шошонитового ряда). Это подтверждает генезис Васильковского и других штокверковых месторождений золота (в Северо-Кокчетав-Тянь-Шаньской литотектонической зоне), сформировавшихся в позднем ордовике, одновременно с коллизионными гранитами зерендинского, кыркудукского и кордай-шартыкольского интрузивных комплексов, что было упомянуто в трудах Абишева В.М. с соавторами.

Васильковское месторождение характеризуется длительным диапазоном рудоподготовительных и рудообразующих процессов, комбинированной мантийно-верхнекоревой природой магматизма и рудоносных флюидов, четкой позицией в геофизических полях и структурных дислокациях, упорядоченной метасоматической, минеральной и геохимической зональностью. Эти характерные черты являются ключевыми для оценки рудного потенциала еще неизведанных флангов и глубоких горизонтов месторождения, а также базисом для поиска подобных месторождений и детализации руководящих принципов разведки аналогичных объектов. На этом основании, в Северном Казахстане, вероятно, наибольший интерес представляет слабо-эродированные штокверковые месторождения Туран и Орловское, находящиеся в 25 км на северо-запад и 80 км на юго-запад от Васильковского месторождения.

1. Абишев В.М., Баханова Е.В, Зорин Ю.М и др. Геология, вещественный состав и геохимические особенности Васильковского золоторудного месторождения // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Аты, 1972. С. 107-162.

2. Беспяев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляев Н.Я. Месторождения золота Казахстана. Справочник. Алматы, 1996. 183 с.

3. Irvine T. N., Baragar W. R. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. V. 8.P.523–548.

4. Newall P. Competent person's report for the assets held by Kazzinc Limited in Kazakhstan and Russia. Wardell Armstrong International. Трурою УК, 2011.

5. Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы. 2009. 304 с.

6. Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы. 2011. 272 с.

7. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. P. 63-81.

Природоохранные мероприятия по защите биосферы на Тарданском месторождении

Монгуш С.П.¹

¹ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл, республика Тыва, fqkey@mail.ru

Проблема охраны природы стала одной из важнейших естественно-научных и социально-экономических проблем современности, от правильного решения которой зависит благополучие жизни человечества (Монгуш, 2015).

Тарданское месторождение находится в центральной части Республики Тыва, на правом берегу р. Бай-Сют (правый приток р. Каа-Хем) в её среднем течении, в 15 км выше устья.

Разведка и опытная эксплуатация месторождения Тардан осуществлялась обществом с ограниченной ответственностью «Тардан Голд», зарегистрированным в городе Кызыле Республики Тыва.

ООО «ТарданГолд» учредители: AuriantMining AB (прежнее название – CentralAsiaGold AB) - шведская горнодобывающая компания, занимающаяся добычей золота на территории России, преимущественно в Забайкальском крае и в республиках Хакасия и Тыва.

Основным полезным ископаемым района, имеющим важное промышленное значение в настоящее время, является золото. Кроме золота известны многочисленные проявления меди, цинка, свинца, железа, марганца различных генетических типов. Они изучены в различной степени в зависимости от масштаба или типа проявлений. Наиболее перспективными из них являются проявления полиметаллов в вулканогенно-осадочных образованиях нижнего кембрия.

Массовый взрыв в разрезе является мощным периодическим источником выброса в атмосферу большого количества пыли и газов. С увеличением удельного расхода ВВ в 2 раза удельное пылевыведение возрастает в 6 раз, поэтому предусмотрены следующие мероприятия:

- полностью исключить перерасход взрывчатого материала;

- производить орошение подготовленных к взрыву участков уступов, эффективность подавления пыли в этом случае составляет 60-80 %;

- применение взрывчатых веществ с низким кислородным балансом, таких как «Игданит».

При использовании взрывчатых веществ на основе аммиачной селитры ядовитых газов выделяется в 1,5-2,5 раза меньше, чем при применении тротила;

- производить взрывы при северном и северо-восточном направлении ветра, так как проветривание карьера естественное.

Улавливание пыли при буровых работах обеспечивается подачей воды в скважину. Пыль, смоченная водой, удаляется из скважины с помощью воздуха, поданного под давлением компрессорной установкой. Влажная пыль не рассеивается, а скапливается у устья скважины, затем используется как забоечный материал.

Снижение пылеобразования при погрузочно-разгрузочных работах достигается за счет гидроорошения. Установка ТЭ-1м, смонтированная на крыше экскаватора, хорошо зарекомендовала себя на карьере.

Для предупреждения пылевыведения на автодорогах в карьере следует поливать их водой. Поливка водой производится в летний период, а в зимний период автодороги поливают отработанными маслами.

Для предотвращения сдувания пыли с рабочих площадок и откосов уступов карьера и отвалов следует их орошать 0,01-0,1 % раствором полиакриламида.

На нерабочих площадках предотвращением пылеобразования является озеленение, для чего надо выполнять подготовительные работы по созданию удовлетворительных условий для произрастания растений.

Карьерные воды образуются в результате попадания подземных и поверхностных природных вод в горные выработки, где они подвергаются загрязнению в процессе ведения

различных работ по добыче полезных ископаемых. В основном, мелкодисперсными взвешенными частицами добываемого полезного ископаемого и вмещающих пород, которые образуются при бурении скважин, дроблении пород взрывным способом и работе погрузочных и транспортных средств. В связи с высоким уровнем механизации горных работ происходит загрязнение карьерных вод нефтепродуктами.

При открытом способе разработки полезного ископаемого наибольшее распространение для осветления сточных вод получил способ отстаивания промстоков в специально сооружаемых водоемах-отстойниках. Этот способ прост в техническом отношении и достаточно экономичен.

На карьере «Тардан Голд» водоприток не значительный, этой воды хватает только на орошение дорог (уменьшение пыли)

Горными работами к концу отработки месторождения будут нарушены большие площади земли. С целью сохранения и улучшения продуктивности этих земель и приданию площади с нарушенной поверхностью свойств, характерных для окружающих комплексов, осуществляется рекультивация.

Выполнение работ по рекультивации земель осуществляется на основе комплексных планов землеустройства района и рабочих проектов по рекультивации. Рекультивация проходит в два этапа.

Горнотехническая рекультивация проводится по совмещенной схеме. В период горнотехнической рекультивации плодородный слой почвы снимается и транспортируется к месту временного складирования, а затем, после планировки нарушенных площадей, укладывается на них. Предварительно производится качественная оценка плодородного слоя. Горнотехническая рекультивация осуществляется с отставанием от основных отвальных работ на участке в 2-3 года.

После проведения горнотехнической рекультивации на землях, предусмотренных для сельскохозяйственного и лесохозяйственного использования, а также под водоемы, санитарные зоны и т.д., производится биологическая рекультивация.

Процесс биологической рекультивации заканчивается только тогда, когда почва приобретает все свои свойства и качества. Продолжительность этого периода 15-30 лет.

Карьер имеет размера в плане по длине 2,1 км и по ширине 570 м. и глубину до 100 м. Карьер вскрыт внешней наклонной траншеей с уклоном до 8°. Для выполнения условий возникновения прямоточной схемы угол борта должен быть не более 15°. Для нормального проветривания карьера отношение В/Н или L/Н должно быть в пределах 6÷10 и более. Где В-ширина, L-длина, Н-глубина карьера. $570/90=6,3$; $2100/90=23,3$.

Данный карьер удовлетворяет условиям свободного проветривания, и для него нет необходимости применения дополнительных способов проветривания.

Таким образом, Тарданское золоторудное месторождение и Тарданский золоторудно-россыпной узел находятся в правобережье р. Бай-Сют, одного из нижних притоков р. Каа-Хем, на территории Каа-Хемского кожууна Республики Тыва, в 78 км от столицы Республики Тыва г. Кызыла и 516 км от железнодорожной станции Абакан. На территории месторождения находится 41 рудное тело, Запасы золота, заключенные в 31 рудном теле составляют 7,37 т., по рудопроявлениям Соруглуг-Хем и Барсучье – 16,2 т. суммарно по категории С1+С2 при среднем содержании 10,7 г/т. Запасы на государственный баланс не поставлены (<http://gov.tuva.ru/>).

1. Закон Российской Федерации «О недрах» № 2395-1 от 21.02.92 г. с изменениями № 32-ФЗ от 10.02.99 г., № 20-ФЗ от 02.01. 2000 г., от 29.05.2002 г. и 22.08.2004 г.

2. Монгуш С.П., Монгуш С.П. Проблемы природопользования в Туве // Журнал: Universum: экономика и юриспруденция (август) 2015. № 8(19) . URL: <http://7universum.com/ru/economy/archive/item/2466> (дата обращения: 03.08.2015).

3. <http://gov.tuva.ru/>

Трёхмерное геоинформационное моделирование рельефа дневной поверхности и кровли фундамента Стрельцовской кальдеры (юго-восточное Забайкалье)

Нафигин И.О.¹, Устинов С.А.¹, Петров В.А.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, Nafigin@igem.ru

Стрельцовская кальдера, сформированная в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона, является элементом Монголо-Охотского складчатого пояса и располагается в западной части Приаргунского тектонического блока. Она находится в районе сочленения двух мезозойских вулканических поясов – Большехинганского и Восточно-Монгольского. К кальдере приурочено крупнейшее в России одноимённое урановорудное поле, которое включает девятнадцать урановых и Мо-У месторождений (Ищукова и др., 2007). Согласно федеральным нормам и правилам в области использования атомной энергии НП-064-05 (2005), в связи с активной эксплуатацией месторождений, их отработкой, в том числе подземным способом, в рамках рассматриваемой вулканотектонической структуры необходимо проведение исследований на обнаружение и идентификацию процессов, явлений и факторов природного и техногенного происхождения.

Для достижения данной цели должен быть решён целый ряд задач, одной из которых является моделирование поверхностей рельефа и фундамента на базе построения цифровой модели (ЦМ). Процесс построения ЦМ Стрельцовской кальдеры включает в себя сбор, организацию, анализ, сопоставление и визуализацию геологической и топографической информации. Полученные результаты моделирования, представленные в виде трёхмерного геоинформационного проекта, в дальнейшем составят основу для прогнозной модели тектонодинамического состояния массивов пород.

По мере развития спутниковой отрасли, информационных систем и технологий появляются новые более точные способы и методы построения цифровой модели рельефа (ЦМР). ЦМР представляет собой особый вид трёхмерной математической модели, отражающий поверхность рельефа как реальных, так и абстрактных полей (Хромовых, Хромовых, 2007). В настоящее время существует два основных подхода получения данных для построения ЦМР, различающихся по механизмам сбора информации.

Первый подход включает в себя методы дистанционного зондирования (сбор данных) и фотограмметрии (обработка данных). Среди рассматриваемых методов наибольшее распространение получили радиолокационная интерферометрия, стереоскопическая обработка радиолокационных данных, воздушно-лазерное сканирование (ВЛС). На сегодняшний день, технология ВЛС является наиболее быстрым и достоверным способом сбора пространственно-геометрической информации о рельефе местности, гидрографии, растительном покрове и всех наземных объектах, попавших в полосу съёмки (Отрасли применения ГИС..., 2012).

Второй подход заключается в оцифровке изолиний или точек высот растровых топографических карт с последующей интерполяцией. Несмотря на трудоёмкость и порой недостаточную точность моделирования, этот метод в ближайшие годы будет оставаться единственным источником получения данных о рельефе некоторых территорий (Новаковский и др., 2003).

Помимо первичных способов получения данных для моделирования ЦМР существуют общедоступные базы данных готовых к использованию ЦМР, созданные национальными топографо-картографическими службами США, Канады, Израиля, Дании и некоторых других стран. Лидером среди них является Геологическая служба США (U.S. Geological Survey), которая производит пять наборов данных, представляющих ЦМР в формате DEM (Digital Elevation Model), различающихся по технологиям, разрешению и пространственному охвату. К числу свободно распространяемых цифровых моделей высот можно отнести такие проекты как Aster

Global Dem, Srtm, Coned TBDem, Edna, Gmtd2010, Gtopo30, Ifsar Alaska, Lidar (Глобальные цифровые..., 2015).

Наиболее широко распространяемыми типами представления поверхности в геоинформационных системах являются GRID и TIN модели. В основе GRID модели лежит регулярная сеть высот, неделимым элементом которой является пиксель, содержащий значение высоты. При расчете регулярной сети необходимо учитывать шаг сетки, который определяет её пространственное разрешение. К примеру, свободно распространяемая ЦМР Aster Gdem, построенная по данным стереоскопической оптической и интерферометрической радиолокационной космической съёмки, имеет пространственное разрешение в 30 метров (1 угловой градус) (Общее описание ASTER GDEM..., 2009), а ЦМР Srtm, полученная посредством радарной топографической съёмки имеет пространственное разрешение в 90 метров (3 угловые секунды) (Глобальные цифровые..., 2015).

Среди нерегулярных сеток наибольшую популярность в моделировании цифрового рельефа завоевала треугольная сеть неправильной формы – модель TIN. В процессе построения TIN модели обеспечивается непрерывность поверхности при нерегулярном расположении точек. Основным способом расчёта TIN модели является триангуляция Делоне. По сравнению с другими способами она обладает наиболее подходящими для рассматриваемого типа ЦМР свойствами.

TIN и GRID модели получили широкое распространение в географических информационных системах (ГИС) и повсеместно используются многими видами программного ГИС обеспечения. Каждый при этом имеет свои недостатки и достоинства, которые были учтены при планировании решения поставленной задачи.

Помимо скорости и простоты обработки, а также визуализации, несомненным достоинством GRID модели, благодаря растровой структуре, является механизм сглаживания моделируемой поверхности, что позволяет избежать резких переходов в виде граней и выступов. С другой стороны, это свойство негативно сказывается на моделировании горных районов с обилием круглых склонов, обрывов и остроконечных вершин. В таком случае происходит размыв структурных линий рельефа, что искажает передачу “пластики” рельефа. Тем не менее, эта проблема может быть решена путём увеличения пространственного разрешения модели до приемлемого качества (Нетребин, 2012).

TIN модель лишена этих недостатков, так как при её построении используется нерегулярная сеть треугольников, позволяющих моделировать плоские участки небольшим количеством больших треугольников, а на участках круглых склонов, оврагов, где необходимо детально показать все грани рельефа, поверхность отображается многочисленными маленькими треугольниками. К недостаткам TIN модели следует отнести большие затраты вычислительных ресурсов на обработку и визуализацию модели, а наиболее существенный недостаток проявляется в виде “эффекта террас”, представленного “псевдотреугольниками” – плоскими участками в заведомо невозможной геоморфологической ситуации (например, по линии днища V-образных долин), снижающими точность и качество самой модели. Этот эффект образуется по причине малого числа точек цифровой записи горизонталей по сравнению с расстоянием между самими горизонталями, что характерно для большинства топографических карт (Арифулов, 2010). Частичное решение данной проблемы состоит в учёте при построении TIN модели сети тальвегов, водоразделов, линий перегибов и разрывов (Хромовых, Хромовых, 2007).

Опираясь на исходные данные, учитывая все достоинства и недостатки рассмотренных механизмов моделирования рельефа, в представляемой работе было принято решение использовать для построения ЦМР регулярную сеть высот (модель GRID). Во-первых, это связано с использованием свободно распространяемых GRID данных, предоставляемых Геологической службой США (USGS) для моделирования рельефа дневной поверхности. Моделирование на основе оцифрованных изолиний топографической карты сильно уступает по качеству пространственного разрешения. Во-вторых, при попытке построения TIN модели обширно проявился “эффект террас”, что объясняется редкой исходной сетью изолиний поверхности кровли фундамента.

Методика проведённой работы включала в себя несколько этапов. На первом этапе требовалось загрузить ЦМР дневной поверхности с геопортала службы геологической съёмки США, так как на данный момент среди общедоступных ЦМР она имеет наилучшее пространственное разрешение в 30 метров на пиксель (1 угловой градус). Перед началом загрузки материала необходимо было указать область интереса путём визуального нанесения полигона на карту или путём введения географических координат его вершин (узлов). Далее предстояло выбрать интересующий набор данных – в нашем случае это набор цифровых высот Aster Global Dem. После проведенных операций пользователю становится доступна функция загрузки файлов в формате DEM, покрывающих интересующую область.

Второй этап заключался в географической привязке и оцифровке растровых данных о рельефе фундамента. На данном этапе возникли трудности с географической привязкой, так как графический материал помимо необходимой информации об отметках высот содержал особую сетку системы координат (СК) ПАО «ППГХО», для перевода которой в реальные географические координаты необходим шифровальный ключ. Решением данной проблемы стала схематическая карта Стрельцовского рудного поля (СРП), на которой были нанесены как применяемая на объектах СРП геодезическая, так и географическая координатные сетки. После географической привязки карты СРП в проекции Гаусса-Крюгера, датум Пулково 1942, она использовалась в качестве топографической основы для привязки всего имеющегося графического материала по Стрельцовской кальдере. Векторизация привязанных растровых данных осуществлялась в программном продукте Easy Trace. Для удобства дальнейшего использования весь полученный векторный материал был разбит на слои.

Третий этап представлял собой импорт оцифрованных изолиний для использования в программном обеспечении ГИС, в котором посредством встроенного модуля производилась интерполяция значений изолиний для построения GRID поверхности. Выбор метода интерполяции всегда зависит от исходных данных и требует оценки с точки зрения достоверности получаемых результатов. При наличии большого количества пространственных данных, разные методы интерполяции дают близкие результаты. Если исходных данных мало, и они неравномерно распределены по территории, то разные методы и параметры моделирования дают несопоставимые результаты. В нашем случае мы имели дело с достаточным количеством пространственных данных, поэтому при рассмотрении различных методов интерполяции получались результаты с минимальным отклонением. При выборе метода интерполяции так же стоит учитывать его математические и статистические свойства. На основе данных свойств можно выделить две группы методов интерполяции – детерминистические и геостатистические. Их основное различие – в наличии случайной компоненты. Иначе говоря, если требуется определить пространственную корреляцию значений, всегда выбирается геостатистический метод, например, Кригинг. Если требуется усреднить значения в определённой окрестности опорных точек, не искажая при этом значение в самой опорной точке, выбирается жёсткий детерминистический метод, например, обратных взвешенных расстояний (ОВР). Исходя из количества данных и предполагаемого результата, для обработки имеющегося материала был выбран метод ОВР. Такой выбор объясняется тем, что основным требованием при моделировании ЦМР фундамента для корректного определения зон выходов естественных обнажений пород фундамента являются неискажённые значения высот.

На четвёртом этапе полученные цифровые модели рельефа и кровли фундамента были приведены к общим параметрам отображения в единой трёхмерной геоинформационной среде. С целью оценки точности географической привязки на модель рельефа была нанесена геологическая и схематическая карты СРП. Благодаря визуальному сравнению полученных моделей поверхностей с привязанным картографическим материалом границы карьеров “Тулукуевский” и “Красный камень” точно совпадают с углублениями на цифровой модели рельефа. Также сопоставлялись зоны выступов фундамента на ЦМР с обнажениями массивов гранитов варийского интрузивного цикла и выходами пород приаргунской свиты, обозначенными на картографическом материале.

В результате проведённой работы по изучению, анализу и обработке исходных материалов решены задачи связанные со сбором, организацией и визуализацией данных о высотных отметках рельефа и кровли фундамента. Кроме того, были решены вопросы о географической привязке геологических, топографических, тектонических, схематических и других видов карт в единой системе географических координат. Проведена трудоёмкая работа по оцифровке растрового материала. Обоснован выбор метода интерполяции и построения регулярной сети высот. Осуществлено приведение цифровых моделей поверхностей рельефа и кровли фундамента к единой трёхмерной геоинформационной среде, с последующим совместным отображением с геологическими и схематическими картами, для подтверждения точности географической привязки созданных моделей. Созданные ЦМР в дальнейшем будут использованы для проведения детального линеamentного анализа территории (Устинов, Петров, 2016), примерной оценки протяженности тектонических нарушений на глубину, а также выделения в трёхмерном пространстве структурных блоков с целью прогнозного моделирования тектонодинамических процессов в связи с активной эксплуатацией глубокозалегающих месторождений Стрельцовского рудного поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы I.4П фундаментальных исследований Президиума РАН.

1. Арифлулов Р.Ч. Перспективы создания цифровых моделей геологических карт с использованием персональных баз геоданных // ArcReview. 2010. Т. 53. № 2. С.45-57
2. Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычёв И.В. и др. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: ГК «Геологоразведка». 2007. 260 с.
3. Нетребин П.Б. Морфометрический анализ рельефа большого Кавказа. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географ. наук. Краснодар: КГУ. 2012. 24 с.
4. Новаковский Б.А., Прасолов С.В., Прасолова А.И. Цифровые модели рельефа реальных и абстрактных геополей. Москва: Научный мир, 2003. 94 с.
5. Самардак А.С. Геоинформационные системы. Владивосток: ДВГУ, 2005. 124 с.
6. Устинов С.А., Петров В.А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеamentного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) // Геоинформатика. 2016. №2. С. 51-60.
7. Федеральные нормы и правила в области использования атомной энергии «Учет внешних воздействий природного и техногенного происхождения на объекты использования атомной энергии (ОИАЭ)» – НП-064-05. Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору. М.: 2005. 48 с.
8. Хромых В.В., Хромых О.В. Цифровые модели рельефа. Томск: ТМЛ-Пресс, 2007. 178 с.
9. Глобальные цифровые модели высот. Вики – Фотограмметрия. 2015. URL: http://www.racurs.ru/wiki/index.php/Глобальные_цифровые_модели_высот. Дата обращения: 5.11.2016.
10. Общее описание ASTER GDEM. Географические информационные системы и дистанционное зондирование. 2009. URL: <http://gis-lab.info/qa/aster-gdem.html>. Дата обращения: 5.11.2016.
11. Отрасли применения ГИС. Геоинформационные системы для бизнеса и общества. 2012. URL: <http://www.dataplus.ru/Industries/7ZOND/npomash2.html>. Дата обращения: 5.11.2016.

Особенности поведения золота в почвах, сформированных на щелочных базальтоидах Якокутского массива (Лебединский рудно-россыпной узел)

Несмеянова А.И.¹

¹ФБГУ «ВИМС», г. Москва, nesmeyan_an@mail.ru

Центрально-Алданская провинция щелочного мезозойского магматизма выявлена в первой половине прошлого века (Билибин, 1941) и лишь с открытием в 80-х годах Рябинового и Нового месторождений калиевые щелочные породы района стали рассматриваться как источник промышленного золотого оруденения. В эти же годы золоторудные проявления обнаружены в щелочных массивах Якокутский, Ыллымахский, Юхтинский и др.

Первоначально, Якокутский массив рассматривался как источник золотого оруденения рябинового типа, но в результате поисковых работ, проведенных в начале 90-х годов, было показано, что при повышенной зараженности пород золотом образования промышленных рудных тел рябинового типа в пределах массива не произошло (Белев, 1994). Это связывалось в первую очередь с различиями в геологическом строении массивов и с разной степенью проявленности железо-калий-натриевого и водородно-калиевого метасоматоза.

В последние годы изучение золотоносности Якокутского вулcano-плутоната возобновлено в связи с обнаружением промышленной золоторудной минерализации, локализованной в крутопадающих зонах разрывных нарушений - «сквозных» разрывных структурах с прожилково-вкрапленным золото-сульфидно-кварцевым оруденением (месторождение Горы Рудная).

Якокутский вулcano-плутонический массив расположен на северо-западной границе Верхне-Якокутского грабена и контролируется крупноамплитудными сбросами Томмот-Эльконского регионального разлома (Дворник, 2015). В плане массив имеет форму овала площадью 16,5 км², длинная ось которого вытянута на юго-запад согласно генеральному простиранию Томмот-Эльконского разлома. На северо-западном фланге массива установлены минерализованные зоны, контролирующиеся разрывными нарушениями субмеридионального простирания и потенциально перспективные на обнаружение золотого оруденения,

Массив сложен плутоническими и вулканическими породами лейцитит-щелочносиенитовой формации (Максимов, 2003). Залегание пород в кальдере, главным образом, центриклинальное с углами падения 10-15°. Платформенным обрамлением для массива служат вендско-нижнекембрийские карбонатные породы, интенсивно мраморизованные и скарнированные. В южной части массив прорывает средне-мелкозернистые кварцевые песчаники нижней юры.

Объектом исследования служили покровные щелочные базальтоиды, слагающие в виде полукольца северный, западный и южный фланги вулcano-плутоната. На современном уровне эрозионного среза базальтоиды приурочены к пониженным участкам рельефа – долинам ручьев и подножиям пологих склонов. Рыхлые образования изучены на северо-западном фланге массива, где в поисковой канаве протяженностью 220 м на пологом склоне северо-западной экспозиции вскрыты лавы и туфолавы щелочных базальтоидов. Протяженность изученного разреза – 50 м, шаг опробования – 5 м. Опробованию подвергались все почвенные горизонты, за исключением гумусового. Из коренных пород отбирались сколковые пробы. Все пробы (38 шт.) анализировались методом ICP-MS на 54 элемента и пробирно-атомно-абсорбционным методом на золото.

Щелочные базальтоиды представляют собой меланократовую породу темного зеленовато-серого цвета, порфировой структуры (на долю вкрапленников приходится 50-60 % объема породы), массивной текстуры. Вкрапленники и основная масса сложены основным плагиоклазом, биотитом и эгирином. Основным аксессуарным минералом является магнетит. Породы секутся тонкими (пирит)-кварцевыми прожилками и маломощными зонами дробления,

к которым приурочены повышенные содержания золота в сколковых пробах (до 0,03 г/т). Фоновое содержание золота не превышает кларковых величин и принято 0,005 г/т.

В сравнении с региональным кларком лейцититовой формации (Боярко, 1988) изученные породы значительно обогащены элементами халькофильной и, в меньшей степени, литофильной групп. Ранжированный ряд кларков концентрации имеет следующий вид – $\text{Sn}_{9,1} \text{Zn}_{8,9} \text{Pb}_{8,8} \text{Cu}_{5,7} \text{Bi}_{3,8} \text{Li}_{3,5} \text{Ba}_{3,0} \text{Co}_{2,4} \text{V}_{2,0} \text{Au}_{1,8} \text{Mn}_{1,8} \text{Sc}_{1,7} \text{Ni}_{1,5} \text{Ge}_{1,5}$. Для характеристики меры рассеивания для каждого элемента был рассчитан коэффициент вариации. С учетом малой выборки ($n=11$) условно принято, что распределение считается неравномерным при $V>80$ %. Неравномерное распределение содержаний установлено для золота, свинца, висмута, вольфрама и тантала. Для выявления линейной зависимости между измеренными содержаниями элементов и установления элементов-спутников золота были рассчитаны коэффициенты корреляции. Золото значимо положительно ($r_{\text{крит.}} = 0,55$ при $q = 0,05$) коррелирует с висмутом ($r = 0,89$) и свинцом ($r = 0,75$), слабее с хромом, таллием и никелем. Характерна значимая отрицательная корреляция с тяжелыми РЗЭ (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

На щелочных базальтоидах в условиях горно-таежных ландшафтов формируется почвенный разрез с отчетливо выраженными генетическими горизонтами, обобщенный вид которого представлен на рисунке 1. Рыхлые отложения по классификации Е.В. Шанцера (Шанцер, 1966) относятся к делювиально-солифлюкционному типу и характеризуется относительно высоким содержанием супесчаных фракций делювия, мощным гумусовым горизонтом и значительным увлажнением. В области развития делювиально-солифлюкционных покровов на пологих склонах сформирован «гофрированный» микрорельеф с образованием вдоль склона рядов мелких валов высотой 0,5 – 1,5 м.

Наиболее высокие концентрации золота и его элементов-спутников тяготеют к иллювиальному горизонту В, где содержание золота варьирует в широких пределах от 0,005 до 0,69 г/т. Ранжированный ряд коэффициентов концентрации по отношению к коренным базальтоидам следующий: $\text{Mo}_{8,3} \text{Au}_{7,4} \text{W}_{5,7} \text{Cs}_{3,1} \text{Bi}_{1,9} \text{Pb}_{1,8} \text{Zn}_{1,6} \text{Se}_{1,6}$. Гипергенное перераспределение не только обогатило горизонт В золотом и другими элементами, но и обусловило изменение его корреляционных связей, установленных для коренных пород. Список спутников золота значительно увеличился и изменился. При сохранении значимой корреляции золота с Bi и Tl появляются положительные корреляционные связи с K, Mn, Zn, As, Rb, Y, Cd, HREE и исчезают с Pb, Cr, Ni.

В горизонте В знак корреляции золота с HREE меняется с отрицательного на положительный. Золото коррелирует с элементами от Dy до Lu, а также с Eu. Характерной чертой горизонта является его обогащение тяжелыми лантаноидами. На фоне выноса легких РЗЭ от La до Gd накапливаются Dy, Ho, Tr, Er, Tm, Yb, Lu. Концентрация Tb не изменяется. Отношение La_n/Lu_n для коренных пород составляет 11,9, а для горизонта В - 7,8.

Корреляция в системе «почвенный горизонт В – горная порода» отсутствует ($r=-0,34$). При сопоставлении пиковых содержаний золота в коренной породе и иллювиальном горизонте наблюдается смещение максимальных концентраций золота на 10,0 м вниз по склону крутизной $4-6^\circ$.

Вышележащие горизонты A_{2-2} и A_{2-1} резко отличаются по своей морфологии и цвету от нижележащего горизонта В. Обломочная часть полностью состоит из продуктов ближнего сноса. Породный состав щебня горизонта A_{2-2} представлен фонолитами (35 %) и сиенит-порфирами (5 %) при полном отсутствие подстилающих почвенный разрез щелочных базальтоидов. Коренные выходы фонолитов и сиенит-порфиров расположены в 200 м выше по склону. В подошве горизонта также встречена погребенная линза рыжих суглинков с обильными остатками углефицированных растений. Средние содержания золота снижаются почти в 2 раза и варьируют от 0,01 до 0,12 г/т в горизонте A_{2-2} и от 0,01 до 0,083 г/т в горизонте A_{2-1} . В процессе гипергенного перераспределения накапливаются те же элементы, что и в горизонте В. Ранжированный ряд коэффициентов концентрации в горизонте A_{2-2} по отношению к коренным базальтоидам следующий: $\text{Mo}_{15,9} \text{W}_{7,0} \text{Au}_{4,7} \text{Cs}_{3,3} \text{Bi}_{1,9}$. Схожим набором накапливающихся элементов при меньшей средней концентрации обладает и горизонт A_{2-1} . Содержания золота во всех трех

почвенных горизонтах значимо коррелируют друг с другом. Корреляция золота в системе «горизонт В – горизонт А₂₋₂» составляет 0,74, в системе «горизонт А₂₋₂ – горизонт А₂₋₁» — 0,94. Смещение ореолов вниз по склону относительно подстилающего горизонта В не превышает 5,0 м. В горизонте А₂₋₂ элементами-спутниками золота, так же, как и в коренных породах, являются Bi, Pb, Cr, Tl, Ni, к ним добавляются Sc, Ga, Sn, Co, Mn, Li. В горизонте А₂₋₁ корреляция золота со спутниками, характерными для коренных пород, исчезает, и золото коррелирует с совсем иным набором элементов (Be, Zr, Sn, Hf и др.).

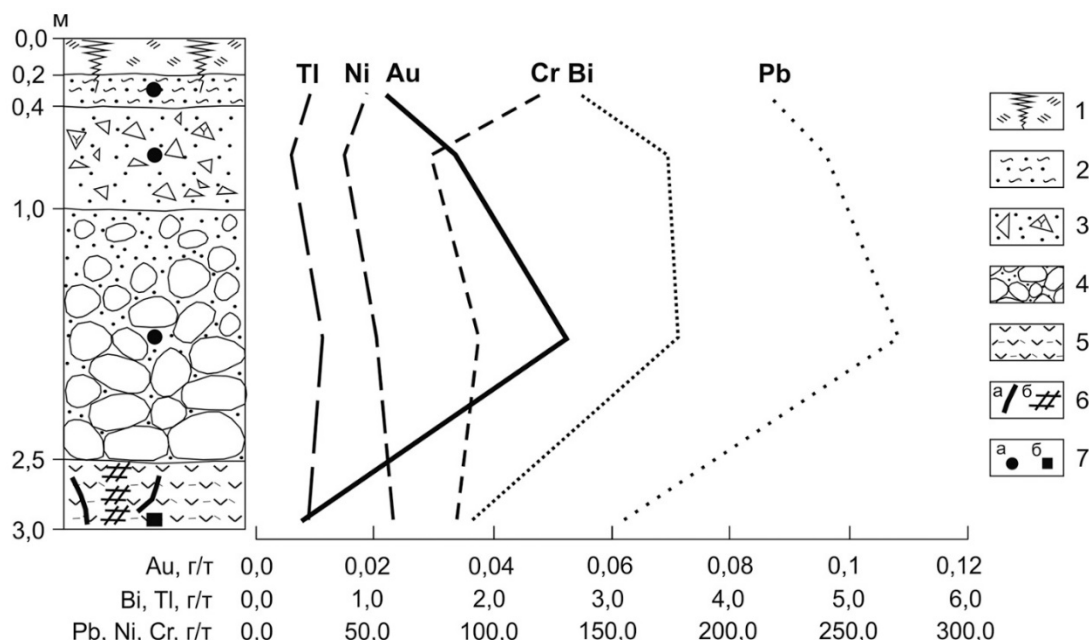


Рисунок 1. Обобщенный разрез рыхлых образований на пологих склонах подножий водоразделов.

- 1 — почвенно-растительный и бесструктурный гумусовый горизонты А₀+А₁
- 2 — супесчано-суглинистый горизонт А₂₋₁ рыже-коричневый с дресвой фонолитов (до 5 %)
- 3 — щебнисто-супесчаный горизонт А₂₋₂ рыжевато-коричневый с дресвой, щебнем, валунами сиенит-порфиров (5 %) и фонолитов (35 %)
- 4 — дезинтегрированные щелочные базальтоиды горизонта В с примесью зеленовато-серой супеси
- 5 — щелочные базальтоиды зеленовато-серого цвета, трещиноватые
- 6 — а) пирит-кварцевые прожилки, б) зона дробления
- 7 — места отбора: а) рыхлого материала б) сколковых проб

Присутствие микроэлементов в почвенном профиле зависит от состава выветривающихся горных пород, характера наложенной минерализации, а также от физико-химических свойств самих почв. Концентрации микроэлементов в почвенных горизонтах являются результатом их миграции и накопления в ходе процессов почвообразования (Росляков, 1981). В изученном разрезе присутствует значительная внутривертикальная дифференциация золота, молибдена, вольфрама, свинца, висмута и редкоземельных элементов. Во всех генетических горизонтах в той или иной степени накапливаются золото, халькофильные элементы, а также молибден и вольфрам. Сквозным элементом, интенсивно выносящимся за пределы почвенного профиля из всех генетических горизонтов, является олово ($K = 0,25$).

Коэффициент концентрации золота в рыхлых отложениях варьирует от 3 до 7, уменьшаясь снизу вверх по разрезу. Максимальное накопление золота зафиксировано в горизонте В, к которому так же приурочены повышенные содержания тяжелых РЗЭ ($K = 1,2$). Корреляция золота с HREE меняется с отрицательной в коренных породах на положительную в отложениях горизонта В.

На начальных стадиях выветривания базальтоидов в условиях щелочной среды наименее устойчивыми минералами к воздействию кислых вод являются полевые шпаты, считающиеся основными концентраторами легких РЗЭ в породах с их кларковыми содержаниями (Михайлов, 2010). Выветривание полевых шпатов, по всей видимости, создавало благоприятные условия для миграции легких РЗЭ и их выноса за пределы профиля почв. Главными концентраторами золота являются темноцветные минералы (в данном случае, эгирин) и магнетит (Росляков, 1981). Для темноцветных минералов так же характерны повышенные содержания тяжелых РЗЭ. Эгирин и магнетит являются более устойчивыми к выветриванию, чем полевые шпаты и лучше сохраняются в условиях начальных стадий выветривания, что способствует накоплению золота и тяжелых РЗЭ в почвенном горизонте. Кроме того, вероятно дополнительное накопление металлов в горизонте В вследствие их привноса почвенным раствором из вышележащих горизонтов (Брянин и др., 2015).

Тонковкрапленный пирит, являющийся основным концентратором золота в минерализованных зонах Якокутского массива, в условиях начальных стадий гипергенеза также мало подвержен выветриванию. В зальбандах кварцевых прожилков наблюдались относительно «свежие» зерна пирита с характерным металлическим блеском и лишь грани зерен покрыты тонкой оксидной пленкой.

В условиях горно-таежных ландшафтов, развитых на щелочных базальтоидах, формируются почвенные горизонты в целом благоприятные для проведения крупномасштабных геохимических поисков на золото. Наиболее представительным горизонтом для опробования является иллювиальный горизонт В, залегающий на глубине 0,5-1,5 м. При интерпретации поисковых геохимических данных необходимо учитывать возможность сноса ореолов до 10 м вниз по пологому склону и значительное накопление золота по сравнению с коренными породами. Пиковые концентрации золота, а также висмута, четко фиксируют, с учетом сноса, положение минерализованных зон в пространстве и могут служить основанием для постановки заверочных горных работ.

1. Белев Г.М. Отчет о результатах поисков золоторудных проявлений рябинового и других типов в пределах Якокутского массива за 1991-1994 гг. 1994, ф.
2. Билибин Ю.А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.-Л.: АН СССР. 1941. С.184
3. Боярко Г.Ю. «Отчет по производству поисковых работ по обобщению и оценке геохимических аномалий в ЦАР за 1984-1988 гг. 1988, ф
4. Брянин С.В., Сорокина О.А. Вертикальное распределение редкоземельных элементов в почвах южной тайги Верхнего Приамурья, сформированных на горных породах различного состава // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 3. С. 104-111.
5. Дворник Г.П. Метасоматизм и золото-порфировое оруденение калиевых щелочных массивов, дис. д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург. 2015.
6. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита, автореферат д-ра геол.-мин. наук. Якутск, 2003.
7. Михайлов В.А. Редкоземельные руды мира. К.: Издательско-полиграфический центр «Киевский университет». 2010. С. 223.
8. Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 1981. С.237
9. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Наука, 1966. С.240.

Особенности состава и строения СЗ части Талнахского массива (Норильский рудный район).

Нестеренко М.Р.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, nesterenko-masha@mail.ru

Талнахский массив расположен на севере Красноярского края в пределах Хараелахской мульды. В строении данной территории выделяются породы двух структурных ярусов: (1) нижне-среднепалеозойские отложения (О-С₁), объединяющие в своем составе морские карбонатные и терригенные породы; (2) верхнепалеозойские-нижнемезозойские образования (С₂₋₃-Т1), сложенные лагунно-континентальными терригенными осадками тунгусской серии (С₁-Р₂) и туфолавовыми образованиями верхней перми-триаса.

Магматические породы Хараелахской мульды принадлежат трапповой формации, ее эффузивной и интрузивной фациям. Эффузивные породы, слагающие туфолавовую толщу Талнахского рудного узла представлены базальтами и туфами ивакинской-моронговской свит. Интрузивные тела подразделяются на дифференцированные (выделяемые в норильском рудоносном комплексе) и недифференцированные. Талнахский интрузив относится к первому типу.

В скважине СФ-10 бис интрузия расположена на глубине 727 м и имеет мощность 112 м. В строении интрузивного тела выделяются следующие горизонты (сверху вниз) (рис. 1):

- 1) Горизонт верхних контактовых габбро-долеритов, контаминированных (гибридных) пород, эруптивных брекчий (мощность 7 м);
- 2) Горизонт такситовых ферро-габбро-долеритов (мощность 3 м);
- 3) Горизонт пегматоидных, кварцсодержащих габбро-долеритов (мощность 30 м);
- 4) Горизонт безоливиновых ферро-габбро-долеритов и габбро-долеритов (мощность 19 м);
- 5) Горизонт оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов (мощность 33 м);
- 6) Горизонт пикритовых габбро-долеритов (мощность 9 м);
- 7) Горизонт такситовых габбро-долеритов (мощность 5 м);
- 8) Горизонт контактовых, оливиновых, оливинсодержащих, безоливиновых габбро-долеритов (мощность 6 м);
- 9) Рудный прожилок (мощность 0,1 м).

Хромшпинелиды присутствуют в разных типах пород, но наиболее часто встречаются в пикритовых габбро-долеритах, где выделяется несколько их морфологических разновидностей. К самым ранним отнесены мелкие (до 10 мкм) овальные зерна, заключенные в кристаллах оливина. Это свидетельствует об их близко-одновременном образовании и, следовательно, свидетельстве о физико-химических параметрах наиболее ранней кристаллизации.

При изучении скважины СФ-10 бис были обнаружены вкрапленные руды халькопирит-пирротинового типа, в составе которых присутствуют пирротин, пентландит и халькопирит в качестве главных минералов и магнетит, ильменит, пирит, сфалерит и титаномагнетит в качестве второстепенных минералов.

Состав пород был изучен равномерно по скважине (табл. 1), эти результаты отражены на рисунке 1, а также показано распределение редкоземельных элементов (рис. 2).

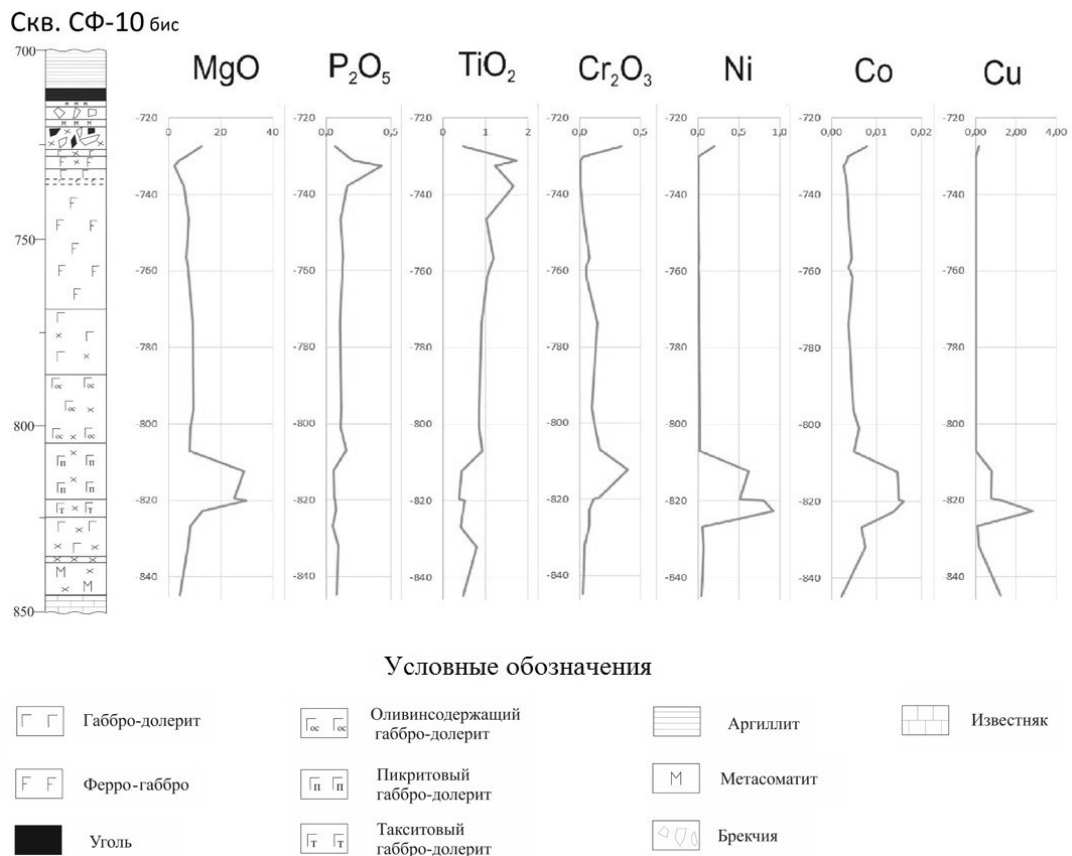


Рисунок 1. Стратиграфическая колонка и распределение главных компонентов (%) в интрузивной части скважины СФ-10 бис.

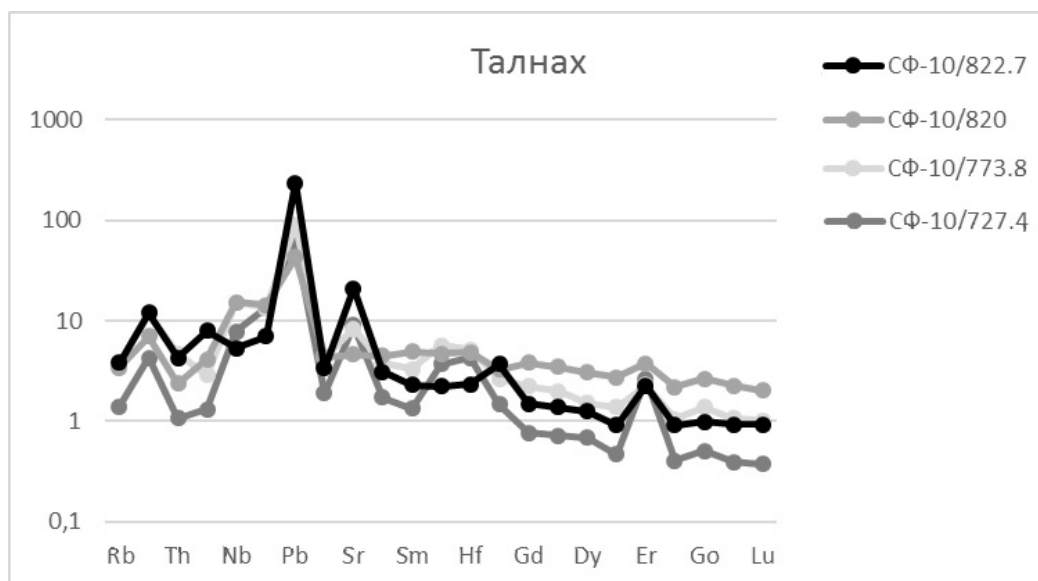


Рисунок 2 Содержания редких элементов в породах массива по скв. СФ-10 (нормировано примитивной мантии (по вертикальной оси содержание элемента в породе/содержание в ПМ, Hofmann, 1988)).

После проведения химического анализа и изучения состава интрузивных пород были получены данные о поведении химических элементов в разрезе скважины СФ-10 бис. Их распределение доказывает, что Талнахская интрузия имеет дифференцированное строение, по повышенному содержанию MgO отчетливо выделяется пикритовый горизонт, к которому приурочена вкрапленная сульфидная минерализация (резкое повышение содержания Cu, Co и Ni и такой же резкий спад после окончания пикритового горизонта) (рис. 1). Это довольно характерно для северной части Талнахского месторождения.

Таблица 1. Распределение основных компонентов в интрузивной зоне в скважине СФ-10 бис (мас. %).

Обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Ni	Cu	Cr ₂ O ₃	Сумма
727,4	45,86	0,48	16,86	10,80	0,14	12,64	8,71	0,88	2,17	0,07	0,67	0,20	0,16	0,35	99,88
730,2	50,84	1,40	13,21	11,98	0,14	6,70	10,82	3,34	0,97	0,17	0,29	0,01	0,01	0,03	99,89
731,1	51,62	1,74	13,75	12,82	0,14	4,26	10,10	3,77	1,18	0,21	0,27	0,00	0,01	0,01	99,88
732,5	58,60	1,22	14,04	8,82	0,09	2,29	6,09	7,72	0,16	0,43	0,45	0,00	0,01	0,01	99,91
737,8	50,31	1,66	13,63	12,55	0,16	6,05	11,17	3,12	0,80	0,16	0,23	0,01	0,02	0,01	99,87
746,5	51,20	1,02	13,50	10,29	0,20	7,95	11,67	2,51	1,26	0,12	0,11	0,01	0,02	0,04	99,89
756,6	50,42	1,18	14,64	11,74	0,22	6,96	10,74	2,75	0,91	0,13	0,10	0,01	0,02	0,08	99,87
759	49,46	1,12	15,48	10,59	0,19	7,55	11,56	2,78	0,88	0,13	0,09	0,01	0,01	0,06	99,89
761,5	49,95	1,04	15,67	10,63	0,19	7,75	11,47	2,13	0,80	0,12	0,09	0,01	0,01	0,05	99,89
773,8	49,18	0,91	15,39	9,40	0,17	9,22	12,72	1,95	0,59	0,11	0,11	0,01	0,01	0,15	99,86
796	48,79	0,85	17,33	8,96	0,14	9,73	11,49	1,85	0,45	0,12	0,08	0,02	0,02	0,10	99,91
801	48,36	0,86	17,61	10,50	0,16	8,46	11,12	1,87	0,59	0,11	0,14	0,02	0,01	0,13	99,91
807	48,95	0,92	17,13	10,30	0,16	8,14	11,39	1,97	0,42	0,16	0,19	0,03	0,02	0,17	99,90
812,3	39,50	0,43	7,10	15,05	0,21	28,92	5,20	0,47	0,24	0,06	1,03	0,62	0,81	0,40	99,91
819,5	40,64	0,37	8,91	14,66	0,21	25,45	6,48	0,53	0,26	0,06	0,94	0,51	0,76	0,16	99,91
820	38,37	0,52	6,35	15,38	0,20	30,12	4,75	0,53	0,21	0,07	1,21	0,81	1,33	0,11	99,92
822,7	42,00	0,47	16,23	12,00	0,11	13,15	8,51	1,08	0,44	0,08	2,03	0,92	2,83	0,08	99,89
826,8	48,02	0,41	19,02	8,91	0,13	8,37	12,17	1,80	0,48	0,05	0,33	0,05	0,11	0,08	99,92
832	46,68	0,80	16,70	13,10	0,17	7,55	10,69	2,01	0,70	0,10	1,11	0,07	0,17	0,04	99,90
844,8	56,33	0,47	10,58	4,08	0,10	4,32	16,54	2,87	1,66	0,08	1,61	0,04	1,24	0,03	99,93

Примечание. Анализы выполнены РФА в ГЕОХИ РАН, потери при прокаливании не определялись (аналитик Т.В. Ромашова).

Но есть различие в верхнем горизонте в данном случае. В скважине СФ-10 бис наблюдается нетипичное для Талнахского массива появление высокомагнезиальных пород, обогащенных

Mg, Sr и цветными металлами. Это может свидетельствовать о наличии малосульфидного типа платиновой минерализации.

Подводя итоги, можно выделить несколько особенностей в строении Талнахского массива: 1) Массив дифференцирован и в нем выделяются 8 горизонтов пород, различных по строению и составу; 2) руды вкрапленные и принадлежат халькопирит-пирротинному типу; 3) по резкому повышению содержания MgO отчетливо выделяется пикритовый горизонт, а также резкое повышение содержания Cu, Co и Ni и такой же резкий спад после окончания пикритового горизонта, что свидетельствует о наличии вкрапленной сульфидной минерализации; 4) появление высокомагнезиальных пород, обогащенных Mg, Sr и цветными металлами в верхней части интрузивного тела, что не характерно для данного массива.

1. Ballhufus C., Berry R.F., and Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. 1990.

2. Krivolutskaya N.A., Ariskin A.A., Sluzhenikin S.F., Turovtsev D.M. Geochemical thermometry of rocks of the Talnakh Intrusion: assessment of the melt composition and the crystallinity of the parental magma. 2000.

3. Криволицкая Н. А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2014.

Признаки действия «клапанного» механизма флюидопотока в период мезозойской тектоно-магматической активизации на золото-урановом месторождении Северное, Эльконский урановорудный район

Никитин А.В.¹, Петров В.А.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, nikitinav88@gmail.com

Месторождение Северное приурочено к разломной структуре протяженностью около 10 км и имеет генеральное простирание $305^\circ - 310^\circ$ при юго-западном падении под углами $55^\circ - 60^\circ$. Рудоносная структура локализована в породах архейского кристаллического фундамента. Определяющую роль в строении площади месторождения имеют разломы широтного, меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. По времени заложения разрывные нарушения делятся на четыре возрастных группы: архей-протерозойские, палеозойские, мезозойские и мезо-кайнозойские. Каждая из систем разломов оказывает влияние на локализацию и пространственное размещение оруденения. Рудоконтролирующее значение имеют разломы северо-западного простирания. Они имеют архей-протерозойский возраст заложения и представлены blastomylonitami, катаклазитами и их переходными разностями. Их формирование связывается с завершающим этапом структурно-метаморфической эволюции кристаллического фундамента (Казанский, Максимов, 2000). По периферии площади месторождения на размытой поверхности докембрийского комплекса кристаллических пород полого залегают нижнекембрийские останцы карбонатного состава. В период мезозойской тектоно-магматической активизации разломы северо-западного простирания испытали подновление.

Образование золото-урановой минерализации связано с мезозойским периодом тектоно-магматической активизации, выразившейся в образовании многофазных интрузий и даек щелочноземельного и щелочного ряда, развитии гидротермально-метасоматических преобразований пород, процессов брекчирования и катаклаза.

Абсолютные датировки времени возникновения предрудных и пострудных дайковых комплексов (Казанский и др., 1968) демонстрируют их формирование в интервале 140 -150 млн. лет на границе поздней юры (титон) с ранним мелом (бериасс). Этот временной интервал разделяет два этапа магматизма и соответствует времени подновления позднепротерозойского каркаса рудоконтролирующей структуры месторождения и проявления многостадийной гидротермальной деятельности. Результаты датирования метасоматитов (гумбеитов) и браннеритовой минерализации укладываются в вышеупомянутый временной отрезок, не выходя за его границы. Такое хронологическое положение гидротермально-метасоматических образований указывает, что временной интервал гидротермальной деятельности и его отрыв от этапа предрудного магматизма составляет менее 10 млн. лет. Подробные сведения о геологическом строении зоны Северной приведены в (Мигута, 2001).

Эльконский урановорудный район испытал продолжительную и многостадийную историю геологического развития, отразившуюся в многообразии структурно-тектонических обстановок. Нами рассмотрены ключевые события в эволюции тектонических полей напряжений, имеющие непосредственное отношение к урановорудному этапу мезозойской тектоно-магматической активизации.

Процессы предрудного магматизма происходили в тектоническом режиме сжатия с субгоризонтальным СВ-ЮЗ положением оси максимального сжатия σ_1 (здесь и далее принято, что сжимающие напряжения положительные, т.е. $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) и субвертикальной ориентировкой оси растяжения σ_3 . Поле сжатия восстанавливается по пространственному положению предрудных даек (субгоризонтальное залегание при СЗ-ЮВ простирании), прослеженных по данным разведочного бурения на погоризонтных планах и разрезах.

Следующий этап объединяет по времени рудосопровождающие и рудообразующие гидротермально-метасоматические процессы. Результаты тектонофизических реконструкций, выполненные с применением статистического метода П.Н. Николаева (Никитин, Петров, 2016), указывают на формирование продуктов гидротермально-метасоматической деятельности в сбросовом поле палеонапряжений, которому соответствует тектонический режим растяжения с субвертикальной ориентировкой оси σ_1 и субгоризонтальным СВ-ЮЗ положением оси σ_3 .

Анализ результатов датировок времени образования предрудного дайкового комплекса и продуктов гидротермально-метасоматической деятельности в сочетании с данными реконструкции ориентировки оси главных сжимающих напряжений указывает, что активизация гидротермально-метасоматической деятельности и продуктивного урановорудного процесса связана со сменой тектонического режима сжатия на режим растяжения (отрицательная инверсия). Инверсия произошла в течение короткого промежутка времени, который занял непродолжительный срок менее 10 млн. лет.

Результаты документации геологоразведочных выработок, анализ величины двугранного угла 2θ (Hancock, 1985) и пространственного распределения ориентированных трещин (Никитин, Петров, 2016), выполненных одновозрастной жильной минерализацией, демонстрируют их закономерное и относительно выдержанное распределение в стиле разломно-трещинной сети растяжения (Sibson, 1996; Sibson, 2000). Трещины отрыва ($\perp\sigma_3$) и гибридные трещины ($2\theta \approx < 60^\circ$) взаимосвязаны между собой трещинами скола ($2\theta > 60^\circ$).

Наблюдения над пространственными взаимоотношениями компонентов разломно-трещинной системы указывают на их формирование в следующей последовательности: сопряженные сколовые трещины \rightarrow гибридные трещины \rightarrow трещины отрыва. Эта последовательность установлена при экспериментальном моделировании процессов трещинообразования в обстановках растяжения (Семинский, 2003). Формирование компонентов трещинной сети в последовательно сменяющие друг друга стадии минералообразования происходило в режим хрупкого разрушения. Образование трещин скола происходило в условиях умеренно высоких дифференциальных напряжений, $(\sigma_1 - \sigma_3) > 5.66T$, формирование гибридных трещин и трещин отрыва связано с уменьшением величин дифференциальных напряжений до $(\sigma_1 - \sigma_3) < 5.66T$ (Secor, 1965).

Свидетельства изменения величин флюидного давления от близких к гидростатическому до окологидростатических в мезоабиссальной обстановке получены нами при изучении индивидуальных флюидных включений прожилковой минерализации (Никитин и др., 2015). Флюидное давление изменялось от 450 до 2530 бар и, вероятно, имело циклический характер колебаний.

Интерпретация деформационных процессов мезозойского периода тектоно-магматической активизации зоны Северной выполнена с позиций изменения уровня флюидного давления и режима касательных напряжений. Совокупность геолого-структурных данных, временных взаимоотношений и структур минерального заполнителя многостадийных прожилков, результаты изучения индивидуальных флюидных включений и данные о механических условиях разломообразования обеспечивают свидетельствами циклично повторяющихся процессов, характерных для действия «клапанного» механизма разломной тектоники, описанного в (Sibson, 1992; Nguyen et al., 1998; Cox, 2005 и др.).

Применительно к месторождению Северное действие «клапанного» механизма связано с подтоком флюидов вдоль разлома из вмещающих пород при установлении в локальной области разломной системы уровня флюидного давления, приближающегося к $P_f = \sigma_v + T_s$. При этом условия в сегментах разломно-трещинной сети, оптимально ориентированных в поле напряжений (находящихся в плоскости σ_1/σ_2) происходит резкий спад давления до гидростатического уровня с последующим поступлением в систему флюида, осаждением вещества, уменьшением проницаемости и увеличением прочности разломно-трещинной системы за счет минерального выполнения её трещинно-порового пространства (Петров и др., 2008; Петров, 2011). Следствием этих событий является постепенное увеличение уровня флюидного давления до окологидростатических величин, возобновление хрупкого разрушения участков

разлома и повторное снижение давления до гидростатических величин. Этот гидродинамический цикл сопровождался изменением уровня касательных напряжений, отразившихся в строении разломно-трещинной сети растяжения.

Наличие низкопроницаемого горизонта пород (барьера) является условием для действия «клапанного» механизма в обстановке сбросообразования (Sibson 2000). Эту роль в период мезозойской тектоно-магматической активизации в пределах месторождения Северное выполнял мощный чехол нижнекембрийской толщи карбонатного состава.

На примере многих рудных гидротермальных месторождений продемонстрировано, что положение флюидопроводящих каналов определяется расширяющимися частями разломов с повышенной дирекционной проницаемостью в направлении плоскости σ_1/σ_2 . Вдоль этой плоскости располагаются сегменты разломно-трещинных сетей, оптимально ориентированные для инфильтрации флюида. Для месторождения Северное развитие разломно-трещинной сети растяжения в сбросовом поле напряжений определило пространственную ориентировку путей миграции флюидов и приуроченность обогащенных участков рудной минерализации к этим частям (СЗ простирания с незначительным склонением на ЮВ) рудоконтролирующей структуры (Никитин, 2011).

Наиболее ярко «клапанный» механизм пульсационного поступления флюидов в трещинно-поровое пространство проявлен в тектоническом режиме сжатия и его действие описано применительно к орогенным золоторудным месторождениям Австралии и Северной Америки (Sibson, 2004; Sibson, Skott, 1998; Nguyen et al., 1998).

Деформационные процессы, проявившиеся на месторождении Северное в мезозойский период тектоно-магматической активизации, происходили в условиях «клапанного» механизма в тектонической обстановке растяжения. В данном случае важной составляющей для реализации сценария «клапанного» механизма является отрицательная инверсия. До проявления инверсии обеспечивались условия устойчивого избыточного флюидного давления (настолько продолжительно, пока $\sigma_1 > \sigma_v$). Инверсия осей напряжений при выполнении условия $\sigma_1 = \sigma_v$ привела к резкому снижению устойчивости избыточного давления и определила возможность формирования самогенерирующейся разломно-трещинной сети растяжения, которая позволила фокусировать повышенный флюидный поток. Ключевым фактором, определяющим масштабность и интенсивность флюидного перераспределения при действии «клапанного» механизма в условиях отрицательной инверсии, является продолжительность перехода от тектонического режима сжатия к режиму растяжения (Sibson, 2000). Для золото-уранового месторождения Северное продолжительность смены тектонических режимов заняла менее 10 млн. лет. Связь процессов активизации рудоконтролирующей структуры зоны Северной с отрицательной инверсией имеет прямые геологические свидетельства. Они выражены в отсутствии признаков активизации структуры в палеозое и во время проявления прерудного магматизма на начальном этапе мезозойской тектоно-магматической активизации. В этот период времени флюиды находились в условиях избыточного давления в тектонической обстановке сжатия.

Анализ пространственного распределения мезозойских гидротермально-метасоматических образований указывает, что они наследуют зону развития бластокатаклизитов. Формирование этого комплекса тектонитов связано с начальным (позднепротерозойским) этапом в становлении рудоконтролирующей структуры месторождения. Развитие рудосопровождающих и рудообразующих процессов периода мезозойской активизации в пределах позднепротерозойского каркаса зоны тектонитов связано с выводом оптимально ориентированной по отношению к изменившемуся полю напряжений рудоконтролирующей структуры месторождения из пассивного тектонического состояния в результате отрицательной инверсии.

Сценарий «клапанного» механизма в результате отрицательной инверсии предполагается для жильного золото-кварцевого месторождения Джуно (Sibson, Skott, 1998). Пример современного действия этой модели предполагается для реактивированного взбросового пояса, расположенного в Центральных Апеннинах (Ghisetti et al., 2000).

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 1.4П фундаментальных исследований Президиума РАН.

1. Казанский В.И., Кашпор А.А., Крупенников В.А. и др. Структурно-геологические условия образования и закономерности размещения уранового оруденения в Южной зоне (Эльконский район Алданского щита). Т. II. М.: ИГЕМ АН СССР. 1968. 302 с.
2. Казанский В.И., Максимов Е.П. Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 3. С. 212 – 230.
3. Мигута А.К. Урановые месторождения Эльконского рудного района на Алданском щите // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 40. № 2. С. 129 – 151.
4. Никитин А.В. // Сб. тезисов X международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 1. М.: РГГРУ. 2011. С. 216.
5. Никитин А.В., Прокофьев В.Ю., Дубинина Е.О., Петров В.А. // Сб. тезисов VI международной научно-практической школы-конференции молодых ученых и специалистов «Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых». М.: ВИМС. 2015. С. 107 – 110.
6. Никитин А.В., Петров В.А. // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции – в 2-х томах. Т. 1. М.: ИФЗ. 2016. С. 122 – 126.
7. Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения // Современная тектонофизика. Методы и результаты. В 2-х т. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 94-108.
8. Петров В.А., Леспинас М., Хаммер Й. Тектонодинамика флюидопроводящих структур и миграция радионуклидов в массивах кристаллических пород // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 2. С. 99-126.
9. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во. СОРАН. Филиал ГЕО, 2003. 243с.
10. Cox S.F. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust // J. Econ. Geol. 100th Ann. V. 2005. P. 39-75.
11. Ghisetti F., Kirschner D., Vezzani L. Tectonic controls on large-scale fluid circulation in the Apennines (Italy) // J. Geochemical Exploration. 2000. N 69-70. P. 533-537.
12. Hancock P.L. Brittle microtectonics: principles and practice // J. Struct. Geol. 1985. № 7. P. 437-457
13. Nguyen P.T., Cox S.F., Harris L.B., Powell C. A. Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia // J. Struct. Geol. 1998. V. 20, № 12. P. 1625-1640.
14. Secor D.T. Role of fluid pressure in jointing // American Journal of Science. 1965. N. 263. P. 633-646.
15. Sibson R.H. Implications of fault-valve behavior for rupture nucleation and recurrence // Tectonophysics. 1992. N 211. P. 283-293.
16. Sibson R.H., Skott J. Stress-fault control on the containment and release of overpressured fluids: examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska, Victoria, Australia and Otago, New Zeland // Ore Geology Reviews. 1998. N13. P. 293-306.
17. Sibson R.H. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes // J. Struct. Geol. 1996. N 18. P. 1031-1042.
18. Sibson R.H. Fluid involvement in normal faulting. // J. Geodynamics. 2000. N 29. P. 469-499.
19. Sibson R.H. Tectonic controls on maximum sustainable overpressure: fluid redistribution from stress transitions. // J. Geochemical Exploration. 2000. N 69-70. P. 471-475.
20. Sibson R.H. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation // J. Struct. Geol. 2004. V. 26. № 6-7. P. 1127-1136.

Пространственные и генетические связи россыпей и коренных источников в Полевском районе (Средний Урал)

Овчинников И.М.¹, Малюгина А.А.¹

ИУГГУ, г. Екатеринбург, para3478@outlook.com malyugin.54@mail.ru

Полевской район, расположенный на юге Свердловской области обладает значительным потенциалом, как россыпного, так и рудного золота. За последние 25 лет здесь было выявлено более двух десятков полигенных разновозрастных россыпей и проявлений золота различных геолого-промышленных типов (рис. 1).

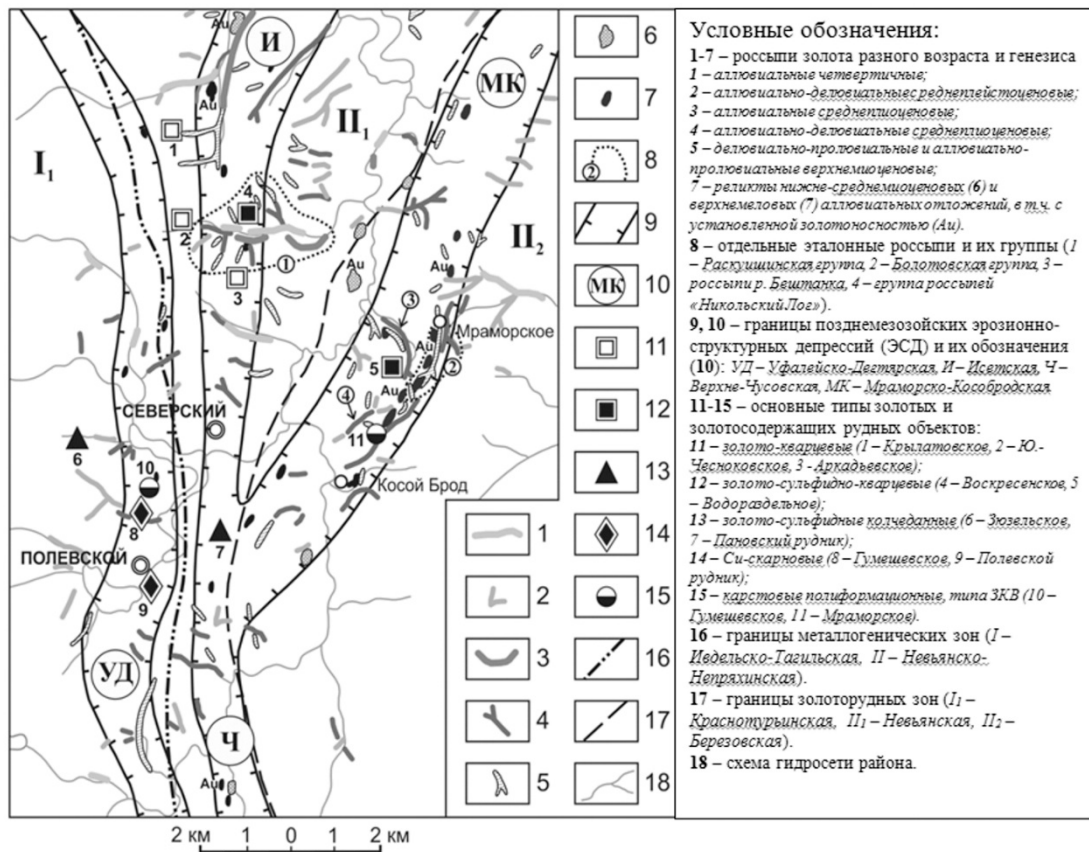


Рисунок 1. Схема размещения россыпей золота и основных рудных объектов в центральной части Верхне-Чусовской площади (Средний Урал).

По А.П. Михайлову, 2001г.

Основными типами эндогенного золотого оруденения являются золотосодержащие медные скарны, мезозойские коры выветривания, с наложенными на них низкотемпературными золотоносными метасоматитами аргиллизитовой формации (Савельева и др. 1997, Азовская и др. 2013). Самородное золото в них, характеризуется пониженной крупностью, преобладанием кристалломорфных выделений, реже пластинчатой и чешуйчатой формы, широкими вариациями химического состава.

Изучение особенностей россыпного и рудного золота показало, что россыпеобразование на территории Полевского района протекало в прерывно- непрерывном режиме, в соответствии с классической для Урала схемой тектоно-климатического развития (Сигов, 1969). Большую часть россыпей следует рассматривать как объекты ближнего сноса, тесно пространственно и генетически связанные с местными коренными источниками и промежуточными коллекторами, в качестве которых выступили как коры выветривания, так и осадочные (пролювиальные,

пролювиально-делювиальные, аллювиальные) отложения мелового, палеогенового, неогенового и средне четвертичного возраста (рис.2).

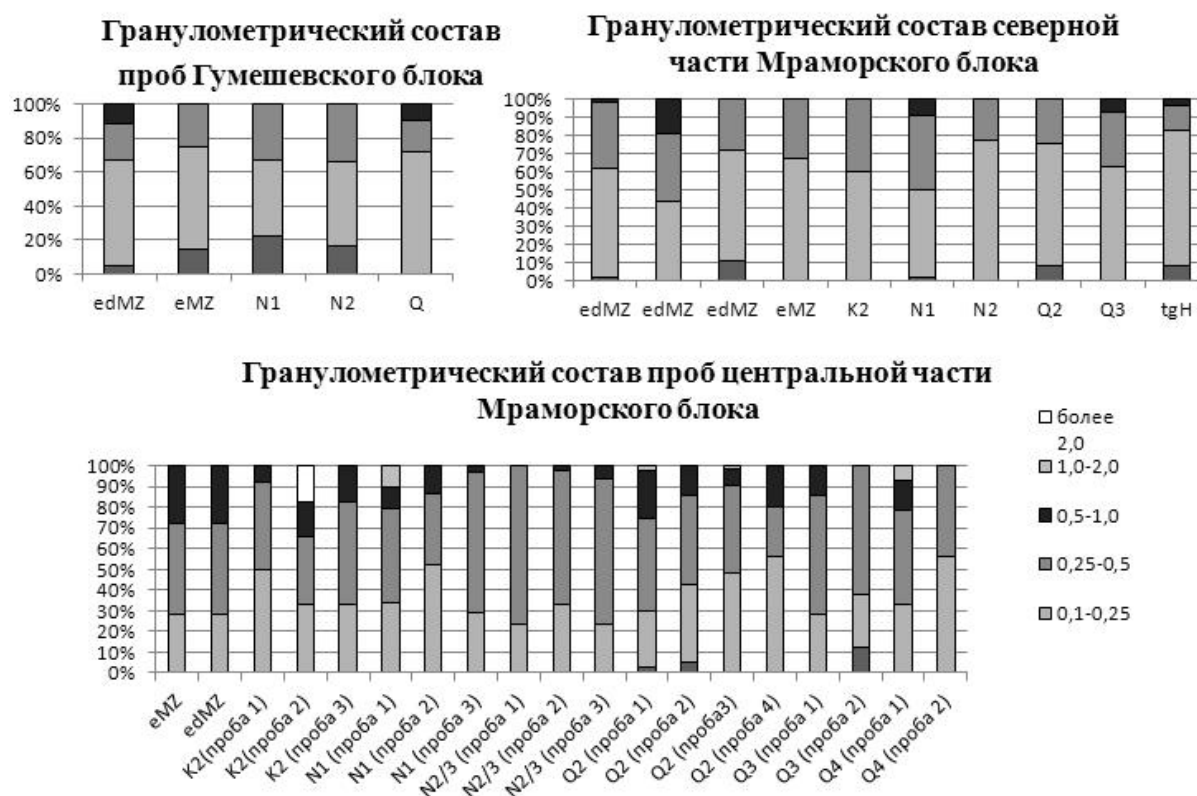


Рисунок 2. Сравнительная характеристика гранулометрических составов золота.

1. XIX Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа 2013» посвященная минералогии, петрографии и геохимии метасоматических процессов. Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН. 2013. 207 с.

2. Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: материалы XV Междунар. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (г. Пермь, ПГНИУ, 24–28 августа 2015 г.) / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь. 2015. 270 с.

Геологическое строение и особенности вещественного состава руд Бакенного пегматитового месторождения (Восточный Казахстан)

Ойцева Т.А.¹, Дьячков Б.А.^{1,2}, Кузьмина О.Н.¹, Агеева О.В.¹

1ВКГТУ им. Д. Серикбаева, г. Усть-Каменогорск, tatiana.oitseva@gmail.com

2ТОО «Алтайский геолого-экологический институт», г. Усть-Каменогорск, bdyachkov@mail.ru

Бакенное месторождение размещается в Центрально-Калбинском рудном районе, в пределах Гремячинско-Киинской рудной зоны, контролируемой системой одноименного широтного разлома (рис. 1).

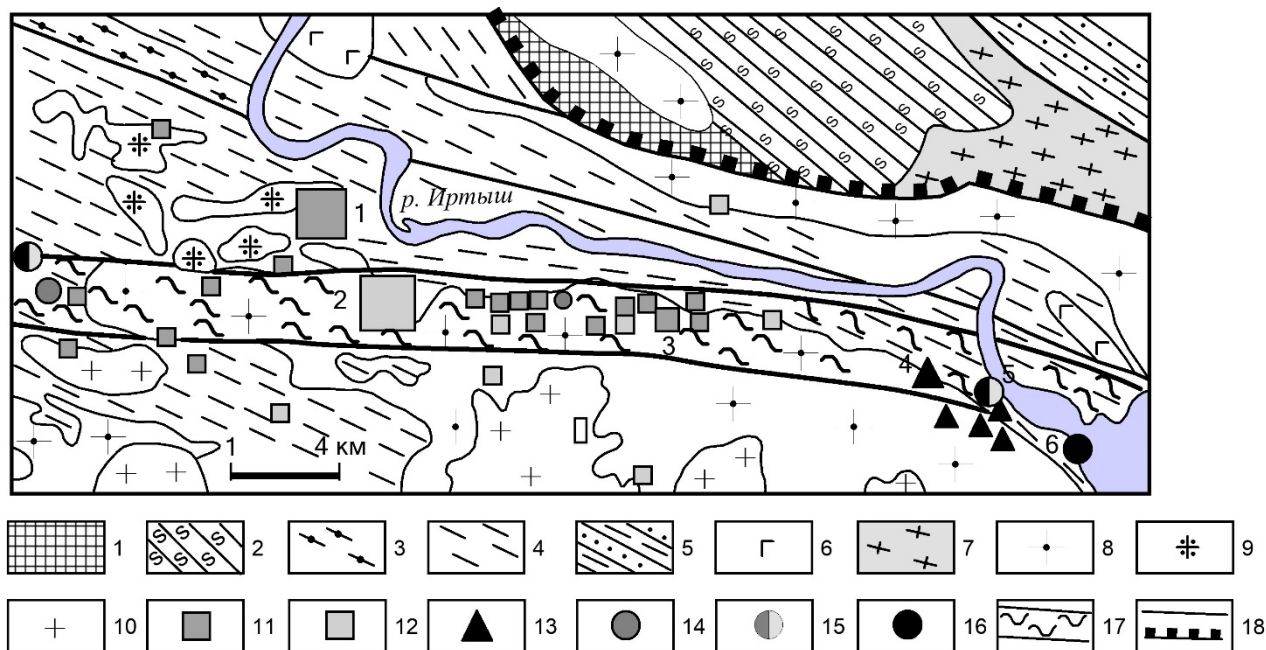


Рисунок 1. Схема размещения Гремячинско-Киинской рудной зоны в Центральной Калбе.

Геологические формации: 1 – сланцево-метаморфическая (PR[?]), 2 – известкисто-терригенная (D_{1e} – D_{2ef}); 3 – углеродисто-известкисто-терригенная (D_{2gv}); 4 – аспидная (D₃); 5 – известняково-терригенная (C_{1t2-v1}); 6 – габбро-плагиигранитная (C₁); 7 – мигматит-гнейсогранитовая (C₁); 8-10 – гранитовая, P₁ (8-9 – гранодиорит-гранитовая и 10 – гранитовая подформации). Рудные формации: 11 – редкометалльно-пегматитовая, 12 – блоковых микроклиновых пегматитов, 13 – грейзеново-кварцево-жильная вольфрамовая, 14 – кварцево-жильная оловянная, 15 – олово-вольфрамовая и 16 – вольфрамовая; 17 – границы рудной зоны; 18 – фрагменты Иртышского разлома-надвига. Объекты: 1 – Бакенное, 2 – Огневское, 3 – Поперечное, 4 – Гремячее, 5 – ПротивоиРТышское, 6 – Гладковское.

Структура рудного поля определяется системой пересекающихся разломов в головной части Центрально-Калбинского надвига (или подвига) на Иртышскую зону смятия. Рудовмещающие породы – апофизы контаминированных гранитов I фазы и метаморфизованные отложения такырской свиты (андалузитовые и кварц-полевошпат-слюдистые сланцы, мигматиты и артериты). Рудные пегматитовые жилы занимают поперечное положение относительно гранитов и сланцев в виде системы лестничных жил (по Ю.А.Садовскому) с падением к северо-западу под углом 15-20°.

Форма рудных тел – жилообразная и неправильно плитообразная, в плане – линзовидная и лентовидная. Мощность жил изменяется от 4-6 до 15 м, реже достигают 20 м. Общий вертикальный диапазон распространения рудных тел более 350 м, по падению 1000 м. Пегматиты по текстурно-структурным особенностям массивные, неравнозернистые, среднекрупнозернистые и мелкоблоковые. Стадийность пегматитообразования проявляется в последовательной смене минеральных типов: 1) альбит-олигоклаз-микроклиновый (безрудный),

2) альбит-микроклиновый (Nb, Be), 3) микроклин-альбитовый со сподуменом (Ta, Be) и 4) кварц-клевеландит-сподуменовый (Ta, Be, Li, Cs).

Минералогические поисковые критерии определяются проявлением в пегматитовых жилах интенсивных процессов микроклинизации, альбитизации, грейзенизации и сподуменизации с нарастающей концентрацией оруденения (Ta, Be, Li, Cs, Sn). По вещественному составу и структурным особенностям пегматиты характеризуются большим разнообразием и содержат более 80 минералов. Их минеральный состав детально изучали А.И.Гинзбург, В.Д.Никитин, Н.А.Солодов, Ю.А.Садовский и другие исследователи. Основные породообразующие минералы (%): альбит (60), кварц (18), микроклин (7) и мусковит (11); второстепенные – апатит, турмалин, жильбертит, флюорит, кальцит, онкозин. К редко встречающимся относятся манганотанталит, микролит, амблигонит, лепидолит, поллуцит, тапиолит и другие. Главные рудные минералы – танталит-колумбит, касситерит, сподумен и берилл. Среднее содержание Ta_2O_5 в рудах – 123 г/т. Месторождение разрабатывается.

По результатам растровой электронной микроскопии во вмещающих грейзенизированных роговиках выявлены микровключения монацита (с примесью Ag 2,03 масс.%), комковидные зоны циркона (размером до 20 мкм) и овальное микрозерно апатита.

Танталит представлен неправильными гнездами, агрегатами, отдельными кристаллами таблитчатой и короткопризматической формы. Кроме макроскопической вкрапленности, фиксируются микровключения танталита (размером от первых единиц до десятков мкм) в ассоциации с фтор-апатитом, микролитом, колумбитом, сподуменом и другими минералами. По масс-спектрометрии в них выявлены повышенные концентрации Sn (752,1-2253 г/т) и W (168,9-2218 г/т). Содержание Li, Rb, Cs и Be непостоянное и изменяется в широких пределах. Обращается внимание на обнаружение в танталитах аномально высоких содержаний Au (до 4789-11201 г/т), Hf (447,1-8887 г/т) и U (669,9-9183 г/т). Эти результаты подтверждаются также данными растровой электронной микроскопии, фиксирующими нанодисперсную примесь Au в танталите и Au, W, Hf, U – в микролите (рис. 2). Такие аномальные значения благородных и радиоактивных элементов в танталитах Калбинского региона выявлены впервые и нуждаются в дальнейшем изучении.

Берилл представлен мелкой вкрапленностью и крупными кристаллами длиной в десятки см, относится к щелочной расновидности (BeO-8,9-11,68%, Cs_2O -0,6-1,5%).

Сподумен ($LiAl[Si_2O_6]$) – главный минерал лития, концентрируется преимущественно в кварц-клевеландит-сподуменовом комплексе. Образует отдельные крупные кристаллы призматического облика и гнездовидные скопления размером более 1-2 м. На микроуровне содержит включения касситерита (Sn-217,4%) и вкрапленность шеелита с примесью тантала (W – 0,9, Ta – 60,9%). Кроме того, отмечаются тонкодисперсные включения сфалерита с примесью свинца (Zn – 13,38, Pb – 7,53%) и самородные элементы (Pb, Zn, As).

По результатам масс-спектрометрии в сподумене установлено высокое содержание (г/т): Li (55260) при небольшом значении Rb (10,81) и Cs (5,24), таблица 1. По содержанию Li и Ta он близок к сподумену пегматитового месторождения Коктогай, но отличается от него повышенной оловоносностью и меньшим значением Be и Cs. Благороднометалльная группа элементов представлена Ag (17,52), Au (0,22) и Sb (40,30). Выявляются аномальные содержания халькофильных элементов (Pb – 410,60, Cu – 107,30, Zn – 116,4) и сидерофильных (Cr – 109, Ni – 117,8). Обогащенность рудоносных флюидов никелем подчеркивается новообразованием никеленосного минерала предположительно арупита - $Ni_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, содержащего Ni (52,28) и P (5,25) мас.%. Этот минерал в силикатной матрице представлен полузамкнутой ленточной формой или образует неправильные микрозерна размером до 10 мкм. Среди рассеянных элементов повышены значения Ga (83,40%) и Ge (19,59). Таким образом, исследования на микроуровне показывают, что сподумен содержит широкий спектр редких (Li, Ta, Nb, Sn, W) и других элементов и является одним из главных минералов-индикаторов редкометалльного пегматитообразования.

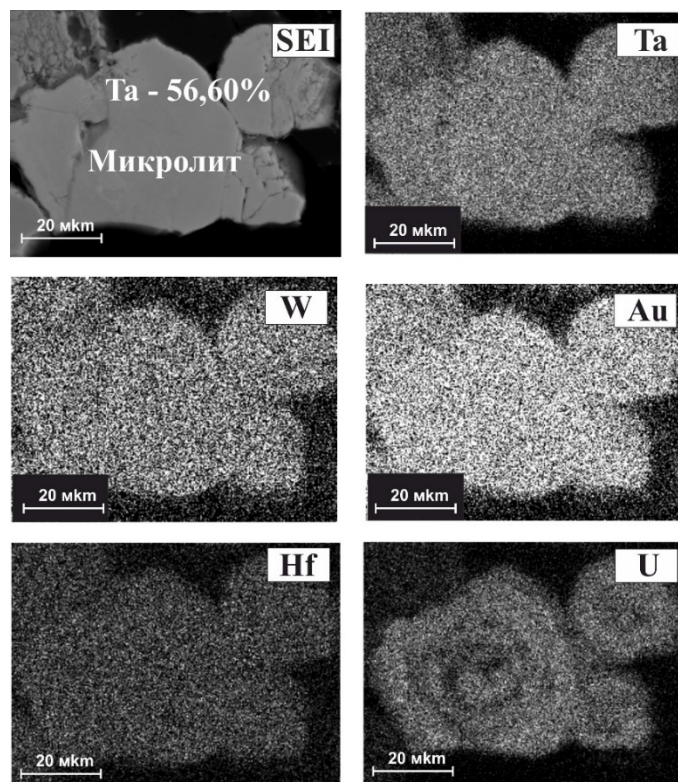


Рисунок 2. РЭМ-изображение микролита с нанодисперсным включением Au, U, W из пегматитов Юбилейного месторождения. Асубулакское рудное поле.

Аналитик А. В. Русакова.

Таблица 1. Содержание редких элементов в пегматитах и вмещающих породах Бакенного месторождения (г/т).

№	Наименование породы	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo
1	Роговик из керна	0.94	19.36	1.18	282	112.3	12.37	3.25	7.07	1.49
2	Гранит 1 фазы	1.5	14.02	1.66	370	150	13.67	3.24	17.03	0.73
3	Грубозернистый пегматит	2.29	14.69	3.06	1036	1294	103	23.48	161	0.63
4	Альбитизированный пегматит	8.68	53.34	7.67	3957	515.94	93.73	23.98	22.48	1.05
5	Микроклин	1.61	2.22	0.74	30	4447	953.8	11.57	3.48	1.39
6	Сподумен	60.9	62.4	1.49	55260	10.81	5.24	217.4	0.9	1.27
7	Сподумен, месторождение Коктогай (Китай)	84,15	41,76	102,0	53040	24,07	33,13	3,85	1,90	0

Примечание. Результаты масс-спектрометрического анализа (ICP-MS). Аналитик С.Н. Полежаев.

Мусковит является надежным индикатором редкометалльного рудообразования. Мономинеральные пробы мусковита отбирались из редкометалльных пегматитовых месторождений (Бакенное, Юбилейное, Медведка, Точка, Урунхай и др.). Мусковиты обогащены металлами (Ta, Nb, Be, Sn, W) и редкими щелочами (Li, Rb, Cs). Содержание тантала в мусковитах находится на уровне промышленных значений в пегматитовых рудах и достигает более 100-200 г/т. В мусковитах Бакенного месторождения по результатам нейтронно-активационного анализа определены средние содержания (по 11 пробам): Ta (106,5 г/т), Cs (978,5 г/т) и Rb (6533 г/т).

Анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в мусковитах пегматитовых месторождений выявляет относительно их близкие содержания. Мусковиты Юбилейного

месторождения несколько обогащены La (до 80,33 г/т), Ce (до 16,44 г/т) и Nd (до 6,35 г/т) относительно хондрита. В целом легкие РЗЭ резко преобладают над тяжелыми.

Биотиты их гранитов I фазы являются концентраторами сидерофильных (Ti, V, Cr, Mn, Ni) и халькофильных элементов (Cu, Zn, Pb), в них также повышены значения Ag, Sb, Sc и Ba. Характерны аномальные содержания Li (1287 г/т), Rb (633г/т), Cs (113г/т), Be (199,3г/т), Sn (83г/т), W (до 53г/т). При этом, более высокие значения указанных элементов фиксируются в биотитах редкометаллоносных гранитоидов по сравнению с малопродуктивными гранитами.

Микроклины вкрапленников из порфировидных биотитовых гранитов I фазы и пегматитовых жил простого состава характеризуются аномальными значениями (г/т): Cu (до 88,9), Zn (101,9) и Pb (59,0). В них также фиксируются Sb (до 34,55 г/т), Ag (4,80 г/т) и повышены содержания Ba, Sc. Среди редких щелочей Rb резко преобладает над Li и Cs, его содержание достигает 4255-7220 г/т, отмечаются весовые значения Ta, Be, Sn и других редких элементов. Полученные результаты указывают на обогащенность первичных гранитоидных расплавов сидерофильными, халькофильными, редкими и другими элементами, что нашло отражение в сложном составе пегматитов, содержащих кроме уникальных редкометаллыные минералов элементы-спутники (Cr, Ni, Co, Fe, Cu, Pb, Zn, Sb, Ag, Au и др.).

Таким образом, определены основные закономерности формирования, критерии прогноза и поиска редкометалльных пегматитовых месторождений: 1) пространственное размещение в крупном Калба-Нарымском гранитоидном поясе северо-западной ориентировки, сформированном в постколлизийной (орогенной) геодинамической обстановке с мощным развитием пермского гранитоидного магматизма, характерного также для других регионов Центральной Азии (Щерба и др., 2000); 2) генетическая связь преимущественно с гранитами I фазы калбинского комплекса (P₁), относящимися к петрохимическому типу низкоплумазитовой калиево-натриевой серии умеренной основности и редкометалльной геохимической специализации (гранодиорит-гранитовая подформация); 3) рудоконтролирующая роль широтных глубинных разломов в размещении пегматитовых рудных полей (Огневско-Бакенное, Асубулакское, Белогорское); 4) установление благоприятной жильно-корневой структуры промышленных месторождений с локализацией рудных тел в «пучковых» рудоносных зонах, контролируемых разрывными нарушениями; 5) ритмично-пульсационная геолого-генетическая модель пегматитообразования в полузамкнутой или открытой рудно-магматической системе, определившей стадийное развитие минеральных комплексов от графического и олигоклаз-микроклинового (безрудных) до микроклин-альбитового и сподуменсодержащих (цветных) с богатыми комплексными рудами (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn), характерных для пегматитовых месторождений других регионов (Judith A. Kinnaird et al, 2016; Zagorsky et al, 2014); 6) интенсивное проявление метасоматических процессов (микроклинизация, альбитизация, грейзенизация, сподуменизация, окварцевание), сопровождавшихся образованием уникальных минералов – индикаторов рудного процесса (альбит сахаровидный и клевеландит, лепидолит, сподумен, пенталит, поллуцит, амблигонит, цветные и полихромные турмалины, танталит-колумбит, микролит, колумбит и др.); 7) выявление по результатам электронной микроскопии тонкодисперсных включений танталита, колумбита, поллуцита, касситерита, золота, серебра и других минералов и элементов, что необходимо учитывать при обогащении и металлургическом переделе пегматитовых руд.

1. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. «Большой Алтай (геология и металлогения)». Кн. 2.Металлогения. Алматы. РИО ВАК РК. 2000. 400 с.

2. Judith A. Kinnaird, Paul A. M. Nex, Lorenzo Milani. Tin in Africa // Episodes, journal of geological geoscience. Vol.39. No.2. June 2016. P. 361-380.

3. Zagorsky V.Ye., Vladimirov A.G., Makagon V.B. et al. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere // Russian Geology and Geophysics 55. 2014. P. 237-251.

Исследование процессов кислотного дренажа на примере медно-порфириковых объектов Баимской рудной зоны (Западная Чукотка, Россия)

Орлова О.Р.,¹ Стрильчук Н.А.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, orlova8313@yandex.ru

Развитие процессов кислотного дренажа является одной из основных проблем при освоении сульфидных месторождений. Окисление сульфидов горных пород и руд при воздействии агентов может приводит к возникновению агрессивных кислых сульфатных вод с повышенной минерализацией и высокими содержаниями токсичных металлов. Последствиями этих действий является трансформация состава поверхностных и подземных вод, а также деградация экосистемы в целом. В связи с этим на ранних этапах освоения месторождений необходимо оценивать вероятность формирования кислотного стока для разработки плана по обращению с отходами горнорудного производства.

Прогнозирование потенциального кислотообразования руд и пород при разработке проектов освоения месторождений требует понимания их физических, геологических, геохимических и минералогических характеристик и проводится с использованием различных статических и кинетических тестов. Особенности и характеристики процесса окисления сульфидов отражены в многочисленных публикациях западных авторов, полный обзор принятых процедур оценки возможности развития процессов кислотного дренажа приводится в руководстве по прогнозу химического состава дренажа от сульфидсодержащих геологических материалов (MEND, 2009). В данной работе проводились исследования процессов кислотного дренажа и их влияния на состав природных вод на примере медно-порфириковых объектов Баимской рудной зоны (Западная Чукотка, Россия), где расположено крупнейшее месторождение Песчанка и проявления Находкинского рудного поля. В настоящее время освоение объектов Баимской зоны является приоритетной задачей развития региона.

Баимская зона расположена в юго-восточной части Олойского металлогенического пояса, где Cu-Mo-Au-порфириковые месторождения образовались в условиях раннемеловой палеоостроводужной системы. Порфириковые месторождения относятся к раннемеловому егдыгкычскому комплексу, монцонитовые интрузии которого внедрялись в верхнеюрские вулканогенные и вулканогенно-осадочных образования. Выявлено четыре вида измененных пород на месторождениях и перспективных участках Баимской зоны: биотит-калиевого полевошпат-кварцевого, пропилитового, кварцит-серицитового и аргиллитового состава (Марущенко и др., 2015).

Порфириковое Cu-Mo-оруденение пространственно связано с каливошпатовыми и кварц-серицитовыми зонами, включающими штокверки кварцевых жил и прожилки с борнитом, халькопиритом, молибденитом, пиритом и титаномagnetитом.

В прожилковых каливошпатовых и кварц-серицитовых изменениях встречается карбонат. Галенит и сфалерит - главные рудные минералы; халькопирит и теннантит-тетраэдрит распространены незначительно; энаргит, минералы Те (гессит, самородный теллур) и самородное золото встречаются редко. Эпитермальное оруденение пространственно связано с карбонат-кварц-иллитовыми измененными породами, найденными на месторождении Весеннее в южной части Находкинского рудного поля. Руда состоит из As-богатого пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, теннантита, тетраэдрита, самородного золота, электрума и гессита.

Для изучения возможности развития кислотного дренажа были отобраны 25 образцов керна разведочных скважин руд и вмещающих пород с четырех участков Баимской рудной зоны: Песчанка, Находка, Прямой и III Весенний. Образцы керна месторождения Песчанка характеризуются кварц-доломит-мусковитовым составом с сульфидными минералами, представленными пиритом и халькопиритом. На участке Находка керн отобран из трех скажин с

разной глубины. Породы характеризуются кварц-клинохлор-ортоклаз-мусковитовым составом. В верхней части разреза сульфидные прожилки представлены халькопиритом, средняя часть преимущественно пиритом, и на больших глубинах - пиритом и халькопиритом. Образцы участка Прямой представлены породами кварц-альбит-доломит-мусковитового состава с сульфидными прожилками халькопирита. Породы участка III Весенний характеризуются кварц-анортоклаз-клинохлор-иллит-мусковит-кальцитовым составом, сульфидная минерализация в верхней части разреза представлена пиритом, халькопиритом и борнитом. Ниже по разрезу диагностируются молибденит, пирит и халькопирит. На больших глубинах руды обеднены по своему составу с присутствием карбонатных, кварц-сульфидных и сульфидных прожилков, представленных пиритом.

Определение химического состава и форм переноса элементов проводилось по данным опробования водотоков разного порядка, дренирующих рудные зоны и безрудные участки. Отбор проб (n=14) производился в период летней межени в августе 2015 г. в рамках продолжения гидрохимических исследований, начатых в 2010 г.

Были проведены определение потенциалов кислотообразования и нейтрализации в образцах геологических материалов и оценка состояния природных вод территории.

Кислотно-щелочной потенциал определялся с использованием стандартных методик (Sobek et al., 1978; MEND, 2009) как баланс между потенциалами производства кислоты и ее нейтрализации, выражающихся в кг $\text{CaCO}_3/\text{т}$.

Кислотопродуцирующий потенциал (КП) рассчитывали по содержанию сульфидной серы. Также выборочно были проведены тесты по экспериментальному определению кислотопродуцирующих свойств геологических материалов (NAG - тест) путем ускорения окисления сульфидов сильным окислителем - перекисью водорода (Stewart, 2006).

Нейтрализующий потенциал (НП) определяли экспериментально по количеству поглощенной кислоты породой, а также рассчитывали исходя из содержания карбонатного углерода. В первом случае НП характеризовал общую нейтрализующую способность пород, во втором – обусловленную присутствием карбонатных минералов, которые обеспечивают основной вклад в нейтрализацию кислоты.

Сульфидную серу и карбонатный углерод определяли методом окислительного сжигания (газоанализатор LECO) в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (г. Москва).

Классификация геологических материалов проводилась в соответствии с (MEND, 2009) по величине коэффициента потенциала нейтрализации (NPR), равного отношению НП к КП.

Для оценки потенциала выщелачивания металлов были сделаны водные вытяжки (в соотношении 1:5), в которых определялись основные физико-химические параметры (рН, электропроводность) и химический состав. Водные вытяжки анализировались по сокращенному протоколу анализа проб природных вод. Макросостав определяли традиционными методами объемного титрования (Резников и др., 1970) и атомно-абсорбционной спектроскопии (Na и K, спектрометр ContrAA 700, Analytik Jena). Содержания микроэлементов анализировали методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (масс-спектрометр ELEMENT2, ThermoFinnigan). В образцах природных вод производилось также определение ХПК и содержания растворенной кремнекислоты (анализатор «Эксперт-003» фотометрический), формы нахождения микроэлементов были рассчитаны с привлечением термодинамического моделирования (программный пакет NCh v.4.3) (Шваров, 2008).

Результаты исследования показали, что все образцы характеризуются высоким потенциалом кислотообразования, обусловленным присутствием сульфидной серы (1,11 – 32,76 %) Наиболее высокие значения КП установлены для пород месторождения Песчанка (в среднем 330 кг $\text{CaCO}_3/\text{т}$). Среди изученных образцов с Находкинское рудного поля наиболее выраженный КП характерен для пород участка III Весенний (214 кг $\text{CaCO}_3/\text{т}$); участка Прямой и Находка менее склонны к кислотообразованию.

Нейтрализующая емкость пород значительно ниже потенциала кислотообразования. Максимальные значения НП приходятся на породы участка III Весенний (61 кг $\text{CaCO}_3/\text{т}$); в среднем значения НП варьируют от 32 до 44 кг $\text{CaCO}_3/\text{т}$ (рис. 1).

Установлено, что значения КП, рассчитанные по сульфидной сере, близки к экспериментальным данным (NAG-тест).

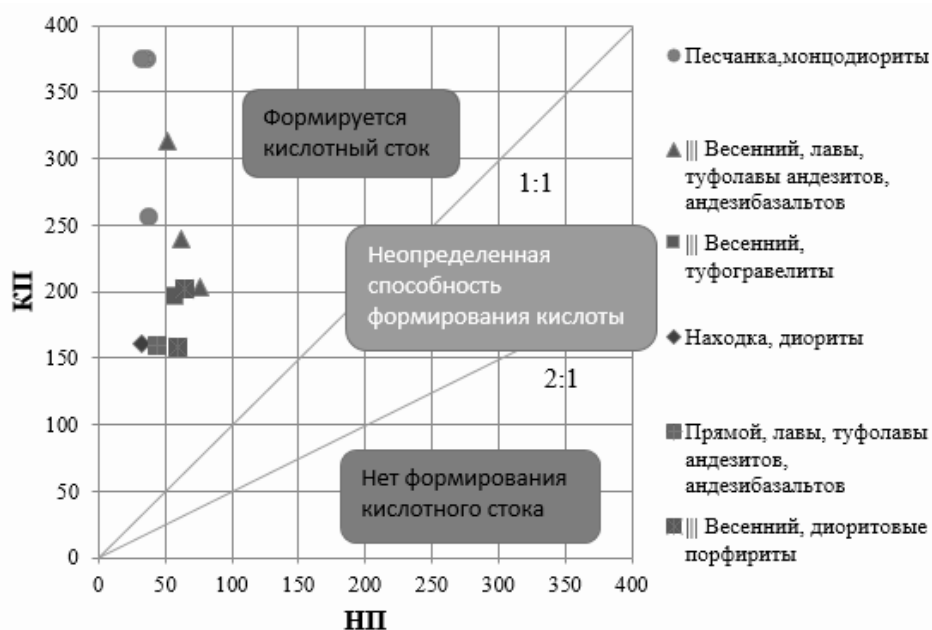


Рисунок 1. Соотношение кислотопродуцирующего (КП) и нейтрализующего (НП) потенциалов изученных пород.

Водные вытяжки из геологических материалов имеют гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый и магниевый-кальциевый состав с щелочными и слабощелочными рН (6,6 -7,8 ед.), за исключением трех проб с участка Находка, где разведочная скважина пройдена в зоне проявления пиритовой оторочки, (рН от 3,3 до 4,8).

Состав водных вытяжек в целом соответствует природным водам территории. По результатам исследований установлен состав вод водотоков, дифференцированных по локализации относительно рудных тел, и проведена типизация вод по соотношению содержания комплекса типоморфных металлов и величине рН (таб. 1, рис. 2).

Таблица 1. Состав вод водотоков относительно локализации рудных тел

Обстановка	Формула Курлова (указаны содержания ≥ 5 экв%):
Безрудные участки	$M_{0,09} \frac{HCO_3 43 SO_4 41 Cl 16}{Ca 70 Mg 24 Na 5} pH_{6,6}$
Медные штокверки с эпитермальной Au-Ag-полиметаллической минерализацией	$M_{2,3-25,4} \frac{SO_4 100}{Mg 78 Ca 22} pH_{3,6}$
Медные штокверки и вторичные ореолы	$M_{0,47} \frac{SO_4 97}{Mg 56 Ca 41} pH_{4,5}$
Зона смешения и нейтрализации	$M_{0,3} \frac{SO_4 79 HCO_3 17}{Ca 66 Mg 30} pH_{7,0}$
Au-Ag оруденение	$M_{2,7} \frac{SO_4 95}{Ca 51 Mg 49} pH_{6,9}$

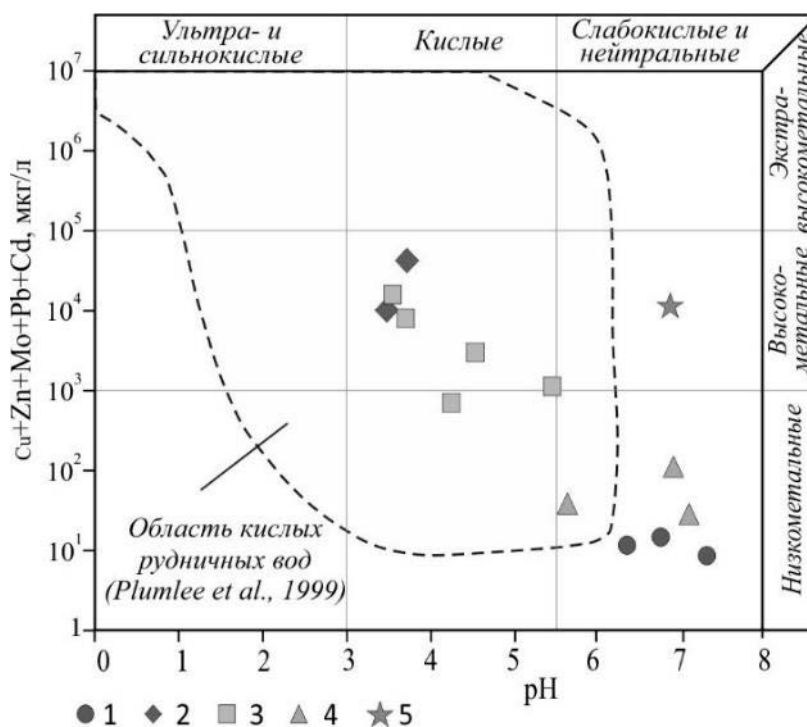


Рисунок 2. Типизация вод по соотношению содержания комплекса типоморфных металлов и величине pH.

1 – водотоки, дренирующие безрудные участки, и воды, близкие к ним по макросоставу; 2 – рудничные воды; 3 – водотоки, дренирующие медные штокверки и их вторичные ореолы; 4 – водотоки в зоне смешения и нейтрализации; 5 – водоток, дренирующий Au-Ag-оруденение.

Концентрация меди в фоновых водотоках не превышает 10 мкг/л, основной формой ее нахождения в растворе, по данным термодинамических расчетов (программный пакет HCh v.4.3), является фульватный комплекс. В зоне воздействия кислотного стока медь (содержание растворенных форм 2,2-15,9 мг/л, максимально – 24,6 мг/л) мигрирует в форме свободных ионов и сульфатных комплексов. Для других металлов (Zn, Pb, Cd) в водах, дренирующих рудные тела, также наблюдается преобладание сульфатного комплекса и формы свободных ионов.

В ходе исследования геологических материалов Баимской рудной зоны установлено, что руды и вмещающие породы Находка, Песчанка и III Весенний характеризуются значительным потенциалом формирования кислотного стока, обусловленным высоким содержанием железосодержащих сульфидов в породах. Медно-порфировое оруденение влияет на состав поверхностных вод. Дренирующие его водотоки характеризуются кислым сульфатным магниевым и кальциево-магниевым составом, средней – высокой минерализации (до 25 г/л в рудничных водах). По соотношению комплекса металлов и величине pH эти воды являются кислыми высокометалльными. Основными формами нахождения микроэлементов (Cu и Zn) являются сульфатный комплекс и свободная форма.

1. Марущенко Л.И., Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Калько И.А., Прокофьев В.Ю. Кварц-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты Au-Mo-Cu-месторождения Песчанка (Чукотка), Россия // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 3. С.213-225.

2. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. Москва: «Недра». 1970. 488 с.

3. Шваров Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С.898–903.

4. MEND. 2009. Prediction Manual for Drainage Chemistry from Sulphidic Geologic Materials. MEND Report 1.20.1. December 2009.

5. Sobek A.A., Schuller W.A., Freeman J.R., Smith R.M. Field and laboratory methods applicable to overburden and mine soils. U.S. EPA 600/2-78-054. 1978. P. 203.

6. Stewart W., Stuart M., Smart R. Advances in acid rock drainage (ard) characterisation of mine wastes // Journal American Society of Mining and Reclamation (ASMR). 2006. P. 2098 – 2119. DOI: 10.21000/JASMR06022098

Особенности морфологии и состава минералов платиновой группы из россыпей, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала

Паламарчук Р.С.¹, Малич К.Н.¹, Степанов С.Ю.¹

¹ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, palamarchuk22@yandex.ru

Введение

Добыча платины на Урале производится уже около 190 лет. За исключением ряда небольших по запасам рудных тел Нижнетагильского массива (Заварицкий, 1928) большинство уральских месторождений платины являются россыпными объектами. Всего на Урале зарегистрировано 87 платиновых и золото-платиновых россыпных месторождений; все они располагаются в Свердловской области. Было установлено, что коренными источниками наиболее крупных россыпей являются зональные ультраосновные массивы (Зайцев, 1898; Высоцкий, 1923; Бетехтин, 1954; Лазаренков и др., 1992). Однако, остаются слабоохарактеризованными морфологические и вещественные особенности минералов платиновой группы (МПГ) для разнообразных генетических типов россыпей (от элювиальных до значительно удалённых от коренного источника аллювиальных), ассоциирующих с зональными массивами. Актуальность постановки данных исследований также предопределяет необходимость сравнительной характеристики состава МПГ из россыпей Среднего Урала, имеющих разные коренные источники.

Цель данной работы – сравнительная характеристика МПГ из элювиальных, элювиально-делювиальных, делювиальных и ложковых и аллювиальных россыпей, генетически связанных с их коренными источниками – Нижнетагильским, Светлоборским, Вересовоборским и Каменушенским клинопироксенит-дунитовыми массивами, расположенными на Среднем Урале.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

1. Охарактеризовать морфологические особенности индивидов и агрегатов МПГ;
2. Провести сравнительный анализ: а) составов Pt-Fe минералов, б) степени развития вторичной ассоциации минералов группы тетраферроплатина-туламинит-никельферроплатина и в) минералов включений в Pt-Fe минералах.

Методы исследования

Основные работы по исследованию россыпной платиноидной минерализации проводились в полевой сезон 2016 года в рамках тематических работ института Геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН. Изучение МПГ в россыпях проводилось на разном удалении от коренных источников (табл. 1).

Таблица 1. МПГ россыпей данного исследования

Массив	Элювиально-делювиальная россыпь	Аллювиальная россыпь малого сноса	Аллювиальная россыпь дальнего сноса
Нижнетагильский		Крутой лог	Реки Бобровка и Рублевик
Светлоборский	Разведочный участок Вершинный	Травянистый и 2-ой лог	Глубокинский участок Исовско-Туринской россыпи
Вересовоборский		Р. Березовка	
Каменушенский	Безымянный лог	Р. Малая Каменушка	

Основное внимание уделялось опробованию приплотиковых отложений, а также в ряде случаев техногенных россыпей. Средний вес пробы составлял 25-30 литров. Пробы промывались до чёрного шлиха с последующим его обогащением методом «отдувки» с целью извлечения индивидов и агрегатов МПГ. Выделенные зёрна были последовательно задокументированы с

использованием бинокулярного микроскопа, исследованы с помощью сканирующих электронных микроскопов Tescan VEGA3 (Санкт-Петербургский Горный университет) и JSM-6390LV (ИГГ УрО РАН). Предварительное определение состава МПГ проведено с использованием энерго-дисперсионных спектрометров; уточнённые данные о составе минералов получены с использованием микроанализаторов с волновыми спектрометрами Camebax SX50 (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, аналитик Д.А. Ханин) и CAMECA SX 100 (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик В.В. Хиллер).

Морфология индивидов и агрегатов МПГ

Наименьшим расстоянием переноса от источника характеризуются МПГ из элювиальных или элювиально-делювиальных россыпей. Для данных россыпей характерны индивиды МПГ, находящиеся в сростаниях с единичными хромшпинелидами. Из-за отсутствия серьезных механических воздействий индивиды и минеральные агрегаты МПГ характеризуются преимущественно ростовыми поверхностями, при этом последние могут быть как идиоморфными, так и ксеноморфными (рис. 1е). Часть поверхностей обладают индукционной штриховкой.

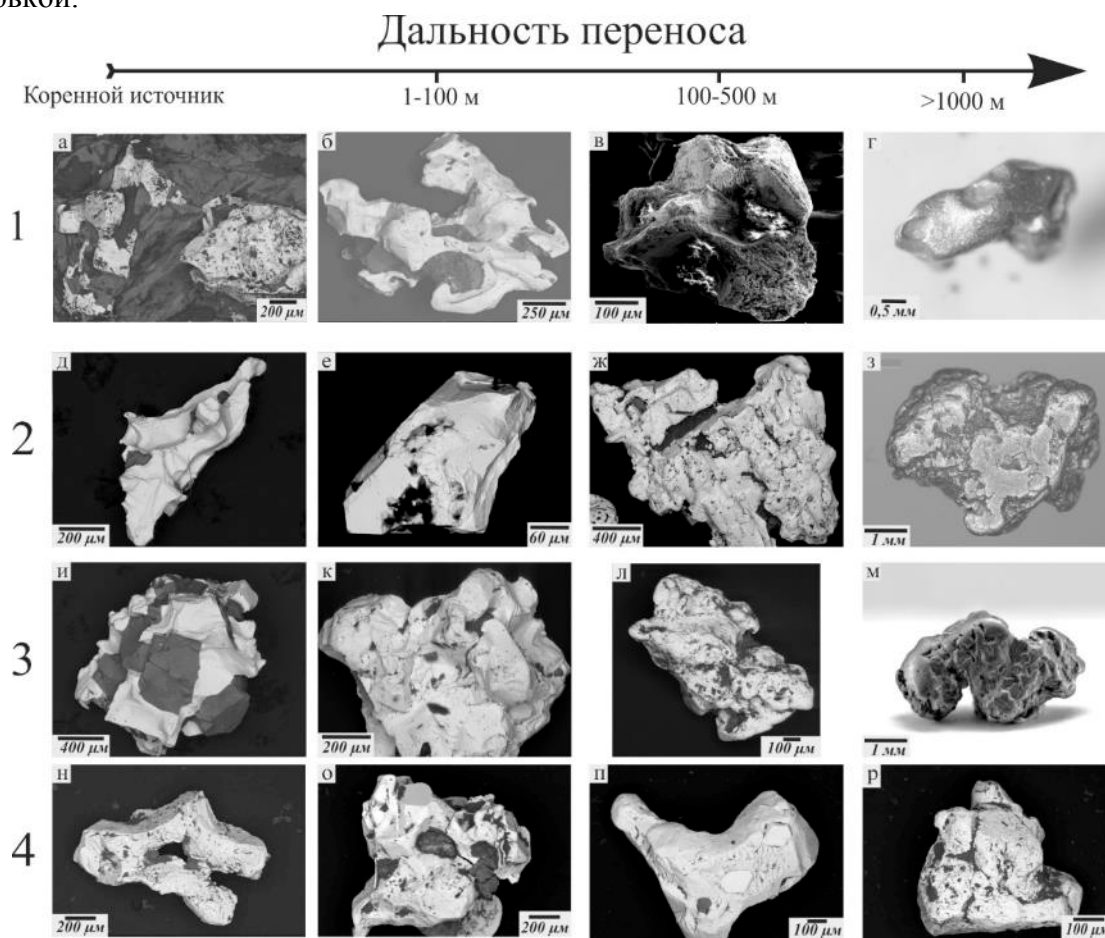


Рисунок 1. Зависимость облика от дальности переноса Pt-Fe минералов из россыпей.

1) Нижнетагильский массив (а-г), 2) Светлоборский массив (д-з), 3) Вересовоборский массив (и-м), 4) Каменушенский массив (н-р).

Большинство изображений даны в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом; в – изображение МПГ из аллювиальной россыпи ближнего сноса Нижнетагильского массива во вторичных электронах; г, з, м - изображения МПГ из россыпей большой дальности сноса Нижнетагильского, Светлоборского и Вересовоборского массивов, под бинокулярном.

С увеличением дальности переноса выявлено, что МПГ «освобождаются» от хромшпинелидов и меняют свою внешнюю форму. В аллювиальных россыпях с расстоянием переноса вещества на 100-500 метров от коренного источника для агрегатов МПГ установлено «очищение» от включений хромшпинелида, скругление рёбер и вершин. В россыпях с

расстоянием переноса более 1000 метров индивиды и агрегаты МПГ практически полностью лишены морфологических особенностей, характерных для аналогичных минералов из коренных пород. Нередко в россыпях со значительным расстоянием переноса обломочного материала преобладают изометричные зёрна МПГ с округлыми поверхностями. Для Вересовоборского и Нижнетагильского массивов в удалённых от коренного источника россыпях характерной особенностью является изменение цвета агрегатов Pt-Fe минералов в сторону их осветления, что связано с механическим истиранием каёмок туламинита, никельферроплатины и тераферроплатины, для которых типичен тёмно-серый или почти чёрный цвет агрегатов МПГ. Данный цвет характерен для минералов группы тетраферроплатины из коренных хромититов и элювиально-делювиальных россыпей.

Особенности химического состава МПГ

В россыпях, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала среди Pt-Fe минералов распространены разновидности по составу соответствующие железистой платине (Pt_2Fe) и изоферроплатине (Pt_3Fe), а также минералам изоморфного ряда тетраферроплатина ($PtFe$) – туламинит ($PtFe_{0,5}Cu_{0,5}$) – ферроникельплатина ($PtFe_{0,5}Ni_{0,5}$). В Pt-Fe минералах выявлено значительное количество включений Os-Ir(Ru) минералов (минералов осмия и иридия). В индивидах и агрегатах Pt-Fe минералов из россыпей Светлоборского и Каменушенского массивов установлены многочисленные включения Ru-Os сульфидов ряда лаурит-эрликманит (RuS_2-OsS_2) и Ir-Rh сульфидов ряда кашинит-боуит ($Ir_2S_3-Rh_2S_3$). В россыпях, ассоциирующих с Вересовоборским и Нижнетагильским массивами, Ru-Os и Ir-Rh сульфиды в Pt-Fe минералах характеризуются незначительным распространением.

Особенности распределения в россыпях Pt-Fe минералов, по составу варьирующих от Pt_2Fe до Pt_3Fe , представлены на рис. 2а и 2б. Среди Pt-Fe минералов россыпей Каменушенского массива отмечается выдержанность состава всех исследованных минералов, по стехиометрии соответствующих изоферроплатине. В россыпях, связанных со Светлоборским массивом, наблюдаются большие вариации Pt-Fe составов как в сторону обогащения платиной (до 78 ат.%), так и до минералов, близких по стехиометрии к Pt_2Fe (железистой платине). В россыпях, связанных с Вересовоборским массивом, железо-платиновые твёрдые растворы по стехиометрии близки к составам изоферроплатины (Pt_3Fe) и железистой платины (Pt_2Fe), с преобладанием последней. Для Pt-Fe минералов данной россыпи характерны примеси Cu и Ni (до 5 ат. %). В россыпях, связанных с Нижнетагильским массивом, встречаются минералы, отвечающие по составу железистой платине (Pt_2Fe).

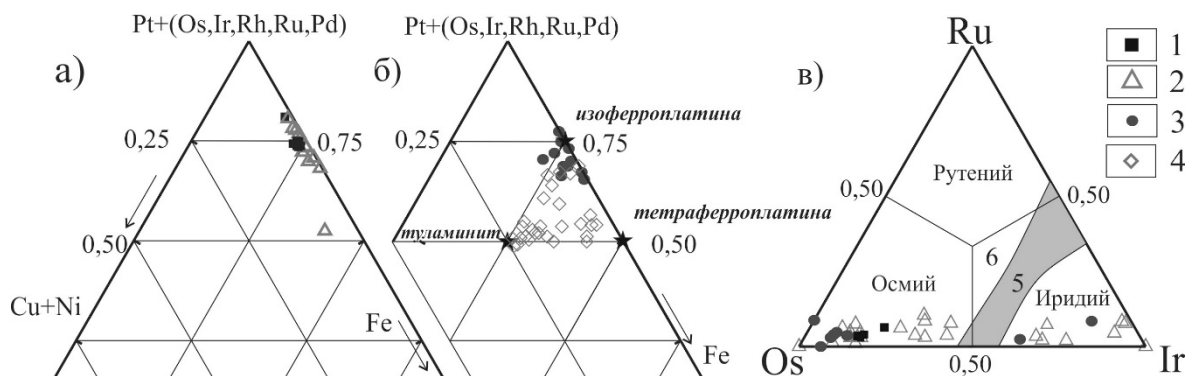


Рисунок 2. Состав Fe-Pt сплавов россыпей Каменушенского и Светлоборского (а),

Вересовоборского и Нижнетагильского массивов (б), а также состав Os-Ir включений (в).

Условные обозначения: МПГ из россыпей: 1) Каменушенского, 2) Светлоборского, 3) Вересовоборского и 4) Нижнетагильского массивов; 5 – область несмесимости по (Harris, Cabri, 1991); 6 – рутениридосмин.

Минералы изоморфного ряда тетраферроплатина ($PtFe$) – туламинит ($PtFe_{0,5}Cu_{0,5}$) – ферроникельплатина ($PtFe_{0,5}Ni_{0,5}$) характеризуются широким распространением в россыпях, связанных с Нижнетагильским и Вересовоборским массивами (рис. 2б). В россыпях Каменушенского массива данные минералы не обнаружены; в россыпных месторождениях, связанных со Светлоборским массивом, они имеют весьма ограниченное распространение. Для

россыпей Вересовоборского и Нижнетагильского массивов общей характерной чертой является наличие туламинита. Отличительной особенностью Нижнетагильских россыпей является присутствие никельферроплатины и Cu-содержащей никельферроплатины. В россыпях Вересовоборского массива широкое распространение имеет тетраферроплатина, что не характерно для других платиновых россыпей Среднего Урала.

Среди включений в железо-платиновых минералах из изученных россыпей преобладают Os-Ir-(Ru) твёрдые растворы. Распространенность включений Os-Ir минералов в Pt-Fe минералах показана на рис. 2в. В россыпях Каменушенского массива Os-Ir минералы представлены осмием (Os до 78 ат. %) со значительной примесью Ir (Ir до 21 ат.%). В россыпях, связанных со Светлоборским массивом (рис. 2в), отмечаются значительные вариации составов Os-Ir включений (от Ir-содержащего осмия до Os-содержащего иридия). В элювиально-делювиальных россыпях Светлоборского массива нередко обнаруживаются самостоятельные агрегаты иридия, что не характерно для других россыпей Урала (Паламарчук, Степанов, 2016). В россыпях Вересовоборского массива Os-Ir включения в основном относятся к осмию с умеренной примесью Ir (Ir до 12 ат.%). Для Pt-Fe минералов Нижнетагильского массива характерны включения Os-содержащего иридия и Ir-содержащего осмия.

Заключение

Морфологические изменения индивидов и агрегатов МПГ направлены в сторону потери первичной ростовой анатомии. Степень преобразования обломочного материала закономерно возрастает по мере увеличения дальности переноса. При переносе МПГ также происходит механическое истирание менее прочных минералов группы тетраферроплатины, формирующих каймы замещения вокруг первичных Pt-Fe минералов, что приводит к незначительному увеличению пробности россыпной платины. В ходе выполненных работ было подтверждено, что каждая система россыпей, связанных со своим россыпеобразующим массивом обладает индивидуальной минеральной ассоциацией (таблица 2) и соответственно своими особенностями химического состава МПГ.

Таблица 2. Распространенность МПГ в россыпях, связанных с различными массивами

Массив	Нижнетагильский	Вересовоборский	Светлоборский	Каменушенский
Pt ₃ Fe		++	+++	+++
Pt ₂ Fe	+++	+++	+	
PtFe	+++	++	+	
Pt(Fe,Cu,Ni)	++	+		
(Ir,Os)	+		+	
(Os,Ir)	+	+	+	++
RuS ₂ -OsS ₂	+		++	+
Ir ₂ S ₃ -Rh ₂ S ₃			++	+

Условные обозначения: +++ преобладающий минерал, ++ значительное количество; + единичные находки.

При этом минеральный состав не изменяется на всём протяжении россыпной системы, что указывает на однородность платиновой минерализации во всех эродированных горизонтах клинопироксенит-дунитовых массивов.

При сравнении полученных нами данных для россыпных ассоциаций МПГ с данными о коренной платиновой минерализации Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов (Толстых и др., 2011; Малич и др., 2015; Степанов, 2015; Минибаев, Степанов, 2015) установлена их полная идентичность. Соответственно для проведения наиболее достоверного анализа потенциальной коренной рудоносности дунитовых ядер в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах, можно опираться на данные, полученные в результате всестороннего анализа индивидов и агрегатов МПГ из россыпей различных генетических типов.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке УрО РАН (проект 15-18-5-34).

1. Бетехтин А.Г. Коренные месторождения платины на Урале // Минералогия Урала. Т. 1. М., Изд-во АН СССР. 1954. с. 25—57.
2. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Петроград, Комиссия по изучению естественных производительных сил России РАН, 1923, 243 с.
3. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 108. Л.. 1928. 56 с.
4. Зайцев А.М. Месторождения платины на Урале// Томск. 1898. 74 с.
5. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометаллическая минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов // Л.: Недра. 1992.
6. Малич К.Н., Степанов С.Ю. Баданина И.Ю. Хиллер В.В. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива Среднего Урала // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2015. № 12. С. 65-84.
7. Минибаев А.М., Степанов С.Ю., Перспективы выявления коренного хромит-платинового орудинения в породах Каменушенского зонального клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал) // Материалы конференции «Новое в познании процессов рудообразования». Москва: ИГЕМ РАН, 2015, с.145-148
8. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Самородный иридий Светлоборского клинопироксенит - дунитового массива (средний Урал) // Материалы конференции «Уральская минералогическая школа 2016». Екатеринбург: институт геологии и геохимии УрО РАН. 2016. С. 81-84.
9. Степанов С.Ю. Онтогенез минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Материалы конференции «Онтогенез, филогения и система минералогии». Миасс: Институт минералогии УрО РАН. 2015. С. 182-186.
10. Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов платиноносного пояса Урала// Геология и геофизика, 2011, т. 52. № 6. С. 775—793.
11. Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 231-237.

Возраст детритовых цирконов золотоносных черносланцевых толщ Ленской провинции (Иркутская обл.) по данным U-Pb изотопного LA-ICP-MS и SHRIMP-датирования

Паленова Е.Е.¹, Фрей Д.², Юдовская М.А.³, Родионов Н.В.⁴

¹ Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, palenova@mineralogy.ru

² Stellenbosch University, ЮАР, г. Стелленбош

³ ИГЕМ РАН, г. Москва

⁴ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

Складчатое обрамление южной окраины Сибирского кратона вмещает крупнейшие в России золотоносные провинции – Ленскую на востоке и Енисейский кряж на западе. В их пределах коренные месторождения золота приурочены к углеродистым терригенным и терригенно-карбонатным отложениям докембрия. Генезис этих объектов дискусионен, одно из ведущих направлений исследования – выделение и характеристика этапов и стадий рудообразования. Очевидно, первым этапом является накопление рудовмещающих терригенных комплексов, не зависимо от его конечного вклада в формирование месторождений. Поэтому установление источников сноса и временных рамок осадконакопления важно не только с точки зрения корреляции отложений и геодинамических построений, но и для решения задач рудной геологии. Целью исследования являлась оценка источника материала и нижней границы возраста накопления золотоносных терригенных формаций Ленской провинции по данным изотопного датирования детритовых цирконов.

Объекты исследования – месторождения Чертово Корыто, Сухой Лог, Красное и Копыловское – расположены в Ленской провинции и залегают в разновозрастных углеродистых терригенных отложениях Байкало-Патомского нагорья. Месторождение Чертово Корыто локализовано в пределах Тонодского поднятия – одного из выступов кристаллического фундамента в регионе. Рудовмещающими для него являются отложения михайловской свиты раннего протерозоя, образующие синклиналь, осложненную складчатостью более высоких порядков (Верхозин и др., 2007). Метапесчаники и углеродистые сланцы претерпели проградный метаморфизм, как минимум, биотит-мусковит-хлоритовой субфации и ретроградный – мусковит-хлоритовой. В разрезе участвуют прослои метамергелей, метаморфизованных в условиях, близких к цоизит-плагноклазовой субфации. В гидротермальную стадию образовалась золото-кварц-сульфидная прожилковая и штокверковая ассоциация (Yudovskaya et al., 2015). Геология, минералогия, геохимия и оценка условий образования месторождения приведены в работе (Yudovskaya et al., 2015).

Месторождения Сухой Лог, Красное и Копыловское расположены в Бодайбинском синклинории и залегают в углеродистых отложениях хомолхинской, вачской+аунакитской и догалдынской свит венда, соответственно. В структурном плане все объекты приурочены к антиклиналям высоких порядков. Рудовмещающие углеродистые песчано-сланцевые отложения претерпели метаморфизм нескольких стадий (Казакевич и др., 1971), который в пределах месторождений не превышал серицит-хлоритовой субфации (Иванов, 2014). Поздние гидротермальные и гидротермально-метасоматические процессы привели к образованию золото-сульфидно-кварцевых жильных и штокверковых ассоциаций. Месторождения подробно исследованы в работах (Yudovskaya et al., 2015; Паленова, 2015).

Первые данные геохронологического изучения детритовых цирконов в регионе были получены для хомолхинской свиты в пределах главной рудной зоны Сухого Лога и для аунакитской свиты в районе месторождения Вернинское (Meffre et al., 2008). Самая молодая популяция детритовых цирконов для обоих объектов имеет возраст 600–700 млн л, средневзвешенное значение для четырех образцов – 600±10 млн л. М.А. Юдовская с соавторами (2011) обнаружила каймы обрастания на детритовых цирконах рудной зоны Сухого Лога с

возрастом около 570 и 630 млн л., который был трактован как возраст новообразованных метаморфогенных фаз. Датирование детритовых цирконов для других месторождений Ленской провинции не проводилось.

В последние годы были детально изучены рифейско-вендские отложения Патомо-Жуинской зоны Байкало-Патомского нагорья, не несущие рудной минерализации (Powerman et al., 2015). Было установлено, что детритовые цирконы позднепротерозойского возраста появляются только в валюхтинской свите (аналог хомолхинской). До этого стратиграфического уровня, даже в пределах джемжуканской свиты, содержащей отложения позднепротерозойского оледенения (635 млн л), и вышележащей баракунской свиты, присутствуют лишь раннепротерозойские и архейские популяции детритовых цирконов.

Нами были проанализированы цирконы из образцов михайловской (Чертово Корыто), хомолхинской (Сухой Лог), вачской (Красное) и догалдынской (Копыловское) свит. Пробоподготовка включала дробление образцов, отмывку тяжелого концентрата, сепарацию магнитом Сочнева и ручной отбор монофракций под бинокулярным микроскопом без разделения цирконов по морфологии и другим признакам. Все образцы отобраны из рудных интервалов. Цирконы предварительно исследованы в катодных лучах на специальной установке на базе рентгеновского микроанализатора Cameca MS-46 (ИГЕМ РАН, аналитик Т.И. Голованова). Некоторые зерна детально изучены на сканирующих электронных микроскопах РЭММА-202М и Vega 3 Tescan (Имин УрО РАН, аналитики В.А. Котляров и И.А. Блинов). U-Pb датирование детритовых цирконов проведено методом LA-ICP-MS в Аналитическом центре Университета Стелленбоша (Stellenbosch University, Central Analytical Facilities), ЮАР, на масс-спектрометре Thermo Element 2 HR-SF-ICP-MS с лазером 193nm Excimer (Resonetics), аналитик Дёрк Фрей (Dirk Frei). U-Th-Pb-анализы части цирконов михайловской свиты были выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. Карпинского, аналитик Н.В. Родионов. Результаты исследований методом LA-ICP-MS приведены в таблице 1.

Таблица 1. Основные популяции детритовых цирконов по данным LA-ICP-MS (90–110 % conc.)

Свита	Михайловская	Хомолхинская	Вачская	Доголдынская
Популяция >2.5 млрд л				
Кол-во	25	1	3	9
U, ppm	53–277 (140)	56	69–447 (217)	41–389 (199)
Th/U	0.10–0.90 (0.51)	0.35	0.29–0.64 (0.72)	0.24–2.42 (0.72)
Возраст*	2456±18...3242±16	2521±19	2416±18...2588±18	2479±18...3536±18
Популяция 1.8–2.2 млрд л				
Кол-во	13	Выделена в	28	38
U, ppm	33–267 (166)	работе	18–626 (268)	45–1016 (272)
Th/U	0.19–0.63 (0.40)	(Юдовская и др.,	0.03–0.98 (0.42)	0.10–1.21 (0.42)
Возраст*	1961±20...2087±24	2011)	1811±19...2151±18	1797±20...2138±21
Популяция 1.5–1 млрд л				
Кол-во		2	3	
U, ppm		709, 609	101–588 (314)	
Th/U		0.52, 0.10	0.35–0.63 (0.51)	
Возраст*		972±11, 1097±13	1179±13...1453±21	
Популяция <1 млрд л				
Кол-во	8	8	10	52
U, ppm	1531–3644 (2467)	103–805 (367)	228–1206 (549)	8–4197 (346)
Th/U	0.25–0.51 (0.37)	0.56–1.42 (0.91)	0.12–0.55 (0.37)	0.05–2.58 (0.47)
Возраст*	524±6...702±8	613±7...829±10	729±8...966±11	604±8...805±9

Примечание. В скобках приведены средние значения для содержания U и отношения Th/U.

* – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для возраста >1 млрд л и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для возраста <1 млрд л ($\pm 1\sigma$).

Цирконы михайловской свиты были изучены методами LA-ICP-MS (138 анализов в 125 зернах) и SHRIMP (25 анализов в 14 зернах). Большинство полученных значений возраста

дискордантны, что, вероятно, связано с многостадийными процессами проградного и ретроградного метаморфизма, а также гидротермальных изменений. По данным LA-ICP-MS 46 значений были конкордантными или близки конкордантным (см. табл.), по результатам SHRIMP-датирования – 13 значений близки конкордантным. Самая многочисленная популяция – архейские цирконы с возрастом 2.5–3.2 млрд л, отличаются широким разбросом Th/U отношений (до 2.02 по данным SHRIMP) и ярко-голубой катодолюминесценцией, отражающей зональное внутреннее строение зерен. Также распространены цирконы раннепротерозойского возраста 1.9–2.1 млрд л, часто люминесцирующие в голубых тонах.

Наибольший интерес представляет молодая, довольно многочисленная, популяция позднерифейских – вендских цирконов, значения возраста (ок. 520–710 млн л) которых также являются конкордантными. Они отличаются высокими концентрациями U (см. табл.), в катодных лучах не люминесцируют, содержат примеси (мас. %): HfO₂ 0.60–2.11, Y₂O₃ до 4.94, CaO до 0.58, FeO 0.31–0.89, спорадически Al₂O₃. Наблюдается тонкая ростовая зональность в распределении примесей. Характерны включения апатита, монацита, ксенотима, кварца, мусковита и хлорита, отмечено включение пирротина в сростке с хлоритом. Химический состав, состав включений, а также анатомия зерен циркона «молодой» популяции с конкордантными и дискордантными значениями возраста сходны. Некоторые зерна «молодых» цирконов с конкордантным возрастом имеют более древнее внутреннее ядро. Следует отметить, что по результатам SHRIMP-датирования также было обнаружено три зерна с дискордантными значениями ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраста 594.4±2...717.7±2.4 млн л, эти зерна темные, непрозрачные, практически не люминесцируют в катодных лучах.

Для хомолхинской свиты было продолжено изучение цирконов из образцов, ранее проанализированных методом SHRIMP (Юдовская и др., 2011). Методом LA-ICP-MS получены 26 анализов с 31 зерна (8 анализов дали некорректные результаты), из них конкордантные значения получены для 11 анализов (см. табл.). Наиболее многочисленная популяция молодых цирконов характеризуется зональным строением: выделяется слабо люминесцентное ядро и темная в катодных лучах кайма. В целом, результаты LA-ICP-MS сопоставимы с данными М.А. Юдовской и соавторов 2011 г.

Детритовые цирконы вачской (84 анализа в 80 зернах) и догалдынской (134 анализа в 110 зернах) свит проанализированы методом LA-ICP-MS. Цирконы вачской свиты разбиваются на четыре популяции с конкордантными значениями возраста (43 анализа): архейскую, раннего, среднего и позднего протерозоя. Самая многочисленная – раннепротерозойская, также распространены цирконы позднего протерозоя (см. табл.). При этом наиболее молодые значения возраста составляют 730 млн л, тогда как для нижележащей хомолхинской свиты получены датировки ок. 610 млн л. Вероятно, это связано с размером выборки. В катодных лучах цирконы люминесцируют светло-голубым, желтым и белым цветом, некоторые зерна имеют зональное строение с древним темным ядром и яркой каймой.

Догалдынская свита содержит цирконы трех возрастных популяций: архейскую, раннего и позднего протерозоя. При этом самая многочисленная – позднепротерозойская – отличается большим разбросом содержаний U. Можно выделить два типа цирконов «молодой» популяции: 1) «низко-урановые» с содержаниями U 8–621 ppm (среднее 142 ppm) и отношением Th/U 0.13–2.58, 46 анализов; 2) «высоко-урановые» с содержаниями U 940–4197 ppm (среднее 1903 ppm) и отношением Th/U 0.13–2.58, 6 анализов. Последние по концентрации урана близки «молодой» популяции михайловской свиты. Цирконы люминесцируют в желтых и голубых тонах, «молодая» популяция отличается более яркой люминесценцией.

Таким образом, детритовые цирконы из золотосодержащих образцов михайловской, хомолхинской, вачской и догалдынской свит могут быть разделены на четыре основные возрастные популяции. Наиболее древние цирконы архейского возраста (>2.5 млрд л) образуют самую многочисленную популяцию в михайловской свите, а также присутствуют в других изученных формациях. Вероятный источник сноса – архейские породы кристаллического фундамента Сибирской платформы. Раннепротерозойские цирконы с возрастом 1.8–2.2 млрд л – самая многочисленная популяция в породах вачской свиты, а также распространена в

михайловской, догалдынской и хомолхинской (Юдовская и др., 2011) свитах. Возможный источник – гранитоиды чуйско-нечерского комплекса (1850±180 млн л.: Докембрий..., 1995). Неясен для михайловской свиты, которую прорывают тела гранитоидов этого комплекса. Цирконы среднего протерозоя (1.2–1.5 млрд л) присутствуют в вачской и хомолхинской свитах. Возможные источники – чайский комплекс метабазитов (1330 млн л.: Докембрий..., 1995) или доросский комплекс лерцолитов (1055±69 млн л.: Докембрий..., 1995). И, наконец, раннепротерозойская популяция цирконов (<1 млрд л) – самая многочисленная в породах догалдынской свиты, также распространена в михайловской, вачской и хомолхинской свитах. Источник – магматические комплексы Байкало-Муйской зоны или Олокинского прогиба (Powerman et al., 2015). Неясен для михайловской свиты.

В целом, результаты исследования согласуются с данными для отложений Патомо-Жуинской зоны, коррелирующими с хомолхинской, вачской и догалдынской свитами. Неожиданные результаты получены для михайловской свиты, которая по современным представлениям имеет раннепротерозойский возраст и, совместно с нижележащей албазинской свитой, слагает выступы кристаллического фундамента в Тонодском поднятии. Возможно несколько вариантов объяснения этих данных. 1) Цирконы имеют обломочное происхождение и возраст «молодой» популяции отражает нижнюю границу возраста осадконакопления. В этом случае свита вендская, а Тонодское поднятие надвинуто на другие структуры патомского комплекса. 2) «Молодые» цирконы метаморфогенные и/или гидротермальные и их возраст – это возраст метаморфизма или гидротермальных изменений. В этом случае цирконы должны быть сильно пористые или хорошо ограненные. 3) Истинный возраст цирконов древний, сильно нарушенный под действием многофазного метаморфизма и рудного процесса, вследствие чего полученные данные, вероятно, случайно ложатся на конкордию. Решение этой проблемы требует более тщательного изучения михайловской, а также албазинской свиты вне пределов влияния рудной зоны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 16-05-00580а.

1 Верховин А.В., Мартыненко В.Г. и др. Золоторудное месторождение Чертово Кoryто. Отчет по результатам разведочных работ 1996–2007 гг. ЗАО «Тонода», Бодайбо, 2007.

2 Докембрий Патомского нагорья / А.И. Иванов, В.И. Лифшиц и др. М.: Недра, 1995. 352 с.

3 Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, минерализация, перспективы). М.: ЦНИГРИ, 215 с.

4 Казакевич Ю.П., Шер С.Д. и др. Ленский золотоносный район. Т. 1. Труды ЦНИГРИ, вып. 85. М.: Недра. 1971. 164 с.

5 Паленова Е.Е. Минералогия месторождений золота Копыловское, Кавказ, Красное (Артемовский рудный узел, Бодайбинский район). Дисс. ... канд. геол.-мин. н. Миасс. 2015. 202 с.

6 Юдовская М.А., Дистлер В.В. и др. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования аксессуарных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.

7 Meffre S., Large R.R. et al. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. No. 9. P. 2377–2391.

8 Powerman V., Shatsillo A. et al. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Research*. 2015. V. 267. P. 39–71.

9 Yudovskaya, M.A., Distler V.V. et al. Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits // *Geoscience Frontiers*. 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.010>.

Опасность загрязнения питьевых источников в окрестностях Танадонского золоторудного месторождения (Большой Кавказ, Республика Северная Осетия - Алания)

Парфенов А.В.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, Parfenov@igem.ru

Танадонское золоторудное месторождение расположено в горной части Северной Осетии в ущелье одного из истоков реки Урух - Танадон, на северном склоне горы Таймази. Оно было открыто в 1897-1900гг, и в последующие годы на нем периодически проводились разведочные работы и геохимическое опробование, по результатам которого месторождение было отнесено к категории средних с запасами золота 16 тонн по категории Р2 (Константинов и др., 2005). Площадь Танадонского месторождения составляет около 22 км². Вмещающими породами здесь являются метаморфические образования ктитебердинской свиты палеозоя, а также каменноугольные граниты уллукамского и белореченского комплексов. Во многих местах они прорваны юрскими интрузиями диабазов и габброидов (фиагдонский комплекс), а также многочисленными молодыми дайками трахиандезитов цанского комплекса (ранний плиоцен) и штоками дацитов теплинского комплексов (ранний плейстоцен). С внедрением даек трахиандезитов связано возникновение рудной минерализации, которая часто наложена на андезитовые тела (Лебедев и др., 2018). На Танадонском месторождении известно до 180 жил, зон, мелких точек с различными типами рудной минерализации. Здесь встречаются кварцевые жилы с молибденитом, пирротинном, висмутином, кварц-арсенопиритовые рудные зоны и жилы с висмутином и золотом, минерализованные зоны дробления с висмутиновым и арсенопиритовым оруденением, кварц-арсенопирит-полиметаллические жилы. Мощности рудных зон и жил составляют 0,1–0,2 м, реже 0,4–0,6 м, при протяженности по простиранию от 0.1–0.2 до 0.8–1.0 км. Наиболее широко-распространенными и богатыми на золото (до 14г/т) являются кварц-арсенопиритовые жилы. Основным концентратом золота в них является арсенопирит (до 25 г/т в монофракциях), представленный обычно двумя разновидностями – I (крупнокристаллической, >5мм) и II (средне-мелкокристаллической, <5мм). Среди рудных минералов на месторождении также отмечены молибденит, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, висмутин, марказит и др. Важно отметить, что помимо золота в арсенопирите в разных жилах имеются повышенные концентрации Co, Ni, Cu, Se, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Te, Ba, Ir, Hg, Bi, W, U – в крупных зернах (I) и Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, La, Bi, W, Ag, Pb – во II разновидности минерала (Константинов и др., 2005). Таким образом, руды месторождения имеют довольно обширный минералого-геохимический состав. Необходимо обратить внимание на то, что Танадонское месторождение при этом локализовано в одном из красивейших районов Северной Осетии – Горной Дигории, широко известной благодаря своим природным достопримечательностям. У подножья горы Кубус, в истоках реки Урух, находится крупная рекреационная зона, включающая альпинистские и детские лагеря, турбазы и гостиницы (рис. 1).

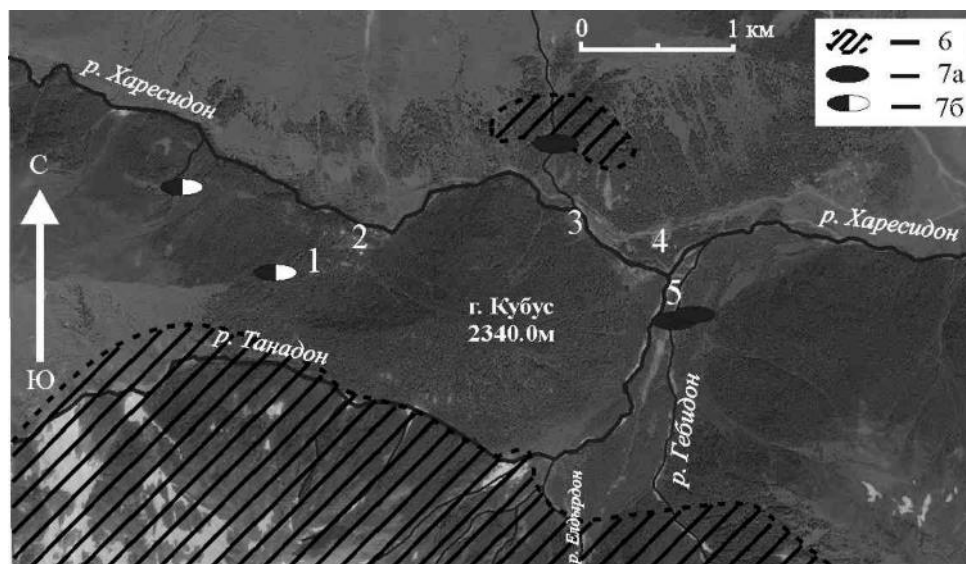


Рисунок 1. Расположение основных туристических баз и домов отдыха в районе горы Кубус.

Цифрами на рисунке обозначено: 1 – База Таганрогского радиозавода “Таймази”, 2 – База отдыха “Комыарт”, 3 – Турбаза “Орлиное гнездо”, 4 – Турбаза “Ростсельмаш”, 5 – Спортивно-оздоровительный комплекс “Порог неба”, 6 – Области развития оруденения в районе, 7 – точки забора питьевой воды: а – подтвержденные сотрудниками турбаз, б - предполагаемые.

Туристы посещают Горную Дигорию круглый год. Их постоянному притоку способствует быстрое развитие инфраструктуры района. Помимо путешественников сюда традиционно приезжают тренироваться различные спортсмены, в том числе группы из детских спортивных школ и секций. Этому также благоприятствует наличие многочисленных горных маршрутов разной степени сложности, проложенных в окрестностях баз отдыха. Водоснабжение турбаз и гостиниц в пределах рассматриваемой территории осуществляется непосредственно из близлежащих источников и ручьев. При этом русла некоторых ручьев, из которых осуществляется забор воды, пересекают отвалы породы, оставшиеся от проходки разведочных штолен на Танадонском месторождении, или непосредственно контактируют с зонами рудной минерализации (рис. 1). При взаимодействии с водой легко окисляются и разрушаются сульфиды, в результате чего в питьевую воду могут попадать такие смертельно опасные для людей химические компоненты как мышьяк и тяжелые металлы. Горный климат обеспечивает круглогодичное выпадение обильных осадков на данной территории, что приводит к интенсивному вымыванию вредных компонентов и загрязнению воды, забираемой турбазами. Основной вклад в загрязнение воды оказывает рудная зона в верховьях реки Танадон и ее левых притоков, таких как р. Елдырдон. На рисунке 1 показаны точки водозаборов питьевой воды, в том числе обнаруженные нами во время полевых работ и подтвержденные сотрудниками баз отдыха, а также предполагаемые. Вероятно, наибольшей опасности подвергается персонал турбаз (рис. 1), так как контактирует с вредными компонентами, находящимися в воде, более длительное по сравнению с постояльцами баз отдыха время. Тем не менее, фатальный эффект от воздействия мышьяка на человеческий организм может проявиться и через несколько лет после попадания в него даже малой дозы вещества. Следует обратить внимание, что помимо загрязнения систем водоснабжения турбаз в районе Танадонского золоторудного месторождения мышьяк и тяжелые металлы имеют тенденцию к переотложению и накоплению на различных биогеохимических барьерах, что в свою очередь ведет к возникновению проблем в сельском хозяйстве региона. Для обеспечения безопасности людей, работающих и отдыхающих в районе Танадонского месторождения, а также постоянно проживающего здесь местного населения, следует в первую очередь провести количественный химический анализ состава воды во всех известных источниках питьевой воды, используемых для нужд рекреационной зоны у подножья горы Кубус. Если обнаружится, что потребляемая вода заражена вредными компонентами, необходимо будет поменять источники водоснабжения на безопасные или наладить

соответствующую систему фильтрации. Такая проверка периодически проводится некоторыми турбазами. Помимо прочего следует включить постоянный мониторинг состава питьевой воды в регионе в программу развития туристического кластера в истоках р. Урух.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00071а).

1. Константинов М.М, Лайпанов Х.Х., Данильченко В.А., Афанасьева Е.Л., Орлов Б.Ю. Геологическое строение и перспективы Танадонского золото-арсенопиритового месторождения // Разведка и охрана недр. Февраль-март 2005. С. 2-10

2. Лебедев В.А., Чугаев А.В., Парфенов А.В. Возраст и генезис золото-сульфидной минерализации на Танадонском месторождении (Большой Кавказ, Республика Северная Осетия - Алания) // Геология рудных месторождений. в печати. 2017-2018.

О типоморфных особенностях самородной серы Авачинского вулкана (Камчатка, Россия)

Плутахина Е.Ю.^{1,2}, Малик Н.А.¹

¹ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, malik@kscnet.ru

²ФГБОУ ВПО «КамГУ им. Витуса Беринга», г. Петропавловск-Камчатский, e.plutakhina@gmail.com

Камчатский полуостров представляет собой благоприятный полигон для изучения вулканической деятельности. Авачинский вулкан – один из наиболее доступных для этих целей объектов. Он расположен в непосредственной близости от краевого центра – г. Петропавловска-Камчатского (25-30 км).

Вулканическая постройка типа «Сомма-Везувий», сложенная породами от андезитов до базальтов, имеет высоту 2751 м. (Масуренков и др., 1991). В течение XX века вулкан извергался 6 раз со средней периодичностью 18 лет (Мелекесцев и др., 1994). В 1991 г. произошло эффузивно-эксплозивное извержение, результатом которого стало заполнение кратера лавой с её истечением на южный - юго-восточный склоны конуса. Во время активизации 2001 г. лавовая «пробка» была нарушена системой субпараллельных трещин. В настоящее время вулкан находится в стадии фумарольной активности. Низкотемпературные фумаролы (до 98°C) сосредоточены на западной кромке кратера (в настоящее время их называют Серным гребнем; до извержения 1991 г. фумарольное поле с этим названием находилось в юго-западной части кратера). Высокотемпературные фумаролы (>400°C) находятся в местах пересечения кромки кратера и трещины 2001 г.: Восточная группа фумарол и Западная фумарола (Малик, Зеленский, 2014).

Образцы самородной серы отбирались в средней части Серного гребня из небольших парогазовых выходов с диаметром до 20 см в массивной корке измененного шлака с серой. На Восточной группе фумарол отбор образцов проводился в северной части на краю поля вблизи выходов газа с температурой 500-620°C.

Для изучения типоморфных особенностей самородной серы были применены методы классической минералогии и минераграфии (микроскопы Discovery V12 Carl Zeiss и Leica EZ4 D; ИВиС ДВО РАН). Для определения структурных разновидностей серы были выполнены многочисленные рентгенофазовые анализы (XRD-7000 MAXima Shimadzu, АЦ ИВиС ДВО РАН; аналитик Назарова М.А.). Химический состав определен рентгенофлуоресцентным методом (S4 PIONEER Bruker, АЦ ИВиС ДВО РАН; аналитики Карташева Е.В., Курносова Н.Ю., Рагулина В.М.) и методами масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, АСИЦ ИПТМ РАН, г. Черноголовка; аналитик Карандашев В.К.). Локальный физико-химический анализ в полированных препаратах и на сколах проводился методами аналитической сканирующей электронной микроскопии (SEM Vega 3 Tescan с энергетическим спектрометром Oxford X-max, площадь кристалла 50 мм², программное обеспечение AZtec Oxford Instruments, ИВиС ДВО РАН; аналитики Чубаров М.В., Москалева С.В., Плутахина Е.Ю.).

По данным рентгенофазового анализа сера имеет только ромбическую решетку (α -сера, за исключением оплавленных агрегатов) независимо от температур в точках отбора.

Концентрации элементов-примесей в самородной сере по данным рентгенофлуоресцентного анализа и ICP варьируют от десятков до тысяч ppm (таблица 1). Выделены два типа примесей: изоморфные и ксеноморфные (таб. 2).

К изоморфным примесям относятся селен, теллур, мышьяк. Максимальные концентрации селена в сере 3647 ppm, теллура 802 ppm (таб. 1). Селен присутствует только в виде изоморфной примеси, в то время как теллур обнаружен ещё и в виде минералов-узников (рис. 1а).

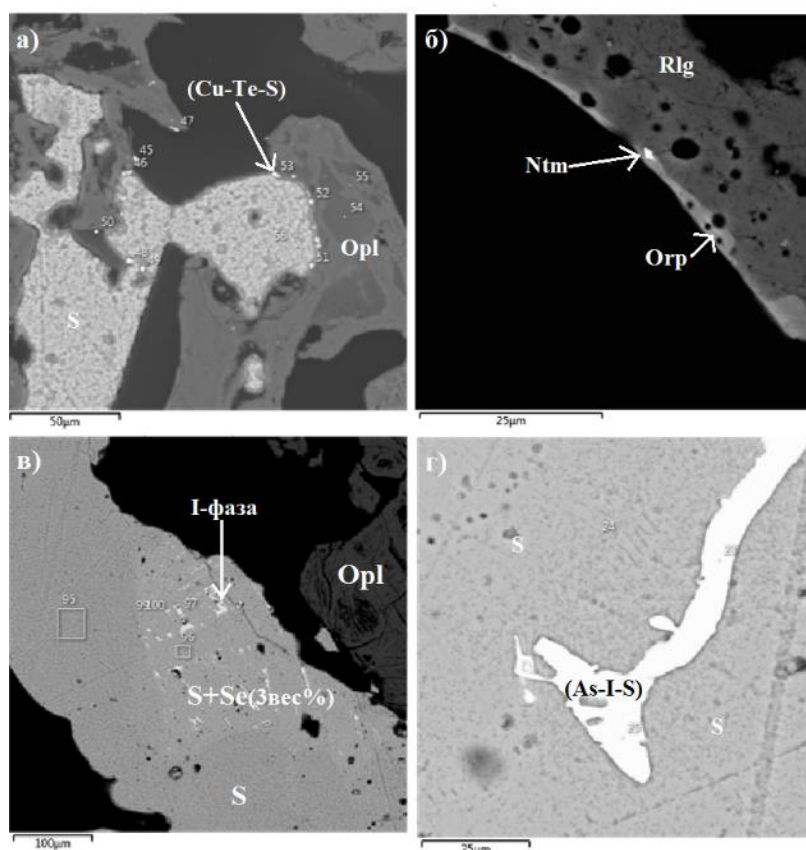


Рисунок 1. Минеральные ассоциации самородной серы:

а – опал (Opl), сульфид меди и теллура (Cu-Te-S); б – реальгар (Rlg), аурипигмент (Orp), наталиямаликит (Ntm); в – сера с локальным обогащением селеном (S), опал (Opl), йодсодержащая фаза; г – мышьяк-йод содержащая фаза (As-I-S). Фото BSE, SEM Vega 3 Tescan.

Содержания мышьяка меняются от 5 до 60 % (рентгеноаморфного «арсеносульфурита», рис. 1 б). Выявлена прямая зависимость между концентрациями мышьяка в сере и температурами fumarольных газов.

Ксеноморфные примеси – В, Na, Mg, Al, Si, Ca, K, Ti, Mn, Fe, Cu, Zn, Ba, Re, Hg, Tl, Pb, Bi. Они связаны с тонкими агрегатами минералов, которые сложно механически удалить из серы. К ним относятся квасцы, сассолин, опал, микрокристаллы сульфидов и оксидов (таб. 2). Наиболее распространенные сульфиды – пирит и киноварь. Их кристаллы имеют размеры до 5 мкм и часто встречаются на поверхностях агрегатов серы. Максимальное количество зерен киновари обнаружено на Серном гребне.

Также к ксеноморфным примесям можно отнести Р, Мо, Sb. Минеральные формы которых пока в возгонах не найдены, но по данным изучения сублиматов (минеральных образований высаженных из вулканических газов в результате экспериментов с кварцевыми трубками непосредственно на fumarолах; Округин и др., 2016) это вероятно апатиты ($Ca_5(PO_4)_3X$, X = OH, Cl, F) или пироморфит ($Pb_5(PO_4)_3Cl$) для фосфора, молибденит (MoS_2) для молибдена и стибнит (Sb_2S_3) для сурьмы.

Ксеноморфные примеси, связанные с минералами-узниками – Si, Cu, Hg, Tl. К ним по результатам анализа на SEM можно добавить йод, хлор, азот. Обломки опала, сульфиды и сульфосоли меди, киноварь, лафоссаит и наталиямаликит диагностированы в виде зерен размерами до 10 мкм (Okругin et al., 2016).

Высокие концентрации йода в сере – до 0,1 % (по результатам РФА) обусловлены появлением сложных соединений, в которых концентрации этого элемента достигают 20 вес. % (рис. 1в, г). Эти фазы неустойчивы под пучком электронов. Они ассоциируют с такими минералами как нашатырь, годовикит, гипс и азотсодержащие фазы сложного состава, диагностика которых представляет значительные трудности.

Таблица 1. Химический состав самородной серы по данным ИСР (в ppm).

Хим. элем	Серный гребень			Восточная группа фумарол	
B	< ПО	12.6	< ПО	7.2	1.1
Na	12.8	37.5	< ПО	< ПО	15.1
Mg	< ПО	31.7	< ПО	12.0	11.9
Al	< ПО	< ПО	20.3	54.6	36.9
Si	< ПО	< ПО	< ПО	< ПО	< ПО
P	< ПО	< ПО	15	2.8	< ПО
K	3.4	25.8	2.5	6.8	5.9
Ca	22.2	330	14.5	26.2	39.1
Ti	370	101	179	2.9	64.0
Mn	0.1	1.4	< ПО	0.8	0.5
Fe	19.9	93.2	17.3	39.2	33.2
Cu	0.3	8.8	< ПО	1.0	< ПО
Zn	0.2	0.7	< ПО	0.8	< ПО
As	0.1	6720	< ПО	2841	3169
Se	1.6	3560	4.9	3647	2244
Mo	0.1	1.4	< ПО	< ПО	0.1
Sb	0.1	14.1	< ПО	0.2	0.2
Te	0.1	802.4	< ПО	356	460
Ba	0.1	3.2	0.1	0.2	1.5
Re	< ПО	5.5	< ПО	0.1	0.4
Hg	< ПО	46.6	< ПО	0.3	< ПО
Tl	0.1	8.5	< ПО	0.3	0.4
Pb	0.1	118.2	< ПО	0.7	0.2
Bi	0.1	13.0	< ПО	0.4	1.2

Находки нашатыря в возгонах относительно редки. В основном это или вытянутые сростки кристаллов длиной до 2 мм, или бесформенные и скелетные агрегаты микрокристаллов на поверхности самородной серы.

Авторы благодарны научному руководителю В.М. Округину; сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования В.В. Куликову, Р.Н. Куликовой, В.Ф. Лунькову, А.А. Платонову, Ш.С. Кудаевой, О.А. Зобенько, Д.А. Яблоковой способствовавшим подготовке образцов и обсуждению результатов; аналитикам А.М. Округиной, М.В. Чубарову, С.В. Москалевой, Е.В. Карташевой, Н.Ю. Курносовой, Н.И. Чебровой, М.А. Назаровой (ИВиС ДВО РАН), В.К. Карандашеву (ИПТМ РАН), В.В. Козлову, М.А. Лукашевой (Представительство фирмы Tescan), содействовавшим выполнению данных исследований.

Таблица 2. Минеральный состав возгонов Авачинского вулкана

Самородные фазы		Сульфаты	
Самородная сера	S	Ангидрит	CaSO ₄
Оксиды		Англезит	PbSO ₄
Кварц, кристобалит	SiO ₂	Арканит	K ₂ SO ₄
Рутил	TiO ₂	Барит	BaSO ₄
Гематит	Fe ₂ O ₃	Тенардит	Na ₂ SO ₄
Магнетит	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄	Афтиталит	(K,Na) ₃ Na(SO ₄) ₂
Сассолин	B(OH) ₃	Глауберит	Na ₂ Ca(SO ₄) ₂
Лимонит	Fe ₂ O ₃ ×nH ₂ O	Годовикит	NH ₄ (Al,Fe)×(SO ₄) ₂
Опал	SiO ₂ ×nH ₂ O	Натроалунит	NaAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Макконелит	CuCrO ₂	Алунит	KAl ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆
Купрошпинель	CuFe ₂ O ₄	Гипс	CaSO ₄ ×2H ₂ O
Магнезиоферрит	MgFe ₂ O ₄	Хадемит	Al(SO ₄)F×5H ₂ O
Галогениды		Халькантит	CuSO ₄ ×5H ₂ O
Галит	NaCl	Эпсомит	MgSO ₄ ×7H ₂ O
Сильвин	KCl	Алуноген	Al ₂ (SO ₄) ₃ ×17H ₂ O
Наталиямаликит	Tl	Галотрихит	FeAl ₂ (SO ₄)×22H ₂ O
Лафоссаит	Tl(Cl,Br)	Пиккеренгит	MgAl ₂ (SO ₄)×22H ₂ O
Нашатырь	NH ₄ Cl	Метаалуноген	Al ₄ (SO ₄) ₆ ×27H ₂ O
Сульфиды			
Пирит, марказит	FeS ₂	Реальгар	AsS
Галенит	PbS	Аурипигмент	As ₂ S ₃
Гринокит	CdS	Рениит	ReS ₂
Киноварь	HgS	Висмутин	Bi ₂ S ₃
Сфалерит	ZnS	Халькопирит	CuFeS ₂
Неминеральные фазы			
Арсеносульфурит	(As,S), As 10-60 %	I-фазы	(As,S,I,O), I до 20 %

1. Малик Н. А., Зеленский М.Е. О температуре и составе газа фумарол вулкана Авачинский в 2012–2013 г. // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 27–28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 94–97.

2. Масуренков Ю.П., Егорова И.А., Пузанков М.Ю. и др. Вулкан Авачинский. Действующие вулканы Камчатки. Т. 2. М.: Наука, 1991. С. 246–273.

3. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Двигало В.Н., Базанова Л.И. Исторические извержения Авачинского вулкана на Камчатке (попытка современной интерпретации и классификации для долгосрочного прогноза типа и параметров будущих извержений). Часть II (1926-1991 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1994. №2. С. 3–23.

5. Округин В. М., Малик Н. А., Москалева С. В. и др. Применение сканирующей электронной и зондовой микроскопии для изучения продуктов современной вулканической деятельности // Тезисы докладов. XIX Российский симпозиум по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твердых тел. Черноголовка. 2015. С. 444–445.

6. Округин В.М., Малик Н.А., Плутахина Е.Ю., Назарова М.А. и др. Новые данные о возгонах и сублиматах Авачинского вулкана (2014-2015 гг.) // Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2016 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 400–405.

7. Плутахина Е.Ю., Малик Н.А. Новые данные о фумарольной сере Авачинского вулкана // Материалы XII региональной молодежной конференции «Природная среда Камчатки», 15 апреля 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 31–40.

8. Okrugin, V., Favero, M., Liu, A., Etschmann, B. et al. Nataliyamalikite, IMA 2016-022. CNMNC Newsletter No. 32. August 2016. page 918; Mineralogical Magazine, 80:915–922.

Кальцит-пироксеновые графические сростания в ийолит-уртитях Чикской щелочной интрузии (Сангиленское нагорье, респ. Тыва)

Поляков Н.А.¹, Никифоров А.В.¹, Сугоракова А.М.²

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, crocodile31415@gmail.com

²ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл, республика Тыва

Среди мраморизованных карбонатных толщ Сангиленского нагорья разведана целая серия проявлений и месторождений нефелинового сырья. На одном из таких проявлений – Чикской интрузии ийолитов-уртитов встречены необычные кальцит-пироксеновые графические сростания (рис.1 А,Б). Генетическая природа этих образований и обсуждается в настоящем сообщении.

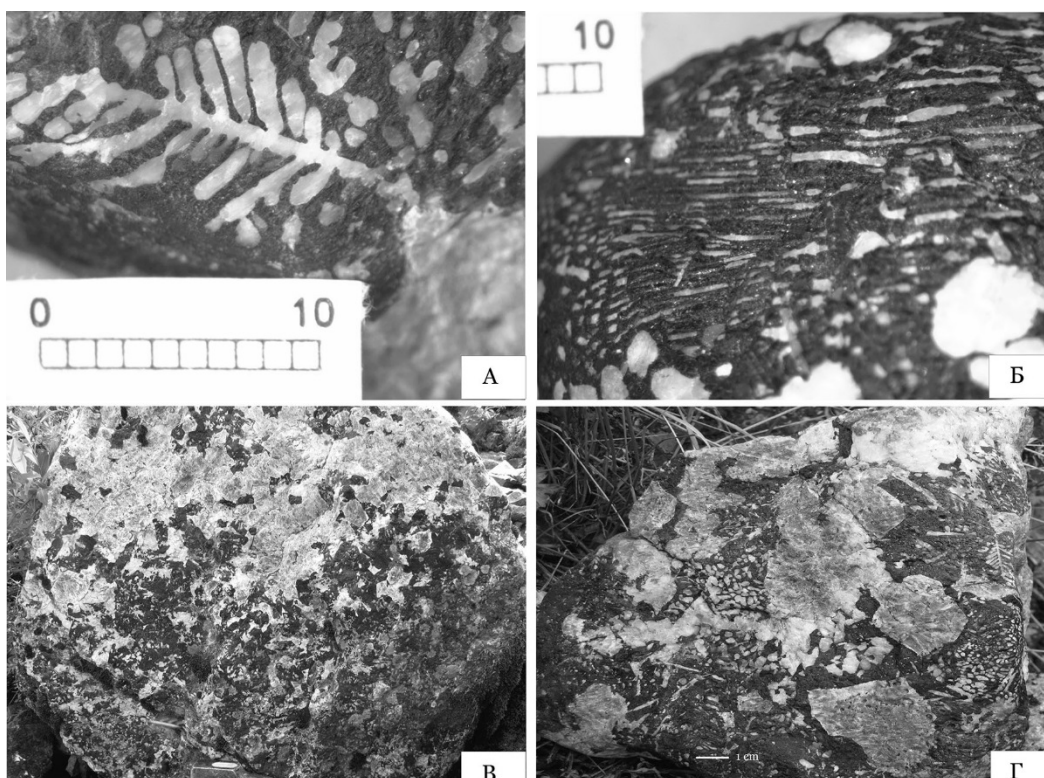


Рисунок 1. Ийолиты Чикского массива с кальцит-пироксеновыми графическими сростаниями

А – Графический вросток кальцита в пироксене в форме «ёлочки» (линейка 10 мм).

Б – Продольное сечение трубчатых выделений кальцита в пироксене.

В, Г – Глыбы кальцитсодержащих ийолитов с кальцит-пироксеновыми графическими сростаниями. Размер глыб около 25 см.

Чикская щелочная интрузия расположена на территории Сангиленского нагорья на юго-востоке республики Тыва (50°10.6' с.ш., 96°42.6' в.д). Интрузия ийолит-уртитов прорывает толщу мраморизованных известняков, имеет примерно 1 км в длину и 250 м в ширину. Северо-западная часть интрузии состоит из шлирово-полосчатого комплекса перемежающихся субвертикальных полос ийолит-уртитов. На юго-востоке интрузия сложена нефелин-кальцитовыми породами, кальцитсодержащими ийолит-уртитам и шорломитовыми ийолитами.

На периферии среди ийолит-уртитов встречаются разности с кальцит-пироксеновыми графическими структурами. Обнажений коренных пород этого типа не обнаружено, все имеющиеся образцы найдены в пролювиальных свалах на склоне горы в виде глыб и их обломков

(рис.1 В, Г). Нефелин составляет от 40 до 90 % объёма породы, имеет зеленый цвет из-за мельчайших включений пироксена. Минерал образует крупные, до нескольких сантиметров, гипидиоморфные кристаллы. Пироксен черного цвета совместно с кальцитом занимает остальной объём породы. Довольно часто наблюдаются индивиды пироксена с идиоморфными очертаниями. Содержание в породе кальцита может достигать 15 %. Также в породе присутствуют отдельные удлиненные тонкопризматические кристаллы апатита.

Формы выделения кальцита разнообразны – «ёлочки» (рис.1 А), «черви», «иероглифы» либо «капли» и прочие неправильные округлые формы разного размера. Эти выделения наблюдаются в пределах отдельных кристаллов пироксена, вдоль границ минералов, либо пересекая несколько зёрен, в общем, напоминая диабластовую или сотовую структуру.

В объеме выделения кальцита, как правило, бесформенные, субизометричные. Редко встречаются выделения в виде вытянутых цилиндров, имеющими в продольном сечении вытянутую линейную форму, а в поперечном сечении округлую изометричную форму (рис.1 Б).

При наблюдении породы в шлифах обнаруживаются выделения кальцита в виде групп овальных форм, однонаправленных, с одинаковой оптической ориентировкой, напоминающих те же «соты» или «хвост павлина» (рис.2 А, Б, В). Для таких групп характерно общее погасание в противофазе с кристаллом пироксена, в котором они заключены. В единичных случаях зёрна кальцита захватывают и кристаллы нефелина (рис.2 Г).

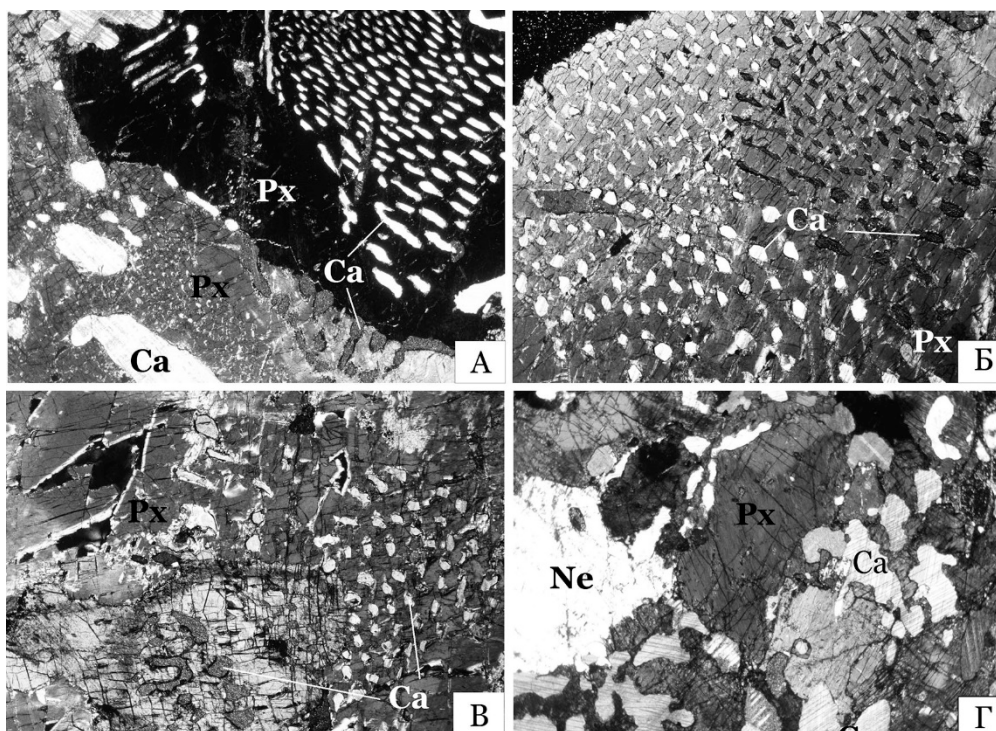


Рисунок 2. Фотографии кальцит-пироксеновых срастаний в проходящем свете при скрещенных николях.

А, Б, В – группы выделений кальцита в пределах одного (Б) или нескольких (А, В) кристаллов пироксена; Г – крупные выделения кальцита в пироксене и нефелине. Поле зрения на фотографии 5 мм.

При исследовании прозрачно-полированных шлифов на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA 450 (ИГЕМ РАН) установлено, что по краям некоторых кальцитовых выделений присутствует кайма граната андрадит-гроссулярового ряда. Определен состав пироксена $[(Ca_{0,83}Na_{0,13}Mg_{0,04})_{1,0}(Mg_{0,34}Fe^{2+}_{0,40}Fe^{3+}_{0,16}Ti_{0,07}Al_{0,03})_{1,0}(Si_{1,80}Al_{0,20})_{2,0}]$, который оказался очень близок к составу пироксена в ийолит-уртитях, слагающих основной объем Чикской интрузии. Состав кальцита характеризуется присутствием стронция – 0.4 вес.% SrO.

Графические срастания минералов – не частое явление в природе. В первую очередь они характерны для пегматитов – это срастания кварца и калиевого полевого шпата. Кроме этого

классического примера графического срастания нам известны еще несколько примеров, наиболее яркие из которых:

- форстерит-кальцитовые срастания в ранних карбонатитах Белозиминского массива (Багдасаров, 1978);
- кварц-кальцитовые эпитактические срастания (Бонев, 1983);
- кварц-плагиоклазовые симплектиты (Ефимов, 2010);
- срастание нефелина с калиево-полевым шпатом в нефелиновых сиенитах Дежнёвского массива, где в ассоциации с этими срастаниями присутствует кальцит (Перчук, 1963);
- эвтектические сульфидные срастания в рудах Норильского рудного поля (Спиридонов, 2010).

В генетическом плане графические срастания могут возникнуть двумя принципиально разными путями – совместной кристаллизацией и метасоматическим замещением одного минерала другим.

В рассматриваемом случае наиболее вероятной видится модель магматического происхождения графических срастаний кальцита и пироксена. При внедрении интрузии магма ассимилировала большое количество кальция и CO_2 из вмещающих карбонатных пород, в результате чего насыщенный кальцием расплав в ходе кристаллизации, на более поздних её этапах, образовал такие эвтектоидные структуры. Однако вариант метасоматического замещения кальцита пироксеном пока исключать не следует. Исследование включений минералообразующей среды, по-видимому, помогут определиться с моделью формирования этой разновидности ийолитов Чикского массива.

1. Багдасаров Ю.Г. Оригинальные черты состава и структуры ранних карбонатитов // Зап. Всесоюзного. Мин. Общ. Ч. CVII. 1978. Вып.2. С.137-145.

2. Бонев И.К. Кварц-кальцитовые эпитактические срастания и происхождение некоторых особенных морфологических разновидностей кварца // Review of the Bulgarian geological society, vol. 44, part 1, 1983.

3. Ефимов А.А., Ефимова Л.П., К. Флерова К.В., Маегов В.И. Находка известкового мирмекита (кварц-плагиоклазовых симплектитов) в габбро-норитах платиноносного пояса Урала // Ежегодник-2009, Тр. ИГГ УрО РАН. вып. 157. 2010. С. 129-133.

5. Перчук Л.Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Том II, Изд. Акад. Наук СССР. 1963. С. 160-180.

6. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1356-1378.

Характер воздействия на окружающую среду при скважинной гидродобыче комплексных железных руд Бакчарского узла (Томская область)

Перегудина Е.В.¹, Домаренко В.А.¹

¹ ФГАОУ ВО НИ ТПУ, г. Томск, pere-elena@mail.ru

Площадь поисково-оценочных работ расположена в Бакчарском районе Томской области в 200 км юго-западнее г. Томска, вблизи райцентра Бакчар. Географически, район находится на восточном склоне Обь-Иртышского междуречья центральной части Западно-Сибирской низменности.

В геоморфологическом отношении район работ расположен на Обь-Иртышском водоразделе, в долинном комплексе рек Парбиг и Бакчар, левых притоков р. Чая. Реки типично равнинные, с сильно меандрирующими руслами и малыми скоростями течения.

Площадь работ представляет собой заболоченную и слабо всхолмленную равнину с абсолютными отметками от 121 м. на водораздельных участках до 89 м. в речных долинах (рек Галка, Тетеринка левых притоков р. Бакчар). Территория покрыта лесами, поймами рек и болотами, причем болота преобладают в южной части района. Лесной покров таежного типа. Пойменные участки и болота непроходимы для транспорта в летнее время и труднопроходимы зимой (Бабин, 1969; Шайхиев, Рихванов, 2015).

Климат района континентальный с продолжительной холодной зимой и коротким теплым летом. Среднегодовая температура $-0,7 - -1,6^{\circ}\text{C}$. Среднегодовое количество осадков колеблется от 560 до 623 мм. Снежный покров достигает 130 см и держится до начала мая. Максимальная глубина сезонного промерзания наступает в конце марта и достигает 280 см. Преобладают ветры юго-западного и южного направлений.

Вопрос о геологическом доизучении и дальнейшем освоении Бакчарского железорудного рудного узла, являющегося наиболее перспективной и относительно изученной частью крупнейшего Западно-Сибирского железорудного бассейна, открытого в середине прошлого века при поисковых работах на нефть и газ, рассматривался неоднократно на самых различных уровнях. В том числе Бакчарское проявление рассматривалось в качестве главного источника железорудного сырья для строящегося в конце 50-х годов Западно-Сибирского металлургического комбината. Обсуждался также вариант строительства второго сибирского меткомбината в Томской области, в районе с. Киреевска на берегу р. Обь, в 150 км юго-восточнее оценочного участка Бакчарского железорудного рудного узла.

Одной из главных специализированных проектных организаций того времени «Гипроруда» (г. Ленинград) было выполнено ТЭО строительства открытого карьера годовой производительностью около 30 млн. тонн сырой железной руды и подтверждена высокая рентабельность проектируемого предприятия (Бабин, 1969).

Особо активно освоение Бакчарского рудного узла доказывалось в конце 50-х - первой половине 60-х годов после проведения на нем дополнительных целенаправленных работ в начале тематических, опробовательских, а затем и буровых геолого-поисковых работ, подтвердивших наличие огромных ресурсов и запасов железных руд оолитового строения, которые по классификации того времени многими исследователями относились к категории C_2 и даже C_1 . В специализированных организациях, в частности, в металлургическом институте г. Сталинска (ныне г. Новокузнецк) проведены серьезные технологические испытания по обогащению, агломерации и металлургии, при которых достигнуты положительные результаты в виде получения концентратов с содержанием валового железа до 55-59 %, окатышей, брикетов с использованием бакчарской руды и местного сырья – угля, торфа. Произведены аналогичные испытания в г. Томске, г. Новосибирске и получены качественные чугуны и сталь.

Главной проблемой для дальнейшего освоения этого рудного узла было принято считать сложные гидрогеологические условия, якобы не позволяющие разрабатывать проявление карьерным, и тем более, подземным способом, а технологии разработки и добычи твердых полезных ископаемых с использованием скважин еще только начинались. В течение 70-х–80-х годов эти технологии получили развитие на различных месторождениях бывшего СССР, в том числе они активно развивались в Сибири и Томской области (Туганское титан-циркониевое месторождение, Георгиевская россыпь и Первомайское месторождение строительных песков в Томской области, Тарское месторождение в Омской области и Ордынское месторождение титан-циркониевых рудных песков в Новосибирской области). Особо успешно и интенсивно эта технология добычи внедрялась на предприятиях Минатома (бывшего министерства среднего машиностроения), где скважинная добыча, совмещенная с подземным выщелачиванием, обеспечивала основную долю добычи урана.

После открытия на севере Казахстана Соколовско-Сарбайского титан-магнетитового месторождения, построенный второй в Сибири металлургический завод был переориентирован на железную руду этого месторождения, а Бакчарское проявление было вначале отнесено к резервным, а затем и вовсе бесперспективным объектам. Если еще в 1964 году учеными и производственниками Новосибирска и Томска в известной монографии «Западно-Сибирский железорудный бассейн» (ИГД СО РАН г. Новосибирск, 1964 г.) была доказана самая низкая себестоимость 1 тонны добываемой железной руды и продуктов ее дальнейшего передела, вплоть до чугуна и стали, то в дальнейших программах и стратегиях развития черной металлургии страны этот объект практически не рассматривался на протяжении десятилетий.

Ниже приводится возможное отрицательное воздействие на компоненты окружающей природной среды во время проведения работ скважинной гидродобычи (СГД):

Воздействие на почвы и растительность.

Отрицательное воздействие на площади работ скважин гидродобычи (СГД) на почвенный покров, ограничится в штатных условиях деградацией почвенного покрова в границах отведенных земель и проявится в механическом уничтожении естественной растительности (древесные насаждения, кустарничковый ярус).

За пределами земельного отвода уничтожение или повреждение растительности возможно только в непредусмотренных случаях (самовольная рубка древесины, поджег леса работающим персоналом и др.).

Нарушенные земли после отработки рядов скважин СГД подлежат рекультивации: уборке технологического мусора, засыпке траншей демонтируемой трубопроводной системы с использованием хвостов классификации обогащения, планировка поверхности и проведение комплекса агротехнических и фитомелиоративных мероприятий, направленных на восстановление почвенно-растительного слоя, выполняемый после полного завершения технического этапа.

Цель проводимых работ по рекультивации – подготовка земель к дальнейшему использованию в сельском и лесном хозяйствах.

В целом отрицательное воздействие на растительный покров в штатных условиях окажется допустимым по площади и характеру проявления и не окажется губительным для компонентов почвенного и растительного покрова.

Воздействие на подземные и поверхностные воды.

На территории площадки проведения работ поверхностные водоемы отсутствуют.

Ее вертикальная планировка исключает проникновение поверхностных стоков в грунт.

Вода для питьевых нужд - привозная.

Водозабор на технологические, хозяйственно-бытовые нужды и пожаротушение предусмотрен из водозаборной скважины.

Негативное воздействие на поверхностные и подземные воды возможно при загрязнении площади, прилегающей к территории водозабора пресных подземных вод.

Для предохранения участка артезианской скважины от возможного загрязнения вокруг нее предусмотрены зоны санитарной охраны.

Зона санитарной охраны (ЗСО) представляет собой специально выделенную территорию, в пределах которой создается особый режим, исключающий возможность загрязнения.

Технология проведения работ предусматривает использование повторно-оборотного водоснабжения.

Хозяйственно-бытовые стоки будут утилизироваться в гидроизолированном выгребе с последующей его рекультивацией по окончании работ.

Воздействие на животный мир.

Всю совокупность факторов отрицательного воздействия на фауну при производственном освоении района можно разделить на две группы: прямые (химическое отравление, гибель животных на дорогах, их распугивание и браконьерство) и опосредованные (трансформация и отчуждение угодий, технические сооружения, загрязнение среды обитания, нарушения путей миграций и мест сезонных концентраций).

Для уменьшения воздействия на животный мир необходимо производить расчистку площадок от леса до массового прилета и гнездования птиц; вести работы строго в полосе отвода; ввести запрет для персонала на ввоз охотничьего оружия и других орудий промысла, что даст возможность ограничить воздействие сравнительно небольшой зоной вокруг объекта.

Воздействие на атмосферный воздух.

Объектами выделения и выбросов загрязняющих веществ в атмосферу на объектах СГД разработки являются: автомобильная и специальная техника; сварочные агрегаты; устройства агломерационного цеха, с системой пылегазоочистки; котельная, работающая на угле, склад каменного угля.

В атмосферный воздух будут выбрасываться такие основные загрязняющие вещества как оксид и диоксид азота, оксид углерода, сажа, сернистый ангидрид, углеводороды предельные, сероводород, бенз(а)пирен, зола углей, пыль угольная, оксид железа, марганец и его соединения, фтористый водород, пыль неорганическая, взвешенные.

Использование исправно работающей техники; недопущение переливов дизельного топлива при заполнении резервуаров его хранения, обеспечение их герметичности; эффективная работа пылегазоочистного оборудования позволят свести воздействие на атмосферный воздух – к минимальному.

Обращение с отходами.

Во время работ на объекте будут образовываться основные отходы такие как: шламовая фракция хвостов классификации обогащения, которые будут размещаться в хвостохранилище; фракция хвостов магнитной сепарации, которая может быть использована в дорожном строительстве; обтирочный материал, загрязненный маслами (содержание масел менее 15%); отходы из жилищ несортированные (исключая крупногабаритные), которые накапливаются в специальных контейнерах и, по мере накопления, вывозятся на ближайший полигон ТБО.

Обустройство мест сбора и временного хранения отходов, их своевременный вывоз исключит захламление площадки объекта и тем самым уменьшит возможное неблагоприятное воздействие на окружающую среду при обращении с отходами.

Как отмечалось выше, способ разработки месторождений скважинной гидродобычи наносит гораздо меньший вред, нежели открытый и подземный способы.

В отличие от открытого способа добычи не отторгаются безвозвратно участки земли. После отработки рядов скважин СГД, освобожденная территория после уборки технологического мусора, засыпки траншей демонтируемой трубопроводной системы и рекультивации нарушенных земель передается для дальнейшего использования в сельскохозяйственных целях, не дожидаясь конца отработки месторождения.

По опасности провалов ландшафта, что имело место на экспериментальные площадки СГД Тарского месторождения следует отметить, что они в условиях Бакчарского проявления маловероятны. Глины в разрезе надрудной толщи характеризуются плотным сложением и в воде распадаются слабо, причем глины составляет свыше 40% надрудного разреза. Извлечение слоя рудной массы мощностью 3–5 м на глубине 150–180 м (2–3%) приведет лишь к небольшой релаксации с увеличением пористости и соответственно влажности пластов, которая колеблется

по разрезу от 15 до 40%, составляя в участках напорных водоносных пластов до 70–75%. Место опытной СГД песков для отсыпки дорог на Первомайском нефтяном месторождении, где с глубины 150 м извлечено 2500 м³ грунта с 1984 года до настоящего времени не привело к образованию провала (см. текст. прил. 21). Провалы на Тарском месторождении титанциркониевых песков обусловлены близким расположением продуктивного пласта к поверхности (40–50 м) и преобладанием рыхлых песков в надрудном разрезе (Паровинчак, 2009).

Единственный объект нового техногенного ландшафта – хвостохранилище по завершению отработки будет подвержен рекультивации для любого заявленного вида деятельности: сельскохозяйственной, лесохозяйственной (Перегудина, 2015).

1. Бабин А.А. Бакчарское железорудное месторождение (геология, закономерности размещения и генезис железных руд): Автореферат диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. // Томск. 1969. 248 с.

2. Паровинчак М.С. Окончательный отчет по теме «Технико-экономическое обоснование...» // № 35-06-20.- г. Томск. 2009. 152 с.

3. Перегудина Е.В. Прогнозная оценка влияния отработки комплексных железо-редкоземельных руд Западно-Сибирского пояса на экосистему Бакчарского Васюганья/ Е. В. Перегудина; науч. рук. В. А. Домаренко // Творчество юных - шаг в успешное будущее: материалы VIII Всероссийской студенческой научной студенческой конференции с элементами научной школы имени профессора М.К. Коровина, г. Томск, 23-27 ноября 2015 г. / Национальный исследовательский Томский политехнический университет (ТПУ); под ред. А. Ю. Дмитриева. Томск: Изд-во ТПУ. 2015. С. 120-122.

4. Шайхиев И.Р., Рихванов Л.П. Эколого-геохимические исследования природных сред района Бакчарского железорудного месторождения (Томская область) Известия ТПУ. Т. 326. № 5. 2015. С. 62-78.

Геохимические особенности и перспективы золоторудного проявления Изобильненское Южное (Северный Казахстан)

Рахимов М.К.¹, Магретова Л.И.¹, Покусаев А.В.¹

¹ТОО «Центргеолсъемка», г. Караганда zaocgs@mail.ru

Северный Казахстан является крупной золоторудной провинцией. Практически весь объем крупных золоторудных объектов района принадлежит гидротермальным плутоногенным золоторудным формациям, парагенетически связанным с позднеордовикским степнякским интрузивным комплексом (М.С. Рафаилович, 2009).

Малые многофазные интрузии степняцкого комплекса дифференцированы от габбро-габброноритов начальной фазы внедрения и диоритов-кварцевых диоритов первой фазы до гранодиоритов, тоналитов и плагиогранитов второй фазы; при этом золоторудные кварцевые жилы и минерализованные зоны сосредоточены как в самих интрузивных массивах, так и во вмещающих формациях. Вмещающие породы подвергнуты интенсивному метасоматозу с образованием березитов, лиственитов, контактовых пропилитов. В размещении рудогенерирующих интрузивов степняцкого комплекса определяющую роль играют зоны глубинных разломов.

При выполнении ГДП-200 для изучения выявленной ранее золоторудной минерализации (В.М. Можаровский, 1982; 1985) в 2014-2016гг. на участке Изобильный IV проведены поисковые работы.

Участок имеет размеры 1,5x2 км, полностью перекрыт рыхлыми образованиями мощностью 20-30м. Для оценки рудоносности участка Изобильный IV проведены глубинные геохимические поиски с применением картировочного бурения станками КГК.

Камеральная обработка геохимической информации включала в себя: 1 - формирование базы первичной геохимической информации; 2 - статистическую обработку геохимических данных; 3 - построение моноэлементных геохимических карт; 4 - исследование геохимической зональности оруденения; 5 - оценка перспектив геохимических аномалий

На участке выявлена золоторудная минерализация типа минерализованных зон, приуроченная к экзоконтакту небольших диоритовых массивов позднеордовикского степняцкого интрузивного комплекса габбронорит-диорит-тоналитового состава, прорывающего ниже-среднеордовикские терригенные отложения (рис.1). Диориты интенсивно березитизированы до полнопроявленных березитов, пиритизированы. Вмещающие породы ороговикованы, интенсивно брекчированы, березитизированы, пиритизированы. Золоторудная минерализация выявлена как в интрузивных, так и во вмещающих породах. Рудная минерализация представлена пиритом, реже халькопиритом, арсенопиритом в виде тонких прожилков мощностью до 0,5см и тонкорассеянной вкрапленности по всей массе пород. Вмещающие породы под воздействием интрузий степняцкого типа превращены в разнообразные роговики. Они образуют вокруг интрузий кольцеобразные ореолы, ширина которых зависит, в большинстве случаев, от величины интрузивного тела, состава и характера окружающих его пород, чаще всего ширина контактовых ореолов вокруг интрузий не превышает 300 м, а вокруг дайкообразных и жильных тел составляя первые метры.

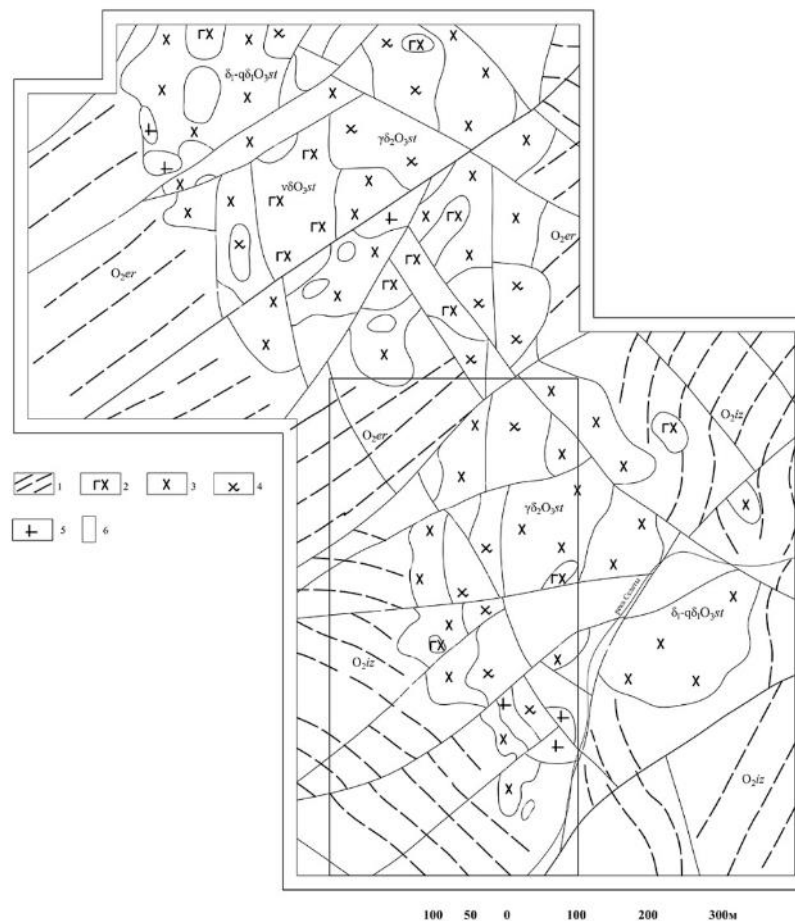


Рисунок 1. Карта докайнозойских образований участка Изобильный IV.

1 – терригенно-осадочные породы нижнего-среднего ордовика; 2-5 – породы степнякского интрузивного комплекса: 2 – габбродиориты, 3 – диориты, кварцевые диориты, 4 – гранодиориты, тоналиты, 5 – плагиограниты; 6 – контур участка Изобильненский Южный.

Выявленные на стадии поисков комплексные ореолы золота и сопутствующих ему химических элементов были оценены поисковыми скважинами. Скважины вскрыли маломощные зоны с золотой минерализацией.

Золоторудная минерализация фиксируется первичными ореолами золота, серебра, висмута, мышьяка, свинца, цинка, молибдена, олова, меди, хрома, кобальта и никеля. Эти элементы между собой и с золотом имеют устойчивую корреляционную связь.

Наиболее интенсивная золоторудная минерализация фиксируется в южной половине участка Изобильный IV в районе проявления Изобильненское Южное.

По данным картировочного и поискового бурения, как в березитизированных диоритах, так и в ороговикованных осадочных породах, установлены линзовидные зоны золоторудной минерализации в целом субмеридионального простирания (повторяющие линию контакта диоритов с вмещающими породами), протяженностью в первые сотни метров при мощности в первые десятки метров с содержаниями золота от первых десятых г/т до первых г/т (при максимальном содержании 10-17 г/т)

Геохимическая аномалия золота участка Изобильненский Южный (рис. 2) наиболее крупная и контрастная на площади участка Изобильный IV. Аномалия пространственно совпадает с аномалиями серебра, сурьмы, висмута, мышьяка, свинца, цинка, меди, молибдена, олова, вольфрама и других элементов.

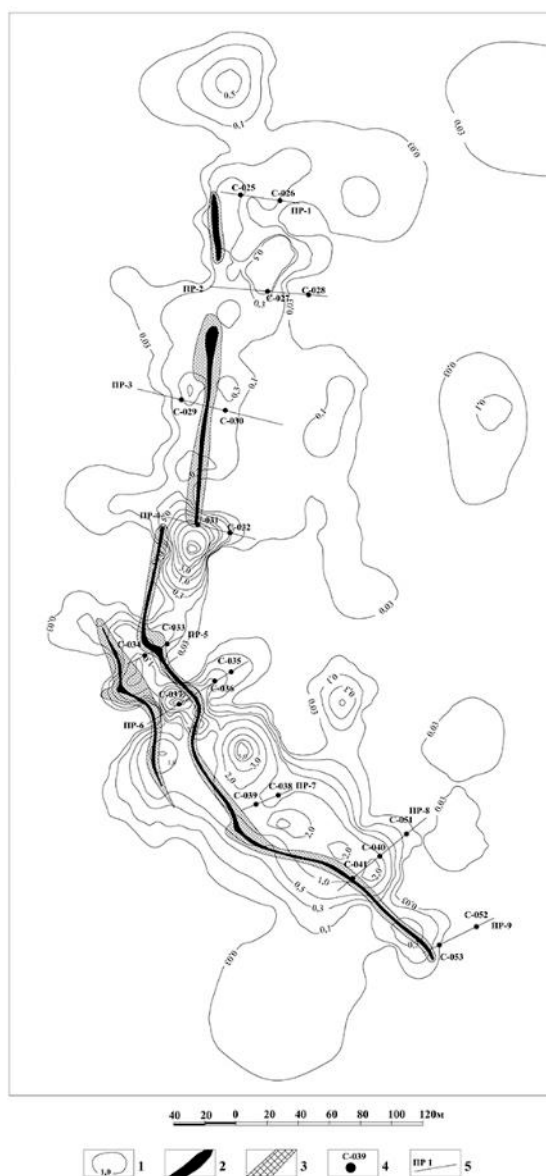


Рисунок 2. Участок Изобильненский Южный. Схема расположения проекций рудных тел на поверхности.

1 – первичные геохимические ореолы золота в г/т; 2 – рудные тела; 3 – зоны минерализации; 4 – поисковые скважины; 5 – геологические профили.

Аномалии этих элементов близко расположены друг к другу и отражают слабовыраженную поперечную зональность зоны золотого оруденения, расположенной в зоне экзоконтакта интрузивного массива.

Геохимический фон золота на участке составляет 0,004 г/т. Минимально аномальное значение для золота составляет 0,01 г/т. Площадь аномалии по изолинии 0,01 г/т составляет 8,5 кв.км, по изолинии 0,1 г/т - 2,92 кв.км, а по изолинии 1,0 г/т – 0,53 кв.км. Аномалия по изолинии 0,1 тянется на 600м при ширине 100-220м.

Вертикальная зональность оруденения была исследована в скважине С-040. Стволовая мощность зоны минерализации по скважине составляет более 30 метров при среднем содержании золота более 2 г/т. На основании данных этой скважины была составлена модель оруденения.

Анализ вертикальной зональности позволил выделить три ассоциации элементов :

- надрудная-верхнерудная: (Ti, Mn, Sr, Ba)
- рудная: (Au, As, Sb, Ag, Bi, Zn, Pb)
- нижнерудная-подрудная: (B, Y, Be, Zr, Nb)

Кластерным анализом подтверждаются выбранные ассоциации элементов индикаторов золотого оруденения. Наиболее тесная ассоциация золота наблюдается с висмутом, мышьяком и серебром. Немного слабее связь золота с такими элементами как: сурьма, молибден, олово, медь, вольфрам, бериллий и циркон, видимо эта ассоциация характеризует гранитоиды и связанную с ними минерализацию. Эти элементы накапливаются в рудных интервалах зоны оруденения.

Элементы, представленные стронцием, барием, и титаном характеризуют верхнерудные и надрудные области оруденения.

Хром, никель и свинец характерны для верхнерудных и подрудных частей оруденения.

Очевидно зоны оруденения могут быть связаны с различными типами минерализации: 1 тип - метасоматиты с золото-пирит-висмутовой минерализацией, где золото концентрируется в пирите первой генерации, сульфидной массе и висмутине; 2 тип - кварцевожильный тип золотой минерализации, золото в котором концентрируется в арсенопирите и пирите и кварце

В пределах зоны золоторудной минерализации скважины вскрыли диориты с сульфидной минерализацией, представленной пиритом, арсенопиритом, висмутином с редкими прожилками кварца и золота более от 0,3 до 17,8 г/т. Кварцевые диориты окварцованные, березитизированные с пиритом, висмутином и арсенопиритом.

Рудая зона, сопровождаемая зоной минерализации, прослежена на участке Изобильненский Южный в субмеридиональном направлении субпараллельно контакту интрузии почти на 1500м. Подсчитаны прогнозные ресурсы по категориям P₁ и P₂

Описываемый участок рекомендован для дальнейшего изучения и может рассматриваться как перспективный для расширения золоторудной сырьевой базы района.

1. Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алма-Аты. 2009. 304.с.

2. Магретова Л.И., Гранкин М.С., Исмаилов Х.К., и др. Перспективы Аксу-Жолымбет-Бестюбинского золоторудного района (Северный Казахстан). Алматы. 2015. 296 с.

Гидрогеохимические особенности Хиагдинского рудного поля

Рекун М. Л.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, miroslav05@inbox.ru

Уран – наиболее эффективный среди ископаемых энергоносителей. Добыча урана из его природных источников может осуществляться двумя способами: классическим горным и способом подземного выщелачивания (ПВ). В последнем случае залегающие на глубине руды вскрываются только скважинами, по которым производится нагнетание растворов в недра и откачка их на поверхность. Соответственно в минимальной степени нарушается поверхность земли, исключается нахождение людей под землей, создаются условия для протекания процесса в непрерывном автоматическом управляемом режиме. Данный способ значительно экономичнее и экологически предпочтительнее горного способа. Однако область его применения ограничивается месторождениями с высокой проницаемостью руд в недрах, т.е. с рудами рыхлого пористого сложения и к тому же залегающими ниже уровня грунтовых вод.

Объектом проведенных исследований является урановые месторождения, входящие в группу месторождений Хиагдинского рудного поля, геологическое строение которого позволяет проводить отработку этого месторождения методом ПСВ.

Хиагдинское рудное поле располагается в юго-восточной части Амалатского плато базальтов (рис. 1).

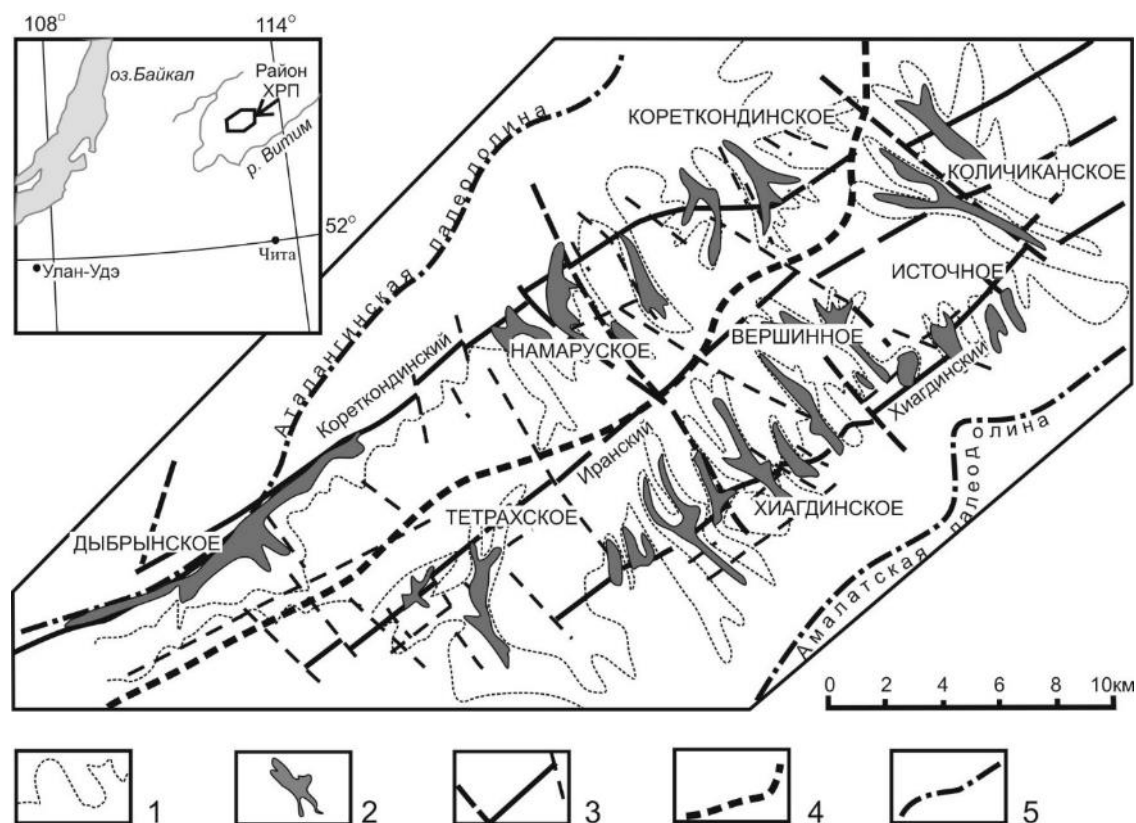


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта Хиагдинского рудного поля (по материалам ЗАО “Русбурмаш”).

1 – контуры палеооврагов, выполненные неогеновыми отложениями джилдинской свиты, сохранившимися под базальтами Амалатского плато; 2 – проекции урановорудных залежей; 3 – разрывные нарушения различного порядка; 4 – ось Байсыханского поднятия; 5 – оси палеодолин.

В геологическом строении выделяются два структурных этажа: нижний – кристаллический фундамент, представленный метаморфическими и магматическими породами,

и верхний, являющийся основной рудовмещающей толщей. Глубина залегания оруденения от 90 до 210 метров от поверхности.

Изучение урановой минерализации показало, что она отличается высокой дисперсностью и тяготеет к участкам, обогащенным сульфидами и органическим веществом. Основным урановым минералом является фосфат нингиоит ($\text{CaU}(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

В мировой практике добычи урана отсутствуют объекты, в которых рудная минерализация представлена исключительно фосфатом четырехвалентного урана. В этом отношении Хиагдинская группа месторождений представляет собой единственный пример месторождения с таким типом руд.

Экзотичность объекта требует внесения изменения в технологию отработки месторождений и переработки растворов, поскольку существующая технология на протяжении более 40 лет ориентировалась и совершенствовалась исключительно на оксидные и силикатные минералы урана.

Анализ геологических условий и минеральных ассоциаций указывает на следующие условия образования нингиоитовых руд: нейтральный или слабощелочной характер растворов; наиболее высокие значения Eh, по сравнению с другими типами черневой рудной минерализации (уранинит, коффинит); локализация в зоне восстановления и приуроченность к границе окислительно-восстановительной зональности. Кроме того, биогенный фактор (жизнедеятельность микроорганизмов) признан определяющим при образовании нингиоита, что подтверждается и результатами современных исследований (Дойникова, 2007; Iwatsuki, 2003).

Лисицын А.К. установил следующие интервалы начала осаждения урана при его восстановлении при крайних значениях рН: при рН 6,5 $E_h = +20 \div (-150)$ мВ; при рН 8,5 $E_h = (-90) \div (-200)$ мВ (Лисицын, 1975).

Для технологических процессов важное значение имеет различная скорость растворения соединений U(IV) и U(VI). Большое содержание U(IV) в руде резко замедляет ее растворение в выщелачивающих реагентах, что вызывает необходимость применения окислителя для интенсификации процесса растворения.

Особенности миграции и концентрирования урана в геологической среде в основном определяются его переменной валентностью. Поэтому главнейшие факторы, влияющие на поведение урана – те, что способствуют его переходу из одного валентного состояния в другое. Это, в первую очередь, присутствие во вмещающих породах восстановителей и окислителей и геохимические свойства подземных вод, из которых наибольшее влияние оказывает Eh.

Оксидная рудная минерализация урана представлена в основном двумя валентными формами – U(IV) и U(VI). Образуемые этими формами соединения резко различаются по миграционной способности в подземных водах, поэтому распространение и концентрация урана в подземных водах являются прямым следствием их окислительно-восстановительной зональности. Геохимию урана в подземных водах определяют следующие его химические свойства:

Изучение степени окисленности урана в объеме рудных залежей важно для познания механизма их образования и технологических целей. При подземном выщелачивании урана поддержание необходимого окислительного состояния выщелачивающего реагента зависит от окислительно-восстановительных свойств руды и от валентного состояния металла в залежах.

С целью изучения геохимических условий локализации оруденения на месторождениях Хиагдинского рудного поля выполнены следующие работы:

- изучена степень восстановленности урана и железа в рудах, химический состав воды, окислительно-восстановительное и кислотно-щелочное равновесие в системе вода – рудоносная порода на образцах керна.

- методом гидрогеохимического каротажа на месте залегания урановых руд изучены окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные свойства подземных вод;

- изучен видовой состав и биохимическая активность естественной подземной микрофлоры, определяющей современные геохимические условия в рудных пластах.

Кроме того, дополнительно изучен видовой состав и биохимическая активность естественной подземной микрофлоры, определяющей в значительной степени современные геохимические условия в рудных пластах.

Окислительно-восстановительное и кислотнo-щелочное равновесие в системе вода – рудоносная порода изучалось по методике А.К.Лисицина (Лисицын, 1975).

Было выполнены измерения рН-Eh в образцах, отобранных из разведочных скважин. Обработка полученных данных показала, что Eh равновесия воды с песчаными и глинистыми отложениями в основном находится в области отрицательных значений от -420 до +80 мВ, в среднем составляя -300 мВ. Если учесть, что осаждение урана в восстановительном геохимическом барьере при нормальной температуре и рН около 7 происходит при величине $Eh < -25$ мВ, то окислительно-восстановительную обстановку следует оценивать как сильно восстановительную. Приведенные весьма низкие значения окислительного потенциала типичны для окислительно-восстановительных систем, в которых потенциалзадающей системой является биогенный водород (Лисицын, 1975).

Наиболее низкие Eh присущи отложениям, обогащенным органическим веществом.

Кислотно-щелочные свойства подземных вод характеризуются как слабощелочные. Среднее значение рН = 8,08 при разбросе – от 7,47 до 8,60.

Одновременно с определением кислоторастворимых валентных форм урана, в тех же образцах определяли кислоторастворимые валентные формы железа ($\Sigma Fe_{кр}$, $Fe_{III_{кр}}$).

Рядовые (0,05-0,5%) и богатые (>0,5%) руды сильно восстановлены. Уран в подавляющем количестве находится в четырехвалентной форме и только бедные руды (0,01-0,05%) слабо окислены, поскольку пространственно ближе расположены к зоне грунтово-пластового окисления. Чем выше содержание урана в руде, тем выше степень его восстановленности.

Приведенные данные сильно восстановленного урана хорошо согласуются с крайне низкими отрицательными значениями Eh, измеренного как в пастах, так и методом ГХК. Природа высокой восстановленности руд многофакторная и связана с присутствием в рудах сингенетических и эпигенетических восстановителей.

Анализ результатов показал, что в целом подвижного железа в рудах мало. Его суммарные содержания находятся в диапазоне значений – 0,0062 ÷ 0,104 мас.%. При общем низком содержании суммарного железа доля в нем кислоторастворимого Fe(III) крайне мала – среднее значение всего лишь 24 отн.% при разбросе значений от 0 до 55 отн.%.

Окислительно-восстановительное состояние железа в рудах также свидетельствует о высокой восстановленности ураносодержащей литологической среды.

Результаты измерения рН и Eh методом гидрогеохимического каротажа (ГХК) подтвердили данные измерений в герметично упакованных пастах по методике А.К.Лисицина (Солодов, 2005). Согласно данным ГХК, Eh в нижней части скважины, вскрывающей рудоносный горизонт, изменяется от -325 до -340 мВ.

По химическому составу подземные воды бикарбонатные натриево-кальциево-магниевые с общей минерализацией 675-1500 мг/л, общей жесткостью 5,4-15,5 мг-экв/л, рН ~ 7,6-8,1.

Важная роль естественной подземной микрофлоры в формировании гидрогенных месторождений урана была показана в фундаментальных работах (Виниченко, 2004; Лисицын, 1975).

Основной задачей микробиологических исследований являлось изучение микрофлоры ураноносных пород. Имея данные о наличии тех или иных микроорганизмов, можно судить о потенциальной возможности вызываемого ими микробиологического процесса, а зная физико-химические условия в обследованном месторождении или отдельном его участке, можно говорить о том, что этот процесс проходит в настоящее время.

Изучалась активность денитрифицирующих бактерий – гетеротрофов (ДБ), сульфатредуцирующие бактерии (СРБ) и водородобразующие бактерии (ВОБ).

По результатам исследований было доказано, что восстановительная роль органического вещества во вмещающих породах усиливалась высокой биохимической активностью

водородобразующих бактерий гетеротрофов, создающих сильно восстановительную обстановку в рудолокализирующей литологической среде – Eh < -300 мВ (обычно около -400 мВ).

Выводы

Основные результаты проведенных исследований по изучению гидрогеохимических условий в рудоносных пластах месторождений Хиагдинского рудного поля сводятся к следующему:

1. Уран в рудах сильно восстановлен. Преобладает его четырехвалентная форма;
2. Подвижного кислоторастворимого железа в рудах мало. Железо в рудах, геохимический показатель восстановленности рудоносной литологической среды, также сильно восстановлено. Доля его трехвалентной кислоторастворимой формы составляет 24%;
3. Высокая степень восстановленности урана объясняется низкими значениями окислительного потенциала: - 300 мВ;
4. Уран локализуется в рудах в восстановительном геохимическом барьере. Восстановительное осаждение происходило под влиянием сингенетичных и эпигенетичных рудоносных отложений восстановителей. Восстановительная роль органического вещества усиливалась высокой биохимической активностью водородобразующих бактерий гетеротрофов, создающих сильно восстановительную обстановку в рудолокализирующей литологической среде – Eh < -300 мВ;
5. Сильная восстановительная обстановка и, как следствие, высокая степень восстановленности урана в рудах при крайне низком содержании подвижного Fe(III) свидетельствуют о необходимости применения искусственных окислителей при добыче урана сернокислотным скважинным подземным выщелачиванием. В таких геохимических условиях отработка рудных залежей месторождения методом СПВ без использования искусственных окислителей малоэффективна.

1. Виниченко П.В. Теория биогенного рудообразования на примере урановых месторождений. Иркутск, изд-во «Сосновгеология». 2004 216 с.

2. Дойникова О.А. Месторождения урана с новым типом черневой минерализации: фосфатным // Геология Рудных Месторождений. 2007. т. 49. №1, С. 89-96.

3. Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра. 1975. 248 с.

4. Солодов И.Н., Величкин В.И., Рубцов М.Н., Купер В.Я., Черток М.Б. Гидрогеохимический каротаж: теория и практика. М.: Едиториал УРСС. 2005 320 с.

5. Iwatsuki T., Murakami Y., Naganuma T., Hama K. Redox buffer capacity of sedimentary rocks around uranium deposit (Study of water-mineral-microbe system at the Tono uranium deposit, Japan) // Chikyukagaku (Geochemistry). 2003. V.37. P. 71–82.

Закономерности формирования рудогенных элементов в кварц-углеродистых метасоматитах Восточного Донбасса

Рыбин И.В.¹, Труфанов В.Н.¹, Труфанов А.В.¹

¹Южный Федеральный Университет, г. Ростов-на-Дону, ivrybin@sfnedu.ru, trufanov@sfnedu.ru, avtrufanov@sfnedu.ru

Современные представления о генезисе ископаемых углей до сих пор базируются на концепции оторфенения растительных остатков и последующей трансформации торфа при диагенезе и метаморфизме. Учением о каустобиолитах практически не используются идеи метасоматоза и флюидизации, которые играют большую роль в петрогенезе и рудообразовании. Поэтому проблема углеводородной флюидизации и метагенеза ископаемых углей, впервые выдвинутая П.Ф. Иванкиным, В.Н. Труфановым (Иванкин и др., 1987) представляет большой теоретический и практический интерес. В последующей серии публикаций этих авторов с сотрудниками (Иванкин, 1993; Иванкин и др., 2001; Труфанов и др., 2004) было показано, что процессы углеводородной флюидизации ископаемых углей и вмещающих пород происходят в широком диапазоне температур и давлений в зависимости от геолого-структурных условий образования угольных месторождений, оказывают существенное влияние на технологические свойства углей, формируют углегазовые залежи в метаноугольных месторождениях и аномальные зоны внезапных выбросов угля, пород и газа.

В результате комплексных геолого-структурных, минералого-петрографических и термобарогеохимических исследований выделяется 4 типа кварц-углеродистых метасоматитов в различной степени обогащенных рудогенными элементами: псевдолидиты, псевдофтаниты, кварцевые гидротермалиты, псевдокварцолиты.

В качестве примера в данном тезисе приводятся краткие результаты исследований кварц-углеродистых метасоматитов в угольных месторождениях Сулино-Садкинского, Краснодонецкого и Тацинского геолого-промышленных районов Восточного Донбасса.

Кварц-халцедоновые псевдолидиты образовались в областях расслоения вмещающих пород в угольных месторождениях при влиянии восстановленных флюидов на аргиллиты при температурах 120 - 40°C и давлениях 6-5 МПа. Визуально псевдолидит представляет собой плотную, массивную породу черного цвета, состоящей из микрозёрен кварца и органического вещества. В виде отдельных обособлений в породе присутствуют халцедоновидный кварц, кремнистые спиккулы губок, редкие зерна пирита. Микроскопически порода представлена мелкими эвгдральными и плоскими зёрнами кварца и халцедона размерами от 5-6 до 8x20 мкм в органическом субстрате. Обнаружены единичные двойники ставролита. Структура породы криптокристаллическая, местами бластокластическая, образованная в результате метасоматического замещения более раннего алевропелитового вещества кремнезем-органическим. Органическое вещество в породе растительного и животного генезиса. Растительное ОВ присутствует в виде раздробленных мацералов группы инертинита – семифюзинита, макринита и фюзинита, имеющего клеточную структуру плохой сохранности. Клеточные пустоты часто не заполнены, а если и заполнены, то глинистым веществом. Животное ОВ присутствует в виде спиккул кремневых губок. Рудный компонент породы имеется в виде мелких фрамбоидов пирита диаметром 2-6 мкм. Иногда рудная минерализация находится вперемешку с органическим веществом в виде полос шириной до 40 мкм.

Согласно систематике и классификации осадочных пород и их аналогов, лидит (по древнеримской провинции Лидии в Малой Азии), или пробирный камень – это плотная порода кварц-халцедонового состава, с обильным тонкораспыленным органическим веществом, с примесью глинистого вещества темно-серого или черного, до смоляного, цвета. Может содержать остатки скелетов радиолярий и спиккулы кремневых губок. (Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. Спб.: Недра, 1998). Так как описанный ранее вид

метасоматита по составу и структуре может быть отнесен к лититам частично, поэтому логично его называть псевдолититом.

При влиянии в подавляющем количестве восстановленных флюидов на алевролиты при температурах 540–3800С и давлениях 120–80 МПа образовались псевдофтаниты, которые состоят из кварца, гидрослюд, углеводородов, сульфидов. Визуально породы представляют собой мелко-среднезернистые окварцованные алевропесчаники с петельчатой текстурой, содержащие в виде вкраплений светлоокрашенные слюды и линзообразные включения органического вещества. Под микроскопом порода состоит из корродированных зерен кварца размером 200х300 мкм и не частых прослоек и отдельных чешуек бурого и рыжевато-красного биотита с шириной кристаллов 40–50 мкм и длиной 200–300 мкм. Органика представлена редкими линзами макринита размером приблизительно 50 мкм, зачастую в ассоциации с рудной минерализацией. Рудный компонент породы представлен пиритом в виде фрамбоидов, диаметром 10–15 мкм и тонких полос толщиной 10 мкм и длиной до 100 мкм.

В породе явно видны признаки гидротермального метасоматоза, которые выражены замещением биотита гидрослюдой, а также наличием реакционных каемок вокруг корродированных зерен кварца. Согласно с систематикой и классификацией осадочных пород и их аналогов, фтанит (от греч. *ftano*) – массивная толстоплитчатая порода кварц-халцедонового состава, разного цвета, с преобладанием серых тонов, иногда содержащая остатки скелетов радиолярий и спикул кремниевых губок. Р. Ж. Гаюи (1922 г.) указывал на черный цвет фтанитов, обусловленный обязательной примесью тонкорассеянного углистого вещества или графита (Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. Спб.: Недра, 1998).

Так как состав, текстура и структура породы схожа с фтанитами частично, следовательно следует её называть псевдофтанит.

Расположение кварцевых гидротермалитов представлено по тектоническим зонам нарушений в виде кварцевых жил, сформированных влиянием многокомпонентных по составу флюидов при температурах 460 – 280°С и давлениях 70–50 МПа. Визуально образцы представлены равномернозернистым жильным кварцем, разбитым хаотично расположенными трещинами на зерна. Под микроскопом порода сложена преимущественно кварцем с отдельными чешуйками слюды, длиной приблизительно 100 мкм. Полевые шпаты представлены редкими неправильной формы зернами плагиоклаза длиной до 100 мкм, которые зачастую граничат с преобразованным и перекристаллизованным минеральным веществом. Органическое вещество в породе в виде мацерала группы инертинита — фюзинита с клеточной структурой. В породе присутствуют следы гидротермального метасоматоза в виде замещения полевых шпатов гидрослюдами, образования вторичного кварца и формирования рудных минералов, представленных пиритом, х/пиритом, галенитом, сфалеритом.

При преобразовании кварцевых песчаников под воздействием преимущественно кремнезем-азотных флюидов при температурах 520–360°С и давлениях 200–150 МПа возникли псевдокварцолиты. Визуально образцы представлены кварцитовидной породой со слоистой текстурой, представленной кварцем с прослоями органики. Под микроскопом порода слоистая, содержит кварц и тонкие прослои органического вещества, представленного инертинитом, шириной 50–100 мкм. Органика здесь вперемешку с микстинитом (глинистым веществом). Рудный компонент представлен галенитом, сфалеритом, х/пиритом и двумя разновидностями пирита в виде фрамбоидов диаметром около 50 мкм и кубов, шириной около 100 мкм. Порода преимущественно состоит из крупных перекристаллизованных кварцевых зерен, которые имеют волнистое погасание, толщиной 50–100 мкм.

Согласно с Петрографическим кодексом России, статьёй III. 1.6, данные изученные высококремнеземистые породы – кварцолиты – могут быть отнесены к магматическим породам лишь условно, поскольку большая часть кварцолитов кристаллизовалась, по-видимому, из отделившегося от силикатной магмы расплава-раствора, в том числе остаточного на стадии, переходной к гидротермальной (Петрографический кодекс России. Спб.: ВСЕГЕИ, 2009). В виду того, что состав, текстура и структура породы может быть отнесена к кварцолитам лишь частично, то следует называть псевдокварцолит.

По результатам полуколичественного атомно-эмиссионного спектрального анализа, метасоматиты содержат элементы, находящиеся в количествах в 2 - 17 раз превышающие содержания, подлежащие количественной оценке в соответствии с актуальными данными (Инструкция по изучению и оценке попутных твердых полезных ископаемых и компонентов при разведке месторождений угля и горючих сланцев. М., Наука, 1987; Требование к комплексному изучению месторождений и подсчету запасов попутных полезных ископаемых и компонентов. М., ГКЗ МПР, 2000). Потенциально-промышленные концентрации элементов: во псевдофтанитах - Ti, V, Cr, Zn; во псевдокварцолитах - Pb; в кварцевых гидротермалитах - Ti, V, Zr, Zn; во псевдолидитах - Bi, Zn (таб. 1).

Таблица 1. Потенциально-промышленные концентрации элементов в кварц-углеродистых метасоматитах Восточного Донбасса.

№проб	Элементы (в г/т)						
	Ti	V	Cr	Zn	Zr	Bi	Pb
10 (кварцевый гидротермалит)	(4000)	(100)	[80]	(150)	(1000)	[2]	[5]
11б (псевдофтанит)	(5000)	(100)	(150)	(100)	[400]	[2]	[20]
12в (псевдолидит)	[45]	[4]	[15]	(117)	[8]	(23)	[4]
12д (псевдокварцолит)	[1248]	[80]	[48]	[83]	[50]	[3]	(126)

Примечания: (4000) – содержания микроэлементов подлежат оценке согласно упомянутой «Инструкции...» и «Требованию к комплексному изучению...»; [80] - содержания микроэлементов не подлежат оценке.

Таким образом, кварц-углеродистые метасоматиты представляют собой потенциально рудоносное минеральное сырьё угольных месторождений и могут быть практически востребованы для получения ценных элементов.

1. Иванкин П.Ф., Труфанов В.Н. Об углеводородной флюидизации ископаемых углей. // Доклады АН СССР. 1987. Т.292. №5. С. 1214-1216
2. Иванкин П.Ф. Петролого-геохимическое обоснование природы выбросоопасности углей. // Безопасность труда в промышленности. 1993. № 9. С. 10-14.
3. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная дегазация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании. М.: ЦНИГРИ. 2001. 206 с.
4. Инструкция по изучению и оценке попутных твердых полезных ископаемых и компонентов при разведке месторождений угля и горючих сланцев. М.: Наука. 1987
5. Петрографический кодекс России. Спб.: ВСЕГЕИ. 2009.
6. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. Спб.: Недра. 1998
7. Требование к комплексному изучению месторождений и подсчету запасов попутных полезных ископаемых и компонентов. М.: ГКЗ МПР. 2000.
8. Труфанов В.Н., Гамов М.И., Рылов В.Г., Майский Ю.Г., Труфанов А.В. Углеводородная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса. Ростов-на-Дону: РГУ. 2004. 272 с.

Синхронизм вариаций физических полей Земли

Рябова С.А.¹

¹ИДГ РАН, г. Москва, ryabovasa@mail.ru

Физические поля Земли тесно связаны с полями околоземного пространства, образуя единую геофизическую систему, управляющую всеми процессами, происходящими в земной коре. Изучение геофизических полей имеет особое значение при проектировании, строительстве и эксплуатации подземных горных выработок, при оценке горнотехнических условий и обводненности выработок, при разведке рудных тел. Другой не менее важной задачей является мониторинг процессов, связанных с природными и антропогенными воздействиями на биосферу Земли.

В настоящей работе анализируются результаты синхронных наблюдений за вариациями электрического и магнитного полей и микропульсаций атмосферного давления в приповерхностной зоне Земли в сопоставлении с вариациями метеорологических параметров приземной атмосферы.

В качестве исходных данных привлекались результаты инструментальных наблюдений за физическими полями, выполненных в период 2011-2014 гг. в условиях Геофизической обсерватории "Михнево" ИДГ РАН. Измерения вертикальной компоненты электрического и магнитного полей выполнялись соответственно с помощью флюксметра ИНЭП (частотный диапазон 0 – 20 Гц) и магнитометра LEMI-018. Микропульсации атмосферного давления регистрировались микробарометром МБ-03, оборудованном ветроподавляющим фильтром, в частотном диапазоне 0,001 – 10 Гц. Метеорологические параметры атмосферы определялись с использованием метеостанции Davis Vantage Pro 2. Описание измерительных средств и результаты регистрации представлены на сайте ИДГ РАН <http://idg-comp.chph.ras.ru/~mikhnevo/>.

Анализ данных показал, что основные локальные вариации электрического поля связаны с возмущением метеорологических параметров атмосферы (прохождением атмосферных, в частности, грозных фронтов, формированием плотной облачности и т.д.). Прохождение мощного холодного атмосферного фронта (~ 9:30 UT), сопровождающегося практически скачкообразным изменением температуры воздуха T и атмосферного давления P , а также повышением влажности воздуха W и бухтообразным уменьшением солнечной радиации S , вызывает вариации не только амплитуды микропульсаций атмосферного давления A , но также значимые вариации вертикальной составляющей напряженности электрического поля E . Более слабый холодный атмосферный фронт (~ 13:30), сопровождающийся формированием плотной кучевой облачности без грозных проявлений, также вызвал, хотя и менее выраженные, но практически синхронные вариации всех исследуемых величин.

В периоды прохождения атмосферных фронтов, сопровождающихся вариациями электрического поля, отмечаются возмущения на записях магнитного поля. Однако эти возмущения в большинстве своем слабо выражены, нестабильны во времени и характеризуются невысокой повторяемостью.

В настоящей работе в качестве параметра геомагнитного поля рассматривался магнитный типпер. При оценке компонент магнитного типпера учитывалось, что теоретически допускается существование линейного соотношения между вертикальной составляющей геомагнитного поля B_z с горизонтальными составляющими геомагнитного поля B_x и B_y в виде (например, (Schmucker, 1970)):

$$B_z = \begin{bmatrix} W_{zx} & W_{zy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_x \\ B_y \end{bmatrix},$$

где W_{zx} и W_{zy} , - комплексные компоненты магнитного типпера.

В матричных обозначениях соотношение имеет вид:

$$B_z = [W] B_\tau,$$

где $[W] = [W_{zx}, W_{zy}]$; $B_\tau = [B_x, B_y]^T$.

Магнитуда (абсолютное значение) T определяется как:

$$T = \sqrt{|W_{zx}|^2 + |W_{zy}|^2}.$$

Для оценки магнитного типпера использовался метод Ларсена, который позволяет по измерениям геомагнитного поля не только производить оценку магнитного типпера, но и позволяет уменьшить ошибку оценки, связанную присутствием в данных геомагнитного поля шумов различного происхождения (Larsen, 1989).

Анализ данных свидетельствует о наличии хорошо выраженных вариаций передаточной функции магнитного поля в виде магнитного типпера W в периоды времени близкие к вариациям напряженности электрического поля (рис. 1). При этом следует отметить, что вариации магнитного типпера наблюдались как синхронно с вариациями напряженности электрического поля (вертикальная компонента), так и с опережением на 1 - 2 часа, что происходило, как правило, в случаях невозмущенной атмосферы перед грозовым фронтом (фронту предшествовали ясные погодные условия). Такой эффект связан с генерацией грозовой ячейкой акустико-гравитационных волн, которые могут регистрироваться в точке наблюдения задолго (за 1 – 6 часов) до подхода грозовой конвективной ячейки (Данилов, Свертилов, 1991; Balachandran, 1980; Соловьев, Рыбнов, 2008).

Одновременно с магнитным типпером вычислялась матрица $[RW]$ как результат обратного деления матриц B_z and B_τ (деление на матрицу слева – обратное деление (Lancaster, 1969)). По аналогии с матрицей $[W]$ матрицу $[RW] = B_z \setminus B_\tau$ можно назвать "обратным магнитным типпером". Анализ данных показал, что вариации компонент обратного магнитного типпера в периоды вариаций напряженности электрического поля (вертикальная компонента) проявляются более четко по сравнению с вариациями компонент магнитного типпера. В качестве примера на рис. 1 приведены вариации компоненты RW_{zy} и модуля обратного типпера RT , вычисленного по формуле:

$$RT = \sqrt{RW_{zx}^2 + RW_{zy}^2}.$$

Из рисунка 1 следует, что повышенные вариации магнитного типпера регистрируются примерно за 2 часа до подхода первого атмосферного фронта и за ~ 20 мин до более слабого второго фронта. Максимум вариаций обратного магнитного типпера наблюдается за 1,5 часа до подхода первого атмосферного фронта (~ 9:30 UT) и практически одновременно с максимумом вариаций напряженности электрического поля (вертикальная компонента) при прохождении второго атмосферного фронта (~ 13:30 UT).

Таким образом, приведенные результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют о синхронизме вариаций электрического поля, магнитного поля, в частности, магнитного типпера, и барических микропульсаций в периоды метеорологических возмущений приземной атмосферы Земли.

Выражаю искреннюю благодарность своему научному руководителю, д.ф.-м.н., профессору Спиваку А.А. за ценные замечания, высказанные при обсуждении результатов исследований.

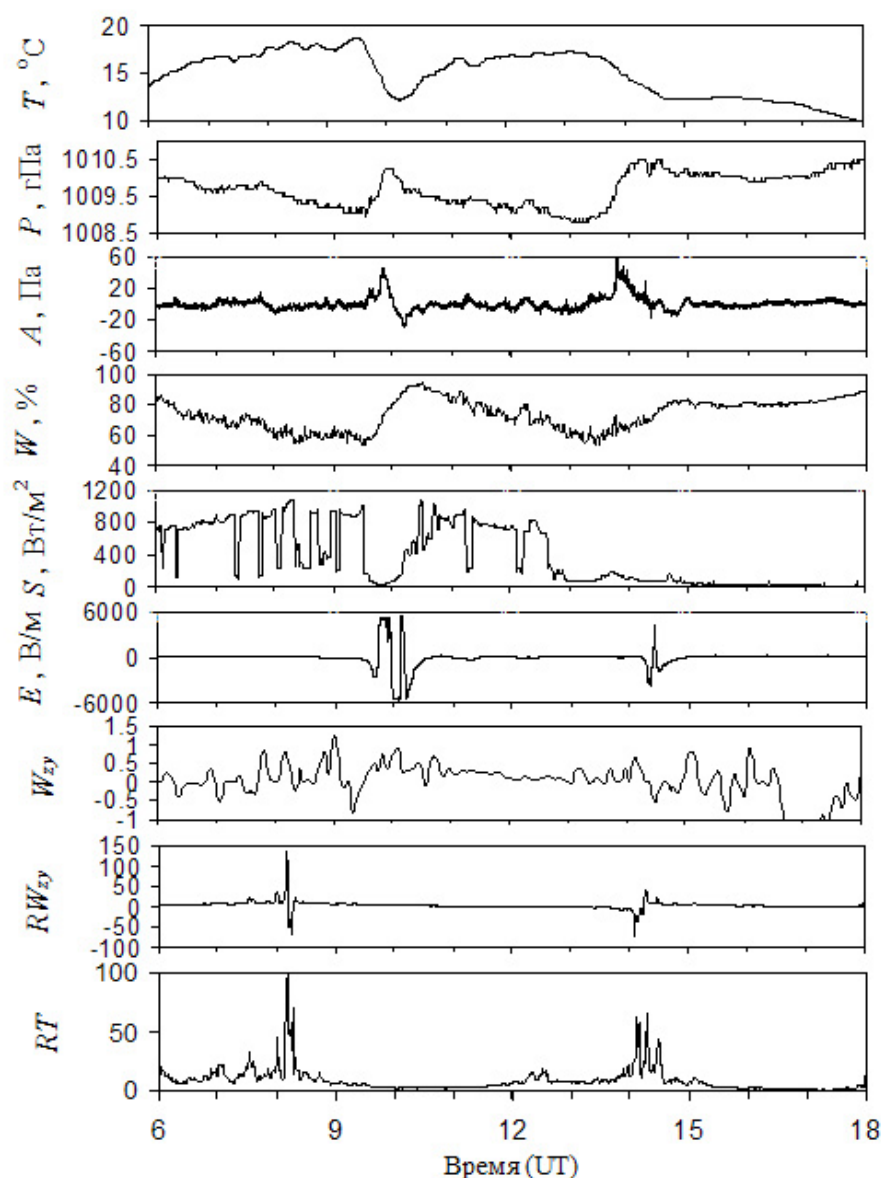


Рисунок 1. Примеры синхронных вариаций геофизических полей и метеорологических параметров атмосферы на ГФО "Михнево" 25.06.2014 г. в период прохождения двух холодных атмосферных фронтов в ~ 9:30 и ~ 13:30 UT.

T и P – температура и атмосферное давление, A – пульсации давления, W – влажность воздуха, S – мощность солнечной радиации, E – вариация вертикальной компоненты напряженности электрического поля, W_{xy} и RW_{xy} – компоненты магнитного и обратного магнитного типпера, RT – магнитуа обратного магнитного типпера.

1. Данилов С.Д., Свертилов А.И. Внутренние гравитационные волны, генерируемые при прохождении гроз // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 3. С. 234 – 242.
2. Соловьев С.П., Рыбнов Ю.С. Возмущения электрического поля и генерация акустико-гравитационных волн, обусловленные приближением атмосферного фронта // Геофизика межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС. 2008. С. 95 – 97.
3. Balachandran N.K. Gravity waves from thunderstorms // Monthly Weather Review. 1980. V. 108. No. 6. P. 804 – 816.
4. Lancaster P. Theory of Matrices. New York: Academic Press, 1969. 326 p.
5. Larsen J.C. Transfer functions: smooth robust estimates by least-squares and remote reference methods // Geophys. J., 1989. V. 99. P. 645 – 663.
6. Schmucker U. Anomalies of geomagnetic variations in the South Western United States. Berkley Los Angeles–London: Univ. California Press, 1970. 165 p.

Первые данные о проявлении метаморфизма сверхвысоких давлений (УНР) на Полярном Урале

Селятицкий А.Ю.¹, Куликова К.В.²

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, selya@igm.nsc.ru

²ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, fopolina1@yandex.ru

Комплекс Марун-Кеу является ключевым для Полярного Урала и рассматривается как индикатор палеозойской субдукции, предшествовавшей началу коллизионных процессов на Полярном Урале. Он представляет собой тектонический блок (террейн по (Glodny et al., 2003)) ~ 14 x 70 км, вытянутый в субмеридиональном направлении в зоне главного уральского разлома и ограниченный тектоническими контактами от вулканогенно-осадочных образований няровейской серии (Удовкина, 1971). В южной части комплекса выделяется три ассоциации пород: 1 – блоки массивного строения, 2 – бластомилониты вокруг блоков массивного строения и 3 – породы полосчатого матрикса (Куликова, Варламов, 2014). Блоки массивного строения сложены пироповыми эклогитами, неравномерно эклогитизированными габброидами, плагиоклазовыми и гранатовыми перидотитами и окружены зонами бластомилонитов, состоящими из гранат-клинопироксен-мусковитовых пород (апозеклогитов). Вмещающей рамой служат породы полосчатого матрикса, субстратом для которых была вулканогенно-осадочная толща. Среди пород матрикса преобладают бластомилонитизированные кварц-полевошпатовые гнейсы, включающие будинообразные и пластовые тела апобазальтовых и аподолеритовых альмандиновых эклогитов и амфиболитов, а также метагранитоиды. Блоки массивного строения (габброиды и ультрабазиты) с зонами гранат-клинопироксен-мусковитовых бластомилонитов имеют подчиненное развитие среди пород полосчатого матрикса. Географически они находятся в Ю.-В. части хребта Марун-Кеу в районе, широко известном под названием «Слюдяная горка».

Основное внимание геологов, исследующих комплекс Марун-Кеу, сосредоточено на геохимии и возрасте эклогитов (Шацкий и др., 2000; Андреевичев и др., 2007; Glodny et al., 2003); в ряде работ сделаны РТ оценки метаморфизма эклогитов. По данным (Шацкий и др., 2000) температуры равновесия эклогитов лежат в интервале 700-750°C, нижняя величина давления оценивается в 13-15 кбар. В работе (Molina et al., 2002) Р-Т параметры образования эклогитов комплекса оценены по составам краевых частей минералов: Р = 14-17 кбар, Т = 600-650°C; в работе (Куликова, Варламов, 2014) – Р = 20.5 кбар, Т = 790°C. Однако метаморфическая эволюция комплекса Марун-Кеу остается не достаточно изученной. Перидотиты комплекса практически не изучены на современном уровне. В то же время гранатовые перидотиты являются широко распространенным компонентом многих коллизионных зон, где проявлен УНР метаморфизм.

В данной работе приводятся результаты исследования метаморфической эволюции гранатовых перидотитов комплекса Марункеу на примере трёх образцов: 791/7 и 790/4a2 – гранатовые лерцолиты, 790/4 – оливин-гранатовый вебстерит. Породы имеют гранобластовую порфиروبластовую текстуру. Порфиробласты граната до 1.2 мм, оливина до 800 мк, редко до 2 мм, пироксенов до 400 мк. Матрикс (<100 мк.) сложен пироксенами, амфиболом, оливином, редкими зёрнами граната.

Анализы минералов выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на электронном микросонде JXA-8100 Superprobe фирмы JEOL. Порфиробласты граната зональны (рис. 2): во всех трёх образцах гранат имеет более магнезиальное ядро и менее магнезиальную кайму: магнезиальность $\#Mg = Mg / (Mg + Fe)$ уменьшается от центра к краю с 0.65 до 0.63 в обр. 790/4, с 0.64 до 0.57 в обр. 790/4a2, с 0.60 до 0.53 в обр. 791/7. Наиболее высокая магнезиальность указывает на образование ядра граната при максимальных РТ параметрах (Grt-2), тогда как менее магнезиальная внешняя часть свидетельствует о росте или диффузионном изменении состава граната на регрессивной стадии

(Grt-3). В образце Ol-Grt вебстерита 790/4 обнаружены также порфиробласты граната с иным характером зональности (рис. 2а): ядро имеет менее магнезиальный состав ($\#Mg = 0.58$), чем кайма ($\#Mg = 0.65$), причём кайма такого граната соответствует составу Grt-2. Порфиробласты с таким типом зональности редки. Характер этой зональности и редкая ее встречаемость указывают на то, что ядра таких порфиробластов являются реликтовыми фрагментами, сохранившимися с прогрессивного этапа метаморфизма (Grt-1). Гранат матрикса во всех образцах имеет $\#Mg$ близкое к краевым зонам порфиробластов (Grt-3). Содержание CaO изменяется в пределах 5.38-6.86 мас. %. Единой закономерности в изменении Ca от центра к краю в гранатах не наблюдается. По содержанию Mg и Fe гранаты из перидотитов комплекса Марун-Кеу отличаются от гранатов из типичных мантийных перидотитов – они менее магнезиальны и соответствуют составу гранатов из коровых ультрабазитов, чьи протолиты до субдукции и УНР метаморфизма находились в земной коре (Селятицкий, Ревердатто, 2011 и ссылки в ней).

Порфиробласты ортопироксена также имеют зональность. Ядра характеризуются минимальным содержанием $Al_2O_3 = 0.42-0.69$ мас. % и более высокой магнезиальностью $\#Mg = 0.86-0.83$. По направлению к краю содержание Al_2O_3 возрастает, $\#Mg$ снижается (рис. 2в). Ортопироксен матрикса близок по составу краевым частям порфиробластов. В образце Ol-Grt вебстерита (790/4) в одном из реликтовых ядер Grt-1 обнаружено включение ортопироксена ($Al_2O_3 = 1.13$ мас. %, $\#Mg = 0.87$), образовавшееся, во всей видимости, на прогрессивном этапе совместно с Grt-1. Низкое содержание Al_2O_3 и более высокое $\#Mg$ в ядре ортопироксена указывает на его образование в условиях пика метаморфизма; повышение Al_2O_3 и понижение $\#Mg$ в кайме свидетельствует о ее образовании на регрессивном этапе.

Парагенезис ортопироксена с гранатом позволяет оценить, как T, так и P метаморфизма. В расчетах PT условий прогрессивного этапа использованы составы ядра граната Grt-1 и включения Орх в нём, для пика метаморфизма – составы ядер порфиробластов граната (Grt-2) и центр порфиробластов Орх с низким содержанием Al_2O_3 , для регрессивного этапа – составы края порфиробластов граната (Grt-3) и ортопироксена и зерен матрикса. Для оценки метаморфизма использована комбинация двух модификаций Grt-Орх барометра (Nickel, Green, 1985), (Brey, Kohler, 1990), и двух модификаций Grt-Орх термометра (Harley, 1984), (Brey, Kohler, 1990). По полученным данным, приведенным в таблице, метаморфизм достигал УНР условий с максимумом P в поле алмазной субфации (39 кбар).

Таблица 1. Результаты PT расчетов метаморфической эволюции гранатовых перидотитов комплекса Марун-Кеу на Полярном Урале

Обр.	Прогр.этап	Пик	Регр.этап 1	Регр.этап 2
790/4	19 / 590	39 / 830	18.5 / 670	17.5 / 670
790/4a2		38.8 / 800	17 / 600	14 / 600
791/7		29 / 750	14 / 575	

Примечание. Значения P (в кбар) и T (в °C) даны через косую черту.

Давление пика метаморфизма соответствует субдукции пород Марункеусского блока в мантию до глубин ~ 117 км. Прогрессивная ветвь PT эволюции гранатовых перидотитов указывает на то, что их протолит до субдукции и УНР метаморфизма находился на уровне нижней коры (~ 57 км.) или выше, а не в мантийных условиях. Наличие реликтовых перидотитов с плагиоклазом указывает на начальное (досубдукционное) давление ниже 7-8 кбар, т.е. на глубины выше 21-24 км, что соответствует верхней коре. О коровой обстановке также свидетельствуют вмещающие базит-ультрабазиты метапелитовые сланцы.

Таким образом, в мире установлен ещё один УНР метаморфический террейн – комплекс Марун-Кеу на Полярном Урале – регион, где проявлены свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в поле алмазной субфации и погружения коровых пород до глубин 117 км. Протолиты гранатовых перидотитов Марункеу не являются мантийными образованиями. По всей вероятности габброиды и плагиоклазовые перидотиты комплекса Марун-Кеу представляли собой базит-ультрабазитовый массив, сформированный до субдукции на уровне верхней коры. Впоследствии он был субдуцирован в мантию и метаморфизован в условиях сверхвысоких

давлений в поле алмазной субфации (39 кбар). При этом по габброидам развивались эклогиты, а по плагиоклазовым перидотитам – гранатовые перидотиты. В дальнейшем породы массива были эксгумированы обратно к земной поверхности, где претерпели различной степени регрессивные изменения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 15-05-08097, а также в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-0004) и программы фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-57 «Главный Уральский разлом и его обрамление как индикаторы многостадийной эволюции аккреционно-коллизийного Уральского орогена».

1. Андричев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А. и др. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Полярный Урал) // Доклады РАН. 2007. Т. 413. С. 503-506.
2. Куликова К.В., Варламов Д.А. Эклогит-гнейсовый комплекс хребта Марукеу / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2014. Вып.12. С. 177-179.
3. Селятицкий А.Ю., Ревердатто В.В. Сравнение составов клинопироксенов, гранатов и шпинелей из мантийных и «коровых» перидотитов коллизийных зон высоких / сверхвысоких давлений // Доклады РАН. 2011. Т. 441. № 5. С. 674-681.
4. Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала / М.: Наука. 1971. 191 с.
5. Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоуц Э. и др. Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // ДАН. 2000. Т. 371. № 4. С. 519-523.
6. Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // Jour. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353-1378.
7. Glodny, J., Austrheim, H., Molina, J. F., Rusin, A. & Seward, D. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geoch. Cosm. Acta. 2003. V. 67. P. 4353-4371.
8. Harley S.L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // Contrib. Min. Pet. 1984. V. 86. P. 359-373.
9. Molina J.F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. The eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism // Lithos. 2002. V. 61. P. 55-78.
10. Nickel K.G., Green D.H. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // Earth Plan. Sci. Let. 1985. V. 73. P. 158-170.

Морфологические и химические свойства почв восточного побережья Новой Земли для оценки миграции радиоактивных изотопов

Семенков И.Н.¹, Усачева А.А.¹, Кудиков А.В.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, semenkov@igem.ru

Натурные данные по почвам Новой Земли имеются преимущественно только по западной части архипелага: Снежным горам, долинам рек Плутовка и Паньковая, побережью губ Грибовой (Горячкин, 2010), Белушьей и Крестовой (Ратманов, 1930; Иванов, 1933) и озера Крест-то (Филатова, 1992; Добровольский, Филатова, 1993). Согласно этим работам, выделяются следующие региональные особенности: полосчатый характер почвенных комплексов, маломощный «торфянисто-гумусовый» горизонт значительно прогумусированных арктических типичных почв, сильная оглеенность и преобладание гумуса фульватного состава. Особенностью Новой Земли является преобладание в структуре почвенного покрова выходов коренных пород и почвоплёнок, а также грязно-серо-бурая окраска почв, унаследованная от материнских пород и лучшее развитие растительности на западном побережье, чем на восточном из-за отепляющего действия тёплых течений Баренцева моря (Горячкин, 2010). Первые данные по почвам более сурового западного побережья архипелага (заливы Абросимова и Степового острова Южный) опубликованы недавно (Лаверов и др., 2016; Усачева и др., 2016). В данной работе более детальное внимание уделено почвам Северного острова.

Цель настоящей работы – анализ радиальной дифференциации почв западного побережья Новой Земли и оценка ее влияния на распределение радиоактивных полунуклидов.

Полевые материалы собраны и описаны А.Ю. Мирошниковым, А.В. Кудиковым и В.В. Крупской в рамках экспедиций НИС «Профессор Штокман» (128-й рейс, 2014 г.) и «Академик Мстислав Келдыш» (63-й рейс, 2015 г. и 66-й рейс, 2016 г.). Подготовку проб к анализам выполнили С.А. Дербуш, Н.И. Костецкая, И.Р. Пургина, И.Н. Семенков и А.А. Усачева. Фракции крупнозема диаметром более 1 мм отделяли сухим ситованием. Уточняющие морфологические описания и химико-аналитические работы проведены в Эколого-геохимическом центре географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова И.Н.Семенковым и А.А.Усачевой. Гранулометрический состав определен на лазерном дифрактометре «Analizeter-22» в образцах, обработанных 4% $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$, содержание углерода органических веществ – титриметрически с фенилантраниловой кислотой по И.В. Тюрину, величина рН и содержание легкорастворимых солей – потенциометрически в суспензии при постоянном помешивании. В ИГЕМ РАН элементный состав почв определен рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре последовательного действия PW 2400 (Philips Analytical) А.И.Якушевым, активность ^{137}Cs – прямым гамма-спектрометрическим методом на низкофоновом γ -спектрометрическом комплексе с полупроводниковым Ge(Li) детектором GEM-4519 (GLP-25300/13) и 8000-канальным амплитудным анализатором 919 EG&G ORTEC А.Л. Керзиным и Р.В. Соломенниковым.

Почвы опробовали из каждого генетического горизонта на побережье заливов Абросимова (6 почвенных разрезов), Ога (6) и Степового (5), мысе Желания (7) (рис. 1) и послойно с шагом 1 см на побережьях заливов Благополучия (1), Седова (2) и Цивольки (3).



Рисунок 1. Карта расположения ключевых участков исследования.

Северная оконечность Северного острова

На участках, свободных от ледяного покрова, в ландшафтах тундровых пустошей северной части острова Северный, растительность представлена преимущественно мхами рода *Polytrichum*, развитыми в основном в так называемых геогенных зонах (Горячкин, 2010), образующихся в участках ветровой тени между крупными обломками горных пород размером от 5–10 до 15–20 см. На приледниковой равнине распространены только мхи рода *Polytrichum*, приуроченные к округлым пятнам диаметром 40–60 см и находящиеся на разных расстояниях друг от друга. По мере приближения к морскому побережью пятнистый характер растительного покрова сменяется полосчато-пятнистым и увеличивается биоразнообразие: между отдельными пятнами образуются перемычки, в составе сообществ появляются зеленые мхи *Aulacomnium* sp., кустистые лишайники, камнеломка *Saxifraga* sp. и некоторые злаки. Непосредственно у морского побережья встречаются зеленые мхи *Aulacomnium* sp., образующие сплошной напочвенный покров и единично произрастает ива арктическая *Salix arctica*. На этой территории сформировались супесчано-легкосуглинистые петрозёмы типичные с содержанием физической глины 10–25%. Их органогенные горизонты представлены серовато-бурым 2,5Y (5–6)/(2–4) подстильно-торфяным (O), реже с гумусово-слаборазвитым (W) горизонтом, залегающим непосредственно на серой (2,5–5)Y (5–6)/(2–4) почвообразующей породе (C) – элювии серых (5/5B) глинистых сланцев. Несмотря на сильное обводнение профиля из-за серого цвета коренных пород, который наследуется почвенным мелкозёмом, оглеение не диагностировано, что типично для почв ландшафтов арктических пустошей (Горячкин, 2010).

Почвы имеют преимущественно нейтральную – слабощелочную реакцию среды (величина pH варьирует в пределах 6,4–7,3) и содержат легкорастворимых солей не более 100 мг/кг. Лишь в отдельных верхних горизонтах почв вблизи морского побережья их содержание достигает 400 мг/кг. В гидроморфных аллювиальных почвах и петроземах у подножия ледника

величина рН понижена и составляет 5,1–5,2. Скелетность почв варьирует в пределах 40–75% (медиана 45%). Вся почвенная масса относительно хорошо гумусирована: содержание углерода органических веществ в мелкозем превышает 1%, достигая 10% в верхней трехсантиметровой толще.

Побережье залива Благополучия

На каменистых россыпях побережья залива Благополучия развиты ландшафты с накипными лишайниками на почвах-пленках. Под редкими, небольшими островками растительности, развитыми в межкаменистых понижениях, удерживается до 5–7 см мелкозема. Гумусовый слабо развитый горизонт развит в верхней двухсантиметровой толще. Он имеет серую 3/5GB окраску и песчаный состав с мелкой дресвой Ø 1–3 мм. Увлажненный мелкозем, собранный в мелкокомковатые отдельные диаметры 3 – 5 мм, обильно переплетен тонкими корнями и образует бусы по корням. По мере уменьшения корешковатости снижается прокрашенность гумусом и степень оструктуренности, появляются включения пластинок галечной размерности 5×8 см. На глубине 5–7 см вскрываются коренные породы.

Скелетность почв варьирует в широком диапазоне 10–50%. В гранулометрическом составе преобладает крупный песок, доля которого составляет 77%. Физической глины содержится около 10%. Несмотря на различия в содержании обломочной фракции (табл. 1), мелкоземистая составляющая имеет очень близкий гранулометрический состав, что связано с близким минеральным составом и сходным направлением физико-химического выветривания.

Таблица 1. Гранулометрический состав почв побережья залива Благополучия, %

Проба	Вся почвенная масса (диаметр частиц, мм)						Мелкозем (диаметр частиц, мм)							
	>10	10-5	5-3	3-2	2-1	<1	Скелетность	<0,001	0,001-0,005	0,005-0,01	0,01-0,05	0,05-0,25	0,25-0,5	0,5-1
Б-6	6,3	6,8	2,8	2,4	16	220	13	0,7	4,9	5,3	5,2	1,7	7,1	75,1
Б-7	118	5,2	8,3	15,9	38	172	52	0,7	5,1	5,2	4,7	0,3	6,2	77,9

Побережье залива Седова

На побережье залива Седова обнаружены камнеломки, злаки, мхи рода *Polytrichum*, кладония и гвоздичные (?). В отдельных куртинах, произрастающих в геогенных зонах ветрозащитных ниш, их суммарное проективное покрытие достигает 100%. Под такими куртинами накапливается до 3 см мелкозема, который состоит из рыхлой смеси бурого 7,5YR 2,5/1 торфа и серого 5Y 3/1 обломочного материала дезинтегрированных сланцев и темно-серого 3/N прогумусированного материала, который обильно пронизан стеблями мхов и корнями сосудистых растений.

Побережье залива Ога

На возвышенных элементах рельефа побережья залива Ога обнаружены куртины растительности из звездчатки (?), мхов рода *Polytrichum*, осок и ив. Под ними находится легкосуглинистый (доля физической глины преимущественно 18 – 25%) серый 3/5GY – темно-серый (более прогумусированный) 1/10Y материал петроземов, как правило, хорошо оструктуренный: мелкокомковато-порошистый или зернисто-комковатый с диаметром агрегатов до 3 мм. Гидроморфные ландшафты приморских и приозерных террас, а также сухие русла ручьев незадернованы. Их мелкоземистый песчаный материал также имеет серую – темно-серую 3/N окраску, которая, вероятно, унаследована от материнских пород. Иногда в нем обнаруживаются слегка уплотненные (легко раздавливающиеся пальцами) окатанными ядра диаметром до 1 см более тонкого пылеватого материала.

Побережье залива Цивольки

На побережье залива Цивольки распространена мохово-кустарничковая тундра на петроземах типичных мощностью несколько сантиметров. В примитивно-пустынных ландшафтах доминируют мхи рода *Politrichum*, образующие кочки высотой 3–8 см, диаметром

10–25 см, покрывающие до 40% площади, встречаются отдельные особи мышиноного горошка *Vicia cracca*, арктоуса альпийского *Arctous alpina* и *Cladonia* sp., занимающие суммарно менее 15% площади проекции растительного покрова при общей задернованности не более 60%. Щебень серых коренных пород, не занятый высшей растительностью, практически полностью покрыт накипными лишайниками (Усачева и др., 2016). Мощность распространенных здесь почв (петроземов) достигает 10 см. Они слабо дифференцированы по цвету и углероду органических веществ, содержание которого варьирует в пределах 1,7 – 3,6% с максимумом на глубине 2–4 см.

В гранулометрическом составе почв преобладают крупная пыль и мелкий песок, на долю которых приходится преимущественно 60–70%. Процессы элювиально-иллювиальной дифференциации в них протекают очень слабо и фиксируются по наличию локального минимума величины рН (6,6 – 6,7) и содержания легкорастворимых солей (90 – 100 мг/кг) на глубине 3–5 см. В верхнем сантиметровом слое и на глубине 10 см значения этих величин составляют соответственно 7,2 – 7,0 и 134 – 137 (232) мг/кг.

Побережье залива Степового

На побережье залива Степового встречены представители трёх родов мхов: *Dicranum*, *Polytrichum* и *Aulacomnium*. Однако лишь первые два занимают более 10% площади. Суммарное покрытие поверхности почвы зелеными мхами и кустарничками меняется от повышенных элементов рельефа к пониженным с 10 до 80% и с 80 до 5% соответственно. На одной из площадок обнаружена синюха северная *Polemonium boreale*, площадь проективного покрытия которой составляла 10%.

В слабокислых (величина рН варьирует в пределах 5,3 – 6,9) петроземах и литоземах скелетность составляет 50–70%. Их органогенные горизонты теряют при прокаливании 20 – 90% своей массы (Лаверов и др., 2016). Почвы побережья залива Степового имеют преимущественно песчано-супесчаный состав. Из-за ограниченности выборки (n=6) доминирующая фракция не выявлена: с близкой частотой преобладают крупная пыль, мелкий или крупный песок.

Побережье залива Абросимова

На участках в заливе Абросимова выявлены представители тех же трёх родов мхов *Dicranum*, *Polytrichum* и *Aulacomnium*, покрывающие в среднем 70% площади при разбросе 40–90%, из которых последний тяготеет к повышенным местообитаниям. В пониженных элементах мезорельефа больше проективное покрытие лишайников рода *Cladonia*. На отдельных площадках до 20% субстрата занято кустарничками: дриадой восьмилепестной *Dryas octopétala* и арктоусом альпийским. В кислых (величина рН варьирует в пределах 4,0 – 5,4) песчаных (доля илистой фракции преимущественно менее 5%) литоземах из-за более интенсивного выветривания в благоприятных климатических условиях скелетность меньше, чем в почвах побережья залива Степового: 30–40%. Органогенные горизонты теряют при прокаливании 16–63% (Усачева и др., 2016). В гранулометрическом составе почв преобладают крупная пыль и мелкий песок, на долю которых приходится преимущественно 60 – 90%.

Заключение

Из-за фрагментарности и маломощности почвенного покрова почвы Новой Земли являются слабым барьером на пути миграции радиоактивных загрязнителей. По способности их удерживать почвы образуют ряд: литоземы и петроземы Южного острова > петроземы мыса Желания > петроземы и почвы-пленки побережья заливов Благополучия, Седова, Ога и Цивольки.

Исследование выполнено в рамках проекта Российского научного фонда № 14-17-00764.

1. Горячкин С.В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС. 2010. 414 с.
2. Добровольский В.В., Филатова Е.В. Геохимические особенности почв острова Южный (архипелаг Новая Земля) // Научные доклады высшей школы. Биологические науки. 1993. №2. С. 91–98.
3. Иванов И.М. О почвенных образованиях ледяной зоны // Тр. Арктического института по изучению Севера. 1933. Т. 12. С. 183 – 202.
4. Лаверов Н.П., Величкин В. И., Мирошников А.Ю. и др. Геохимическая структура и радиационное состояние прибрежных ландшафтов заливов Карского моря Новой Земли // Доклады Академии Наук. 2016. Т. 467. № 3. С. 342–346.

5. Ратманов Г.Е. Почвы Новой Земли // Тр. Почвенного института им. В.В. Докучаева. 1930. Вып. 3 – 4. С. 145–148.
6. Усачева А.А., Семенов И.Н., Мирошников А.Ю., Крупская В.В., Закусин С.В.
7. Геохимические особенности арктических ландшафтов восточного побережья Новой Земли // Вестник Московского университета. Серия 5. 2016. № 6. В печати.
8. Филатова Е.В. Геохимические особенности арктических почв островов Новая Земля // Географический анализ природных и социально-экономических образований. Рязань: Горизонт, 1992. С. 119–123.

Литолого-фациальные и петрохимические особенности рудовмещающих вулканогенных отложений Корбалихинского и Лазурского рудных полей (Рудный Алтай)

Серавина Т.В.¹

¹ ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, tanyaseravina@gmail.com

Колчеданно-полиметаллические месторождения рудноалтайского типа, развитые в пределах Рудноалтайской структурно-формационной зоны (СФЗ), включающей Зырянский, Лениногорский, Змеиногорский, Рубцовский, Золотушинский и Прииртышский рудные районы, приурочены к вулканогенно-осадочным отложениям эмсского, эйфельского, живетского и франского ярусов девона (Кудрявцева и др., 2016).

В пределах Быструшинского прогиба располагается Змеиногорский рудный район, который занимает полосу северо-западного направления шириной до 15 и длиной 80 км. На северо-востоке он отделяется от СФЗ Горного Алтая Северо-Восточной зоной смятия, на юго-востоке ограничивается ядерной частью Алейского поднятия, которое пересекается Отрадининско-Верхнеалейским разломом (Центральная зона смятия). На северо-западе, от Золотушинского и Рубцовского рудных районов, принадлежащих Алейской подзоне, Змеиногорский рудный район отделен Никольским поднятием додевонского фундамента. На юго-востоке граница с сопредельными структурами Лениногорского района проходит по Опалихинскому поднятию Быструшинского прогиба.

Ранее установлено, что рудоносными для месторождений Рудного Алтая являются: нижняя, базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная и верхняя, базальт-риолитовая кремнисто-терригенная формации. По ареалам их развития в Змеиногорском рудном районе выделены 9 рудных полей, соответствующие палеопрогибам, с расстояниями между ними в 10-15 км (с СЗ на ЮВ): Березовогорское, Корбалихинское, Змеиногорское, Кандидатское, Зайцевское, Комиссаровское, Лазурское, Белоглинское, Семеновское, в каждом из которых от одного до нескольких месторождений и многочисленные рудопроявления колчеданно-полиметаллического типа (Кузнецов и др., 2014).

Корбалихинское и Лазурское рудные поля находятся в северо-западной части Змеиногорского рудного района и сложены вулканогенно-осадочными, вулканогенными породами, которые относятся к верхней (позднеживетско–раннефранской) базальт-риолитовой-кремнисто-терригенной формации, которая имеет трехчленное строение:

- нижняя субформация – дацириолитовая (риолиты, дациты, их лавобрекчии, туфы кислого состава). Отвечает образованиям давыдовской свиты;
- средняя субформация – андезибазальтовая (базальты, андезибазальты, их лавобрекчии, туфы основного и кислого состава, с прослоями кремнистых алевролитов, песчаников). Включает отложения нижнекаменевской свиты;
- верхняя субформация – риолитовая терригенно-вулканогенная (риолиты, риодациты, лавы, лавобрекчии, тефроиды с прослоями алевролитов, аргиллитов). Включает отложения верхнекаменевской свиты.

Характерной особенностью исследуемых рудных полей является преобладание в их строении вулканогенных пород над осадочными. Среди последних, значительную роль играют кремнистые породы (алевролиты, туффиты, туфопесчаники), для которых характерны повышенные содержания Fe, Mn, Ti, As, Ag, Ba.

Главными разновидностями вулканогенных пород в пределах Змеиногорского и Лазурского рудных полей являются как породы кислого состава: риолиты, риодациты, так и основного: базальты, андезибазальты (рис. 1). В начальные этапы развития формации очаги кислого и основного вулканизма действовали одновременно, а в конце ее становления излияния основной и кислой магмы перемежались во времени.

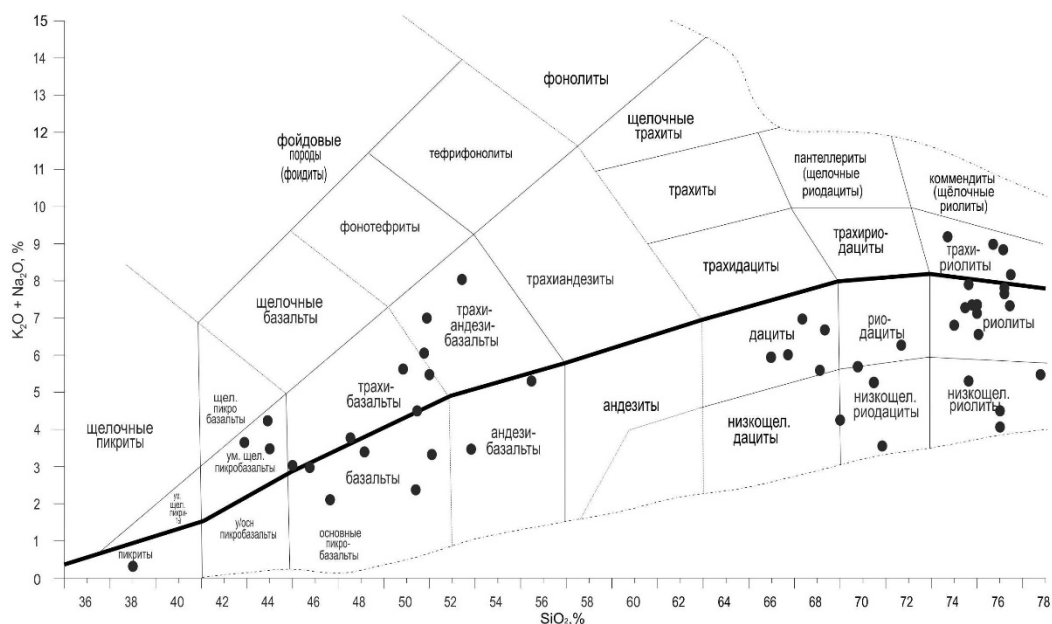


Рисунок 1. Составы магматических горных пород в координатах SiO_2 - ($\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$) применительно к Корбалихинскому и Лазурскому рудным полям.

Кислые вулканы представлены риолитами, пересыщенными кремнекислотой, при почти равном соотношении калия и натрия, а также низким содержанием кальция и глинозема. Для них характерно низкое содержание титана и повышенное содержание железа. Риолиты относятся к калинатровой серии. Однако при сохранении высоких содержаний калия в них существенно увеличивается содержание натрия и поэтому происходит увеличение общей щелочности до 7–8%. Для этих пород также характерна широкая дисперсия в содержании основных породообразующих окислов (особенно суммы щелочей и глинозема) и слабая корреляционная связь между ними. В породах риолитового комплекса в концентрациях, превышающих кларковые в соответствующих типах пород, содержатся цинк, медь, серебро, молибден.

По результатам химического анализа породы основного состава характеризуются умеренной глиноземистостью, низким содержанием магния и повышенным содержанием железа, титана и щелочей. Среди щелочей резко преобладает натрий, количество которого достигает 5%. Породы данного комплекса постоянно содержат элементы-примеси, характерные для этого типа пород. Однако, содержание большинства элементов, в том числе свинца, ниже кларкового и лишь количество цинка несколько превышает его. Особенностью основных пород является повышенная газонасыщенность в момент кристаллизации и слабое проявление процессов дифференциации, лейкократовый состав.

К породам верхней части дацириолитовой субформации приурочено Корбалихинское, а к породам нижней части андезитобазальтовой – Лазурское месторождения, относящиеся к медно-свинцово-цинковой колчеданной субформации. Впервые выявленные в пределах Змеиногорского и Лазурского рудных полей субщелочные вулканогенные породы, являются показателем формирования колчеданно-полиметаллического оруденения. Эта особенность отличает исследуемые месторождения, от объектов, приуроченных к нижней базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации, рудовмещающей для золото-серебро-свинцово-цинкового оруденения.

Вышеописанные породы и руды Корбалихинского и Лазурского рудных полей претерпели интенсивный контактовый метаморфизм. В результате этого процесса образовались типичные скарны, состоящие из граната, амфибола, пироксена, эпидота, карбоната, которые нацело заместили первичную породу и другие разности скарнов: гранат-амфиболовые, гранат-эпидотовые, амфибол-пироксеновые, пироксен-эпидотовые. Часто в ассоциации с ними развиты рудные минералы (пирит, халькопирит).

Таким образом, перечисленные выше особенности состава вулканогенных пород в пределах Корбалихинского и Лазурского рудных полей, из которыми главными являются:

высокая газонасыщенность магматических расплавов, широкое распространение субщелочных разностей, сочетание продуктов основной и кислой магмы, и определяют своеобразие рудоносности рассматриваемого района.

1. Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В., Иваненкова Е.В. Геологические формации Рудного Алтая, их литолого-фациальные и петрохимические особенности // Мат. научно-практической конф. «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов — состояние и перспективы». Москва, 2016. С. 33 – 34.

2. Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Галямов А.Л., Кузнецова С.В., Серавина Т.В. Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа // Отечественная геология. Москва. 2014. № 2. С. 30 – 38.

Роль карстового рельефа в формировании бокситов Верхнеашутского месторождения Амангельдинского района (Центральный Казахстан)

Сивков Д. В.¹, Новиков В.М.¹, Боева Н.М.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, sivkovdmitrij@yandex.ru

В числе основных региональных факторов, контролирующих формирование месторождений бокситов, большинство исследователей называют климатический, структурно-тектонический, стратиграфический и геоморфологический. В предлагаемой публикации рассматривается роль карстового рельефа (при прочих благоприятных факторах) в формировании бокситов Верхнеашутского месторождения Амангельдинского бокситорудного района Центрального Казахстана.

В двухъярусном геологическом строении рассматриваемого месторождения участвуют породы кристаллического фундамента и отложения бокситоносного осадочного чехла. Первые представлены докембрийскими метаморфическими дислоцированными образованиями и девон-каменноугольными терригенно-карбонатными отложениями. Осадочный чехол представлен горизонтально залегающими рыхлыми образованиями верхнего мела и кайнозоя, включающими залежи бокситовых руд. Промышленные бокситовые тела в толще осадочного чехла приурочены к закарстованной поверхности карбонатных пород кристаллического фундамента.

Карстовый палеорельеф в пределах VIII участка Верхнеашутского месторождения представляет собой извилистую цепочку из 7 карстовых воронок протягивающуюся почти на 1 км (960 м) в СЗ направлении. (рис. 1). Их глубины колеблются от 8 до 80 метров. Дно самой глубокой карстовой впадины (№6) находится на гипсометрической отметке +265м. Рассматриваемые структуры имеют асимметричную форму, как в плане, так и в разрезе. Углы наклона поверхности их пологих стенок изменяются в среднем от 4 до 19°, а для более крутых этот показатель варьируется от 25 до 35°. В вершинной части размеры воронок изменяются от 55 до 170 м в поперечном сечении, в среднем это значение составляет около 100 м.

Для выяснения палеоструктурной локализации наиболее мощных бокситовых тел с помощью ГИС ESRI ArcGis была составлена схема палеорельефа в изовысотах подошвы рудных залежей (рис. 1). Через наиболее крупные карстовые воронки были построены профили палеорельефа СЗ-ЮВ и субширотной ориентировки. (рис. 2). В качестве исходных данных были использованы результаты разведочного и эксплуатационно-разведочного бурения и опробования (102 скважины). Было установлено, что основные залежи бокситов приурочены к впадинам палеорельефа, которые соответствуют древним обширным карстовым воронкам, а перепад гипсометрических уровней палеорельефа превышает 60 метров.

Рассмотрение полученных профилей палеорельефа в пределах участка месторождения однозначно свидетельствует, что источником выполнения карстовых воронок являлась кора выветривания (КВ) пород кристаллического фундамента. Так, согласно профилю по линии А-Б, бокситоносный материал во впадину сносился с восточного склона (воронка 2), а согласно профилю по линии В-Г — с юго-западного (воронки 3, 2) и северо-восточного (воронка 6) склонов палеорельефа. Таким образом, палеокарстовые депрессии можно рассматривать в качестве главных рудоконтролирующих структур, своеобразных «ловушек» бокситоносного материала. Механизм формирования рассматриваемого месторождения можно интерпретировать на примере схемы строения бокситоносных отложений карстовой воронки (рис. 2).

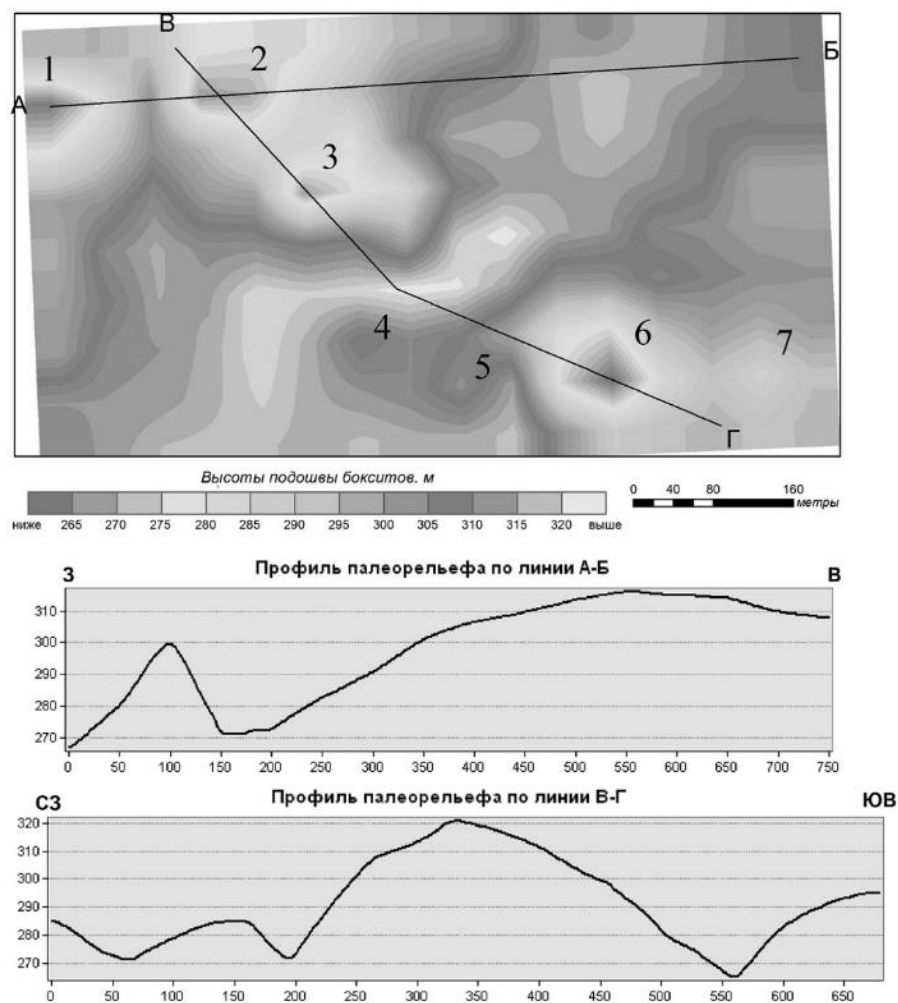


Рисунок 1. Изовысоты подошвы бокситов на VIII участке Верхнеашутского месторождения.

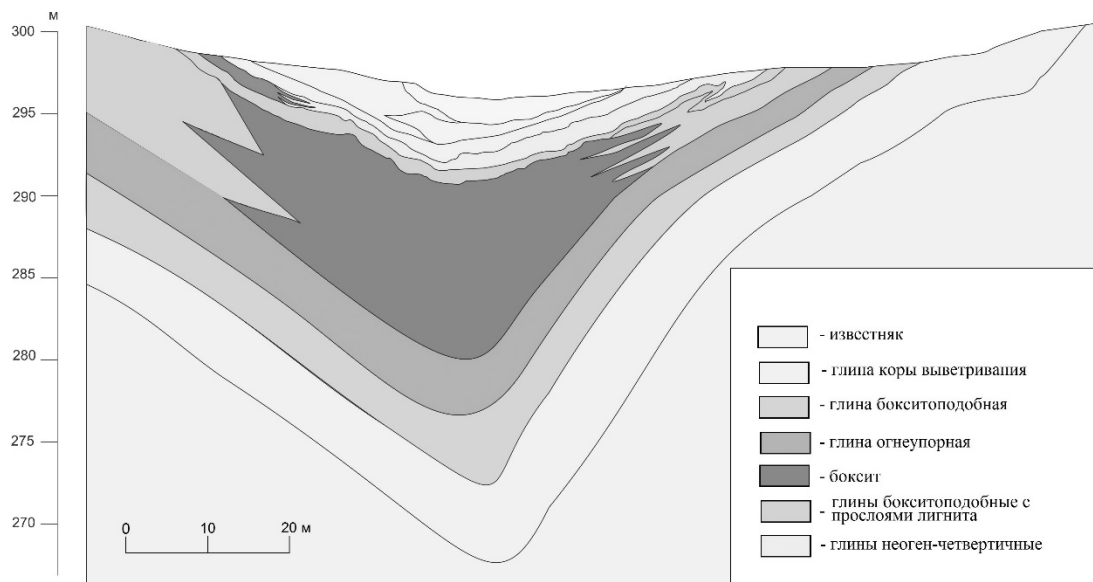


Рисунок 2. Сводная схема строения карстовой воронки.

На территории всего месторождения бокситы подстилаются бокситоподобными и лигнитизированными глинами черного, темно-серого, желтого и бурого цвета, а на отдельных участках — глинами коры выветривания. Перекрываются бокситы, как правило, мощной толщей пестроцветных глин, выше которых по разрезу залегают толщи позднекайнозойских глин мощностью до 80м. На дне карстовой воронки залегают грубообломочные продукты

дезинтеграции коры выветривания, размерность которых мельчает вверх по разрезу вплоть до пелитовой. Тела бокситов локализованы, как правило, именно в глинисто-алевритовых толщах, выше которых расположены средние по мощности лигнитовые пласты.

Известно, что источником бокситов Амангельдинского района и в целом территории Казахстана являлась латеритная (бокситоносная) КВ. [1,2]. Подобные КВ развиты в тропических и субтропических климатических условиях со средне годовой температурой выше 22°C и количеством осадков, превышающим 1,2 м (Бардоши, Алева, 1990; Мондилло и др 2011.). Согласно Бардоши и Комб (1999), известные месторождения бокситов можно разделить на 3 основные группы: латеритные, карстовые, а также месторождения Тихвинского типа. Первая группа является продуктом прямого химического выветривания «in situ» подстилающих алюмосиликатных пород. Вторая группа развивается на поверхности закарстованных карбонатов (известняки и доломиты) и реже мергелей. Третья группа сформирована на поверхности размытых алюмосиликатных пород и является продуктом эрозии латеритных месторождений бокситов.

Бокситы рассматриваются как особый тип латерита - сильновыветрелые горные породы богатые вторичными оксидами железа и алюминия, практически лишённые первичных силикатов, и, как правило, содержащие кварц и каолин. Образование латеритов происходит в результате интенсивного химического выветривания горной породы. При этом кора выветривания, которую называют железистым латеритом, обогащается оксидами и гидроксидами железа. Если же она обогащается гидроксидами алюминия, такими как гиббсит, бемит или диаспор, ее называют бокситом. Обычно, в зависимости от соотношения количества алюминия и железа, имеется полный непрерывный ряд этих продуктов выветривания, от железистого латерита через глиноземистый латерит и бокситовый латерит к бокситу. В процессе выветривания, алюминий сохраняется в виде гидроксидов алюминия, в то время как другие вещества, выщелачиваются из материнской породы. На протяжении геологического прошлого, условия, благоприятные для формирования бокситов существовали:

- в обстановке теплого, влажного климата с чередованием влажных и сухих периодов;
- в областях распространения глиноземистых почвообразующих пород с высокой проницаемостью и легкорастворимыми минералами в их составе;
- в условиях хорошего закрытого дренажа;
- в течение долгих периодов тектонической стабильности, которые способствовали глубокому выветриванию.

Карстовые бокситы получили свое название благодаря их залеганию в карстовых зонах с закарстованными или карстующимися карбонатными породами (Богатырев и др., 2009). Химическая составляющая процесса их образования является почти такой же, как и у латеритных бокситов. Кроме того, при бокситизации существенную роль также играет и осадочный процесс. Карстовые бокситы получают Al из различных источников, включая нерастворимый остаток известняков, другой алюмосиликатный материал (вулканический пепел и глинистые слои) в известняках, или благодаря эрозии, транспортировке и выветриванию алюмосиликатных пород, расположенных вблизи зоны карстификации известняков. Карстование также может способствовать процессу бокситообразования.

На сводной схеме карстовой воронки заметно, что накопление наиболее мощных частей бокситорудных тел происходило именно в пределах древних карстовых воронок (рис. 2).

Известно, что в волнистом палеорельефе зональная кора выветривания формируется согласно его геоморфологии. Породы нижних частей склонов в рассматриваемом случае могли быть представлены делювиальными образованиями. Выше развивалась нижняя (каолинитовая) зона коры выветривания, а на вершинах — залежи латеритных бокситов. Как известно, формирование оврагов и снос материала начинается с наиболее низких участков рельефа (вблизи воронок), а в дальнейшем — вверх по склону. В результате чего строение рассматриваемых карстовых воронок оказывается близким строению бокситоносной коры выветривания.

Таким образом, можно утверждать, что геоморфологический фактор сыграл одну из важнейших ролей в образовании месторождений бокситов карстового типа Центрального Казахстана. Принимая во внимание наличие других факторов, как климат, химический состав горных пород, наличие дренажа и длительных периодов тектонической стабильности обнаружение карстовых воронок, подобных рассмотренным выше, становится надежным поисковым признаком месторождений бокситов.

1. Богатырев Б.А., Жуков В.В., Цеховский Ю.Г. Условия образования и закономерности распространения крупных и уникальных месторождений бокситов // Литология и полезные ископаемые. 2009. 44. С. 135-151.

2. Новиков В.М. Латеритные и осадочные бокситы Мугоджар и Орского Зауралья. Изд-во «Наука». Москва. 1980. 135 с.

3. Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М., Слукин А.Д., Шевырев Л.Т. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. Москва-Воронеж. Истоки. 2007. 355 с.

4. Bardossy G. Karst Bauxites. Amsterdam, the Netherlands: Elsevier Scientific. 1982.

5. Bardossy G, Combes PJ. Karst bauxites: interfingering of deposition and palaeo weathering. // Thiry M, Simon-Coincon R, editors. Palaeo weathering, Palaeo surface and Related Continental Deposits. New York, NY, USA: John Wiley and Sons, 1999. P. 189–206.

6. Bardossy GY, Aleva GYY. Lateritic Bauxites. Budapest, Hungary: Akadémiai Kiadó. 1990.

7. Mondillo N, Balassone G, Boni M, Rollinson GG. Karst bauxites in the Campania Apennines (southern Italy): a new approach. // Period Mineral. 2011. 80. P. 407–432.

Новые данные по составу пирита (LA-ICP-MS) Березовского месторождения, Средний Урал

Сидорова Н.В.¹, Абрамова В.Д.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, nsidorova989@mail.ru

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерным способом отбора пробы является прецизионным методом, обладающим высокой чувствительностью определения компонентов и большим спектром возможностей, что в совокупности с простой подготовкой пробы делает этот метод весьма перспективным для анализа различных минералов. Основная цель исследования пирита Березовского месторождения с помощью LA-ICP-MS – определить содержание микрокомпонентов и их распределение (для идиоморфных кристаллов), что ранее не делалось.

Березовское золоторудное месторождение на Среднем Урале – классический золоторудный объект кварцевожильного типа, разрабатываемый с 1748 года. Месторождение представляет разветвленную систему жильных интрузий гранитоидов, которые пересечены вкрест простирания золотоносными кварцевыми жилами [2]. Рудоносные дайки на месторождении обычно имеют субмеридиональное простирание и крутое 65-85° падение. Золотосодержащими рудами являются сульфидно-кварцевые жилы и их зальбанды. Среди жил выделяют «лестничные» (полосовые) и «красичные», первые приурочены к гранитоидным дайкам, березитизированным около жил, вторые залегают в зеленокаменных породах и серпентинитах, лиственитизированных около жил. На промышленных участках дайки секутся большим количеством сульфидно-кварцевых жил, основная масса которых имеет близкое к широтному простирание и крутое (75-85°) южное падение. Мощность жил в среднем составляет 5-7 см., длина их ограничивается контактами даек [1]. Геологическая позиция, петрологические и минералогические характеристики Березовского месторождения достаточно полно в работах Н.И. и М.Б. Бородаевских, П.И. Кутюхина, Б.В. Чеснокова, А.Ф. Бушмакина, Р.М. Куруленко, И.Т. Самарцева, В.Н.Сазонова.

Материал для анализа был отобран из лестничных сульфидно-кварцевых жил и сопутствующих им березитов из даек Перво-Павловской (гор. 387 м/блок 115) и Ильинской (гор. 325/103-105; 345/102-105; 412/104-105). Обе дайки имеют промышленное значение, Ильинская дайка гранит-порфиров относится к ранним дайкам I цикла, Перво-Павловская дайка плагиогранит-порфиров относится к поздним дайкам (II цикл) [1, 3]. Ильинская дайка в указанных интервалах характеризуется относительно равномерной жильностью, в среднем 1 лестничная жила на метр. Жилы местами имеют сложную морфологию, их мощность варьирует от 2-3 до 30 см, в среднем около 10 см. Зачастую мощности жил не выдержаны. Главный жильный минерал – кварц молочно-белого цвета, массивный, трещиноватый, местами содержит пустоты, стенки которых выполнены горным хрусталем и мелкозернистыми сульфидами. Содержание сульфидов в жилах доходит до 70%, в среднем 30-40%, из них большая часть приходится на пирит. Блеклая руда – второй по распространенности рудный минерал лестничных жил, зачастую образует тонкие сростания с халькопиритом. Реже вышперечисленных сульфидов в лестничных жилах Ильинской дайки встречается галенит. На дайке Перво-Павловской каменный материал был отобран только с одного горизонта и из трёх лестничных жил. Состав лестничных жил Перво-Павловской дайки слабо отличается от состава жил, рассекающих Ильинскую дайку. Самородное золото в лестничных жилах встречается в виде включений в пирите, блеклой руде, реже галените; размер включений варьирует от 5 до 50 мкм. Распределение рудных минералов в полосовых жилах гнездово-вкрапленное, в призальбандовых областях зачастую полосчатое.

Основным анализируемым минералом был пирит, поскольку это главный рудный минерал на месторождении, распространен повсеместно не только в сульфидно-кварцевых жилах, но и в березитизированных дайках. Для анализа пирита были отобраны идиоморфные и

субидиоморфные зерна преимущественно кубической формы и размером от 0.5 мм до 2 мм в поперечнике. Зерна пирита были залиты полимерной смолой в шашки, отполированы и предварительно изучены с помощью оптического микроскопа. В большей части зерен пирита были выявлены включения других сульфидов, в основном галенита, блеклой руды, халькопирита, реже самородного золота, в одном зерне пирита были обнаружены включения айкинита. Включения минералов округлой формы, размер их не превышает 30 мкм, при этом количество включений соизмеримо с размером зерен. Для пирита размером более 1 мм характерно наличие трещин, по которым развивается блеклая руда в сростании с халькопиритом и самородным золотом. Для анализа были выбраны участки зерен пирита без видимых включений.

Образцы были проанализированы в ИГЕМ РАН на квадрупольном масс-спектрометре XSeries, оснащенный приставкой для лазерного пробоотбора NewWave UP-213. Частота 15-20 Гц, диаметр пучка лазера 40-60 мкм, плотность энергии 7-10 Дж/см². При сканировании линией скорость составила 5 мкм/сек. Поток He (0.6 мл/мин) через лазерную приставку транспортировал аблируемый материал ко входу масс-спектрометра, где смешивался с потоком аргона (0.8 л/мин). Длительность каждого измерения для точки 60 сек. Перед каждым измерением снимались показания "бланка" в течение 30 сек. В качестве внутреннего стандарта использовался изотоп серы ³³S. Расчет данных был произведен в приложении Iolite для программы IgorPro (Paton et al., 2011). Для анализа сульфидов были использованы два стандарта: MASS1 (Геологическая служба США) – синтетический полиметаллический сульфид ZnCuFeS в виде прессованных гранул, и домашний стандарт ро-stc, содержащий 20 ppm Au, Ag и ЭПГ в пирротиновой матрице и изготовленный по методу описанному К. Балхаусом.

С помощью лазерной приставки было отобрано 10 точечных проб и просканировано 52 линии, преимущественно перпендикулярно граням зерен пирита. Для Ильинской дайки было проанализировано 6 точечных проб и 17 линий для пирита из лестничных жил и 14 линий для пирита околожилных березитов. Для Перво-Павловской дайки проанализировано 4 точечные пробы и 18 линий для пирита лестничных жил и 3 линии для пирита из околожилных березитов. При относительно однородном составе кристаллов пирита для количественного расчета компонентов было взято среднее значение по всей линии анализируемого профиля. При неоднородном и зональном распределении элементов линии были поделены на сегменты.

Для проведения количественного анализа были выбраны следующие элементы: S, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Mo, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Te, W, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi. Содержание Mo, W, Se, элементов платиновой группы и Tl во всех пробах оказалось ниже предела обнаружения. Содержание макрокомпонентов (S, Fe) не рассматривалось.

Из полученных данных следует (табл. 1), что главными элементами-примесями во всех пиритах лестничных жил и околожилных березитов исследуемых горизонтов Ильинской дайки являются Co, Ni, Cu и As, при этом Co, Ni и As распределены по всему зерну и в некоторых случаях по зонам в кристаллах, в некоторых – относительно равномерно (рис.1 (5)). Это может быть отчасти связано с разной глубиной среза зерен. При графическом изображении аналитических сигналов четко видно, что элементы образуют группы пиков (рис. 1(6)), что свидетельствует о микровростках и микровключениях в пирите других минеральных фаз. При этом Cu в количестве до 3 ppm присутствует в виде равномерно распределенной примеси в зерне, а также входит в состав включений в группе с Zn, Bi, Pb, Ag, Sb, Hg, т.е. в составе блеклой руды, сфалерита или айкинита. Также в пирите присутствуют микровключения галенита и/или теллуридов Pb (наборы пиков элементов Pb, Bi, Te, Sb, Ag, Ga, Ge).

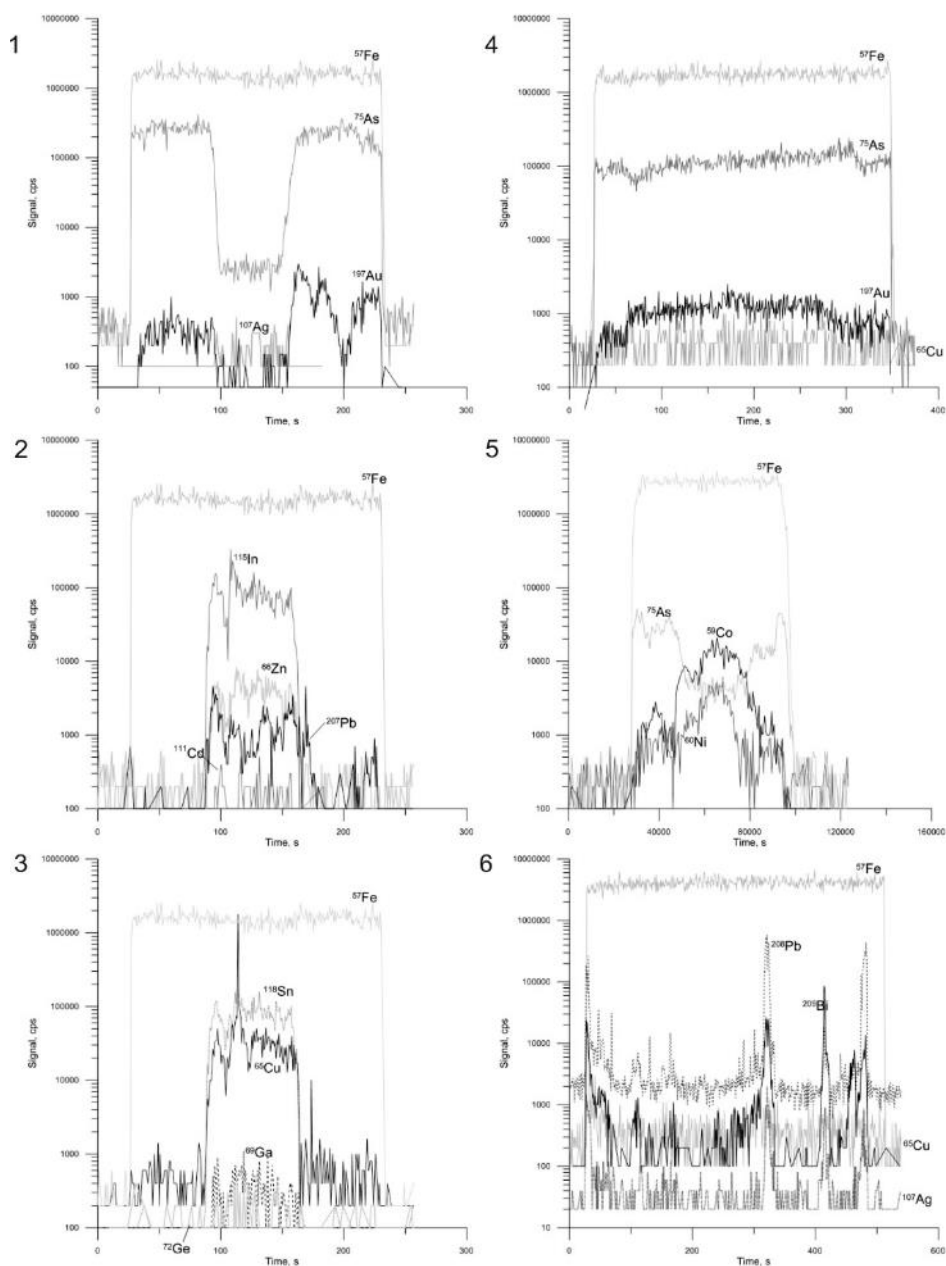


Рисунок 1. Графические изображение профилей зондирования кристаллов пирита.

1-4 – золотосодержащий пирит, Перво-Павловская дайка; 5-6 – пирит, Ильинская дайка. По вертикальной оси – количество импульсов соответствующего элемента в сек. (signal, cps), по горизонтальной оси – развертка времени (time, s).

Результаты анализа пирита Перво-Павловской дайки можно разделить на две группы: 1) золотосодержащий пирит, обнаруженный в сульфидно-кварцевых лестничных жилах; 2) пирит практически без Au. В первую группу был отнесен пирит, в котором Au распределено по всему зерну или части зерна, т.е. находится не в виде единичных «пиков» с содержанием, равным пределу его обнаружения. В таблице 1 для золотосодержащего пирита приведены не средние значения содержания золота в целом по профилю, а средние значения для определенных сегментов, что объясняет низкое минимальное значение элемента. Среднее содержание Au в зернах Au-содержащего пирита варьирует от 1 до 9 ppm, т.е. в $n \cdot 10$ раз выше, чем содержание Au в остальных пиритах Перво-Павловской дайки. В результате была обнаружена некоторая закономерность, проиллюстрированная на рис. 1 (1-3): краевые части зерна обогащены As и Au, а центральные – Sn, Cu, Zn, Pb, Cd, In, Ag, Ga, Ge (обращает на себя внимание, что большинство их входит в состав станнина). Сигналы Au в профилях для двух кристаллов были без резких пиков (рис. 1 (4)). В этом случае можно предположить, что анализировалась краевая зона пирита.

Таблица 1. Результаты анализа пирита Березовского месторождения методом LA-ICP-MS.

Дайка	Позиция проб	n	параметр	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Ag
Ильинская	жилы	35	min	0.8	0.09	3.5	1	нпо	0.06	0.3	16.7	0.03
			max	3.3	3360	183	14	нпо	0.19	0.8	860	5.3
			ч.встр.	11	97	77	89	-	11	23	100	43
	березиты	36	min	4.2	1	2	11	18	нпо	0.5	107	0.04
			max	4.2	4180	197	75	290	нпо	1.2	594	0.5
			ч.встр.	3	100	100	100	22	-	25	100	14
Перво-Павловская	жилы	27	min	1.1	0.04	0.4	9.7	8.7	0.08	0.03	51	0.04
			max	23	0.2	0.4	1430	379	2.8	1.9	8277	1.3
			ч.встр.	19	26	4	100	67	52	37	100	63
	жилы, березиты	20	min	1	0.1	5	1.2	11.6	нпо	нпо	28	0.08
			max	1	61	101	560	21.8	нпо	нпо	8670	40
			ч.встр.	5	85	70	85	35	-	-	100	25

Таблица 1. Окончание.

Дайка	Позиция проб	n	параметр	Cd	In	Sn	Sb	Te	Au	Hg	Pb	Bi
Ильинская	жилы	35	min	1	нпо	0.1	0.1	2.6	0.01	0.1	0.6	0.02
			max	1.2	нпо	0.4	12	4.2	0.2	2.7	570	47
			ч.встр.	6	-	14	23	11	20	43	80	71
	березиты	36	min	0.03	нпо	нпо	0.3	6.2	0.44	1.5	0.2	0.03
			max	1.8	нпо	нпо	10	8.5	0.44	2.9	9.2	26.4
			ч.встр.	8	-	-	33	6	3	22	100	64
Перво-Павловская	жилы	27	min	0.1	0.03	0.2	0.04	0.14	0.09	1.3	0.1	0.01
			max	7	325	838	21.1	2.5	17.7	5.1	42	2.5
			ч.встр.	52	70	74	52	37	100	37	96	48
	жилы, березиты	20	min	0.01	0.01	0.05	0.03	0.5	0.08	2	0.06	0.02
			max	0.3	0.1	0.6	14.3	10.7	0.1	4	1090	84
			ч.встр.	10	20	15	15	25	10	15	60	50

n – количество анализов (точечных, средних по профилю и средних по сегменту профиля); min – минимальное содержание компонента, ppm; max – максимальное содержание компонента, ppm; нпо – значения ниже предела обнаружения; ч.встр. – частота встречаемости элемента в массиве данных n, в %.

Обобщая полученные данные, можно сделать вывод о том, что пириты Ильинской и Перво-Павловской даек имеют существенные отличия как в содержании основных элементов-примесей (As, Co, Ni, Cu), и золотоносности, так и в присутствии мельчайших включений других минеральных фаз.

1. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Metallurgizdat. 1947. 264 с.
2. Бородаевский Н.И., Кутюхин П.И. О происхождении жильных трещин Березовского золоторудного месторождения // Советская геология. 1939. №2. С. 81-84.
3. Золоторудные месторождения. Т.1 (Европейская часть СССР) /Ред. Бородаевская М.Б., Бородаевский Н.И. М.: ЦНИГРИ. 1984. 291с.
4. Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. 26. P. 2508-2518.

Характеристика пирротинов золоторудного месторождения Чертово Корыто методом порошковой дифрактометрии.

Синкина Е.А.¹

¹ ТПУ, г. Томск, vea1986@mail.ru

Чертово Корыто относится к золоторудным месторождениям, образованным в черных сланцах. Оно расположено на севере Патомского нагорья в бассейне р. Б. Патом. Рудная залежь залегает в раннепротерозойской толще углеродистых терригенных сланцев михайловской свиты и сложена метасоматитами березит-пропилитовой формации с жильно-прожилково-вкрапленной сульфидно-кварцевой минерализацией. В кварцевых жилах и прожилках сульфиды встречаются редко. Среди них преобладают пирит, арсенопирит, пирротин, в качестве несущественной примеси отмечены галенит, сфалерит, халькопирит. Свободное золото преобладает в кварце (Кучеренко и др., 2008)

Ранее автором установлено, что руды месторождения сложены пятью минеральными комплексами, различающимися набором минералов и условиями образования: кварц-рутил-апатит-пирит-пирротиновым, кварц-пирит-арсенопирит-пирротиновым с золотом, кварц-пирит-арсенопиритовым с золотом, кварц-полиметаллическим с золотом и кварц-карбонатным (Вагина (Синкина), 2012).

Пирротин I входит в состав первого минерального комплекса. Он образует «штрихи» параллельно сланцеватости углеродистых сланцев. Имеет кристаллически-зернистое внутреннее строение. Размер «штрихов» изменяется в интервале 0,1...5 мм. Как правило, имеет следы полировки в виде ямок.

Пирротин II входит в состав второго минерального комплекса. Сульфид образует плотные зернистые скопления в маломощных кварц-карбонатных прожилках.

Пирротин III входит в состав четвертого минерального комплекса. Минерал встречается в виде гнездовых обособлений различного размера в относительно мощных (до нескольких метров) кварц-карбонатных жилах.

Для рентгеноструктурного анализа было отобрано 12 проб монофракций пирротинов (6 – пирротин I, 3 – пирротин II, 3 – пирротин III). Исследования проведены на рентгеновском дифрактометре XPert PRO (PANalytical) в аналитическом центре геохимии природных систем Томского государственного университета (аналитик Небера Т.С.). Условия съемки: трубка с медным анодом (CuK α), напряжение на трубке – 40 кV, ток 30 мА, шаг – 0,02°, диапазон углов 2 θ – 20...80°, вращение 30 об/мин, выдержка – 0,1 с в точке, рабочий радиус – 141, мм. Расшифровка дифрактограмм проводилась с помощью программного обеспечения PDF-4 и HighScore.

Химический состав пирротина изучен рентгеноспектральным анализом на микронзонде JXA-8100, Camebax-Micro в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск, аналитик В.Н. Королюк.

В ходе исследования было выявлено два основных типа рентгенограмм пирротиновых проб (рис. 1). Первый тип (рис. 1 а) соответствует гексагональному пирротину и второй тип – смеси гексагонального и моноклинного пирротинов (рис. 1 б). Проб с чистым моноклинным пирротинном обнаружено не было. Первый тип рентгенограммы соответствует первой генерации пирротина. Второй – второй и третьей генерации пирротинов. Рентгенограммы второго типа описаны многими исследователями (Arnold, 1966; Morimoto at all, 1970). Они характерны для пирротинов медно-никелевых, колчеданных, а также гидротермальных золоторудных месторождений (Генкин и др., 1965).

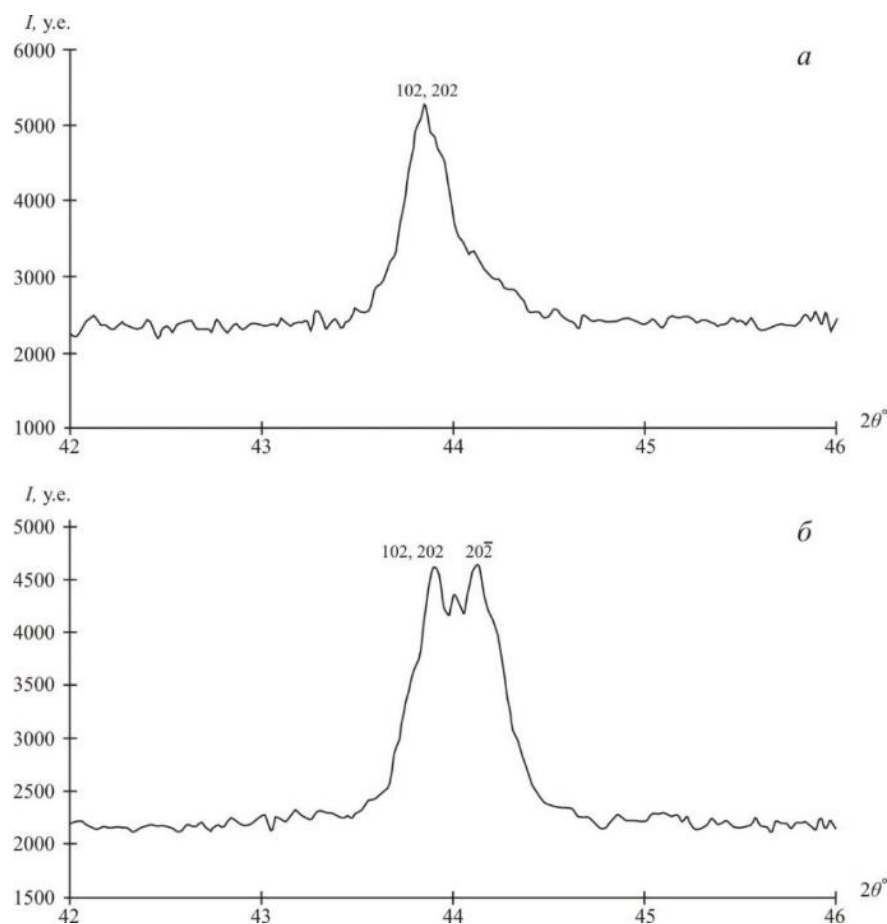


Рисунок 1. Типы рентгенограмм проб пирротинов месторождения Чертово Кoryто.

По вертикальной оси – интенсивность отражения (I) рентгеновских лучей в условных единицах (у.е.); по горизонтальной оси – угол дифракции рентгеновских лучей 2θ .

Гексагональный пирротин. Рентгенодифрактометрический анализ показал, что величина d (102) гексагонального пирротина изменяется от $2,05936 \text{ \AA}$ до $2,0668 \text{ \AA}$, что по кривой Р. Арнольда (Arnold, 1962) соответствует изменению состава минерала от 47,2 ат. % Fe до 47,4 ат. % Fe (табл. 1), и отвечает формуле Fe_8S_9 , Fe_9S_{10} . По данным рентгеноспектрального анализа содержание железа изменяется в интервале 60,76...61,57 мас. %. Из примесей диагностированы медь и никель.

Моноклинный пирротин. По данным дифрактометрии d (102) моноклинного пирротина изменяется в интервале $2,0463...2,05298 \text{ \AA}$, что по данным Р. Арнольда соответствует изменению содержания железа в интервале 45,8...46,1 ат. % и приблизительно отвечает составу Fe_7S_8 . По данным рентгеноспектрального анализа содержание железа в моноклинном пирротине изменяется в интервале 60,21...60,49 мас. %. Из примесей также диагностированы медь и никель.

Сравнение составов различных модификаций пирротинов всех трех генераций, полученных рентгеноспектральным и рентгенодифрактометрическим методами показывает удовлетворительную сходимость.

В результате исследования выявлено, что все три генерации ранее выделенных пирротинов состоят из двух модификаций (гексагональная и моноклинная). Причем гексагональная модификация значительно преобладает в пирротине I, что подтверждается наличием двух проб с рентгенограммами соответствующими гексагональной модификации. Химический состав пирротинов изменяется в узком интервале, что соответствует его моноклинной (Fe_7S_8) и гексагональной структурной модификации (Fe_8S_9 , Fe_9S_{10}). В целом химический состав пирротинов всех трех генераций выдержан и изменяется в пределах от 60,21 мас. % Fe до 61,75 мас. % Fe. Из примесей диагностированы медь (0,00...0,04 мас. %) и никель (0,02...0,35 мас. %).

Таблица 1. Химический состав пирротинов и рентгенодифрактометрические данные

Генерация пирротина	№ образца	Вес, %					Формулы пирротинов по результатам рентгеноспектр. анализа	d (102), Å
		Fe	S	Cu	Ni	Сумма		
Гексагональный пирротин								
I	84-155,3	61,57	38,2	-	0,20	99,97	(Fe _{0,925} Ni _{0,003})S	2,06328
I	84-67,5	61,35	38,24	-	0,35	99,94	(Fe _{0,920} Ni _{0,005})S	2,06063
I	194-87,2	61,45	38,07	-	0,35	99,94	(Fe _{0,926} Ni _{0,005})S	2,06357
I	194-147,5	60,76	38,83	0,04	0,17	99,82	(Fe _{0,898} Ni _{0,002})S	2,06455
I	85-74,1	61,33	38,48	-	0,13	99,94	(Fe _{0,914} Ni _{0,002})S	2,06180
I	194-63,0	61,57	38,2	-	0,12	99,95	(Fe _{0,925} Ni _{0,002})S	2,06351
II	194-83,4	61,23	38,45	-	0,10	99,78	(Fe _{0,914} Ni _{0,001})S	2,06680
II	85-119,7	61,42	38,14	-	0,16	99,72	(Fe _{0,924} Ni _{0,002})S	2,05974
II	194-178,0	61,38	38,20	-	0,21	99,79	(Fe _{0,922} Ni _{0,003})S	2,05936
III	83-134,7	61,56	38,33	-	0,11	99,99	(Fe _{0,923} Ni _{0,002})S	2,06573
III	87-132,0	61,02	38,8	-	0,15	99,97	(Fe _{0,903} Ni _{0,002})S	2,06234
III	83-133,3	61,27	38,49	-	0,15	99,93	(Fe _{0,914} Ni _{0,002})S	2,06680
Моноклинный пирротин								
I	84-155,3	60,21	39,35	-	0,13	99,69	(Fe _{0,878} Ni _{0,002})S	2,05298
I	194-147,5	60,46	39,14	-	0,31	99,91	(Fe _{0,886} Ni _{0,004})S	2,05189
I	85-74,1	60,41	39,35	-	0,20	99,96	(Fe _{0,881} Ni _{0,003})S	2,04630
I	194-63,0	60,21	39,35	-	0,13	99,69	(Fe _{0,878} Ni _{0,002})S	2,05012
II	194-83,4	60,49	39,73	0,03	0,12	100,39	(Fe _{0,874} Ni _{0,002})S	2,05199
II	85-119,7	60,29	39,39	-	0,28	99,96	(Fe _{0,878} Ni _{0,003})S	2,05172
II	194-178,0	60,43	39,77	0,03	0,02	100,25	(Fe _{0,872} Ni _{0,003})S	2,05183
III	83-134,7	60,31	39,6	0,03	0,11	99,94	(Fe _{0,874} Ni _{0,002})S	2,04874
III	87-132,0	60,4	39,44	-	0,14	99,98	(Fe _{0,879} Ni _{0,002})S	2,05185
III	83-133,3	60,32	40,08	0,03	0,09	100,53	(Fe _{0,864} Ni _{0,001})S	2,05210

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 16-35-00041\16).

1. Вагина Е.А. (Синкина Е.А.) Минеральные комплексы руд и генезис золоторудного месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1. С. 63 – 69.

2. Генкин А.Д., Логинов В.П., Органова Н.И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах // Геология рудных месторождений. 1965. № 3. С. 3 – 24.

3. Кучеренко И.В. Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В. Структурно-динамическая модель золоторудных месторождений образованных в несланцевом и черносланцевом субстрате. Ч. 2. Месторождения Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. 2008. Т. 314. № 1. С. 23–38.

4. Arnold R.G. Equilibrium relation between pyrrhotite and pyrite from 325° to 743° C // Economic Geology. 1962. V. 57. № 1. P. 72–90.

5. Arnold R.G. Mixture of hexagonal and monoclinic pyrrhotite and the measurement of the metal content of pyrrhotite by X-ray diffraction // American Mineralogist. 1966. V. 51. P. 1221–1227.

6. Ferrow E., Adetunji J., Nkoma J. Characterization of pyrrhotite in Cu-Ni-ore bodies from mines in Botswana by Mossbauer spectroscopy, X-ray diffraction, and thermomagnetometry // European Journal Mineralogy. 2006. V. 18. P. 653 – 664.

7. Morimoto N., Nakazawa H., Nishiguchi K., Tokonami M. Pyrrhotites: stoichiometric compounds with composition Fe_{n-1}S_n. // Science. 1970. V. 168. P. 964 – 966.

Габбро-диоритовый комплекс Абдрахимовского рудного поля

Скильская Е.Д.^{1,2}, Яблокова Д.А.^{1,2}, Зобенько О.А.^{1,2}

¹ ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, *okrugin74@gmail.com*

² ФГБОУ ВПО «КамГУ им. Витуса Беринга», г. Петропавловск-Камчатский, *yablokovada@gmail.com*

Для большинства рудных полей и месторождений близповерхностной вулканогенной эпитермальной золото-серебряной формации Камчатского края (КК) характерно присутствие магматических пород основного-среднего состава. Они слагают разнообразные по форме и размерам полифациальные интрузивные массивы от габбро до диоритов. Структурная позиция, возрастные соотношения, петрохимические особенности позволяют считать их фрагментами вулканоплутонических ассоциаций и рассматривать в качестве питающих систем и периферических очагов кайнозойских палеовулканов (ссылка Петренко, 1999, Патока Шеймович, 2000, Округин, Родниковое). Их устойчивые пространственные взаимоотношения с рудоносными зонами свидетельствуют об определенной парагенетической связи с эпитермальным оруденением. Такие габбро-диоритовые массивы пользуются широким развитием помимо Агинского, на месторождениях Аметистовом, Асачинском, Кумроч, Родниковом, Бараньевском, Золотом, Прасоловском (Россия), Корю, Хишикари (Япония).

Агинское месторождение расположено в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса и занимает северо-западную часть Абдрахимовского рудного поля.

В геологии района месторождения выделены фундамент и два структурных яруса: нижний миоцен-плиоценовый и верхний четвертичный. Фундамент представлен верхнемеловыми-палеоценовыми псаммитовыми, псефитовыми, агломератовыми туфами среднего и среднего-основного состава, базальтами, трахиандезитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами ирунейской и кирганикской свит. Нижний структурный ярус подразделен на нижний и верхний подъярусы. Нижний подъярус представлен среднемиоценовыми вулканогенными образованиями кимитинского комплекса. Верхний подъярус сложен вулканитами дацитового, риодацитового, базальтового, андезибазальтового, андезитового состава, их туфов и кластолав кахтунского комплекса (Округин, 2006, Петренко, 1999, Andreeva etc., 2013). Основные жильные зоны сосредоточены в вулканитах кахтунского комплекса верхнего подъяруса. Верхний структурный ярус сложен четвертичными вулканогенными породами рассошинского и ичинского комплексов, а также ледниковыми современными аллювиальными, пролювиальными, коллювиальными и делювиальными отложениями.

На территории Абдрахимовского рудного поля широко распространены интрузивные, субвулканические образования и дайки андезитов, андезибазальтов, дацитов, риодацитов, базальтов кимитинского, лавкинского, кахтунского и рассошинского вулканических комплексов (Округин, 2006, Петренко, 1999, Andreeva etc., 2013). Наибольшим разнообразием петрохимических особенностей отличаются породы кимитинского комплекса. Они образуют разнообразные по форме и размерам субвулканические тела, которые подчиняются, в целом, северо-восточной ориентировке кальдеры.

К наиболее крупному и сложному по своему строению относится габбро-диоритовый массив Агинского палеовулкана. Он сложен породами нормального и субщелочного ряда, среди которых присутствуют габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты низкокалиевой и умереннокалиевой ветвей (рис. 1).

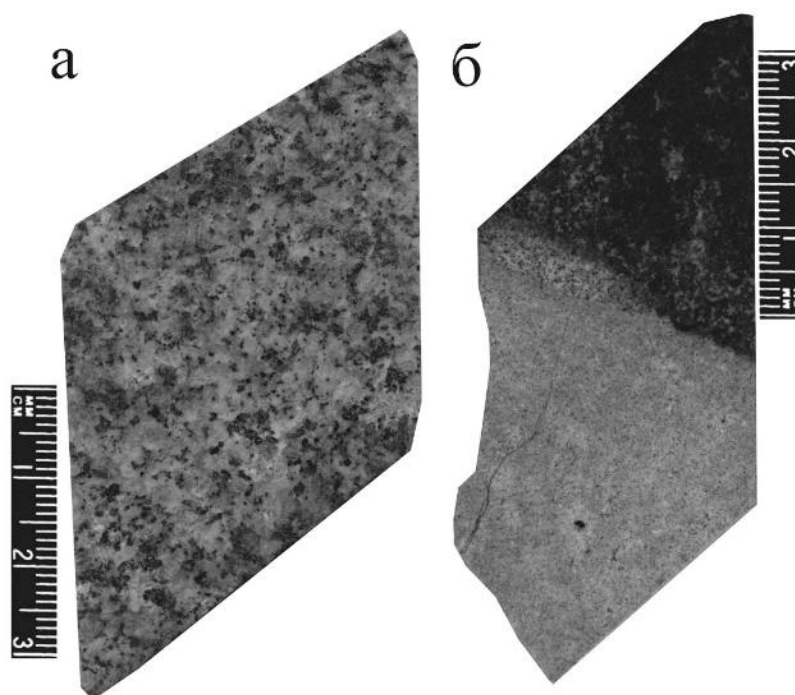


Рисунок 1. Представительные образцы габбро-диоритового массива.

а – диорит, обр. А22641СВ-169,4; скв. 641В, гл. 169,4 м; б – контакт габбро с гранодиоритом, обр. А22641СВ-170,0, скв. 641В, гл. 170,0 м.

Методом аналитической сканирующей электронной микроскопии был изучен минеральный состав интрузивного комплекса (таблица 1).

Диориты обнаруживают типичную для них гипидиомофнозернистую структуру. Плагиоклаз (до 60% объема породы) соответствует ряду олигоклаз-лабрадор. Темноцветные минералы - биотит и клинопироксен (авгит-субкальциевый авгит состава $Wo_{16-26}, En_{38-59}, Fs_{23-32}$ (рис. 2)), обыкновенная роговая обманка - составляют до 30% объема породы. Среди аксессуарных минералов диагностированы: сфен, ильменит и магнетит.

Кварцевые диориты отличаются повышенным содержанием (до 30%) кварц-полевошпатового агрегата, имеющего микропегматитовую структуру. Плагиоклазы соответствуют ряду альбит - битовнит (рис. 2). Калиевые полевые шпаты представлены адуляром с концентрацией Ва до 9,45 вес. % и ортоклазом. Биотиты классифицируются преимущественно как магнезиальные, реже имеют промежуточный, переходный к железистым разновидностям состав, при этом содержание F и Cl варьируют в диапазонах 3,37-3,95 и 0,19-0,26 вес. %, соответственно. Клинопироксен представлен диопсидом, авгитом и субкальциевым авгитом (рис. 2). Аксессуарные минералы - сфен (F до 2,23 вес. %), цирконы, торит, ксенотим, ильменит, магнетит.

Гранодиорит имеет среднезернистую структуру. В состав входят кварц (10-35 %), пироксен, роговая обманка, полевой шпат (20-40 %), средний плагиоклаз (25-45 %) и аксессуарные минералы - апатит, цирконы, сфен, ксенотим, монацит, магнетит и ильменит. Среди пироксенов диагностированы - клинопироксены (авгит, субкальциевый авгит, магнезиальный пижонит) и ортопироксены (энстатит). Плагиоклазы соответствуют ряду от анортоклаза до лабрадора, калиевые полевые шпаты - адуляр (Ва до 3,56 вес. %) и ортоклаз.

Для пород габбро-диоритового массива характерны:

- аномально высокие концентрации F, Cl и гидроксильной группы в породообразующих и аксессуарных минералах;
- наличие автомагматических брекчий.

Таблица 1. Минеральный состав габбро-диоритового массива.

Главные	Второстепенные	Акцессорные
Плагиоклазы (анортоклаз, альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAlSi}_3\text{O}_8$ Калиевые полевые шпаты KAlSi_3O_8 (ортоклаз, адуляр Ва до 9,5 %)	Биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$ (F-4.78 %) Амфиболы (моноклинные, титанистые, роговая обманка $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Al}, \text{Fe})[(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$ F-2.51 % Эпидот $\text{Ca}_2\text{Al}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$ Алланит $(\text{TR}, \text{Ca})_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{O}, \text{OH})$ Хлориты $\text{Mg}, \text{Fe}_3[\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]_3(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{OH})_2$ (магнезиальные - пеннин, клинохлор)	Ильменит $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$ Магнетит Fe_3O_4 Титаномагнетит $(\text{Fe}, \text{Ti})\text{Fe}_2\text{O}_4$ Рутил TiO_2 Сфен $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$ (F до 2,23 %) Апатит $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$ (F-3,95 %, Cl-5,58 %) Циркон ZrSiO_4 (Hf-2,45%, U-3.26%, Ag-2.51%) Монацит $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4$ $(\text{Y}, \text{Pr}, \text{Sm}, \text{Gd}, \text{Th})$ Ксенотим YPO_4 $(\text{Sm}, \text{Gd}, \text{Dy}, \text{Er}, \text{Yb})$ Торит ThSiO_4 Барит BaSO_4 Целлестин SrSO_4 Карбонаты (кальцит) CaCO_3

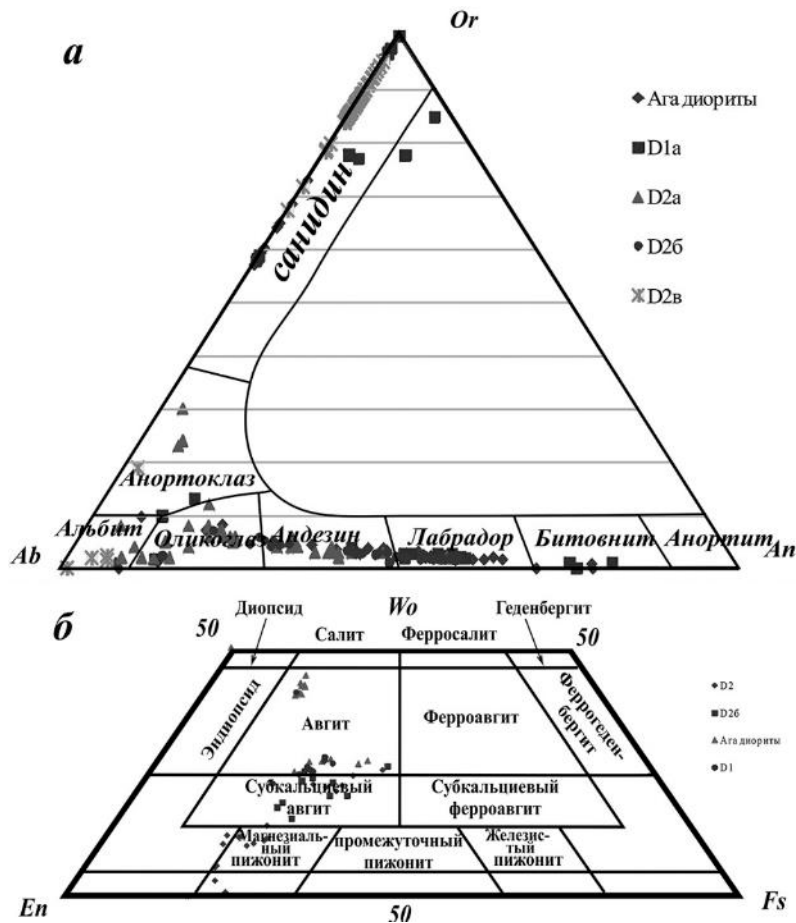


Рисунок 2. а - диаграмма твердых растворов полевых шпатов по (Дир и др. 1965) из диоритов Агинского месторождения; б - диаграмма Wo-En-Fs по (Дир и др. 1965) для пироксенов из диоритов Агинского месторождения.

Авторы выражают благодарность научному руководителю заведующему лабораторией вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН к. г.-м. н. Округину В.М. за постановку задачи, постоянное внимание, поддержку и непосредственное участие на протяжении всех этапов работы, сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН Философовой Т.М., Чубарову В.М., Куликову В.В., Куликовой Р.Н., Платонову А.А.; руководству ЗАО «КамГолд» за неоценимую помощь на различных этапах проведения исследований.

1. Округин В.М. Родниковое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. 2006. Кн. 16. С.702-705.
2. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. - Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. - 116с.
3. Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V., Takahashi R., and Ono S. Low-sulfidation epithermal Au-Ag-Te mineralization in Aginskoe deposit, central Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2013. 63(4). P. 337-349.

Фенокристы и мегакристы оливинов из ультрамафических лампрофиров Чадобецкого и Ильбокичского поднятий, ЮЗ Сибирь

Смирнова М.Д.^{1,2}, Сазонова Л.В.^{1,2}, Носова А.А.², Каргин А.В.², Щербаков В.Д.¹, Чугаев А.В.²

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, petitmx@gmail.com

²ИГЕМ РАН, г. Москва, nosova@igem.ru

В работе были определены составы, изучена зональность и выделены основные типы оливинов (фенокристы и мегакристы), а также оценены возможные температуры образования фенокристов из ультрамафических лампрофиров – айликитов и дамтьернитов Чадобецкого и Ильбокичского поднятия, ЮЗ Сибирской платформы.

В данной работе, для сопоставления особенностей генезиса ультрамафических лампрофиров, рассматривается сравнение расчётных температур образования фенокристов оливинов. Поскольку оливины являются одной из первых ликвидусных фаз, они могут отражать термодинамические условия начала кристаллизации расплава.

Объектом исследования стали фенокристы оливинов из ультрамафических лампрофиров юго-запада Сибирской платформы. На юго-западной окраине Сибирского кратона выделяется Иркенево-Чадобецкий прогиб, разделяющий Байкитскую антеклизу и Присяяно-Енисейскую синеклизу. В пределах прогиба выделяют Ильбокичское и Чадобецкое поднятия, обрамляющие Камовский свод с юга и юго-востока соответственно.

Проявления ультрамафических лампрофиров Ильбокичского и Чадобецких выступов находятся в географической близости – они удалены друг от друга на расстояние менее 100 км, но различаются по возрасту более, чем на 150 млн. лет: айликиты Ильбокичского выступа внедрялись в среднем девоне, а Чадобецкого – в раннем триасе; между эпизодами лампрофирового магматизма территория Сибири испытала мощные трапповые извержения.

Дайки лампрофиров Ильбокичского выступа обнаружены в керне скважин на одноименном газоконденсатном месторождении; изученные лампрофиры Чадобецкого поднятия характеризуют силлы и дайки северного (Териновского) выступа. (Каргин и др., 2016; Лапин, 2001). По классификации (Tappe et al., 2005) изучаемые породы относятся к айликитам и дамтьернитам: к айликитам относят породы с повышенным содержанием карбонатной составляющей (до 50%), присутствием Ti-гранатов, шпинели с $Cr\# < 0.85$ титаномagnetитового тренда, трендом изменения составов флогопитов от Al-Ti до бедных титаном тетраферрифлогопита, а к дамтьернитам – близкие по составу породы, но содержащие нефелин или КПШ.

Айликиты Ильбокичского выступа представляют собой мелко-среднезернистые порфиоровидные разности. В качестве вкрапленников выступают оливины, реже карбонатные минералы. Размеры фенокристов варьируются от 1 до 1.5 мм, их количество 5-25 об. %. В основной массе наблюдаются: флогопиты, карбонатные минералы (кальцит), апатит, псевдоморфозы рутила по ильмениту, магнетит, шпинель, клинопироксен, сфен, сульфиды Fe и Ni, в редких случаях встречается рихтерит и гранат, в одном из образцов был обнаружен КПШ. В эндоконтактах даек наблюдается увеличение доли карбоната и появление глобулей, сложенных кальцитом. Неизмененные оливины были обнаружены только в одном образце айликита. Для него характерны мелко-среднезернистая структура с нечеткой порфиоровидностью, примерно одинаковым количеством оливина, карбоната и флогопита, в качестве второстепенных минералов выступают: клинопироксен, апатит, рудные минералы и крайне редкий рихтерит.

Свежие или частично замещенные вторичными минералами (серпентин, карбонат) оливины были встречены в дамтьернитах и айликитах Чадобецкого выступа. Айликиты характеризуются порфиоровидными мелко-, среднезернистыми структурами. Фенокристы представлены полностью и частично измененными субидиоморфными оливинами (до 30%), характерные размеры которых 0.8-1.5 мм. Мегакристы имеют угловатые, обломочно-угловатые

очертания и размеры 2-5 мм и могут составлять 5-15 об. % породы). В основной массе встречаются более мелкие оливины (до 15 об. %), лейсты флогопита (около 20-35 об. %), ксеноморфные зерна клинопироксена (до 10 об. %), выделения карбоната (до 20 об. %), а также перовскит, титано-магнетит, магнетит, шпинель, апатит. Дамтьерниты, как правило, имеют порфиroidную, глобулярную, неравномерно-зернистую структуру. Вкрапленники (15-20 об. %) представлены фенокристами и мегакристами оливинов, глобули (10-15 об. %) – округлые выделения в породе с поперечником от 150 до 600 мкм сложены агрегатом минералов, преимущественно кальцитом. Основная масса сложена лейстами флогопита, идиоморфным апатитом и ксеноморфным, мелким (до 100 мкм) КПШ, зернами нефелина, большим количеством клинопироксена в скелетных и субидиоморфных формах. Таким образом, породы как Ильбокичского так и Чадобецкого поднятий относятся к ультрамафическим лампрофирам, и в обоих случаях представлены айликитами и дамтьернитами, что позволяет предполагать для них схожий генезис.

Валовые химические составы Ильбокичских и Чадобецких лампрофиров близки. Ильбокичские лампрофиры характеризуются высокими потерями при прокаливании 12-20 %. Вариации содержания SiO_2 (27.0-35.5 вес. %), MgO (10.5-20.5 вес. %), CaO (12.1-15.5 вес. %) коррелируют с содержанием карбонатной компоненты. Содержание щелочных компонентов в сумме колеблется от 2.5 до 4.0 вес. %: K_2O (2.0-3.7 вес. %) и Na_2O (2.5-4.0 вес. %). Mg\# изменяется от 66 до 76. Редкоземельный спектр обогащен легкими землями по сравнению с тяжелыми, соответствует распределению РЗЭ, характерному для айликитов. Чадобецкие породы, также имеют высокие потери при прокаливании (5.0-25 вес. %), сумму щелочей до 4.8 вес. %, K_2O (0.5-3.3 вес. %) и Na_2O (0.1-1.8 вес. %). Наблюдается определенная корреляция между содержаниями CaO (7.0-22 вес. %), SiO_2 (21.0-35 вес. %) и MgO (9.0-25 вес. %), что связано с содержанием карбоната в породе. Диапазон значений магнезиальности Mg\# более широк (53-87), среднее значение Mg\# составляет 65. Стоит отметить высокие концентрации P_2O_5 варьирующиеся в пределах 0.5-2.7 вес. %.

Изотопный состав Sr в айликитах Ильбокичского выступа, имеющих возраст около 392 млн. лет характеризуется мантийными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ около 0.7033 (Каргин и др., 2016). Для пород Чадобецкого поднятия изотопный состав Sr, пересчитанный на возраст 240 млн. лет, отвечает $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7029-0.7037$ (Лапин, 2007 и наши данные).

В данной работе была проведена оценка температурных условий образования фенокристов оливина.

Для определения температуры образования оливина был использован мономинеральный оливиновый термометр, основанный на содержании в оливине элементов-примесей – хрома и алюминия (De Hooge et al., 2010). Термометр был калиброван для широкого интервала составов, в том числе и для кимберлитов, что позволяет его использовать и для щелочно-ультраосновных лампрофиров. Средняя ошибка составляет 15C° (De Hooge et al., 2010).

Для определения содержаний элементов-примесей в оливине проводились в Лаборатории локальных методов изучения вещества Геологического факультета МГУ на электронном зонде JEOL JXA-8230 использованием электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8230, приобретенного за счет средств Программы развития Московского университета, по прецизионной методике (Сазонова и др., 2015). Определения выполнялись при ускоряющем напряжении 20 kV, токе на образце 300 nA, диаметре зонда 3 мкм. В качестве стандарта использовали оливин San Carlos.

Оливины из пород Ильбокичского проявления представлены суб- и идиоморфными фенокристами. Часто в оливинах наблюдаются включения Fe-Ni сульфидов, сфена, рутила. Характерные размеры для вкрапленников 1.5-2 мм, для оливина основной массы – 0.1-0.2 мм. Оливины зональны, в них выделяется ядро, переходная и краевая зоны. Для ядер оливина характерна Mg\# 89; содержания CaO – 0.13-0.14 вес. %; TiO_2 около 0.03 вес. %, содержания Al – 200-380 ppm, Cr – 130-340 ppm. Для переходной зоны: Mg\# 89-90; CaO – 0.14-0.15 вес. %; TiO_2 около 0.03 вес. %, содержания Al – 180-370 ppm, Cr – 225-265 ppm. Краевая зона характеризуется:

Mg# 86-89; CaO – 0.15-0.29 вес. %; TiO₂ – 0.03-0.05 вес. %, содержания Al – 127-190 ppm, Cr – 75-250 ppm.

Фенокристы из лампрофиров Чадобецкого поднятия имеют суб- и идиоморфный габитус и размеры 1-3 мм. В них можно выделить ядра и края. В ядрах Mg# 85-87, содержание CaO изменяется в пределах 0.1-0.2 вес. %, TiO₂ в пределах 0.02-0.05 вес. %. В краевых частях: Mg# 84-86, в целом, ниже, чем в ядрах; CaO – 0.17-0.5 вес. %; TiO₂ – 0.04-0.06 вес. %. Содержания Al – 90-200 ppm, Cr до 190 ppm.

Составы ядер мегакристов отличаются от ядер фенокристов пониженной Mg# 83-84 и содержанием CaO – 0.08-0.14 вес. % при более высоких концентрациях TiO₂ – 0.04-0.05 вес. %. Содержания Al – 100-700 ppm, Cr – 20-65 ppm.

Характерные различия наблюдаются в содержании Ni относительно Mg# (рис. 1). Так, составы ядер и кайм из оливинов Ильбокичского проявления характеризуются высокой магнизиальностью (Mg# = 89) и высоким содержанием никеля (2800-3000 ppm); ядра фенокристов оливинов из Чадобецких айликитов – более высокими содержаниями никеля (3000-3500 ppm), при пониженном значении магнизиальности (Mg# = 86-88), мегакристы – меньшей магнизиальностью (83-85) и меньшим содержанием никеля (2200-2800 ppm).

Для термометрии были выбраны только ядра оливинов, в которых наблюдалось равномерное распределение Cr и Al. Поскольку давление, при котором происходила кристаллизация оливина, неизвестно, производится расчёт для интервала давлений – от 1 до 6 ГПа.

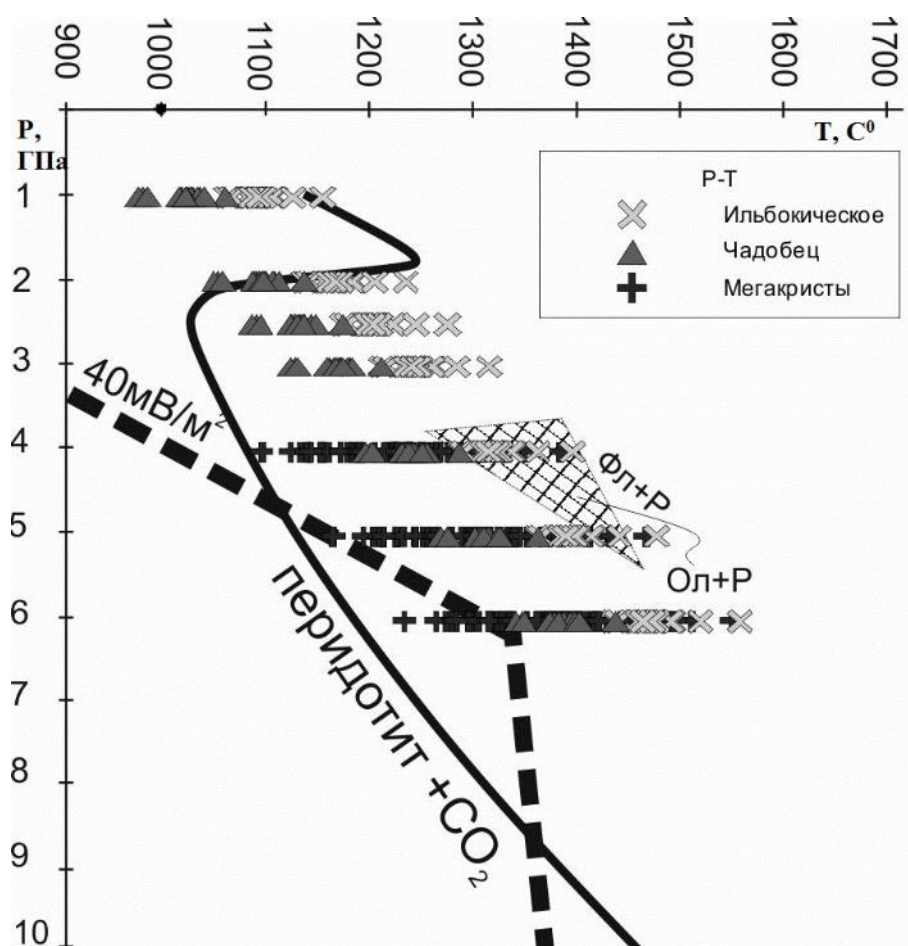


Рисунок 1. Разделение фенокристов и мегакристов по группам на диаграмме Ni, ppm – Mg#.

Градациями серого и стрелками показаны увеличение расчётных температур при давлении 2 ГПа.

На рисунке 2 представлена P-T диаграмма, на которой показаны рассчитанные T относительно геотермы 40 мВ/м² (Hasterok et al., 2011) и солидуса карбонатизированного перидотита (Dasgupta et al., 2009). Можно видеть, что оливины из Ильбокичских айликитов при

всех Р лежат правее геотермы, что исключает присутствие среди них ксеногенных оливинов, захваченных из литосферной мантии. При давлениях больше 4 ГПа, фенокристы оливина попадают в область равновесия кимберлитового расплава и оливина по (Girnis et al., 1995). Ядра фенокристов из айлицитов Чадобецкого проявления также, скорее всего, кристаллизовались из расплава и не были захвачены из вмещающих перидотитов литосферной мантии, либо были захвачены в основании литосферы (при Р = 6 ГПа Т образования оливинов совпадают с геотермой) и впоследствии полностью уравновешены с расплавом. При том же Р = 6 ГПа для мегакристов из айлицитов Чадобца оценки Т лежат ниже геотермы и это позволяет предположить их происхождение за счет метасоматического преобразования мантийных оливинов под воздействием силикатно-карбонатного расплава в основании литосферы. При давлениях 1-2 ГПа рассчитанные Р-Т параметры фенокристов соответствуют солидусу карбонатизированного перидотита (Dasgupta et al., 2009) и возможно отражают условия выплавления дамтьернитов.

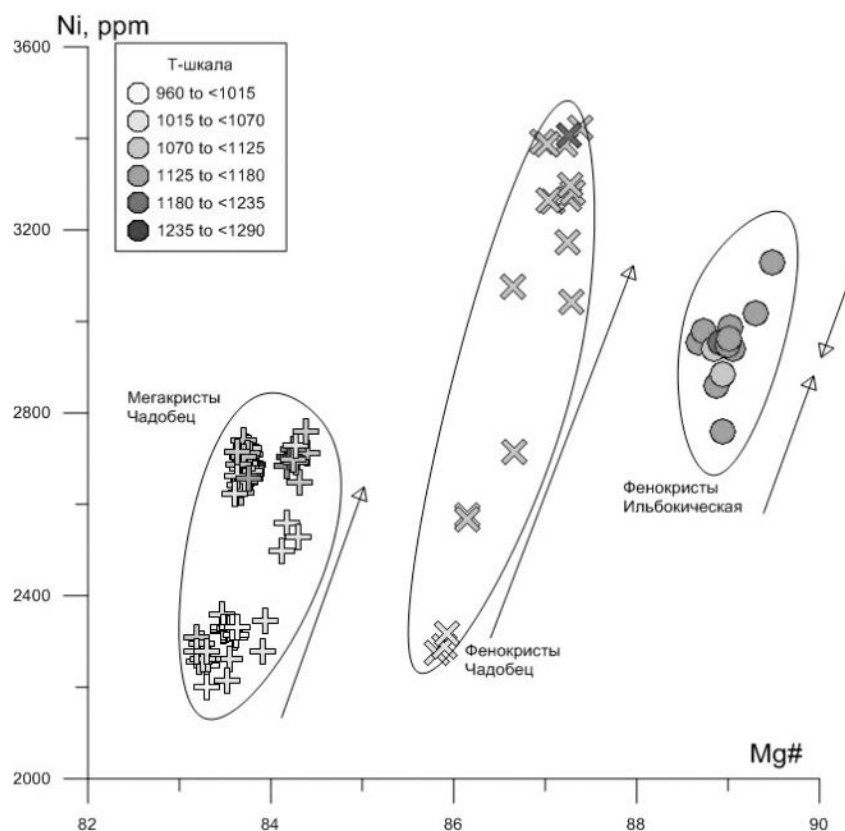


Рисунок 2. Р-Т диаграмма с расчётными температурами для давлений 1-6 ГПа.

Солидус перидотита по (Dasgupta et al., 2009). Заштрихованный треугольник поле равновесия кимберлитового расплава и оливина по (Girnis et al., 1995). Пунктирная линия геотерма по (Hasterok et al., 2011).

В результате исследований было установлено: 1) температуры образования фенокристов оливинов из айлицитов Ильбокичского поднятия были выше, чем оливинов лампрофиров Чадобецкого поднятия. 2) айлициты представляют собой более глубокие выплавки, чем дамтьерниты.

1. Каргин А.В., Носова А.А., Постников А.В., Чугаев А.В., Постникова О.В., Попова Л.П., Пошибаев В.В., Сазонова Л.В., Докучаев А.Я., Смирнова М.Д. Девонские ультрамафические лампрофиры Иркинеево-Чадобецкого прогиба юга-запада Сибирской платформы: возраст, состав и значение для прогноза алмазности // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 430-450.

2. Лапин А.В. О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационно-металлогенического анализа платформенных щелочных ультраосновных магматитов // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 30-35.

3. Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. Изотопный состав Sr и Nd кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // ДАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 78-82.
4. Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В. и др. Оливин кимберлитов трубок пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция, Россия): типы, состав, происхождение // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 251-284.
5. Dasgupta R., Hirschmann M.M., McDonough W.F. et al. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa // Chemical Geology. 2009. V. 262. P. 57-77.
6. De Hoog J.C., Gall L., Cornell D.H. Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry // Chemical. Geology. 2010. V. 270 P. 196-215.
7. Girnis A.V., Brey G.P., Ryabchikov I.D. Origin of group 1A kimberlites: fluid-saturated melting experiments at 45–55 kbar // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 134.3. P. 283-296.
8. Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 307.1. P. 59-70.
9. Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications // Journal of Petrology. 2005. V. 46 (9). P. 1893-1900.

Геологические и минералого-петрографические особенности брекчиевых золотых руд Воронцовского месторождения (Северный Урал)

Степанов С.Ю.^{1,2}, Шарпёнок Л.Н.², Паламарчук Р.С.²

¹ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Stepanov-1@yandex.ru
²ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург

В 1985 году к югу от г. Краснотурьинска было открыто Воронцовское золоторудное месторождение, которое в настоящее время активно разрабатывается. В пределах месторождения установлено несколько типов руд ассоциирующих с различными гидротермально-метасоматическими образованиями: известковыми скарнами, кварц-серицитовыми метасоматитами, джаспероидами и другими породами (Сазонов и др., 1998; Замятин, Мурзин 2016). Однако наиболее важным в промышленном отношении типом руд являются брекчии с аурипигмент-реальгаровым цементом. В связи с широким развитием нетипичной для золоторудных месторождений Урала аурипигмент-реальгар-золоторудной минеральной ассоциации Воронцовское месторождение является уникальным рудным объектом, поскольку генезис главного типа руд Воронцовского месторождения до настоящего времени вызывает многочисленные дискуссии.

Воронцовское месторождение составная часть единой Воронцовско-Песчанской рудно-магматической системы (Минина, 1994) с довольно крупным Песчанским месторождением железа и рядом мелких, преимущественно скарновых месторождений железа и меди. Формирование этой системы обусловлено внедрением Ауэрбаховского габбро-диорит-гранитового интрузива с площадью выхода около 40 км² и формой, близкой к изометричной, с сателлитами на северо-западе. Для кварцевых диоритов интрузива U-Pb методом по цирконам была получена изохронная датировка 404 ± 4 млн. лет (Краснобаев и др., 2007).

Воронцовское месторождение расположено в юго-западной экзоконтактовой части Ауэрбаховского интрузива. В центральной его части прослеживается мощный, по геологическим признакам пострудный, Воронцовский разлом (рис. 1). К востоку от разлома залегают преимущественно вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы, к западу мраморизованные известняки. Главная золоторудная залежь представляет собой тело в форме раскрытого веера – «факела» (Черемисин и др., 1997). Оно образовано брекчиями, содержащими в обломках различные породы: к востоку от разлома преимущественно породы вулканогенно-осадочной толщи, а к западу известняки и продукты их контактового метаморфизма. Нередки случаи обнаружения небольших брекчиевых тел с обломками как пород вулканогенно-осадочной толщи, так и известняков или мраморов. Обломки погружены в связующую массу с цементом сложного (преимущественно, кварц-серицит-карбонатного) минерального состава и преобладанием рудных минералов пирит-аурипигмент-реальгарового парагенезиса. Наиболее поздними в пределах месторождения являются дайки лампрофиров и диоритовых порфиритов, ориентированные преимущественно с запада на восток и пересекающие рудные тела, а также Воронцовский разлом.

По петрографическим данным брекчиеобразованию предшествовало скарнирование пород месторождения с образованием удалённых от Ауэрбаховского интрузива кальцитовых скарнов. Так большая часть известняков превращена в мраморы с развитием прожилковых тел пироксен-гранатового или эпидот-гранатового состава с пирит-халькопиритовой сульфидной минерализацией. Значительная часть вулканогенных пород замещена гранат-пироксен-скаполитовым агрегатом. Вулканогенно-осадочные породы в ходе скарнирования в большинстве случаев не претерпели значительного преобразования.

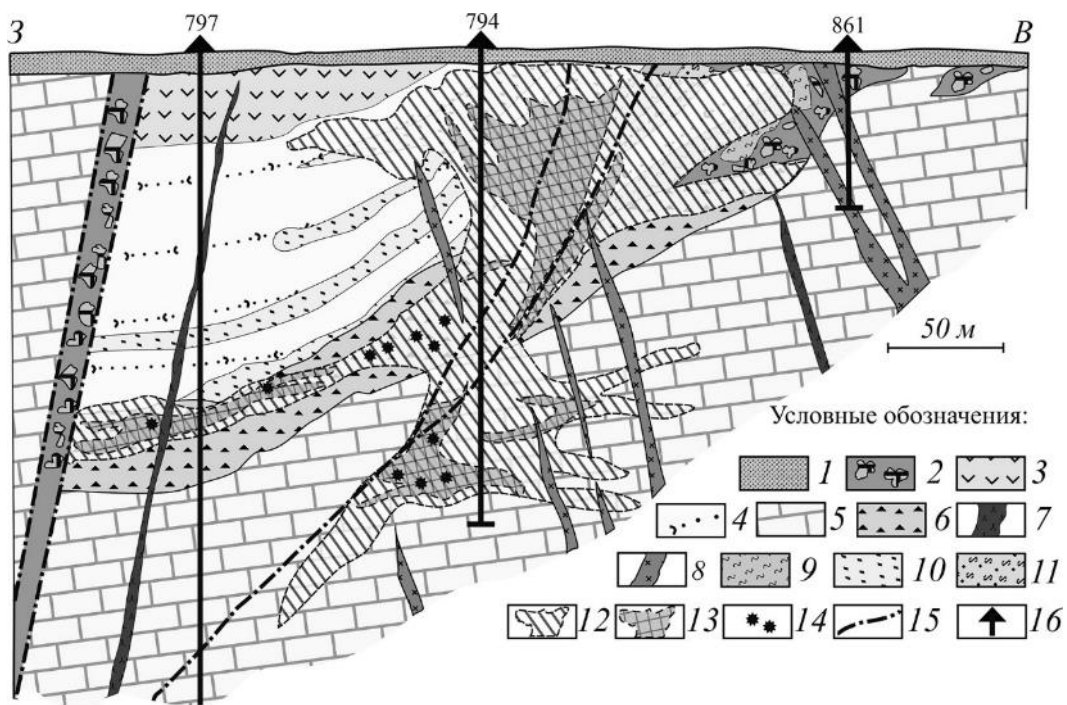


Рисунок 1. Разрез Воронцовского месторождения (по Черемисину и др., 1997; Сазонову и др., 2001; с дополнениями).

1 – покровные неоген-четвертичные отложения; 2 – карстовые образования; девонские образования (3-5): 3 – андезиты, их туфы и лаво-брекчии; 4 – туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты; 5 – известняки; 6 – брекчии 1-ой стадии брекчиеобразования; 7 – дайки лампрофиров; 8 – дайки диоритовых порфириров. Метасоматиты: 9 – кварц-серицитовые, 10 – кварц-серицит-альбитовые, 11 – березит-листвениты, хлорит-серицитовые. 12 – рудные тела с рядовым содержанием золота; 13 – обогащенные рудные столбы; 14 – участки проявления реальгар-аурипигментовой минерализации; 15 – разломы; 16 – скважины колонкового бурения.

Тело брекчиевых руд сформировано в результате двух основных импульсов брекчиеобразования. В ходе первого импульса произошло образование грубообломочных такситовых полимиктовых брекчий с обломками размером от десятков миллиметров до десятков сантиметров. В связующей массе брекчий количественные соотношения между обломочным материалом и цементом различны. Цемент в среднем составляет 30–40% от объёма связующей массы (при максимальном значении – 60–70%). Он представляет собой ассоциацию новообразованных минералов состоящую из преобладающего тонкокристаллического (до тонкодисперсного) агрегата серицита и глинистых минералов, а также кварца, содержащегося в весьма подчинённом количестве. Сросшиеся минералы цемента образуют сложную спутанно-волокнуисто-чешуйчатую структуру. Повсеместно в цементе наблюдается развитие мелких изометричных индивидов пирита, образующих в проходящем свете «рудную сыпь». Размер отдельных индивидов рудного минерала в цементе не превышает 0,01 мм и редко может достигать 0,05–0,1 мм. В редких случаях пирит имеет идиоморфное ограничение с развитием граней пентагондодекаэдра.

В ходе второго импульса брекчиеобразования произошло декомпрессионное дробление мраморов, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и сформированных в ходе первого импульса брекчий. В результате этого импульса брекчиеобразования основными новообразованными минералами цемента в связующей массе брекчий оказались реальгар и аурипигмент и в небольшом количестве в составе тонкочешуйчатых скоплений названных минералов присутствуют многочисленные сульфиды, сульфо-стибиды, сульфо-арсениды таллия, ртути, меди цинка. Среди них рутьерит, крестит, ртутьсодержащий сфалерит и полхемусит, клерит, минералы изоморфного ряда груздевит-акташит. Наряду с ними в зонах, обогащённых реальгаром, обнаруживается и весьма высокопробное самородное золото. Повсеместно в цементе брекчий второго импульса встречается пирит, имеющий преимущественно пентагон-

додекаэдрическую огранку. Нередко в краевой части индивидов пирита установлено развитие каймы мышьяковистого пирита.

Необходимо отметить, что степень проявления декомпрессионного дробления пород в ходе второго импульса брекчиеобразования была различной. Отсутствие процессов дробления отмечено для ряда туфопесчаников и туфоалевролитов, где реальгар-аурипигментовая минерализация развивается по трещинам напластования (рис. 2.а и б). Слабое проявление процессов дробления выражается в формировании маломощных трещин в цементе и обломках горных пород брекчий первого импульса (рис. 2.в), выполненных реальгар-аурипигментовым агрегатом. Брекчии, сформированные в ходе активного декомпрессионного дробления, характеризуются растаскиванием обломков горных пород, а также их вращением; нередко обломки в таких брекчиях могут быть сложены различными породами. Реальгар-аурипигментовый цемент в брекчиях может выполнять прожилки мощностью от 0,2 до 3-5 см с формированием желваковых обособлений.

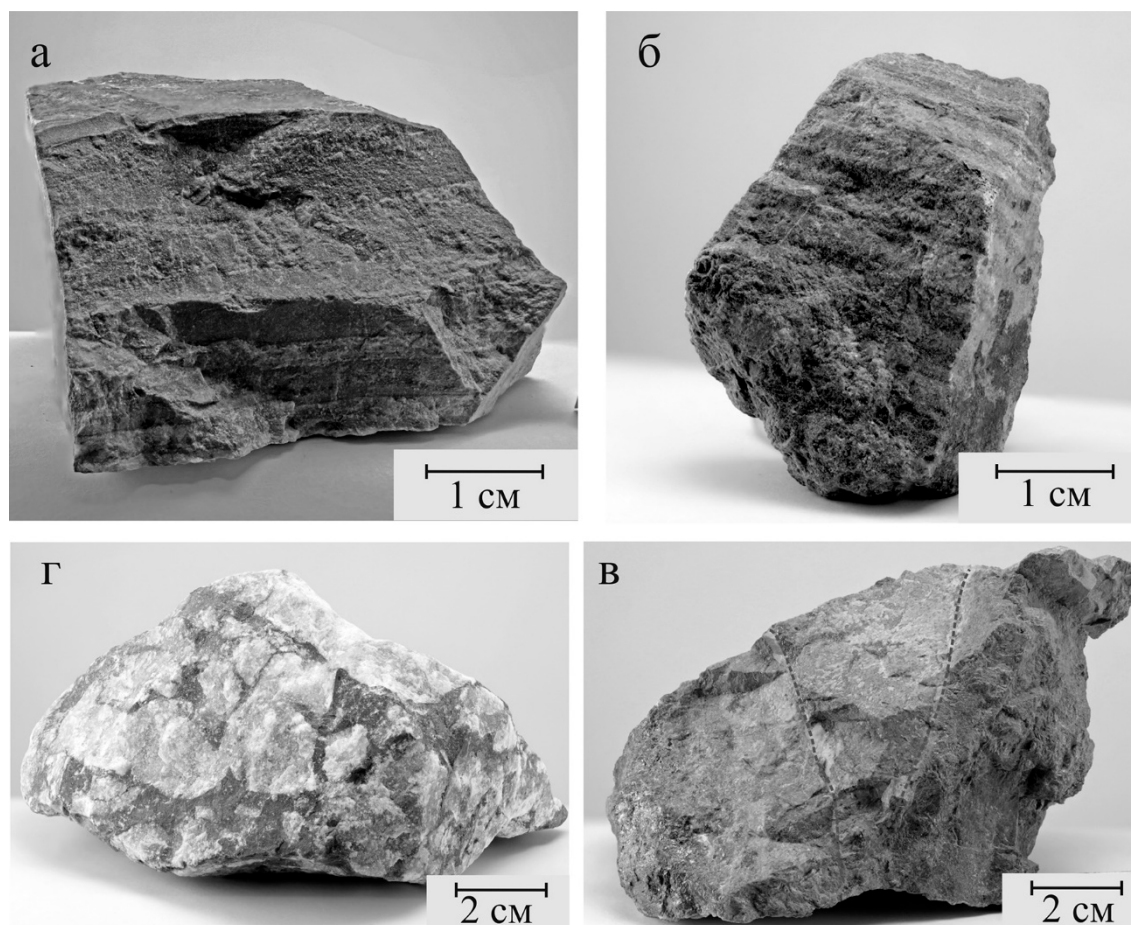


Рисунок 2. Степень развития реальгар-аурипигментовой минерализации в туфопесчаниках и мраморированных известняках

а – туфопесчаник без рудной минерализации, б – туфопесчанник с развитием реальгар-аурипигментовой минерализации по трещинам напластования, в – брекчия первого импульса со слабым развитием реальгар-аурипигментовой минерализации, г – обломом скарнированного туфопесчаника (границы показаны пунктирной линией) в реальгар-аурипигментовом цементе.

Основная часть золота сосредоточена, скорее всего, в реальгар-аурипигментовой связующей массе брекчий. Золото обнаруживается в виде индивидов и агрегатов средним размером 60-90 мкм. Для них характерно нахождение как непосредственно в связующей реальгар-аурипигментовой массе, так и в трещинах минералов, слагающих брекчированные породы. По данным атомно-абсорбционного анализа (Центральная лаборатория ФГУП «ВСЕГЕИ», аналитик В.А. Шишлов) в брекчиях, содержащих в обломках разные породы, с существенным количеством (40-50% от объёма брекчии) реальгар-аурипигментового цемента,

содержание золота может достигать 80-90 г/т при средних значениях 11-13 г/т. Для брекчий с незначительным содержанием реальгар-аурипигментовой связующей массы среднее содержание золота составляет 2,5-3,1 г/т.

Из приведённых материалов следует, что формирование золоторудных брекчий произошло вследствие концентрации на приповерхностном уровне значительных объёмов флюида, возрастание энергетического потенциала приводило к саморазвитию системы и к проявлению при определённых геодинамических параметрах импульсов взрывных процессов. В результате в краевой части экранирующей толщи, в кровле нижележащих известняков, перекрытых вулканогенно-осадочными породами, при проявлении нескольких импульсов компрессионно-декомпрессионных взрывных процессов сформировалась флюидогенно-взрывная структура – сложное «штокообразное» тело флюидогенных брекчий с субгоризонтальными апофизами. При этом с поздними импульсами флюидогенного брекчиеобразования сопряжено образование низкотемпературной минеральной ассоциации, в том числе с пирит-аурипигмент-реальгаровым золоторудным цементом. Ведущая роль процессов брекчиеобразования при формировании Воронцовского месторождения подтверждается рядом его характеристик: спецификой его геологического строения, иллюстрирующей отсутствие тектонического контроля оруденения, формой брекчиевого рудного тела и приведёнными выше минералого-петрографическими характеристиками рудоносных брекчий и руд.

1. Замятин Д.А., Мурзин В.В. Источники вещества и флюида при формировании золото-сульфидного оруденения ауэрбаховского вулcano-плутонического пояса на Северном Урале // Литосфера. 2016. № 1. С. 169-177

2. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Богомолов Е.С., Ларионов А.Н., Бережная Н.Г. Ауэрбаховский массив: цирконы, возраст, полихронность // Ежегодник 2006 ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург. 2007. С. 191–196.

3. Минина О.В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 17–23.

4. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. Воронцовское золоторудное месторождение – пример минерализации карлинского типа на Урале, Россия // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 157–170.

5. Черемисин А.А., Злотник-Хоткевич А.Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. 1997. № 1. С. 59-70.

Ауксетики и их роль в золотом оруденении Енисейского кряжа.

Стреляев В.И.¹

¹ТГУ, Томск, strelyaevggf@mail.ru

Золотое оруденение в Рыбинском, Удере́йском, Аяхтинском, Верхне-Енашиминском, Нойбинском рудных узлов и др. участках Енисейского кряжа, являющимся складчатым обрамлением Сибирского кратона, парагенетически связаны со структурами нетрадиционных деформационных т.н. ауксетиковых участков концентрирования руд, адаптивных к механическим реакциям материалов на внешние деформационные воздействия. Сущность проста: все и всё адаптивные к механическим реакциям объекты, объединяются термином «геологические материалы (ГМ)», которые подчиняются аномалиям коэффициента Пуассона (ν). К таким аномалиям относятся ГМ и с отрицательным знаком $-\nu$, способные расширяться/сужаться в направлении, перпендикулярном направлению растяжения/сжатия. Особо возрос научный и практический интерес после публикации результатов испытаний пенополиэфирного материала с $\nu = -0,7$ (Evans, 2000; Конёк Д.А. и др., 2004). Технические, имеющие отрицательные значения коэффициента Пуассона, материалы получили название от греческого слова «auxetos», означающее поперечно жестко «растягивающиеся». Теоретический и практический интерес вызывают ауксетики Енисейского кряжа. В золотоносных узлах и участках, которые узко локализованы к субширотным поперечным разломам, отмечается тесная прямая зависимость между интенсивностью и степенью пространенной зависимости мягкости/жесткости пликативных структур ауксетиков, с одной стороны, и масштабами золотого оруденения, с другой.

Замечено, что даже местами широкое развитие терригенно-вулканогенных ареалов (R2), недостаточное условие для формирования значимой золотой минерализации. Можно утверждать, что определяющую роль в интенсивности золотого оруденения оказывают устанавливаемые ауксетиковые структуры с характерными морфологическими признаками: мелкие жесткие плейки, складочки, гофры и т.п. При мысленном разглаживании их «гладкая суммарная поверхность» в 2-6 и более раз больше «мертвой» длины ГМ-гофр. К тому же терригенные структуры имеют в поперечном сечении асимметричный облик: одни крылья и «крылышки» очень узкие, сильно сжатые, филонитизированные с коэффициентом Пуассона, равным $-4-5$ -и крутизной падения от 55 до 70° , а противоположные морфологические формы более пологие ($20-35^\circ$) и характеризуются видимыми мощностями толщ в 2-3 раза большими. Макроскопически последние образования – это почти нормально-осадочные породы (алевролиты, песчаники и др.). Для описываемого региона, в целом, поперечные ауксетиковые структуры постепенного погружаются, от Центрального (Татарского) нарушения простираются на восток и северо-восток под углами $15-10^\circ$. А что наблюдается около массивов гранитоидных пород позднего докембрия? Поперечные растягивающие процессы с отрицательными коэффициентами Пуассона сопряжены местами с волочением складчатых филонитовых пород. Так например, можно привести наблюдение почти по центру Аяхтинского гранитоидного массива позднего докембрия. Здесь отмечается групповая концентрация месторождений и проявлений рудного и россыпного золота, связанная с заливоподобными в плане ауксетиками. Устанавливается, что в случае наложения аналогичных адаптивных к механическим реакциям ГМ на края жестких гранитоидных блоков, на аналогичные периферийные зоны юго-западной окраины Сибирского кратона (обрамления выступов жесткого фундамента) золотоносность филонитовых пород, как правило, высокая. Аналогичную закономерность мы наблюдали при петрофизическом исследовании структур СВ-России (Стреляев и др., 1983, 1984). Несмотря на сильные возрастные различия ауксениты Енисейского кряжа и Колымы имеют почти одинаковые адаптивные механические реакции ГМ сопоставляемых регионов окантователи коэффициентов Пуассона ($-\nu$) равно около -5 (почти совпадают). В то время, как рядовые низко рудные сечения

характеризуются коэффициентом Пуассона $+0,25+0,40$. И вновь напрашивается вывод. Там, где слабо гофрированные структуры волочения ауксетиков накладываются на более «мягкие» периферийные блоки кратонов, золотоносность развивается в гораздо меньших масштабах, не образуют даже «проявлений».

И наконец, определяющим фактором развития золотооруденания в ауксетических зонах являются не только вмещающие породы и минеральные ассоциации. От последних также зависят динамические обстановки и условия развития ауксетизма. Анализ размещения золотоносных узлов и полей показывает, что в общем случае эти структуры обязательно имеют «якоря стабильности», представленные штокверками сливных мелкозернистых кварцитов, гнездами арсенопиритов, «штырями» из омфацитов, скаполитов, хлоритоидов, титаномагнетитов, ильменитов, рутилов и т.д. Общим их качеством является еще большее дополняющее повышение роли стабильности месторождений. Эти «якоря» обладают такими петрофизическими качествами как высокая твердость, значительная упругость, повышенное сопротивление коррозии, удлиненность по оси «С», низкие и примитивные кристаллы и т.п.

1. Конёк Д.А., Войцеховски К.В., Плескачевский Ю.М., Шилько С.В. Материалы с отрицательным коэффициентом Пуассона (обзор) // Механика композитных материалов и конструкций (Москва). 2004. том 10, № 1-С. 35-69.

2. Стреляев В.И., Кузоватов Н.И., Захаренко В.Н. и др. Петрография и физико-механические свойства вулканогенных пород Эвенского участка (Магаданская область) // Геохимия, петрография и минеральные месторождения Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 1984. С. 125-134.

3. Стреляев В.И., Кузоватов Н.И., Зыков Е.Н. и др. Петрография и петрофизика вулканогенных пород Дукатского участка в связи с оценкой их рудоносности // Геологические формации Сибири и их рудоносность. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 1983. С. 31-40.

4. Evans K.E., Alderson A. Auxetic materials: functional materials and structures from lateral thinking. *Advanced materials*. 2000, v. 12. №9. P. 617-628.

Турмалин касситерит-силикатной и касситерит-кварцевой формаций Верхнеурмийского рудного узла (Приамурье)

Суханова К.Г.¹, Алексеев В.И.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, *cris.suhanova92@yandex.ru*

Верхнеурмийский рудный узел относится к Баджальскому рудному району и входит в состав Сихотэ-Алинской складчатой системы. В Верхнеурмийском рудном узле находится крупное оловянное месторождение – Правоурмийское. Это месторождение принадлежит касситерит-кварцевой формации, однако, некоторые рудопроявления узла (Дождливое, Двойное) относятся к касситерит-силикатной формации (Гавриленко, Панова, 2001).

Рудопроявления касситерит кварцевой формации (Рудное тело-1 Правоурмийского месторождения (РТ-1), Рудное тело-2 (РТ-2), Геофизическая, Высокое, Вольфрам-Макит, Вольфрамовое рудное поле (ВРП)) включают турмалиниты. Минеральный состав пород: турмалин, флюорит, биотит, мусковит, также присутствуют акцессорные апатит и циркон. Основным минералом метасоматитов является турмалин. Зерна турмалина размером менее 2 мм, призматические, зелено-голубой окраски, слагают мономинеральные прожилки, шпирсы. Флюорит мало распространен, иногда образует тонкие мономинеральные прожилки. Слюды встречаются в виде единичных зерен. Возможно присутствие ксеногенного топаза.

Породы рудопроявлений касситерит-силикатной формации сложены в большей степени турмалином, слюдами (биотит, мусковит), хлоритом, присутствуют единичные зерна флюорита, прожилки кварца, редко встречается акцессорный циркон. Слюды равномерно развиты по породе, оторачивают прожилки флюорита. Турмалин буро-зеленоватый, игольчатый. Флюорит крупнокристаллический, слагает небольшие прожилки или находится в кварц-полевошпатовой массе, сохранившейся после метасоматического преобразования вмещающих риолитов. Кварц образует собственные прожилки с биотитом, которые пересекают вмещающие породы и метасоматиты.

Вмещающими породами являются меловые эффузивы кислого состава. Вулканыты представлены в основном игнимбритами и туфами риолитов и, в меньшей степени, туфами риодацитов и дацитов. На Правоурмийском месторождении вмещающие породы представлены субвулканическими риолитами, сложенными мелкозернистой кварц-полевошпатовой массой, в которой заключены вкрапленники кварца, плагиоклаза и К-На полевого шпата. Полевой шпат сильно разложен и замещен серицитом. На рудопроявлениях Двойное и Дождливое вмещающие вулканыты представлены андезидацитами, игнимбритами дацитов. Вмещающие породы включают средне- и крупнокристаллические вкрапленники К-На полевого шпата, плагиоклаза, практически полностью замещенного серицитом, и кварца.

Поскольку турмалин является общим минералом для изучаемых формаций, в нем можно выявить характерные признаки каждой формации и сравнить их. Для этого был изучен химический состав турмалина и исследовано распределение минералов-узников. Химический состав турмалина был определен с помощью рентгеноспектрального микроанализа. Было исследовано 25 зерен турмалина касситерит-силикатной формации и 60 зерен –касситерит-кварцевой. Анализ проводился в центре коллективного пользования Санкт-Петербургского горного университета на растровом электронном микроскопе JSM-7001F с катодом Шоттки (аналитик И.М.Гембицкая).

Турмалин касситерит-кварцевой формации относится к ряду шерл-дравит, отличается повышенным содержанием MnO. Обогащенность турмалина марганцем как типоморфная особенность свидетельствует о редкометалльном составе среды минералообразования (Афонина и др., 1990). Для турмалина характерны корреляции $Al \leftrightarrow -Na$, $Si \leftrightarrow -Fe$. Для турмалина восточных рудопроявлений характерна насыщенность Na и Fe. Такие особенности прослеживаются в турмалине рудопроявлений, приуроченных к основной рудоконтролирующей

структуре узла и маркируют ее (рис.1). Таким образом, можно сделать вывод об отражении геолого-структурных особенностей вмещающей толщи в химическом составе турмалина касситерит-кварцевой формации.

Таблица 1. Химический состав турмалина Верхнеурмийского рудного узла (масс.%).

	Касситерит-кварцевая формация						Касситерит-силикатная формация		
	РТ-1	РТ-2	Геофизическая	ВРП	Вольфрам-макит	Ср	Двойное	Дождливый	Ср
Al ₂ O ₃	35,71	36,1	32,92	35,42	37,52	36,29	33,34	30,89	32,11
CaO	0,32	0	0,36	0,4	0,26	0,08	1,03	0,73	0,85
FeO*	19,17	17,43	21,93	17,85	18,24	18,36	15,5	22,95	19,39
K ₂ O	0,1	0,07	0,11	0,1	0	0,01	0,19	0,00	0,01
MgO	0,46	0,49	0,54	1,22	0,14	0,32	3,89	1,30	2,6
MnO	0,27	0,28	0,43	0,3	0,17	0,19	0,2	0,15	0,07
Na ₂ O	2,29	2,4	2,7	2,37	1,75	2,15	2,22	2,52	2,37
SiO ₂	42,52	43,21	41,1	42,51	41,96	42,47	42,95	41,11	42,03
TiO ₂	0,22	0,23	0,34	0,44	0,16	0,14	0,75	0,56	0,56
Total	101,06	100,21	100,43	100,63	100,22	100,01	100,07	100,21	99,99

Примечания. Ср - среднее значение. FeO* = FeO + Fe₂O₃. Данные рентгеноспектрального микроанализа. JSM-7001F с катодом Шоттки. Аналитик Гембицкая И.М.

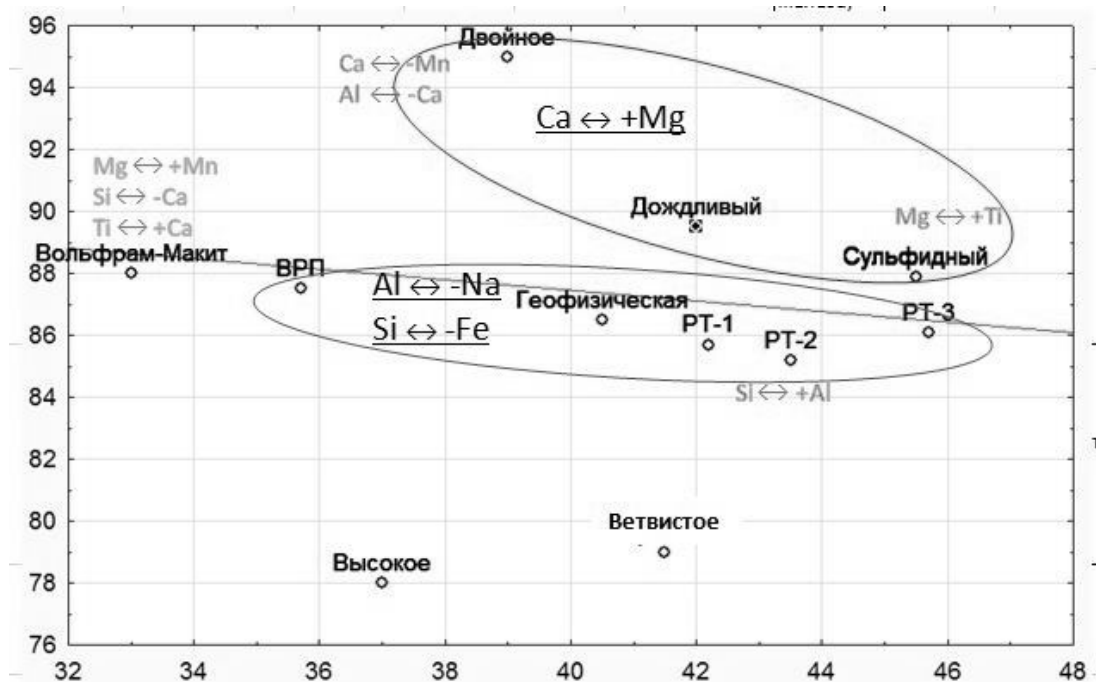


Рисунок 1. Топоминералогическая схема Верхнеурмийского узла. **Al ↔ -Na, Si ↔ -Fe** – корреляции, характерные для турмалина рудопроявлений, объединенных эллипсом.

Mg ↔ +Mn - корреляция компонентов турмалина, зафиксированная только на одном рудопроявлении. 76...96 и 32...48 координаты Верхнеурмийского узла с. ш. и в. д. соответственно.

Минералы-узники турмалина касситерит-кварцевой формации арсенат железа, бенжаминит, касситерит, станнин, кварц, флюорит, борнит, гематит, арсенопирит, халькопирит, циркон, монацит. Наиболее распространенные минералы – кварц, гематит и арсенат железа, показывают признаки сингенетичного турмалину происхождения. Редкие минералы, в особенности циркон и монацит, находятся в трещинах зерен турмалина, поэтому трактуются как эпигенетичные.

Турмалин касситерит-силикатной формации и рудопроявления Сульфидное (малоэродированный участок касситерит-кварцевой формации) содержит повышенные концентрации CaO, MgO и TiO₂. Присутствие турмалина схожего состава в двух различных рудных формациях указывает на сходство условий минералообразования. Следовательно, минералообразующая среда касситерит-силикатной формации близка минералообразующей среде верхних горизонтов касситерит-кварцевой формации.

Минералы-узники турмалина касситерит-силикатной формации представлены кварцем, титанитом, цирконом, касситеритом, гематитом, бенжаминитом, арсенатом железа, сфалеритом, молибденитом. Практически все минералы, кроме титанита и циркона, находятся в трещинах турмалина и были захвачены уже после кристаллизации турмалина.

Минералы-узники маркируют смену условий минералообразования. Благодаря топоминералогическому анализу минералов-узников турмалина, были выявлены участки с редкоземельной минерализацией и мышьяковисто-серной. Соответственно в Верхнеурмийском узле выделены два неперекрывающихся поля: редкоземельное и мышьяковисто-серное.

В докладе описаны результаты исследования турмалина Верхнеурмийского узла, отобранного из двух самых распространенных оловянных формаций: касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной. В турмалине исследован химический состав главных компонентов и проведен минералогический анализ минералов-узников турмалина. Основные выявленные закономерности вынесены на схему Верхнеурмийского узла (рис. 2) и объяснены с точки зрения топоминералогии.

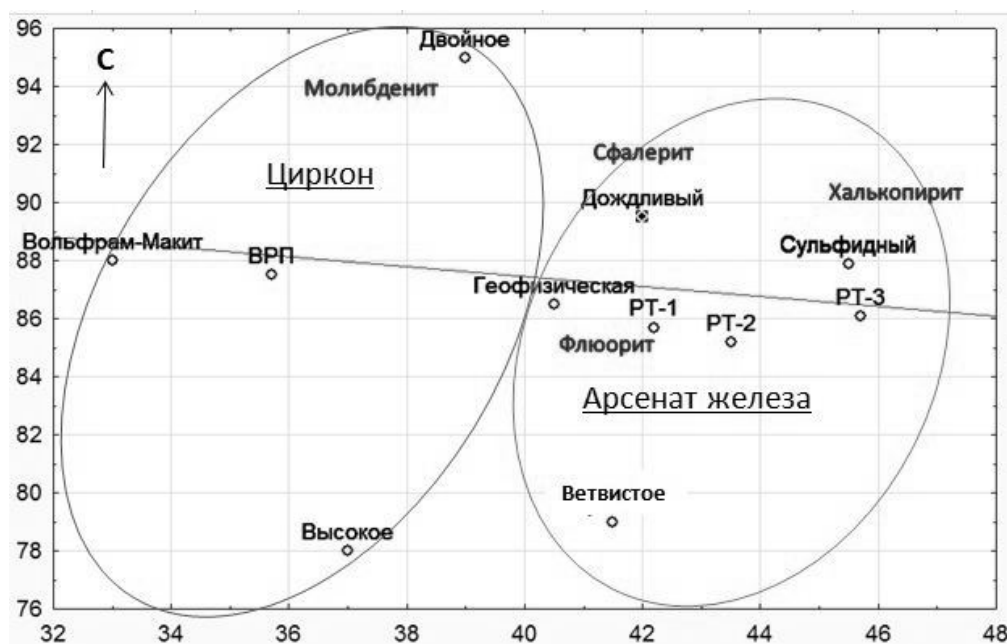


Рисунок 2. Топоминералогическая схема Верхнеурмийского узла распределения минералов-узников турмалина.

Условные обозначения: Циркон – подчеркнут минерал, распространенный на всей выделенной территории, флюорит - минерал, найденный только в турмалине данного рудопроявления.

Таким образом, Турмалин касситерит-кварцевой формации характеризуется корреляциями Al ↔ -Na, Si ↔ -Fe, турмалин касситерит-силикатной формации отличается повышенным содержанием CaO, MgO и TiO₂. Выделенные типоморфные особенности турмалина маркируют оловорудную формацию, отражают состав минералообразующей среды и геолого-структурные особенности вмещающей толщи.

Минералы-узники турмалина своим одновременным или разновременным образованием с турмалином указывают на рудную формацию, а своим распространением маркируют смену условий минералообразования.

В турмалине обнаружены минералы-узники редких земель – циркон и монацит. Оба эти минерала демонстрируют признаки эпигенетического происхождения по отношению к турмалину

на рудопроявлениях касситерит-кварцевой формации и сингенетичного происхождения в турмалине касситерит-силикатной формации. Хотя тенденция захвата минералов-узников больше характерна для турмалина касситерит-силикатной формации. Циркон, захваченный турмалином в процессе роста, может оказаться гидротермальным. Дальнейшее изучение этих минералов может подтвердить гидротермальное происхождение редкометалльной минерализации района, которая ранее была установлена в гранитах (Гавриленко, Панова, 2001; Суханова, Алексеев, 2016) и грейзенах рудопроявления Вольфрам-Макит (Суханова, Алексеев, 2015).

1. Афонина Г.Г., Макагон В.М., Богданова Л.А., Зорина Л.Д. Турмалин: (Рентгенография и типоморфизм); Отв.ред. Е.К.Васильев; АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геохимии им. А.П.Виноградова. Новосибирск: Наука, 1990. 140 с.

2. Гавриленко В.В., Панова Е.Г. Геохимия, генезис и типоморфизм минералов месторождений олова и вольфрама. СПб: Невский курьер. 2001. 260 с.

3. Суханова К.Г., Алексеев В.И. Акцессорные ниобаты в вольфрамоносных грейзенах Верхнеурмийского рудного узла (Приамурье) // Новое в познании процессов рудообразования. М.: ИГЕМ РАН. 2015. С. 136-139.

4. Суханова К.Г., Алексеев В.И. Акцессорные ниобаты LI-F-гранитов Верхнеурмийского рудного узла // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь: ПГНИУ. 2016. С. 9-14.

5. Суханова К.Г. Сравнительная характеристика акцессорных ниобатов из вольфрамоносных грейзенов и литий-фтористых гранитов Верхнеурмийского рудного узла (Приамурье) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XX Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых. Том I. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2015. С. 192-194.

Минералого-геохимические свидетельства полистадийности формирования месторождения Чертово Кoryто

Тарасова Ю.И.¹, Будяк А.Е.¹, Котов А.А.²

¹ИГХ СО РАН, Иркутск, j.tarasova84@yandex.ru

²ИГЕМ РАН, г. Москва

Ленская золотоносная провинция является одной из крупнейших по запасам золота во всем мире. Более 90% запасов золота данной территории приурочены к хомолхинской и аунакитской свитам дальнетайгинско-жуинского стратиграфического горизонта неопротерозойского возраста (Разработка критериев..., 1998). Несмотря на то, что работы по добыче золота здесь ведутся не одну сотню лет, вопросы, связанные с определением источника полезного компонента и выявлением механизма его перераспределения и концентрирования, до сих пор остаются дискуссионными.

Целью настоящей работы являлось изучение детальной минералого-петрографической характеристики руд, околорудных метасоматитов и вмещающих их черносланцевых отложений раннепротерозойского возраста с дальнейшим выявлением этапности формирования месторождения Чертово Кoryто.

Ленская золотоносная провинция приурочена к зоне сочленения Сибирской платформы и Байкальской горной области (рис. 1). Одним из главных элементов геологического строения рассматриваемой площади является Чуйско-Тоновско-Нечерский антиклинорий (Немеров, 1989; Дистлер и др., 1996; Буряк, Хмелевская, 1997; Перевалов и др. 2013; Иванов, 2014; Yudovskaya et al., 2016). Положение осевой части антиклинория подчеркивают выступы пород раннепротерозойского возраста, в которых значительные площади занимают массивы гранитоидов.

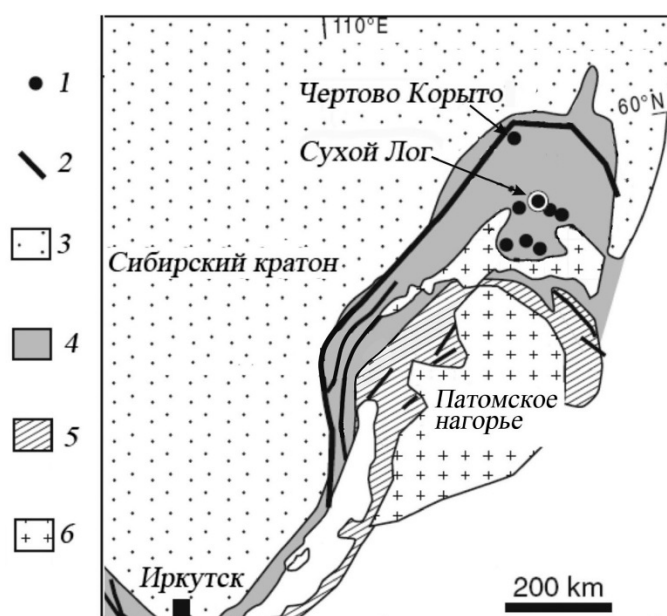


Рис. 1. Схематическое расположение месторождения Чертово Кoryто (Large et al., 2007) с незначительными изменениями

1 – золоторудные месторождения, приуроченные к черным сланцам; 2 – основные разломы (надвиги); 3 – Сибирский крятон; 4 – палеопротерозойские пассивные окраины; 5 – средне- и позднепротерозойские аккреционные образования; 6 – позднепротерозойские и палеозойские граниты.

Месторождение Чертово Кoryто расположено в пределах Кевактинского рудного узла, перспективного на золоторудное и урановое сырье и приуроченного к комплексам

раннедокембрийских пород Тонодского поднятия. В строении Тонодского поднятия принимают участие палеопротерозойские углеродистые породами кевактинской серии (албазинская, михайловская свиты) и гранитоиды кевактинского комплекса. По данным Ларина с соавторами данный гранитный комплекс характеризуется (Ларин и др., 2006), как граниты S-типа позднекарельского возраста (1846 ± 8 млн. лет).

Рудная зона месторождения связана с зоной значительных тектонических нарушений, в пределах которой породы михайловской свиты, являющиеся рудовмещающими претерпели интенсивные метасоматические преобразования. Рудная зона месторождения Чертово Корято вытянута в субширотном направлении на 1,5 км достигает мощности 150 м.

В пределах рудной зоны выделяется штокверкоподобное тело, представленное сложной системой разветвляющихся и взаимопересекающихся кварцевых жил и прожилков, с участками прожилково-вкрапленной убогосульфидной минерализацией кварц-сульфидного состава. Важно отметить, что такая сложная морфология рудной зоны объясняется связью кварцевых жил и прожилков с различным структурным элементом и ослабленным зонам, связанным с процессами деформации.

Рудовмещающими являются породы михайловской свиты представленные углеродсодержащими сланцами полевошпат-хлорит-серицит-кварцевого состава с гнездообразными рудными скоплениями пирит-кварцевого состава и прожилками кварца. Региональный метаморфизм на данной территории проявлен преимущественно на уровне серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и низов эпидот-амфиболитовой фации, выраженном в формировании устойчивых низкотемпературных кварц-альбит-серицит-хлоритовых и кварц-альбит-мусковит-биотит-амфиболовых минеральных ассоциаций. Во вмещающих породах широко распространены реликтовые структуры первичной слоистости, что указывает на отсутствие высоких температур в ходе метаморфической переработки первичного осадочного субстрата. Все породы заметно рассланцованы и содержат углеродистое вещество.

Рудная сульфидизация является более поздней и носит наложенный характер, развиваясь непосредственно по зонам метасоматически преобразованных пород. Главным рудным минералом является арсенопирит; широко распространены пирротин и пирит, в меньшей степени – галенит, халькопирит и сфалерит.

В ходе проведенного минералогического изучения рудных образований месторождения в их составе авторами было выделено три разновозрастных минеральных ассоциации: пирит-пирротиновая, пирит-пирротин-арсенопиритовая (с самородным золотом) и галенит-сфалерит-халькопиритовая

Пирит-пирротиновая ассоциация представлена рассеянной вкрапленностью пирита-I и пирротина-I (рис. 2 а, б). Данная ассоциация является наиболее ранней.

Кроме того, пирротин-I является более ранним и более распространенным по сравнению с пиритом-I. Пирротин-I и пирит-I тесно взаимосвязаны и встречаются повсеместно в виде самостоятельных вытянутых линзочек, приуроченных рассланцеванию рудо вмещающих пород (рис. 2 а, в). Размеры таких агрегатов чаще всего достигают 0.7 мм, реже 2 мм и более.

Пирит-I представлен широко распространенными единичными идиоморфными кубическими зернами размером до 0.4 мм и ксеноморфными сростками до 5-10 мм.

Пирит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация представлена кварцевыми прожилками с прожилково-вкрапленными выделениями, арсенопирита, пирротина-II и пирита-II (рис. 2 б, г). Встреченные на месторождении выделения самородного золота связаны именно в данной минеральной ассоциации.

Арсенопирит является главным рудным минералом месторождения, встречается в общей массе углеродсодержащих метаосадков и на контакте сланцев с кварцевыми прожилками (рис. 2, б). Наиболее характерной формой нахождения арсенопирита являются линзовидные и гнездовидные выделения, а также рассеянная вкрапленность отдельных идиоморфных призматических кристаллов и их двойников. Во вмещающих отложениях выделения арсенопирита повсеместно находятся в оторочках давления гидротермального кварца мощность не более первых миллиметров. Размеры отдельных кристаллов весьма изменчивы в основном это

0.02-0.1 мм, в единичных случаях достигают 1 см. Агрегаты арсенопирита сильно катаклазированы и покрыты сетью трещин, по которым развиваются более поздние пирротин-II, реже пирит-II, галенит (рис. 2 е, ж), а также самородное золото.

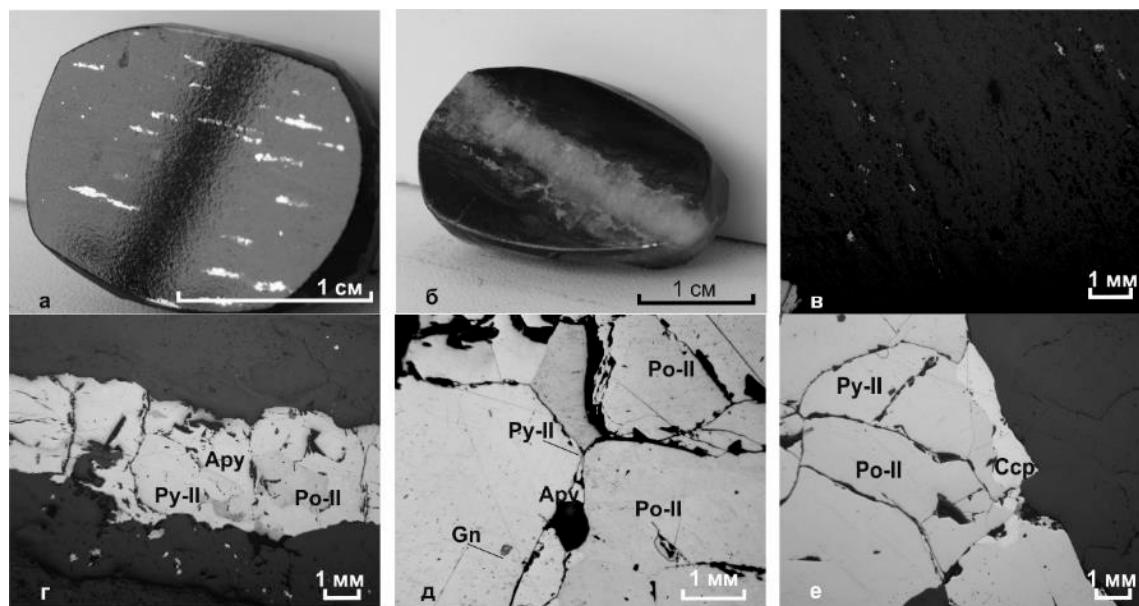


Рис. 2. Формы выделений и характер взаимоотношений сульфидных минералов в рудных минеральных ассоциациях месторождения Чертово Кoryто.

I – пирит-пирротиновая ассоциация: а) линзовидные выделения метаморфического пирротина во вмещающих черных сланцах ; б) рассеянные скопления тонкодисперсных пирита, пирротина в черных сланцах; II – пирит-пирротин-арсенопиритовая ассоциация: в) кварц-сульфидный прожилок в черных сланцах; г) прожилковидное обособление пирита-II, пирротина-II и арсенопирита в кварцевом агрегате; д) катаклазированный арсенопирит с включением галенита в ассоциации с пирротин-II, пиррит-II; е) халькопирит, развивающийся по периферии агрегата пирита-II и пирротина-II. Снимки в отраженном свете.

Пирит-II и пирротин-II менее распространены по сравнению с арсенопиритом и являются более поздними по отношению к нему, образуя сложные совместные агрегаты. Пирит-II представлен рассеянной вкрапленностью гипидиоморфных кубических зерен либо гнездово-вкрапленными агрегатами. Размеры отдельных кристаллов пирита-II достигают 0.2 мм, агрегатов – 3 см.

Пирротин-II встречается в виде удлиненно-гнездовидных выделений и отдельных зерен, размер которых изменяется в значительных пределах достигая 3 см.

На пирит-пирротин-арсенопирит ассоциацию наложена более поздняя галенит-сфалерит-халькопиритовая ассоциация.

Халькопирит образуется одним из последних рудных минералов, что подтверждается формами нахождения халькопирита в виде каемок, прожилков и включений в арсенопирите, пирите-II и пирротине-II (рис. 2 з).

Галенит встречается в виде мелких включений в арсенопирите, образуя редкие совместные срастания с золотом. Кроме того, в галените выявлены субмикронные выделения самородного серебра.

Крайне редко в изученных образцах отмечается сфалерит, который встречается в виде единичных микроскопических агрегатов в халькопирите и пирротине.

В ассоциации со сфалеритом встречен гринокит-CdS, в виде каплевидных выделений, не превышающих сотых долей миллиметра.

Самородное золото месторождения Чертово Кoryто представлено аллотриоморфными включениями, которые развиваются по зонам катаклаза крупных зерен арсенопирита, совместно с пирротин-II, пиррит-II, реже галенитом. В редких случаях выделения самородного золота отмечались в крупных (до 1 см) идиоморфных кристаллах пирита. Золото в основном

изометричное, уплощенное, ветвистое, неправильное с интерстициально-заноцистными отростками. Цвет – светло-желтый, в редких случаях, имеет характерный красноватый оттенок, связанный со значительной примесью меди.

Таким образом, формирование месторождения Чертово Кoryто происходило многостадийно. Первые две стадии, являются дорудными, носят рудоподготовительный характер и, вероятно, значительно оторваны во времени. Три следующие стадии связаны непосредственно с формированием облика рудной минерализации месторождения. Полистадийность образования месторождений Чертово Кoryто является следствием сложной истории формирования региона.

Работа выполнена частично при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00172-а.

1. Буряк В. А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.

2. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467-484.

3. Иванов А.И. Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ. 2014. 215 с.

4. Немеров В.К. Геохимическая специализация позднекембрийских черных сланцев Байкало-Патомского нагорья: дисс. ... к-та геол.-мин. наук: 25.00.09. Иркутск. 1989. 144 с.

5. Перевалов О.В., Срывцев Н.А. Геологическое строение и минералогия Бодайбинского и Мамского горнорудных районов. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. 2013. 276 с.

6. Разработка критериев оценки площадей развития углеродистых осадочных формаций для целей прогнозирования нетрадиционных типов месторождений платиноидов (Восточная Сибирь) отчет по теме 01423412709 за 1995-1998 гг.

7. Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z. Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit. Lena Goldfield. Russia. Economic Geology. 2007. 10 (2). 1233–1267.

8. Meffre S., Large R.R., Scott R., Scott R., Woodhead Z.C., Gilbert S.E., Danyushevsky L.D., Maslennikov V.V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. 72. P. 2377–2391.

9. Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiyev N.N. Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. Geoscience Frontiers. 2016. V. 7 (3). 453-481.

Типоморфные особенности золота месторождений различных генетических типов.

Тогузов Р.Р.¹

¹ТПУ, г. Томск, toguzovkz@gmail.com

Проведено изучение морфологии золотин и их состава из ряда золоторудных месторождений Алтая-Саянской складчатой области: кварцево-жильного типа – Коммунарское (Кузнецкий Алатау), Бадранское (Якутия); прожилково-кварцевое Батуриновское (Томская область) и скарноворудные – Суюхинское (Горный Алтай) и Калиостровское (Коммунарское рудное поле). Материалом исследований являются коллекции проб золота Инновационного научно образовательного центра «Золото-платина» Томского политехнического университета и материалы, собранные автором во время шлихового опробования на Батуриновском рудопроявлении.

Месторождение Бадран. Размер золотинок от 0,05 мм до 4,5 мм. Цвет золотинок ярко-жёлтый с блестящими поверхностями. Наряду с ярко-жёлтым встречается зеленоватое золото, особенно в тонких выделениях. Иногда золотинок покрыты пленками гидроокислов железа. Нередко золото находится в сростках с кварцем, пиритом, блеклой рудой, арсенопиритом. Форма золотинок чаще объёмная – амёбообразная, губчатая, скелетная, комкообразная с прихотливо зазубринными крючковатыми краями. Иногда встречаются пластинчатые и чешуйчатые золотинок с шероховатыми поверхностями, от чего они приобретают тускло-жёлтый цвет.

Батуриновское рудопроявление. Золото из протолок зоны дробления, окварцевания и кварцевых прожилков рудопроявления встречается в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, единичными зёрнами халькопирита. Размер золотинок 0.25-0.1 мм и менее. Цвет его золотисто-жёлтый, светло-жёлтый. Форма золотинок пластинчатая, чешуйчатая, комковидная, проволоковидная, амёбовидная, губчатая с прихотливо зазубренными крючковатыми краями. Нередко отмечаются кристаллоподобные выделения в форме кубов или комбинаций куба с октаэдром с послойным ростом граней. Форма золотин обычно унаследует занимаемое ими пространство в кварце, поэтому золотинок несут на себе следы отпечатков граней или иных поверхностей соседних минералов.

Коммунарское и Калиостровское месторождения (Коммунарское рудное поле). Размер золотинок от 0.3 мм до 3,5 мм. Цвет золотинок золотисто-жёлтый, ярко-жёлтый, светло-жёлтый с блестящими поверхностями. Часто золото находится в сростках с кварцем и магнетитом (Калиостровское). Форма золотинок нередко комковидная, амёбовидная, проволоковидная, пластинчатая, губчатая.

Суюхинское месторождение. Размер золотинок от 0.05 мм до 3 мм. Цвет золотинок жёлтый, зеленоватый, часто золотинок покрыты пленками гидроокислов железа. Нередко золото встречается в сростках с кварцем, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом. Форма золотинок обычно унаследует занимаемое ими пространство в руде (пустоты, микротрещины, интерстиции). Поэтому золотинок несут на себе следы отпечатков граней соседних минералов. Форма золотинок нередко объёмная, амёбовидная, редко – проволоковидная, губчатая.

Изучение состава золотинок производилось с помощью рентгеновского микроскопа Horiba Scientific XGT-7200 при высокочувствительном режиме полного вакуума. Кроме того, золотинок с Батуриновского рудопроявления исследовались на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с энерго-дисперсной приставкой Bruker XFlash 4010 в режиме обратно рассеянных электронов при низком вакууме ($p=30-40$ Па).

Проведенные исследования показали (табл.), что золото изученных месторождения является высокопробным, особенно Коммунарского (98,66 %) и Калиостровского (93,89 %) месторождений. Для остальных месторождений – Бадранского, Батуриновского и Суюхинского пробность золота близка (89,95-91,94 %). Во всех золотинок месторождений отмечается

повышенные концентрации Ag (5,83-9,22 %), кроме Коммунарковского (1,1 %). В единичных случаях в золотинках встречается Fe (0,16-1,18 %), Cu (0,57-2,61 %); Вi отмечен только в золоте Коммунарковского, а Ti Синюхинского месторождений.

Таким образом, проведенные исследования морфологии и состава золотинок ряда золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области выявили как их черты сходства, так и различия.

Таблица 1.

Месторождение	№ пробы	Кол-во золотинок	Кол-во замеров	Au, %			Ag, %			Fe, %			Cu, %			Вi, %			Ti, %		
				от	до	х	от	до	х	от	до	х	от	до	х	от	до	х	от	до	х
Бадран	2Б	2	6	90,52	93,59	91,94	6,05	9,17	7,12	0,5	1,18	0,59	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Батуриновское	Ба-3	2	4	89,83	91,87	90,72	7,68	10,17	9,22	-	-	-	0	0,81	0,32	-	-	-	-	-	-
Коммунарковское	К2	2	8	95,50	100	98,66	0	1,32	1,1	-	-	-	-	-	-	0	0,75	-	-	-	-
Калиостровское	П-11-12	1	4	93,42	94,45	93,89	5,19	6,42	5,83	0	0,16	-	0	0,57	0,27	-	-	-	-	-	-
Синюхинское	Си-316	2	7	84,96	92,83	89,95	5,88	8,00	6,61	0	0,22	-	0	2,61	1,13	-	-	-	0	6,32	-

1. Ворошилов В.Г., Коробейников А.Ф., Чернышов А.И., Пшеничкин А.Я., Скогорев А.И. Металлогения (Au, Pt, Pd) магматических комплексов Томь-Яйского междуречья. Томск: СТТ. 2001. 220 с.

2. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука. 1973. 347 с.

Мониторинг радиационного состояния донных отложений в эстуарии Енисея.

Усачева А.А.¹, Коссова С.А.¹, Мирошников А.Ю.¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, usacheva@list.ru

В ходе более ранних исследований ИГЕМ РАН, проводившихся в 1995-2001 гг. в серии рейсов НИС "Академик Борис Петров", в донных осадках Карского моря были установлены четыре зоны повышенной активности (ЗПА) ^{137}Cs . Внешние границы этих зон определялись по изолинии 15 Бк/кг в верхнем слое донных осадков. Построения выполнялись по данным 160-ти морских станций, относительно равномерно распределенным почти по всей акватории Карского моря, включая эстуарии Оби и Енисея. При этом Енисейская ЗПА оказалась наиболее загрязненной (Мирошников, 2012).

Источниками радионуклидов, поступавших в эстуарий Енисея, являлись жидкие радиоактивные отходы (ЖРО), ранее проникавшие прямо в речную сеть от Красноярского ГХК, а также глобальные выпадения из атмосферы, собираемые водосборным бассейном Енисейской макроарены, имеющей площадь около 2,7 млн.км².

Формирование Енисейской ЗПА происходило в области смешения речных и морских вод под влиянием геохимических барьеров, активно действующих во фронтальных зонах, где задерживались сначала более крупные частички взвеси, и где при изменении заряда глинистых частиц происходило слипание и выпадение пелитового вещества, коагуляция коллоидов, флоккуляция растворенного железа и растворенного органического вещества с их последующим выпадением в осадок вместе с нерастворимыми и слаборастворимыми формами радиоцезия, мигрировавшими в сорбированном состоянии на минеральной и органической взвеси.

Енисейская ЗПА протянулась на 340 км при ширине 40-60 км вдоль воображаемой оси, меняющей свое направление с северо-западного на северное, а затем на северо-восточное, подчиняясь течениям, примыкающим к западному берегу полуострова Таймыр (рис. 1). В этой зоне выделялись участки с активностью ^{137}Cs до 80 Бк/кг в верхнем слое осадков. При этом в глубине осадка на уровне 5-12 см в отдельных пробах значения достигали 200-260 Бк/кг. Внутреннее строение Енисейской ЗПА определилось при влиянии морфологии донной поверхности и структуры фронтов геохимической барьерной зоны (Емельянов, 1998), повлиявшей на формирование трех последовательных участков, имеющих свои отдельные максимумы удельной активности радиоцезия не только в верхнем слое, но и в вертикальных колонках донных отложений.

Наложение контуров Енисейской ЗПА на схему фациальной зональности донных осадков юго-восточной части Карского моря (Левитан и др., 2005) показало, что положение южной части пространственно совпадает с проксимальной частью фации донных осадков эстуариев, центральный участок находится в пределах дистальной части фации эстуариев, а северные расположены в осадках фации внутреннего шельфа.

Характер вертикального распределения радиоцезия в донных осадках Енисейской ЗПА ранее оценивался по 27-ми колонкам. Построение кривой накопления по средним значениям 27-ми колонок показало, что от нижних горизонтов до уровня глубины осадка 20 см удельные активности радиоцезия незначительно колебались в интервале 10-12 Бк/кг.

Далее на интервале 20 – 15 см фиксировался устойчивый рост удельной активности радиоцезия до 20 Бк/кг, который резко увеличивался до горизонта 5-6 см, достигая максимума в 52 Бк/кг, и так же равномерно убывал до 20 Бк/кг к поверхности.

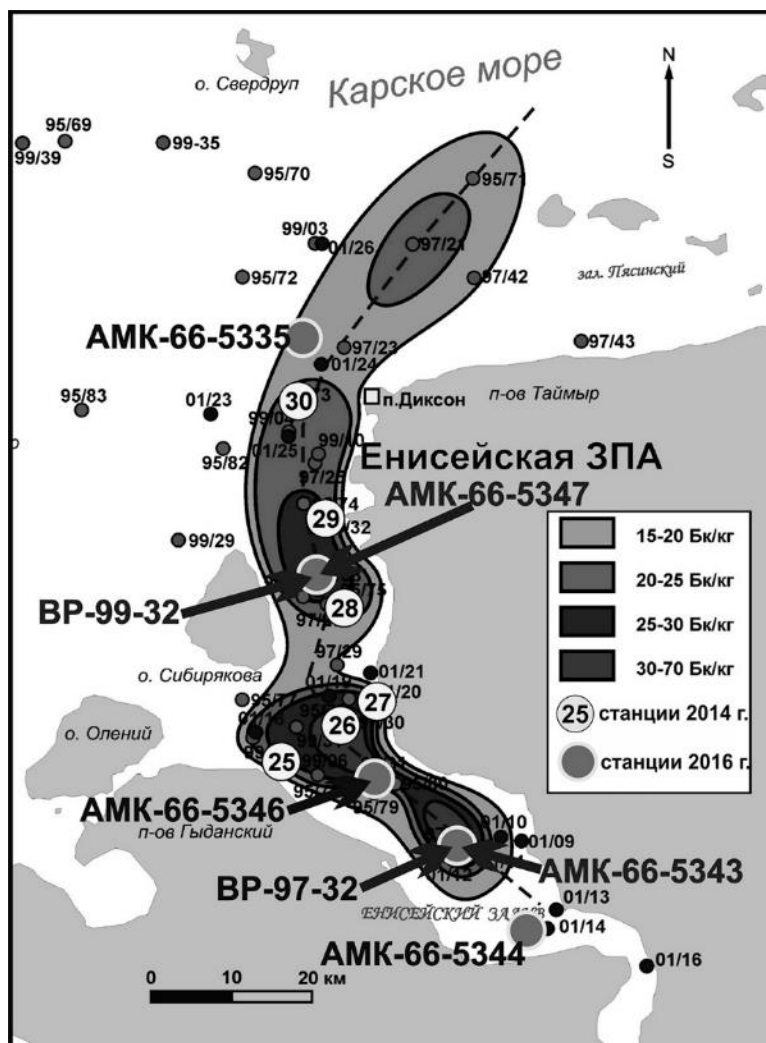


Рисунок 1. Енисейская ЗПА радиоцезия в Карском море и Енисейском заливе и положение станций радиационного мониторинга.

В целях проведения радиационного мониторинга Енисейской ЗПА в 2014 и в 2016 гг. в 128-ом рейсе НИС "Профессор Штокман" и в 66-ом рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" были отобраны 10 колонок донных отложений в двух наиболее активных участках - южном и центральном, в том числе в точках с теми же координатами, где в 1997 и в 1999 гг. были зафиксированы максимальные уровни удельной активности радиоцезия. В точке расположения станции BP-97-32 (1997 г.) была отобрана колонка на станции AMK-66-5343 (2016 г.), а в точке расположения станции BP-99-32 (1999 г.) была отобрана колонка осадков на станции AMK-66-5347 (2016 г.). На примере этих двух наиболее интересных точек рассмотрим изменения, произошедшие за 17-19 лет.

Максимальное значение удельной активности ^{137}Cs в донных осадках Енисейской ЗПА составляло 263 Бк/кг на горизонте 5 см в колонке BP-97-32, отобранной в 1997 году (рис. 2-А). Коэффициент детерминации (R^2) тренда этой колонки составлял 0,762. В 2016 году в той же точке была отобрана колонка AMK-66-53-43, вертикальное распределение активности радиоцезия в которой показано на рисунке 2-Б. Сравнение двух приведенных графиков (1997 и 2016 гг.) отчетливо показывает снижение активности радиоцезия приблизительно в два раза как по максимальным значениям с 260 до 130 Бк/кг, так и в поверхностном слое, а также по поведению линий полиномиального тренда шестой степени, на которых эти значения составляют 180 и 95 Бк/кг соответственно. При этом произошло "заглубление" горизонтов с максимальными активностями с уровня 5-6 см на уровень 11-13 см. Коэффициент детерминации (R^2) почти не меняется, составляя 0,762 в 1997 году и 0,781 в 2016 году.

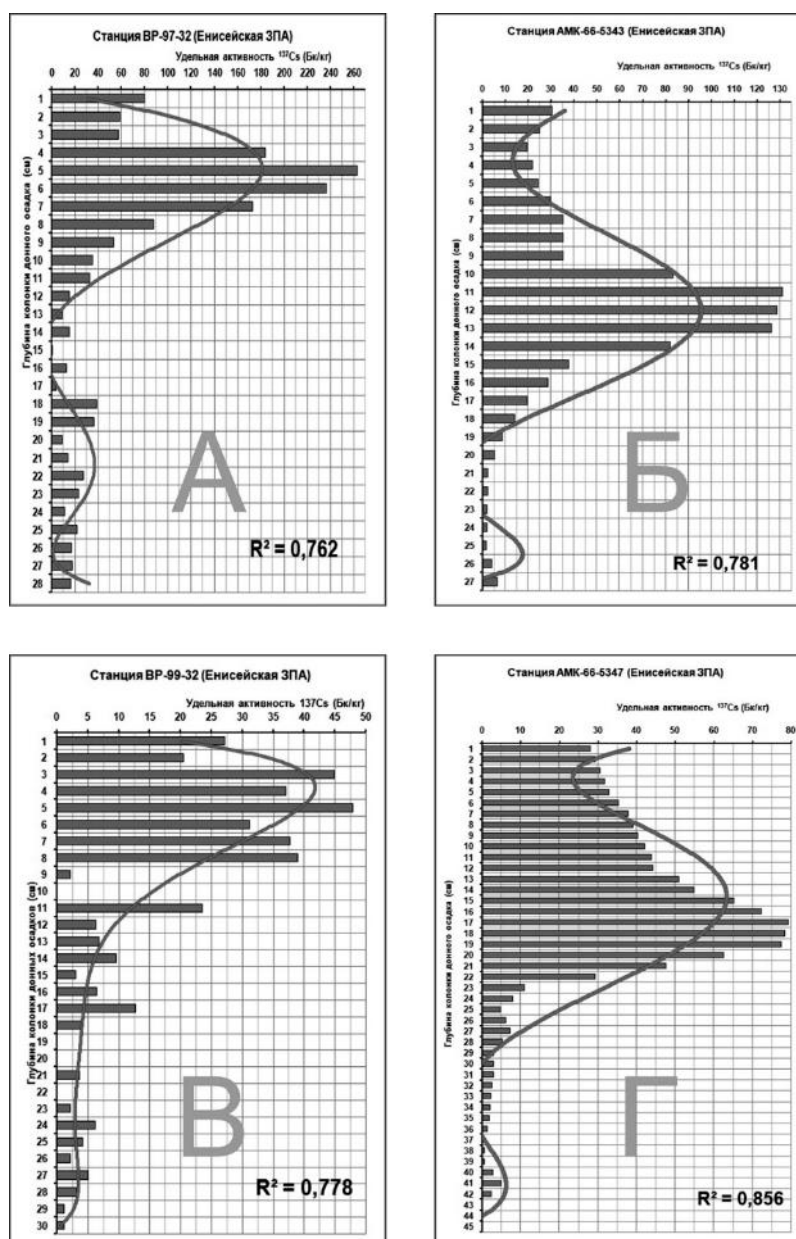


Рисунок 2. Графики вертикального распределения удельной активности радиоцезия в колонках, полученных на станциях: VP-97-32 (А), АМК-66-5343 (Б), VP-99-32 (В) и АМК-66-5347 (Г).

Во второй точке сравнения, находящейся в центральной части ЕЗПА в области с её максимальными активностями участвуют колонки, отобранные на станции VP-99-32 (рис. 2-В) в 1999 году и на станции АМК-66-5347 (рис. 2-Г) в 2016 г.. Сравнение приведенных графиков распределения удельной активности радиоцезия в этой точке также указывает на "заглубление" горизонтов радиоактивного пика с 5 см до 17 см и на снижение активности с 79 Бк/кг до 47 Бк/кг. Коэффициент детерминации (R^2) также меняется не существенно, составляя 0,778 в 1999 году и 0,856 в 2016 году.

Полученные результаты очень хорошо согласуются с данными радиационного мониторинга 2014 года, когда в рамках 128-го рейса НИС "Профессор Штокман" были отобраны колонки из центральной части ЕЗПА и северного участка южной части.

Анализ результатов сравнения данных 1997-2001 гг. с данными, полученными в 2014 году, сразу показал двукратное снижение уровня максимальной активности Cs-137 (по средним значениям) в ранее установленной ЗПА радиоцезия в донных отложениях эстуария Енисея. Было также отмечено отчетливое смещение максимума в глубину осадка на 5 см (Мирошников, 2015). Максимальная активность Cs-137 в пробах 2014 года составляла 68 Бк/кг, в то время как

максимальная удельная активность донных осадков в одной из колонок южной части Енисейской ЗПА, установленная в 1997 году, составляла 263 Бк/кг, как уже было отмечено выше. Достоверность полученных результатов подтверждалась достаточно высоким значением коэффициента детерминации (КД) - R^2 полиномиального тренда шестой степени.

Таким образом, по результатам мониторинга Енисейской ЗПА радиоцезия осуществлённого дважды в 2014 году в ходе 128-го рейса НИС "Профессор Штокман" и в 2016 году в 66-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш", были выявлены безусловные положительные тенденции в изменении радиационной обстановки в Енисейском заливе, что подтверждается установленным двукратным снижением уровня ранее фиксируемой максимальной активности радиоцезия, период полураспада которого составляет 30,17 лет. Отчетливое смещение этого максимума в глубину осадка в среднем на пять сантиметров также свидетельствует о том, что в зоне лавинной седиментации в последние 15 лет поступление радиоактивности в зону смешения пресных и соленых вод существенно снизилось, а ранее накопленные в донных отложениях запасы радионуклидов постепенно перекрываются новообразованными осадками.

Новизна проводимых исследований заключается прежде всего в том, что подобные области радиоактивного загрязнения донной поверхности Мирового океана ранее не изучались с позиций ландшафтно-геохимических закономерностей латеральной и вертикальной миграции радионуклидов в аквальных ландшафтах, которые являются конечным звеном каскадной системы – ландшафтно-геохимической водосборной арены.

Аквальные ландшафты представляют собой сложные динамические системы, которые аккумулируют твердые и растворенные вещества, выносимые из расположенных гипсометрически выше автономных, транзитных и супераквальных ландшафтов. Аквальные ландшафты включают в себя водную массу, живое вещество, донные осадки и занимают различные формы подводного рельефа. По состоянию аквальных ландшафтов можно оценить состояние природной среды и степень техногенной нагрузки на ландшафты всего водосбора.

Наличие в верхнем слое современных донных отложений Енисейской ЗПА активности радиоцезия, превышающей фоновые значения для акватории Карского моря, говорит о том, что поступление радионуклидов в геохимическую барьерную зону пока еще происходит. Продолжение исследований в направлении поиска количественных соотношений интегрального стока радионуклидов, источниками которых являются перераспределенные глобальные выпадения и переотлагающиеся в процессе миграции остаточные жидкие радиоактивные отходы, является весьма перспективным с точки зрения прогноза завершения выноса радиоактивности из макроарены Енисея.

Работа выполнена в рамках гранта НШ-9271.2016.5.

1. Емельянов, Е.М. Барьерные зоны в океане. Осадко- и рудообразование, геоэкология // Калининград: Янтарный сказ. 1998. 416 с.

2. Левитан М.А., Буртман М.В., Дёмина Л.Л., Чудецкий М.Ю., Шостер Ф. Фациальная изменчивость поверхностного слоя осадков Обь-Енисейского мелководья и эстуариев Оби и Енисея // Литология и полезные ископаемые. 2005. №5. С. 472-484.

3. Мирошников А.Ю. Закономерности распределения радиоцезия в донных осадках Карского моря // Геоэкология. 2012. № 6. С. 516-526.

4. Мирошников А.Ю. Радиоцезий в донных осадках Карского моря // Материалы научной конференции "Экосистема Карского моря - новые данные экспедиционных исследований". Москва, 27-29 мая 2015 г. М.: АПР. 2015. С. 243-248.

Цезий-137 в растительности севера Европейской территории России и Западной Сибири

Усачева А.А.¹, Семенов И.Н.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, usacheva@list.ru.ru

Целью проведенных исследований является анализ распределения цезия-137 в мохово-лишайниковой, травянистой и кустарничковой растительности тундровых и таежных ландшафтов Западной Сибири и Кольского полуострова.

Объектами исследования стали почвенно-геохимические катены 4-х участков в Западной Сибири (Семенов и др., 2015), в которые цезий-137 поступал исключительно в виде глобальных выпадений, и 5-и участков на Кольском полуострове.

В Западной Сибири изучен ряд ландшафтов от средней тайги до типичных тундр. На Кольском полуострове исследования проводились в лесотундре вблизи судоремонтного завода (СРЗ) «Нерпа», специализирующегося на ремонте и утилизации атомных подводных лодок и являющегося ядерно-радиационно-опасным объектом, а также в тундровых ландшафтах баренцевоморского побережья в районе пос. Териберка и Дальние Зеленцы.

Суммарно в Западной Сибири заложен 51 разрез, отобрано 373 почвенных и 27 растительных образцов, на Европейской территории России – 39 почвенных разрезов, 187 проб почв и 92 пробы растительности.

Удельная активность ¹³⁷Cs измерена в 531 пробе прямым γ -спектрометрическим методом с использованием полупроводникового Ge(Li)-детектора GEM-4519 (GLP-25300/13), оснащенного NaI(Tl)-детекторами 160×160 мм с колодцами 55×110 мм (аналитик Р.В. Соломенников, ИГЕМ РАН).

В среднем, на растительность приходится 27% от суммарных запасов ¹³⁷Cs в ландшафтах Западной Сибири при очень высокой вариабельности (Cv=107%). В гидроморфных условиях по сравнению с автоморфными доля запасов ¹³⁷Cs, приходящихся на кустарничково-травянисто-моховой ярус повышена. В ландшафтах Кольского полуострова доля его запасов в растительном ярусе составляет всего 7,3±10,3%.

Из-за слабой аккумуляции радионуклидов высшими растениями и их активности на уровне нижнего предела чувствительности γ -спектрометрического метода межвидовые особенности накопления ¹³⁷Cs естественной растительностью фоновых ландшафтов тундры и тайги изучены наиболее подробно во мхах и лишайниках.

В лесотундре Кольского полуострова, в радиусе 50-км от СРЗ «Нерпа», активность ¹³⁷Cs в лишайниках (n=31) родов *Cladonia* и *Cetraria* – индикаторов атмосферного загрязнения – варьирует в пределах 10 – 43 Бк/кг при среднем значении 20 Бк/кг. В пробах лишайников 2014 г., отобранных на местах мониторинга 2005–2008 гг (Кузьменкова, 2009), выявлено уменьшение активности цезия-137 с учетом периода полураспада, в среднем, в 1,9 раз (рис. 1). Кроме того, сравнение между собой разных родов лишайников на одних и тех же участках показало, что в среднем лишайники рода *Cetraria* накапливают в 1,5 раза больше ¹³⁷Cs, чем *Cladonia* (Кузьменкова, 2009).

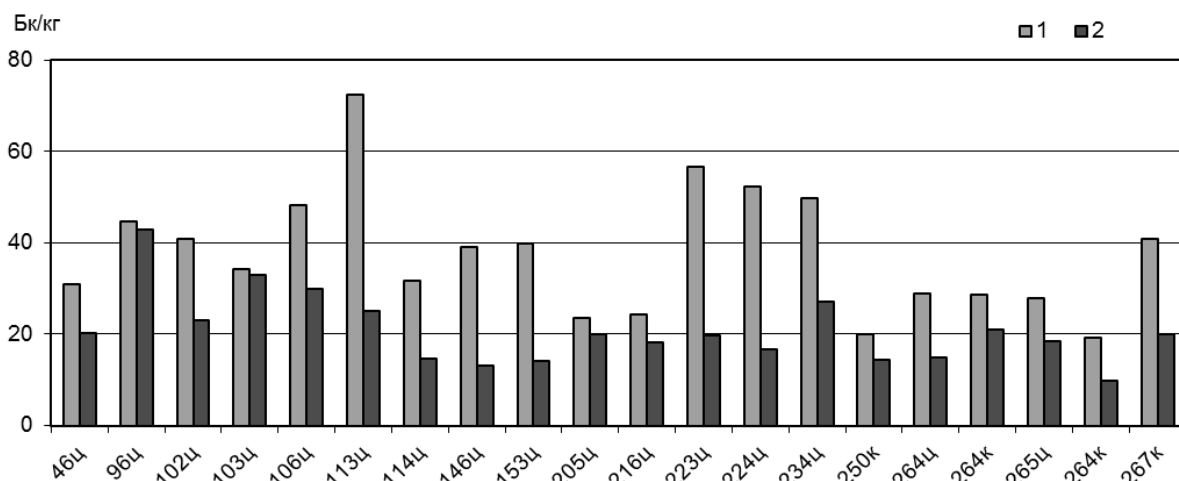


Рисунок 1. Активность ¹³⁷Cs в лишайниках (ц – *Cetraria*, к – *Cladonia*), отобранных 1 – в 2005-2008 гг (перерасчет активности с учетом радиоактивного распада) на 2014 г, 2 – в 2014 г. Цифры – номера точек отбора.

В фоновых тундровых ландшафтах баренцевоморского побережья удельная активность цезия-137 в родах *Cladonia* и *Cetraria* (n=15) не превышает 20 Бк/кг. В большинстве случаев удельная активность в лишайниках не достигает и 10 Бк/кг, также на некоторых участках его значимая (более 1 Бк/кг за вычетом инструментальной погрешности) активность не обнаружена. Лишайники северной тайги Западной Сибири характеризуются существенно большими величинами активности ¹³⁷Cs (табл. 1).

Таблица 1. Цезий-137 в мохово-травянисто-кустарничковом ярусе тундровых и таежных ландшафтов Западной Сибири

Растительность	Доминант	Удельная активность, Бк/кг	Запасы Бк/м ²
Зеленомошная и кустарничково-зеленомошная (3)	<i>Dicranum</i> sp.	$\frac{120 \pm 23}{94-150}$	$\frac{293 \pm 34}{256-337}$
Долгомощная и кустарничково-долгомощная (5)	<i>Politrichum</i> sp.	$\frac{116 \pm 35}{82-165}$	$\frac{302 \pm 99}{96-410}$
Лишайниковая (5)	<i>Cladonia</i> sp., <i>Cetraria</i> sp.	$\frac{87 \pm 44}{52-170}$	$\frac{173 \pm 50}{116-237}$
Кустарничковая (8)	нет	$\frac{71 \pm 36}{6-110}$	$\frac{120 \pm 128}{4-410}$
Осоковая (кустарничково-осоковая и осоково-сфагновая)(4)	нет	$\frac{68 \pm 58}{6-150}$	$\frac{30 \pm 25}{4-70}$
Сфагновая и разнотравно-кустарничково-сфагновая (12)	<i>Sphagnum</i> sp.	$\frac{66 \pm 47}{6-165}$	$\frac{162 \pm 219}{1-736}$

Здесь и далее числитель – среднее значение и стандартное отклонение, знаменатель – минимум и максимум, в скобках – число проб.

Средняя плотность загрязнения ¹³⁷Cs в Западной Сибири уменьшается от моховых сообществ (представители родов *Dicranum*, *Politrichum* и *Sphagnum*) к лишайниковым (*Cladonia* и *Cetraria*), кустарничковым (*Bétula nána*, *Lédum*, *Vaccínium*, *Rubus chamaemorus*, *Salix polaris*, *Filipéndula*) и осоковым (табл.1), что связано с филогенетическими особенностями и ранее

отмечалось в накоплении металлов растениями тайги и тундры Восточно-Европейской равнины (Авессаломова, 2006; Тентюков, 2010).

Ряд растительных сообществ тундр и тайги Западной Сибири по уменьшению средних величин активности ^{137}Cs сходен с рядом по запасам. Во мхах по сравнению с кустарничками и осоками даже при близкой удельной активности запасы цезия-137 существенно больше из-за повышенной фитомассы.

От средней тайги к северной в Западной Сибири и от лесотундровых к южнотундровым на Кольском полуострове увеличивается доля запасов ^{137}Cs в растительном ярусе и частота обнаружения высокоактивных проб растительности (табл. 2), что связано с меньшими величинами годового прироста фитомассы, способствующей «разбавлению» пиковых глобальных радиоактивных выпадений 60-х гг. XX века.

Таблица 2. Цезий-137 в мохово-травянисто-кустарничковом ярусе ландшафтов Кольского полуострова и Западной Сибири

Регион	Ландшафты	Активность, Бк/кг	Запасы, Бк/м ²
Западная Сибирь	Типичнотундровые (2)	$\frac{70 \pm 45}{25-115}$	$\frac{157 \pm 128}{30-285}$
	Северотаежные (9)	$\frac{117 \pm 41}{52-170}$	$\frac{208 \pm 142}{30-410}$
	Северо-среднетаежные (7)	$\frac{86 \pm 31}{52-150}$	$\frac{308 \pm 192}{116-736}$
	Среднетаежные (8)	$\frac{36 \pm 37}{2-110}$	$\frac{26 \pm 27}{1-83}$
Кольский полуостров	Южнотундровые (33)	$\frac{27 \pm 23}{0-85}$	$\frac{83 \pm 149}{0-850}$
	Лесотундровые (7)	$\frac{16 \pm 10}{0-33}$	$\frac{15 \pm 9}{0-27}$

Таким образом, в тундровых и таежных ландшафтах Западной Сибири и тундровых и лесотундровых Европейской территории России радиоэкологическая ситуация является удовлетворительной.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований РАН №32, проект «Мониторинг радиационного влияния на ландшафтно-геохимические системы Арктического побережья Кольского полуострова» (исследования на Кольском полуострове) и базовой темы «Закономерности миграции и распределения радиоактивных и стабильных загрязнителей в ландшафтно-геохимических системах Арктики» (исследования в Западной Сибири).

1. Авессаломова И.А. Биогеохимия среднетаежных ландшафтов юга Архангельской области // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2006. № 1. С. 50 – 56.

2. Кузьменкова Н.В. Оценка радиационного состояния почв и лишайников северо-западного побережья Кольского залива // Вестник МГУ. Серия 5. 2009. № 2. С. 32–37.

3. Семенов И.Н., Усачева А.А., Мирошников А.Ю. Распределение цезия-137 глобальных атмосферных выпадений в таежных и тундровых катенах реки Обь // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 2. С. 154–173

4. Тентюков М.П. Геохимия ландшафтов равнинных тундр (на примере Ямала и Большеземельской тундры). Сыктывкар. 2010. 260 с.

Ураноносность баженовской свиты (Западная Сибирь)

Усольцев Д.Г.¹, Рихванов Л.П.¹

¹ТПУ, г. Томск, usoltsev_d@mail.ru, rikhvanov@tpu.ru

Отложения баженовской свиты верхней юры (волжский ярус) – нижнего мела (берриасский ярус) регионально распространены на территории Западной Сибири, охватывая площадь более 1 млн. кв. км, при средней мощности 30 м (Брадучан, 1986 и др.).

Эти образования обладают рядом особенностей. В породах баженовской свиты сконцентрированы огромные массы органического вещества. Именно по этому признаку эта толща в 50-е годы XX века была выделена Н.П. Запиваловым при анализе характерных особенностей марьяновской свиты. Сначала эта толща была выделена в качестве пачки битуминозных аргиллитов в марьяновской свите, а несколько позднее была выделена как самостоятельное литостратиграфическое подразделение Ф.Г. Гурари. Содержание органического углерода достигает 20 %. Отложения баженовской свиты обогащены U, Mo, V, Cu, Ni, Zn, Cd, As, Ag, Sb, Se, Br, Au (Gavshin et al., 1996, Рихванов и др., 2015 и др.). Отложения данной свиты выделяются среди вмещающих пород повышенной радиоактивностью.

Повышенную радиоактивность пород баженовских отложений отмечают все исследователи. Аномальная радиоактивность этих отложений, прежде всего, обусловлена радиоактивным излучением урана и продуктов его распада (Плуман, 1975; Хабаров и др., 1980).

Геохимии урана в породах баженовской свиты посвящено значительное количество работ. Однако полученные новые материалы расширяют и дополняют работы исследователей, изучавших геохимию этих образований, обсуждая, по крайней мере, некоторые слабо изученные проблемы, такие как геохимические связи урана в отдельных типах пород, а также формы нахождения этого элемента.

Анализ распределения значений гамма-каротажа по глубине показывает, что они не одинаковы по всей мощности отложений. В большинстве случаев максимальные величины радиоактивности фиксируются в центральной (средней) части, постепенно ослабевая к периферии (при переходе к вмещающим толщам).

Анализ распределения величины общей радиоактивности по площади в пределах Томской области (Конторович, 2002) показал, что она так же непостоянна. Радиоактивность постепенно затухает с запада (более 100 мкР/ч) на восток (40-50 мкР/ч).

Материалом для исследования послужили образцы баженовской свиты, отобранные из керна скважин, вскрывающих данную свиту на западе Томской области. Материал подвергался комплексному минералого-геохимическому изучению различными аналитическими методами.

Химический состав отложений баженовской свиты определялся двумя независимыми методами. Основным из них являлся инструментальный нейтронно-активационный анализ (28 химических элементов). Другим методом исследования химического состава был метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (63 химических элемента). По всем пробам проводилось определение содержания органического углерода пиролитическим методом. Микроминеральный состав подготовленных проб исследовался методом сканирующей электронной микроскопии на приборе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Bruker XFlash.

Результаты исследования химического состава образцов баженовской свиты в целом, не разделяя их на литотипы, позволили установить, что породы баженовской свиты обладают повышенными концентрациями ряда элементов (V, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Cd, Sb, Ba, Re, U), по сравнению со средними концентрациями в глинистых сланцах (Григорьев, 2009). Наблюдается прямая положительная корреляционная связь органического углерода и Cu, Zn, Mo, Cd, Sb, Nd, Re, U, Si, V, Ni, As, Ag.

Битуминовые породы баженовской свиты, в пределах изученной нами ее части, в среднем содержат валового урана 38 г/т, при разбросе частных значений от 2 до 187 г/т, что согласуется с ранними оценками их содержания (Плуман, 1975; Gavshin et al., 1996).

Анализ результатов химических анализов показал существенное отличие состава некоторых образцов пород, что подтверждает мнение ряда исследователей о том, что в составе баженовской свиты существует несколько литотипов пород. Для разделения пород на литологические типы были использованы геохимические подходы Я.Э. Юдовича (Юдович, 2000). Построение ряда модульных диаграмм сделано с определёнными допущениями, т.к. состав пород представлен не в форме окисных соединений.

Анализ модульных диаграмм подтвердил наличие разных типов пород. Основную группу вошли образцы пород обогащенных органическим углеродом (> 6 %). Поэтому изучение геохимических особенностей необходимо производить с учётом литотипов пород. Дальнейшие геохимические построения выполнялись только для данной группы пород. Из неё исключались породы не попадающие в этот, условно выделенный литотип.

Для выделения геохимических ассоциаций элементов был использован кластерный анализ. Выделение производилось в пределах обособившейся однородной группы образцов.

Анализ результатов показал наличие трех чётко выделившихся групп химических элементов (рис. 1), отражающие, на наш взгляд, разные условия накопления. Были выделенные следующие геохимические ассоциации: «фосфатофильная», «халькофильная» и «кластофильная». Уран вошел в группу «фосфатофильных» элементов, находясь в тесной ассоциации с P, Ca, Sc, рядом элементов редких земель (Y, Ce, Pr, Nd, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), Re; В «халькофильную» группу вошли преимущественно халькофильные элементы: Ag, Cd, Zn, Cu, Hg, Sb, Au, Mo, Tl, а также некоторые сидерофилы и элементы с переменной валентностью: V, As, Ni, Fe, Co; «кластофильная» группа обозначилась ассоциацией Ti, Cr, Zr, Hf, Th, Sm, La, Ta, Nb, W, Sn, Si, Al, Mg, K, Na, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Mn, Bi, Pb, Ge, Ga.

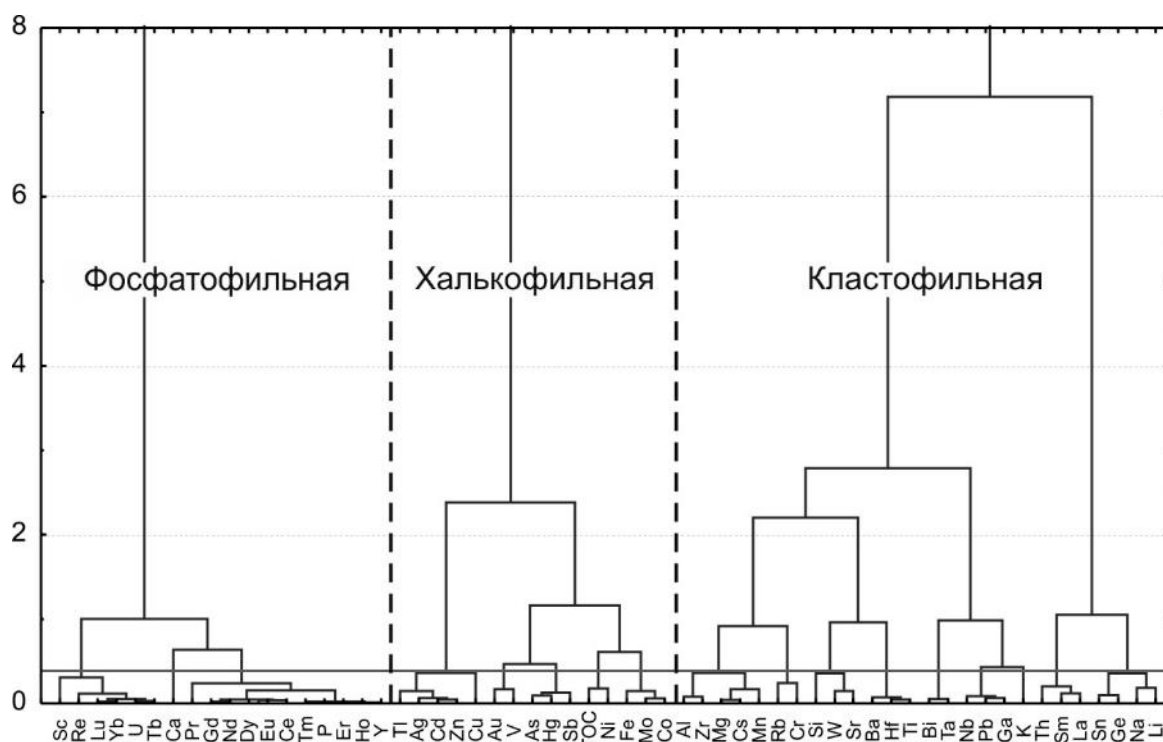


Рисунок 1. Дендрограмма корреляционных связей между содержаниями химических элементов в породах богатых органическим углеродом.

Ассоциация урана с P, Ca, Sc, Y, Ce, Pr, Nd, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu находят свое подтверждение при детальном электронно-микроскопическом анализе обнаруживаемых микрофаз.

«Фосфатофильная» группа элементов представлена, прежде всего, фосфатно-кальциевыми образованиями (остатки организмов), в которых обнаруживаются микровключения минеральных фаз U, пространственно связанного с Si (коффинит?). Эти микроминеральные фазы находятся в тесной ассоциации с микроминеральными фазами P-Y (ксенотим?), которые содержат PЗЭ.

Микровключения минеральных фаз U пространственно связанного с Si (коффинит?) обнаруживаются в P-Са образованиях. Эти микроминеральные фазы находятся в тесной ассоциации с микроминеральными фазами P-Y (ксенотим?), которые содержат PЗЭ (рис. 2).

Исходя из современных геологических параметров распространения пород баженовской свиты (мощность, площадь, объёмный вес пород) и генерализованных параметров содержания U, можно ориентировочно оценивать ресурсы этого металла в баженовской толще на уровне более 1 млрд. т.

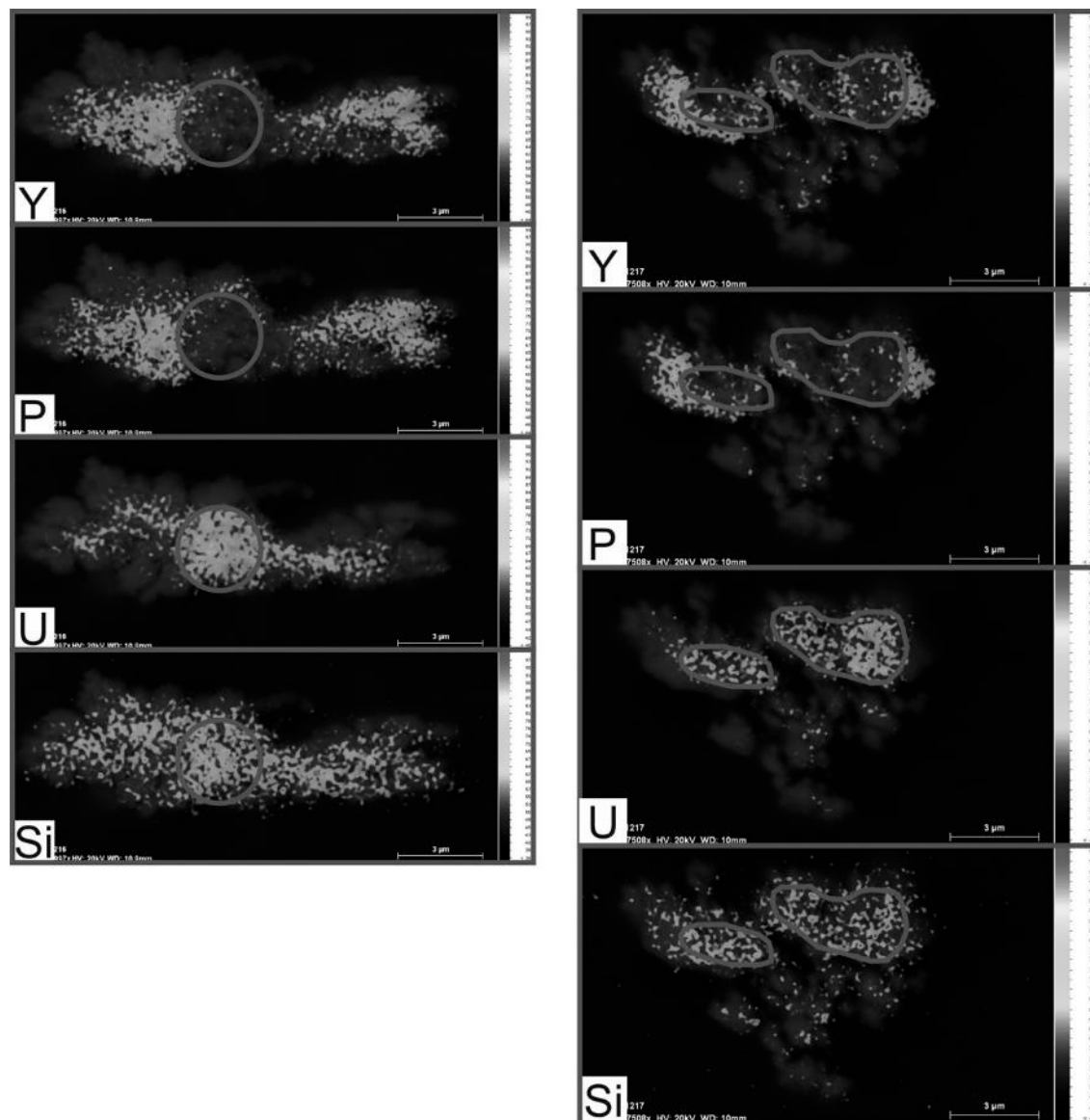


Рисунок 2. Пространственное распределение основных элементов в микровключениях в фосфатно-кальциевом образовании.

По мнению некоторых учёных (И.И.Нестеров, А.И. Курчиков и др.) требуется проведение экспериментов по подземному выщелачиванию урана в скважинах, завершивших работу по извлечению нефти из этих толщ с использованием гидроразрыва пласта.

1. Брадучан Ю.В., Гольберт Ф.Г., Гулари Ф.Г. Баженовский горизонт Западной Сибири (Стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986.

2. Гавшин В.М., Бобров В.А. Закономерности распределения микроэлементов в баженовской свите // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. С. 76–91.
3. Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009.
4. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. Уран, торий и калий в черных сланцах баженовской свиты Западно-Сибирского морского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2016. №1. С. 82–94.
5. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Красавчиков В.О. Редкоземельные элементы в баженовской свите Западно-Сибирского осадочного бассейна // Литосфера. 2011. № 6. С. 38–54.
6. Зубков М.Ю., Доронина Н.А. Геохимия пород баженовской свиты // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. С. 68–76.
7. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной-Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002.
8. Плуман И.И. Распределение урана, тория и калия в отложениях Западно-Сибирской плиты // Геохимия. 1975. № 5. С. 756–767.
9. Рихванов Л.П., Усольцев Д.Г., Ильенок С.С., Ежова А.В. Минералого-геохимические особенности баженовской свиты Западной Сибири по данным ядерно-физических и электронно-микроскопических методов исследований // Известия Томского политехнического университета. 2015. Т. 326. № 1. С. 50–63.
10. Хабаров В.В., Нелепченко О.М., Волков Е.И., Борташевич О.В. Уран, калий и торий в битуминозных породах баженовской свиты Западной Сибири // Советская геология. 1980. № 10. С. 94–105.
11. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988
12. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000.
13. Gavshin V.M., Zakharov V.A. Geochemistry of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Bazhenov Formation, West Siberia // Econ. Geol. 1996. V. 91. P. 122–133.
14. Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimates of Clarkes of Carbonaceous biolithes: World averages for trace elements in black shales and coals // Intern. J. Coal. Geol. 2009. V. 78. № 2. P. 135–148.
15. Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of black shale deposits: A summary report // Econ. Geol. 1970. V. 65. P. 253–272.

Кинематика разломов Приаргунского блока (ЮВ Забайкалье) по данным линеаментного анализа и ее верификация с помощью GPS измерений

Устинов С.А.¹, Петров В.А.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва stevesa@mail.ru

Объект изучения – территория, расположенная в юго-восточном Забайкалье и охватывающая Приаргунский тектонический блок, сложенный в основном архей-протерозойскими и палеозойскими гранитоидами. В результате позднемезозойской тектономагматической активизации региона в рамках этого блока произошло образование Куйтунской и Стрельцовой вулканотектонических структур (кальдер) и специфического каркаса разрывных нарушений (Petrov et al., 2013). В пределах Стрельцовой кальдеры было открыто одноимённое рудное поле, включающее 19 молибден-урановых гидротермальных месторождений. В районе Куйтунской кальдеры геологическими изысканиями, проведенными на ранних стадиях изучения территории, установлены рудопроявления урана, свинца, цинка, золота и олова. С учетом перспектив обнаружения новых месторождений и планирования природоохранных мероприятий возникает необходимость выявления особенностей тектонического строения рассматриваемого района в целом, проведения палеогеодинамических реконструкций, оценки напряженного состояния массивов пород и кинематики перемещений в зонах основных разломов. Для решения этих задач авторы воспользовались методикой линеаментного анализа в сочетании с геоструктурными данными и результатами наблюдений за смещениями поверхности методами GPS-геодезии.

Ранее для изучаемой территории на основе структурно-геоморфологического анализа была составлена схема новейшей разломной тектоники и неотектонических напряжений (Петров и др., 2010). Однако, как отмечали авторы, полученная схема была составлена впервые и нуждалась в дальнейшей детализации.

Представленные в данной работе исследования позволили подтвердить наличие уже известных разломов, а также наметить неизвестные ранее разломные зоны, детализировать строение территории за счёт выявления более мелких структур и определения их взаимоотношений с крупными разломными зонами с возможностью установления кинематики разрывных структур.

В основе работы лежал линеаментный анализ, цель которого – установление диагностических признаков – линеаментов. Они чаще всего представляют собой: прямолинейные отрицательные формы рельефа, экспонированные прямолинейные склоны, эскарпы и уступы, последовательность прямолинейных отрезков мелких водотоков, пересекающих в одном направлении водоразделы и долины, прямолинейные осевые линии водоразделов, участки сгущения и перегибов горизонталей (Кац и др., 1986). Данный анализ является одним из наиболее эффективных дистанционных методов изучения каркаса разрывных нарушений и глубинного строения территорий.

Линеаментный анализ территории проводился с помощью предложенной авторами специальной методики, которая основана на построении детальных цифровых моделей рельефа (ЦМР) (Устинов, Петров, 2016). Данная методика наиболее эффективна в областях с достаточно хорошо расчленённым рельефом. ЦМР – это особый вид трёхмерных математических моделей, представляющий собой отображение рельефа как реальных, так и абстрактных геополей (поверхностей) (Хромых, Хромых, 2016).

Фактическим материалом для построения детальных ЦМР в нашем исследовании послужили топографические карты масштаба 1:100000 (сплошные горизонталы проведены через 20 метров), а также геологическая карта, масштаба 1:200000, карта аномального магнитного поля, схема гравитационных аномалий и тектоническая схема. Кроме того, в распоряжении авторов

имелись космоснимки и карты рельефа, полученные в результате анализа данных космоснимков. Имеющегося материала было достаточно, чтобы обеспечить необходимую детальность ЦМР при заданном масштабе изучения и возможность использования созданных моделей для линеamentного анализа.

ЦМР рассматриваемой территории строились на основе двух основных механизмов – с помощью регулярной сети высот (GRID) и нерегулярной триангуляционной сети (TIN). Каждый при этом имеет свои недостатки и достоинства, что определяет необходимость их совместного рассмотрения для осуществления более глубокого структурно-линеamentного анализа.

Линеamentы на ЦМР выявлялись и анализировались с помощью созданного авторами программного модуля, интегрированного в ГИС. Изначально модуль разрабатывался как инструмент для реализации и частичной автоматизации задач специальной методики микроструктурного анализа (Устинов, Петров, 2015). После доработки данный модуль стало возможно использовать для пространственного анализа не только микроструктур, но и крупных линейных зон, соответствующих разломам и протяженным линейным сегментам геологических структур.

С использованием детальных цифровых моделей рельефа были выявлены и промаркированы линеamentы в пределах рассматриваемого района. Выявленные линеamentы характеризуются абсолютно различными ориентировками со схожими суммарными длинами практически по всем направлениям. Для того чтобы рассмотреть роль тех или иных структур в тектоническом строении района, исключить линеamentы нетектонического происхождения, необходимо провести ранжирование выявленных линеamentов по длине. Небольшие, с учетом масштаба исследований, линеamentы до 2000 метров характеризуются преимущественно субмеридиональными, субширотными и, в меньшей степени, СВ ориентировками. Тогда как линеamentы протяженностью более 2000 м формируют четко проявленные системы преимущественно СЗ, субширотных и, в меньшей степени СВ и субмеридиональных простираний. После выявления линеamentов и ранжирования их по протяженности, использовалась методика, предложенная в работе (Петров и др., 2010). Среди линеamentов выделяются крупные объекты, предположительно разломы, а рядом с ними рассматриваются положения мелких линеamentов, условно называемых мегатрещинами. Они могут соответствовать оперяющим разрывам в зоне разлома. Ориентировка оперяющих разрывов, направление горизонтальных осей сжатия и растяжения, обусловивших сдвиговое перемещение, по отношению к плоскости разлома изменяются в зависимости от тектонодинамической обстановки.

Если ориентировка мегатрещин между собой и их ориентировка по отношению к предполагаемому разлому (линеamentу) соответствуют одному из вариантов (рис. 1), то принимается, что линеament и мегатрещины имеют разломную природу.

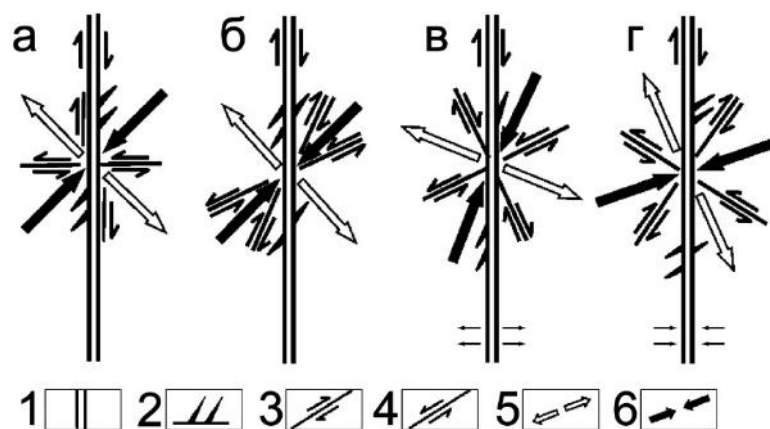


Рисунок 1. Варианты напряженного состояния при углах скалывания 45° (а), $<45^\circ$ (б), обстановки дополнительного растяжения (в) и сжатия (г).

1 – разлом; 2 – трещина отрыва; 3, 4 – сколы с правой (3) и левой (4) сдвиговой кинематикой; 5, 6 – ориентировка осей растяжения (5) и сжатия (6) в горизонтальной плоскости. (Гзовский, 1975).

При этом реконструируется ориентировка осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, определяется направление сдвигового перемещения по разлому (правый или левый) и воссоздается геодинамическая обстановка формирования разлома (сжатия или растяжения).

В результате проведённого исследования обнаруженные ранее разломы были заверены, а составленная ранее схема новейшей разломной тектоники дополнена информацией о новых структурах I, II и более мелких рангов с указанием их кинематики и ориентировки осей напряжений (рис. 2).

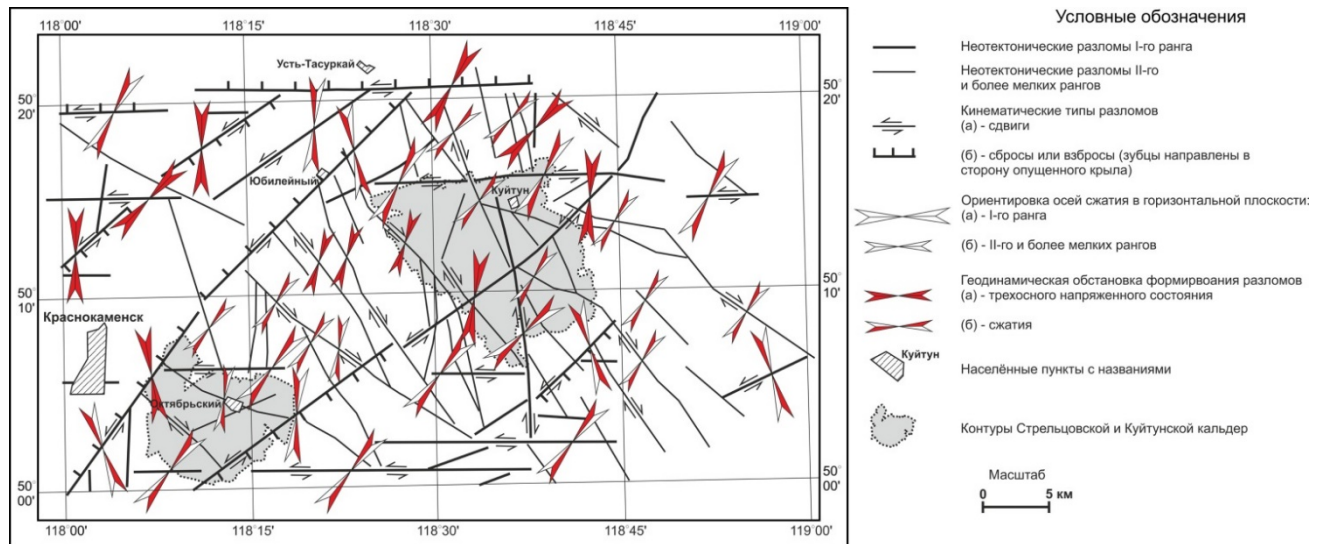


Рисунок 2. Схема новейшей тектоники и неотектонических напряжений района Приаргунского тектонического блока.

В пределах рассматриваемой территории разломы I ранга достаточно четко выражены в рельефе, они протяженные (более 5000 м) и имеют преимущественно СВ-ЮЗ и широтное простирание. Положение структур I ранга также маркируется большим количеством оперяющих трещин, сформировавшихся в зоне динамического влияния разломов. Структуры представлены левыми сдвигами, при этом СВ-ЮЗ характеризуются субмеридиональной ориентировкой осей сжатия, а широтные – северо-восточной. На схеме новейшей разломной тектоники и неотектонических напряжений (Петров и др., 2010) к разломам первого порядка также отнесены структуры субмеридионального простирания. Но данная схема охватывает территорию, выходящую за рамки Приаргунского тектонического блока, и практически все структуры субмеридиональной ориентировки расположены за границами изучаемой области. Исключение составляет единственный разлом, расположенный южнее посёлка Куйтун, являющийся правым сдвигом с северо-восточной ориентировкой оси сжатия.

К структурам II ранга отнесены все протяжённые (более 3000 м) СЗ-ЮВ разломы, интенсивно разбивающие Приаргунский блок на многочисленные более мелкие блоки. В пределах рассматриваемой территории их большое количество. На ЦМР присутствуют признаки того, что данные разломы смещают и разбивают на сегменты структуры других ориентировок, что свидетельствует о более позднем времени активизации СЗ-ЮВ структур. Также рассматриваемая группа разломов характеризуется кинематикой, отличной от структур I ранга. Большинство разломов являются правыми сдвигами, которые были сформированы в геодинамической обстановке сжатия с (север)-северо-восточной ориентировкой оси.

Структуры более мелких рангов имеют абсолютно различные ориентировки. Чаще всего они являются оперяющими по отношению к разломам I и II рангов, маркируя зоны динамического влияния. Положение некоторых непротяженных линеаментов не подтвердило наличие структур тектонического происхождения, а их выраженность в рельефе объясняется поверхностными природными процессами.

Кроме того, проведённый линеаментный анализ позволил выявить различия в распределении и ориентировке групп линеаментов, маркирующих тектонические разломные зоны, в пределах Стрельцовой и Куйтунской кальдер.

Полученные результаты выявления активных разломов и определения их кинематики по ЦМР подтверждаются результатами проведённых в районе Стрельцовского рудного поля измерений скоростей и направлений современных горизонтальных движений с помощью GPS-геодезии (данные В.А. Санькова и др., ИЗК СО РАН). GPS измерения проводились на пунктах постоянных и временных наблюдений. При этом определялись средний механизм землетрясений и ориентировка осей действующих в районе главных напряжений сжатия и растяжения.

Проведенные измерения скоростей и направлений современных горизонтальных движений в районе СРП методом GPS-геодезии показали, что геодезические пункты, расположенные на бортах впадины Сухой Урулюнгуй, смещаются в ВЮВ направлении. Установлено, что скорости горизонтальных движений варьируют от 20 до 25 мм/год. Судя по большому эллипсу ошибок, измерения на пунктах проведены с недостаточной точностью. Необходимы дополнительные серии измерений для обеспечения достаточной точности в условиях малых деформаций, типичных для внутриплитных областей. По предварительным данным GPS измерений во впадине Сухой Урулюнгуй удлинение направлено на ССЗ-ЮЮВ, а сжатие на ВСВ-ЗЮЗ. Если принять, что Кличкинская сейсмодислокация являлась в голоцене взбросом со сдвиговой компонентой, то среднее сжатие в позднем кайнозое могло быть от субмеридионального до северо-восточного, что наиболее вероятно.

Прделанная работа подразумевает следующий вывод. С помощью линеamentного анализа, реализованного на основе построения цифровой модели рельефа для рассматриваемой территории в юго-восточном Забайкалье, с высокой степенью достоверности удалось выявить линейные элементы рельефа – линеаменты. Среди них на основе специальной методики были установлены активные линеаменты, которые в большинстве случаев являются отражением современных разломных зон. В результате изучения взаимной ориентировки крупных линеаментов, предположительно маркирующих разломы, и мелких линеаментов, условно называемых мегатрещинами, определена разломная природа данных линеаментов, реконструирована ориентировка осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, установлены направления сдвиговых перемещений (правый или левый) и воссоздана геодинамическая обстановка формирования разломов (сжатие или растяжение). Составленная ранее схема новейшей разломной тектоники (Петров и др., 2010) была дополнена информацией о новых структурах I, II и более мелких рангов с указанием их кинематики и ориентировки осей напряжений. Расчеты горизонтальных сдвижений по данным GPS наблюдений, выполненные с использованием триангуляции, подтвердили выводы о разломной природе и кинематике выявленных активных линеаментов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта III.8.3 фундаментальных исследований ОНЗ РАН и гранта РФФИ 15-05-01369_а.

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
2. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеamentной тектоники. Недра, 1986. 144 с.
3. Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Щукин С.И. Разломная тектоника, неотектонические напряжения и скрытое урановое оруденение в районе Стрельцовской кальдеры // Геология рудных месторождений. 2010. Том 52. № 4. С. 310-320.
4. Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33-46.
5. Устинов С.А., Петров В.А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеamentного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) // Геоинформатика. 2016. № 2. С. 51-60.
6. Хромых В.В., Хромых О.В. Цифровые модели рельефа: Учебное пособие. Томск: Изд-во «ТМЛ-Пресс». 2007. 178 с.
7. Petrov V.A., Lespinasse M., Poluektov V.V., Cuney M., Nasimov R.M., Hammer J., Schukin S.I. Stress-time context of fault permeability at the Krasnokamensk Area, SE Transbaikalia // Journal of Physics: Conf. Series. 2013. 416.

Минералого-петрографические особенности брекчиевых руд месторождения куранахского типа – Надежда (Центральный Алдан)

Учаев П.П.¹

¹Горный Университет, г. Санкт-Петербург, paulmate94@gmail.ru

Куранахский тип оруденения представлен месторождениями Куранахского и Нижнеякобитского рудных полей. Основное оруденение на месторождениях данного типа приурочено к стратиграфическому контакту венд-нижнекембрийских карбонатных и нижнеюрских терригенных отложений. Важным элементом структуры месторождений Куранахского типа являются протяжённые дайки калиевых минетт и сиенит-порфиоров, которые выполняют трещины в пределах зон тектонических нарушений, контролирующих рудные залежи. Главной особенностью строения месторождений являются широко распространённые на контакте кембрийских и юрских пород коры выветривания и карстовые зоны, расположенные на некоторой глубине от поверхности контакта. Золоторудные тела приурочены к карстовым полостям неоген-четвертичного возраста и группируются в цепочки вдоль субмеридиональных рудо- и магмоконтролирующих структур. Карстовые полости выполнены золотоносным рыхлым красно-бурым глинисто-песчаным материалом сложного состава, в котором преобладают лимонит, каолинит, гидрослюда, адуляр и кварц. Формирование объектов куранахского типа связано с дезинтеграцией и переотложением в карстовые полости первичных руд – в основном пирит-адуляр-кварцевых метасоматитов, развивающихся по терригенным породам юры и пирит-калишпат-карбонатных метасоматитов, развивающихся по кембрийским карбонатным породам. Рудный материал, заполняющий карстовые полости, содержит щебнисто-глыбовые обломки в основном карбонатных пород, иногда песчаников и мезозойских даек, редко – первичных руд. Нижние части карстовых полостей безрудны и обогащены глинистым материалом. Рудные тела представляют собой залежи лентообразной, плащеобразной формы с сильноизвилистыми контурами, с раздувами и пережимами. Размеры их варьируют в широких пределах: длина до 1600 м, ширина до 100 м, мощность до 12 м. (Бойцов и др., 2006; Ветлужских и др. 2002).

Месторождение Надежда находится в северо-восточной части Нижнеякобитского рудного поля (Центрально-Алданский рудный район). Основное оруденение локализуется на контакте горизонтально залегающих доломитов унгелинской свиты нижнего кембрия и перекрывающих их юрских песчаников юхтинской свиты. Развитые на площади месторождения терригенно-карбонатные породы прорваны дайками минетт нижнекуранахского комплекса и сиенит-порфиоров колтыконского комплекса раннемелового возраста. Дайки сиенит-порфиоров выполняют трещины в пределах зон тектонических нарушений, контролирующие рудные залежи. Данная система тектонических нарушений принадлежит к зоне Эмельджанского регионального разлома, контролирующего размещение всех месторождений и рудопроявлений Нижнеякобитского рудного поля. Месторождение по своей геолого-структурной позиции, вещественному составу руд и околорудных метасоматитов относится к куранахскому типу. Золотоносными являются коры выветривания сложного состава, в которых преобладают лимонит, каолинит, гидрослюда, калишпат и кварц. Золоторудные тела представляют собой залежи лентообразной, плащеобразной формы с сильноизвилистыми контурами, с раздувами и пережимами. Они приурочены к карстовым полостям неоген-четвертичного возраста и образуют цепочку, вытянутую в северо-западном направлении (320-340°) (Леонтьев, 2015).

В процессе разработки месторождения Надежда были выделены крутопадающие минерализованные зоны, развивающиеся по системе тектонических нарушений и представленные дезинтегрированными и метасоматически изменёнными доломитами и дайками сиенитового состава (рис. 1).

Для изучения этой минерализованной зоны были отбораны образцы из зоны брекчирования и вмещающих пород, сделаны шлифы и аншлифы. Вмещающей породой является

доломит. Он состоит из ксенобластовых изометричных карбонатных зерен. Структура тонкозернистая. Текстура массивная. Внедрившиеся в доломиты дайки представлены сиенит-порфирами. Фенокристаллы представлены основной плагиоклазом, номер которого соответствует андезин-лабрадору. Основная масса сложена мелкими лейстами калишпата. Кварц в породе представлен редкими включениями небольших зерен и составляет 2–3%. Структура породы порфировая, а текстура трахитоидная. Контакты между дайками и вмещающими породами практически не сопровождаются изменениями, но иногда доломиты в лежащем контакте мраморизованы. Измененные породы представлены катаклазированными и брекчированными доломитами. Обломки вмещающего доломита достигают размеров до 10 мм. Они цементируются кальцит-доломит-анкерит-халцедоновым агрегатом. В цементе присутствуют мелкозернистый пирит а так же по данным (Леонтьев, 2015) галенитом и арсенопиритом. Пирит большей частью окислен. Структура руды – катакластическая, а текстура – брекчиевидная, цементная.

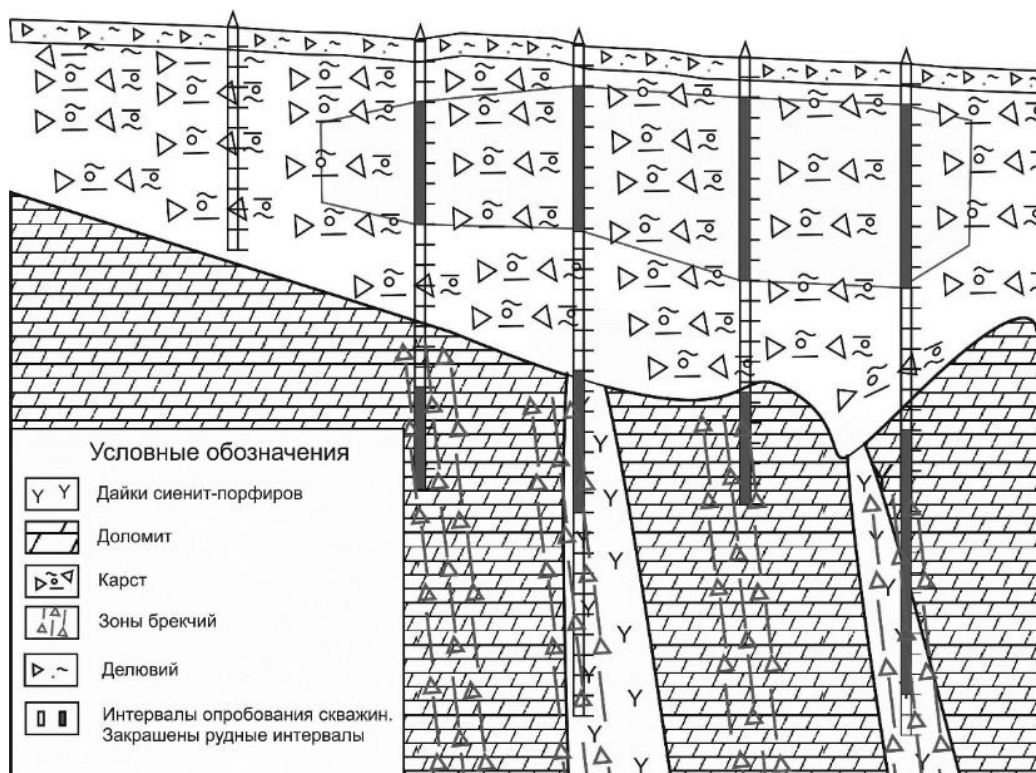


Рисунок 1. Типовой схематичный разрез месторождения Надежда.

Из образца рудной брекчии была сделана протолочка и промыта на лотке. Полученный шлик был разделен на 4 фракции: магнитную, 1-ю электромагнитную, 2-ю электромагнитную и немагнитную. В магнитной фракции были обнаружены магнетит, гематит, в 1-ой и 2-ой электромагнитной – пирит, преимущественно окисленный. Немагнитная фракция состоит в основном из карбонатных минералов и флюорита. Также в этой фракции было выделено свободное золото в количестве 4 знаков. По фотографиям (рис. 2) видно, что первый знак имеет почти кристалломорфные очертания, а остальные – неправильную форму цементационных образований. Размер золотинок варьирует от 0,05 до 0,1 мм. Состав золота определялся с поверхности золотин на сканирующем электронном микроскопе CamScan MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instr.) (ЦАЛ ВСЕГЕИ, аналитик Грузова Е.Л.). Проба золота достаточно высокая: в первом знаке – 953, во втором 946, в третьем и четвертом 876 и 880 соответственно.

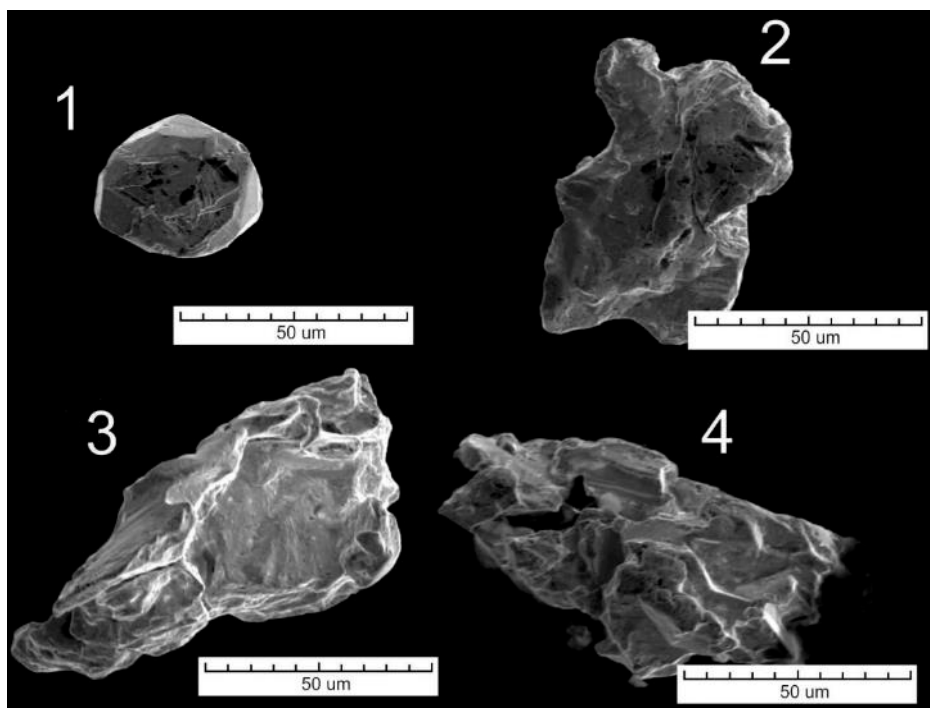


Рисунок 2. Морфологические особенности золота из брекчиевых руд месторождения Надежда.

Генезис месторождений куранахского типа до сих пор вызывает споры у учёных. Предположение, что данные крутопадающие зоны являются рудоподводящими структурами месторождения куранахского типа Надежда уже высказывалось (Леонтьев, 2015), однако в данный момент оно ещё не достаточно обосновано. Выявление типоморфных признаков рудного золота в гидротермально-метасоматических зонах под карстовыми полостями является ещё одним доводом в пользу этого предположения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00334 мол а

1. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Дорожкина Л.А. Золоторудные и золото-урановые месторождения Центрального Алдана // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2: Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. 2006. С. 215-240.

2. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я. и др. Золоторудные месторождения Центрального Алдана. // Геология рудных месторождений. М.: Наука. 2002. Т. 44. № 6. С. 467-499.

3. Леонтьев В.И. Крутопадающие минерализованные зоны как возможные рудоподводящие структуры золоторудного месторождения «Надежда» (Центральный Алдан) // Вестник ИрГТУ. №2 (97). 2015. С. 71-75.

Дисперсное рудное золото: зависимость содержания примесей от размера частиц

Федоров С.А.¹, Амдур А.М.¹, Павлов В.В.¹, Матушкина А.Н.², Янчурина М.М.¹

¹ФГБОУ ВО «УГГУ» г. Екатеринбург, e-mail: saf13d@mail.ru, engineer-ektb@rambler.ru

²ОАО «Уралмеханобр», г. Екатеринбург

В большинстве месторождений мира золото преобладает в виде микроскопических и наноразмерных частиц, на долю которого приходится от 30 до 60% всего объема металла. Чтобы извлечь такие частицы золота их надо укрупнить, например, в процессе нагрева и плавления рудной массы (Амдур, 2015). Следует изучить влияние размеров частиц Au и процессов, происходящих при нагреве, на содержание в них примесей.

Объектом исследования являлась силикатно-карбонатная руда Воронцовского месторождения с содержанием Au $3,6 \cdot 10^{-4}$ % (мас.). Оно ассоциировано с пиритом и арсенопиритом, а так же заключено в зернах кварца и минералах железа и лишь его малая часть извлекается методом цианирования.

Состав частиц золота изучен также для медно-колчеданной руды Урупского месторождения. В обоих месторождениях золото находится в основном в тонкодисперсном виде (крупность от долей до 10 мкм).

Наличие и размеры частиц золота в исходной руде и после ее обжига контролировали на оптическом микроскопе Axio Image и растровом электронном микроскопе Zeiss EVO-MA 15 с рентгеновской приставкой X-max. Наличие приставки позволяет определять химический состав.

Использовали управляющую растровым электронным микроскопом программу поиска по заданным параметрам и обработки данных INCA. Параметры поиска устанавливали по максимальной плотности вещества и крупности - рассматривались частицы более 10 нм, что обусловлено разрешающей способностью микроскопа. Из-за низкой концентрации частицы золота в исходной руде методами оптической и электронной микроскопии найти трудно. Поэтому руду подвергали химической обработке (селективное растворение вмещающей породы в кислотах), которая позволила сконцентрировать и высвободить золото из минералов-носителей и определить его размеры и форму.

В качестве критерия присутствия Au выступал цветовой шаблон изображения стандартного образца золота. Получены данные по химическому составу, длине, ширине, периметру, площади и форме частиц золота.

Установлено, что большинство частиц Au имеет примеси. В Воронцовском месторождении это Pd (1,9-23,7 %) и Hg (2,5-3,8 %), отдельные частицы содержали значительное количество Pt (до 41 %). В Урупском месторождении выявлены примеси Cu (1,5-18,4 %), Ag (0,7-12,4 %) и Pt (2,8-3,7 %). Медь, ртуть и серебро понижают температуру плавления золота.

Для обоих типов золотосодержащих руд выявлена зависимость содержания золота в отдельных дисперсных частицах от их размеров D (рис. 1). Опытные данные показали, что содержание золота в частицах мало зависит от линейного размера и площади для частиц больших 2 мкм. При $D < 2$ мкм содержание золота убывает с уменьшением размеров, причем в этой области возрастает разброс данных. Последнее свидетельствует о том, что на их состав сильно влияют случайные факторы. Аналогичная зависимость наблюдается и для частиц золота после нагрева образцов руды до 1273 К, когда не происходило их укрупнения (Амдур, 2015).

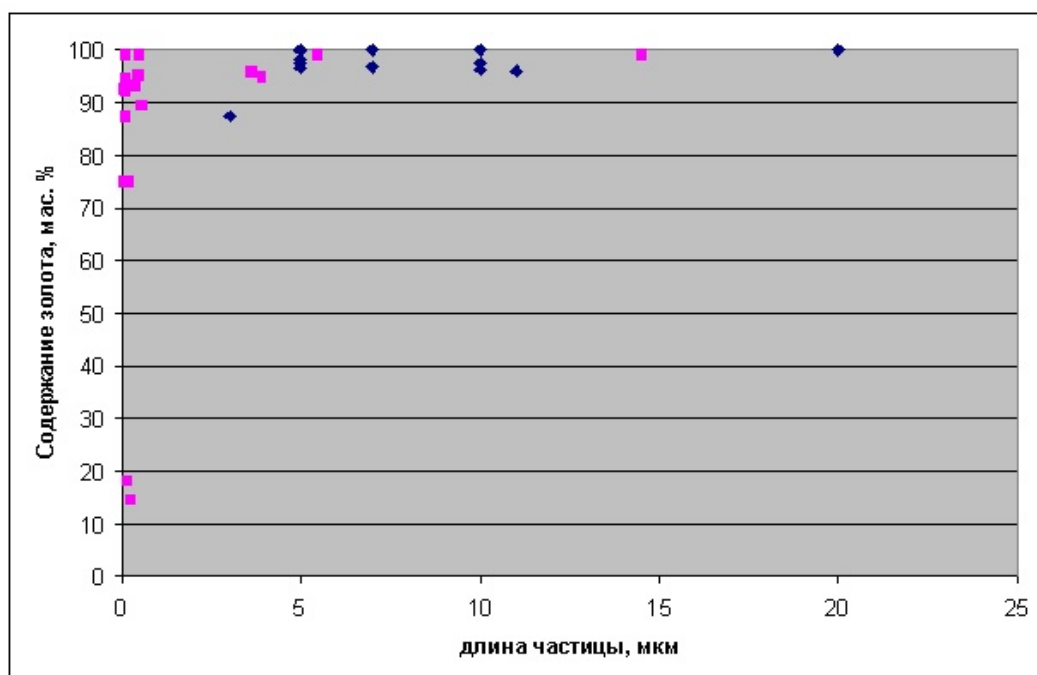


Рисунок 1. Зависимость содержания золота в дисперсных частицах силикатно-карбонатных руд от их линейного размера

■ - исходная руда; ◆ - образцы после обжига при 1273 К в течение 10 минут.

В дисперсных системах многие свойства зависят от размера частиц качественно так же, как и изученное содержание примесей в золоте. После уменьшения частиц до определенной «критической» величины D_0 начинается интенсивное влияние размеров на свойства. «Критический» размер D_0 оказывается различным в разных системах. Для взвесей в воде величина D_0 составляет обычно доли микрона, для эффектов дисперсионного упрочнения твердых сплавов – десятки микрон. Для рассмотренных частиц золота эта величина имеет промежуточное значение 2 мкм, что отражает, видимо, условия их формирования.

Следует отметить, что частицы Au, размером менее 0,4 мкм (рис. 2), теряют кристаллическую огранку, у них сглаживаются вершины и ребра. Правильный кристалл превращается в глобулу. Глобулярная форма характерна для аморфной структуры. Это согласуется с известным явлением глобулизации кристаллов в целом при размерах частиц менее 1 мкм (Полухин, 2011).

Эффект увеличения содержания примесей с уменьшением размеров частиц золота можно объяснить следующим образом.

Считали, что зародыши золота являются чистыми, и примеси металлов попадают в частицы Au в процессе их роста. Согласно теории зарождения новой фазы Я.И. Френкеля вероятность появления зародыша выражается экспонентой от величины изменения энергии Гиббса ΔG . В качестве ΔG необходимо выбрать изменение энергии Гиббса реакций образования золота в месторождениях различного типа. Общепринято (Коробейников, 2012), что золото в жильных и метасоматически-гидротермальных месторождениях, к которым, в частности, относятся Воронцовские руды, образовалось путем экстракции из кислых вулканогенных расплавов в восстановительных условиях и переносилось хлоридными и гидросульфидными комплексами, входящими в состав магматогенных флюидов, к местам рудолокализации. С использованием пакета HSC Chemistry 6.0 провели термодинамический анализ возможных в этих условиях реакций. Расчеты показали, что зародыши золота могут образовываться при температурах, больших 773 К. Их критический размер находится в диапазоне 2,2 – 4,5 нм, а количество атомов в зародыше меняется от 2000 до 22000. На полученных фотографиях дисперсного золота глобулы имеют гораздо большие размеры. Очевидно, все они значительно выросли от момента появления зародыша.

Электронное изображение 85

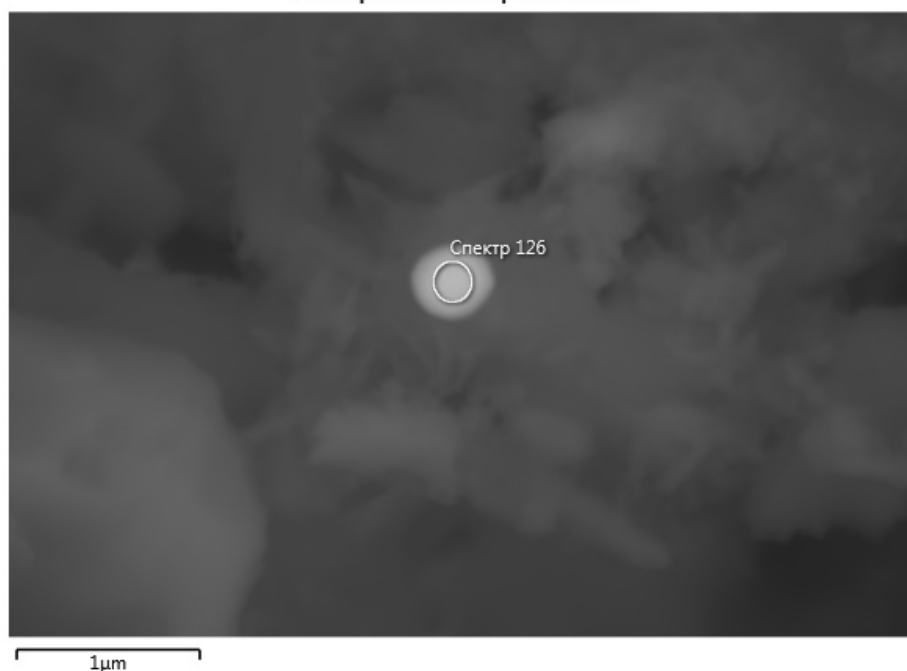


Рисунок 2. Аморфная частица золота в руде.

светлое – частица; серое – рудная масса.

Растворимость примесей в жидкости обычно намного больше, чем в кристалле того же вещества из-за трудного внедрения «чужих» атомов в его жесткую кристаллическую решетку. Наиболее распространенный случай: два вещества неограниченно растворимы в жидком и почти нерастворимы в кристаллическом состоянии. Из такого соотношения растворимостей получается эвтектическая диаграмма состояния. Не только в жидкостях, но и в стеклах (то есть в застеклованных жидкостях) присутствуют все возможные составы двойных систем. В кристаллическом состоянии обычно встречаются либо почти чистые вещества, либо их соединения с правильной решеткой и с четко определенным составом. Растворимость примесей в соединениях также незначительна. Неограниченная растворимость примесей в золоте встречается лишь у химически близких веществ. Так, в системе золото-серебро в кристаллическом состоянии растворимость неограниченная.

Внедрение посторонних атомов облегчается по мере размывания решетки, удаления ее от идеальной правильной структуры. Поэтому вполне естественен тот факт, что частицы аморфизированного ультрадисперсного золота содержат больше примесей по сравнению с более крупными частицами.

Аморфные вещества являются неравновесными фазами с повышенной термодинамической активностью. Аморфизация, как и плавление, является переходом порядок-беспорядок, при котором утрачивается дальний порядок в расположении атомов, координационное число уменьшается, например, от 12 до 10-11 (Полухин, 2011). Поэтому теплоту аморфизации можно считать близкой теплоте плавления $\Delta H_{ам} \approx \Delta H_{пл}$. Согласно известному правилу Гильдебрандта $\Delta H_{пл} \approx RT_{пл}$, где R - универсальная газовая постоянная, $T_{пл}$ – температура плавления. Повышение внутренней энергии U и энергии Гиббса G вследствие аморфизации структуры достигает величины теплоты плавления $\Delta H_{пл}$ вещества или $RT_{пл}$, так как при изменениях состояния твердого тела энергетическая составляющая ΔU в значении потенциала обычно много больше энтропийной $T\Delta S$. Для золота $RT_{пл}$ составляет около 4% от энергии химических связей. Повышение G на эту величину приводит к росту термодинамической активности a в $\exp(\Delta G/RT)$, то есть в 2.71 раза около температуры плавления. При низких температурах повышение a вследствие аморфизации более значительно.

Частицы золота размером в несколько микрон имеют неправильную форму с выступами и впадинами нанометрового диапазона. Повышение термодинамической активности

диспергированного вещества на отдельных участках поверхности различается и определяется ее наименьшими радиусами кривизны, в нашем случае - выступов и впадин.

Рассмотрим повышение термодинамической активности золота в результате диспергирования.

Если моль вещества объемом $V = M/d$ (M - молекулярная масса, d -плотность) измельчить на частицы радиуса r , то будет создана новая поверхность величиной SV , затрачена работа $A = \sigma SV$ и на такую же величину увеличится термодинамический потенциал: $\Delta G^0 = -A = \sigma SV$, где σ - поверхностное натяжение. Если принять, что частицы имеют сферическую форму, то удельная поверхность S равна их поверхности $4\pi r^2$, деленной на объем $V = (4\pi r^3)/3$, $S = (4\pi r^2) / (4\pi r^3)/3 = 3/r$, тогда

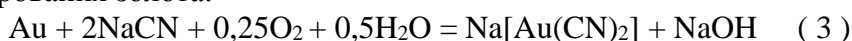
$$\Delta G^0 = -A = \sigma SV = 3\sigma M/d r \quad (1)$$

Давление P паров, термодинамическая активность a и соответственно равновесная растворимость, когда она далека от неограниченной (100%), константы равновесия реакций K , в которых участвует дисперсное вещество, зависят от потенциала G^0 по экспоненте. Следовательно, увеличение потенциала G^0 на величину (1) приведет к росту перечисленных величин в $\exp(3\sigma M / d r RT)$ раз по сравнению со значениями для массивных веществ P_0, K_0 :

$$P / P_0 = a = \exp(3\sigma M / d r RT); \quad (2)$$

$$K / K_0 = \exp(3\sigma M / d r RT).$$

Проведенный нами в пакете HSC Chemistry 6.0 термодинамический анализ реакции цианирования золота:



показал, что при температуре 298 К в соответствии с (2) отношение K/K_0 реакции (3) для частиц $r = 0.01$ мкм достигает 5, а для наноразмерных увеличивается на порядки. Это способствует более полному переводу золота в раствор.

Из-за роста давления насыщенных паров для дисперсных веществ согласно (2) будет понижаться их температура плавления и увеличиваться коэффициенты диффузии.

Таким образом, экспериментально установлено, что содержание металлических примесей в отдельных частицах рудного золота мало зависит от линейного размера и площади для частиц больших 2 мкм. При $D < 2$ мкм оно растет с уменьшением размеров. Повышение растворимости вызвано ростом энергии Гиббса при аморфизации и диспергировании. Кроме того, увеличиваются и связанные с ней экспоненциальной зависимостью давление паров и константы равновесия реакций, в которых участвует дисперсное вещество.

Работа выполнена в рамках проектной части государственного задания министерства образования и науки России и гранта РФФИ № 16-08-00768\16.

1. Амдур А.М., Ватолин Н.А. // Доклады Академии Наук. 2015. Том 465. № 3. С. 307–309.

2. Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Красова А.С. // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1. С. 16-22.

3. Полухин В.А., Ватолин Н.А. Моделирование разупорядоченных и наноструктурированных фаз // Российская акад. наук, Уральское отделение, Ин-т металлургии. Екатеринбург, Институт металлургии УрО РАН. 2011. 461 с.

Исследование удельной эффективной активности щебня гранитных месторождений Приморского края

Федюк Р.С.¹, Смоляков А.К.¹, Хроменок Д.В.¹, Отдельнов Л.Н.¹

¹ДВФУ, г. Владивосток, roman44@yandex.ru

Отходы дробления горных пород (щебень, гравий) достаточно широко применяются в промышленном, гражданском и дорожном строительстве. Щебень из горных пород представляет собой неорганический зернистый сыпучий материал с зернами крупностью свыше 5 мм, получаемый в результате техногенной разработки горных пород, дробления гравия и валунов, попутно добываемых вскрышных и вмещающих пород или некондиционных отходов горных предприятий по переработке руд (черных, цветных и редких металлов металлургической промышленности) и неметаллических ископаемых других отраслей промышленности и последующим рассевом продуктов дробления (Абсатаров, 2006).

Многочисленными исследованиями (Булатов, 1998; Уткин, 2004; Рафик, 2014 и др.) доказано, что гранитная порода имеет различный радиоактивный фон. Для минерального строительного сырья и материалов характерен широкий диапазон изменчивости активности естественных радионуклидов. Это важное обстоятельство, свидетельствующее о возможности управления радиационным качеством строительной продукции путем исключения или ограничения в ней доли сырья и материалов с эффективной удельной активностью, превышающей радиационные критерии (Сидельникова, 2013). Поэтому необходимо определять удельную эффективную активность естественных радионуклидов материала $A_{эфф}$. Из 17 известных долгоживущих природных радиоактивных изотопов наиболее велико геохимическое значение ^{226}Ra , ^{232}Th , и ^{40}K . Соответственно, для того, чтобы получить величину $A_{эфф}$, необходимо измерить удельную активность радия ^{226}Ra - A_{Ra} , тория ^{232}Th - A_{Th} и калия ^{40}K - A_{K} и суммировать их по формуле: $A_{эфф} = A_{\text{Ra}} + 1,31A_{\text{Th}} + 0,085A_{\text{K}}$.

Щебень и гравий в зависимости от значений суммарной удельной эффективной активности естественных радионуклидов $A_{эфф}$ используют:

- до 370 Бк/кг при строительстве жилых и общественных зданий;
- от 370 до 740 Бк/кг для дорожного строительства в пределах территории населенных пунктов и зон перспективной застройки, а также при возведении производственных зданий и сооружений;
- от 740 до 2800 Бк/кг в дорожном строительстве вне населенных пунктов.

Удельная (объемная) активность бета- и гамма-излучающих нуклидов в счетных образцах определялась спектрометрическим методом с помощью универсального спектрометрического комплекса УСК «Гамма Плюс» (рис.1).

Исследование проводилось согласно требованиям следующих нормативных документов: ГОСТ 27451-87 «Средства измерений ионизирующих излучений. Общие технические условия», ГОСТ 26864-86 «Спектрометры энергий ионизирующих излучений. Методы измерений основных параметров», ТУ 4362-002-46554900-06 (ПЛЮС.412131.002ТУ) «Комплекс универсальный спектрометрический УСК «Гамма Плюс». Технические условия».

Принцип работы комплекса основан на преобразовании в рабочем объеме детектора энергии гамма-квантов или бета-частиц в световые вспышки (сцинтилляции), интенсивность которых пропорциональна энергии, потерянной гамма-квантом или бета-частицей в детекторе.



Рисунок 1. Универсальный спектрометрический комплекс УСК "Гамма Плюс".

Световые вспышки, попадая в фотоэлектронный усилитель (ФЭУ), преобразуются в поток электронов, которые размножаются под действием приложенной разности потенциалов, в результате чего на выходе ФЭУ образуются импульсы электрического тока, амплитуда которых пропорциональна энергии частицы, потерянной в детекторе. Это обстоятельство обеспечивает принципиальную возможность измерения энергетического спектра регистрируемого гамма-, или бета-излучения.

Сигнал в блоке детектирования усиливается, формируется и преобразуется в импульс напряжения. Этот импульс поступает на вход аналого-цифрового преобразователя, где он сортируется по амплитуде, преобразуется в цифровой код, позволяющий регистрировать и запоминать поступившую информацию в памяти компьютера.

Для того, чтобы предотвратить возможное нарушение равновесия в цепочках распада радиоактивных семейств исследуемые пробы герметично укупоривались за семь дней до измерения. Обработка данных проводилась вручную ввиду больших разбросов при использовании программной обработки данных, где при недостаточной интенсивности гамма-спектра возникают сложности при определении пиковых значений полного поглощения.

В настоящей работе исследовался фракционированный отсев дробления гранитного щебня Врангелевского месторождения (Приморский край), основным породообразующим минералом является кварц и полевые шпаты (табл. 1).

Таблица 1. Минеральный состав гранитного заполнителя.

Наименование породы	Содержание минералов, % по массе		
	полевые шпаты	Кварц	Биотит
Гранит	до 65	25-30	5-10

Как было доказано выше, гранитная порода имеет различный радиоактивный фон, поэтому необходимо определить удельную эффективную активность естественных радионуклидов материала $A_{эфф}$. Для того, чтобы получить величину $A_{эфф}$, измеряют удельную активность радия ^{226}Ra - A_{Ra} , тория ^{232}Th - A_{Th} и калия ^{40}K - A_{K} и складывают по формуле: $A_{эфф} = A_{\text{Ra}} + 1,31A_{\text{Th}} + 0,085A_{\text{K}}$. Коэффициенты в приведенном выше выражении были рассчитаны для бесконечного пространства с равномерным распределением радионуклидов и спектров гамма-излучения (4 π – геометрия) (Сидельникова, 2013).

Результаты испытания на спектрометрическом комплексе «УСК Гамма Плюс» приведены в табл. 2.

Таблица 2. Определение удельной эффективной активности отсева гранитного щебня.

Наименование показателя	Единица измерения	Результат измерения (А)
Активность ^{40}K	Бк/кг	322±78
Активность ^{232}Th		19,5±5,7
Активность ^{226}Ra		21,63±5,43

В соответствии с табл. 2 эффективная активность составляет 73±10 Бк/кг. Контролируемый отсев относится к первому классу материалов (менее 370 Бк/кг) в соответствии с ГОСТ 30108-94 «Материалы и изделия строительные. Определение удельной эффективной активности естественных радионуклидов». Этот материал можно использовать для всех видов строительных работ.

1. Абсаров С.Х. Показатели качества горных пород для производства щебня // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. №7. С. 101-104.

2. Булатов В.И., Калюжная Т.А., Кузубова Л.И., Лаврик О.Л. Радиоактивные отходы: экологические проблемы и управление // Экология. Серия аналитических обзоров мировой литературы. 1998. № 49. С. 1-225.

3. Пузанов А.В., Балыкин С.Н., Горбачев И.В. Оценка уровней удельной активности радионуклидов в горных породах песчано-щебне-гравийных месторождений Алтайского края // Мир науки, культуры, образования. № 3 (15) 2009. С. 6-9.

4. Рафик М., Хан А.Р., Джабар А., Рахман С.У., Казми С.Д.А., Назир Т., Аршед В., Матиюлла. Оценка дозы излучения, генерируемого природными радионуклидами, в образцах горных пород различного происхождения (Азад Кашмир, Пакистан) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1392-1403.

5. Сидельникова О.П., Козлов Ю.Д. Эффективная удельная активность природных радионуклидов в строительных материалах Волгоградской области // Интернет – вестник ВолгГАСУ . Сер .: Политематическая . 2013. Вып . 2(27).

6. Уткин В.И., Чеботина М.Я., Евстигнеев А.В., Любашевский Н.М. Особенности радиационной обстановки на Урале. Екатеринбург, 2004. 150 с.

Изучение влияния температуры на распределение благородных металлов (Pt, Pd, Au, Ag) в синтетических пирите и пирротине

Филимонова О.Н.¹, Чареев Д.А.², Хвостиков В.А.³, Минервина Е.А.¹, Ковальчук Е.В.¹,
Абрамова В.Д.¹, Журавлёв А.Д.⁴, Тагиров Б.Р.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, oliel@list.ru;

²ИЭМ РАН; г. Черногоровка

³ИПТМ РАН; г. Черногоровка

⁴Международный университет "Дубна" г. Дубна

В опубликованных в течение последних нескольких лет статьях, посвящённых изучению месторождений золота, серебра, элементов платиновой группы и цветных металлов, появились данные о повышенных содержаниях этих металлов в сульфидах железа вследствие действия наложенных гидротермальных процессов. При этом формы нахождения благородных металлов в сульфидных фазах являются предметом дискуссий (Dare et al., 2011; Piña et al., 2014; Pal'yanova et al., 2015). Самыми распространёнными фазами системы Fe-S являются пирит (FeS_2) и различные пирротиновые сверхструктуры (Fe_{1-x}S , x от 0.75 до 0.99; троилит, $x=1.00$).

Для выявления факторов, приводящих к перераспределению элементов-примесей при гидротермальном преобразовании руд, содержащих сульфиды железа, нами выполнена серия опытов по синтезу кристаллов пирита и пирротина в эвтектических расплавах галогенидов щелочных металлов при температурах 600-810°C.

Исходными веществами для синтеза служили порошки пирротина ($\text{Fe}_{0.87}\text{S}$ - FeS) и сфалерита (ZnS), а также кусочки металлической проволоки Ag, Au, Pd, Pt, которые задавали активность этих металлов в ходе опыта. Шихту с соевым флюсом помещали в ампулы из кварцевого стекла и запаивали под вакуумом. В ряде опытов в ампулу помещалась еще одна ампула меньшего размера, содержащая сфалерит. Ампулы помещались в горизонтальные печи и выдерживались от 30 до 40 дней. Исходные вещества постепенно растворялись в горячем конце кварцевой ампулы при температурах 600-810°C и образовывали кристаллы размером до нескольких мм в холодной части ампулы при температуре ~530-760°C. По окончании опыта ампулы закаливались в холодной воде, длительность закалки составляла 5-10 с.

Среди продуктов синтеза были получены следующие фазы: пирит (FeS_2), пирротин (Fe_{1-x}S ($x=0.77-0.99$)), сульфиды Pd, Pt, Zn и Ag, Cs-Fe-S, Ag-Fe-S и Cs-Fe-Ag-S (CsFe_2S_3 , Ag_5FeS_4 и $\text{CsFe}_3\text{AgS}_4$) фазы.

Полученные фазы были исследованы методикой сканирующей электронной микроскопии (СЭМ «JSM-5600LV») и рентгеноспектрального микроанализа (PCMA, Camebax SX50, Superprobe «JXA-8230» и «JXA-8200» фирмы JEOL).

Содержание микропримесей определялось при помощи масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА-ИСП-МС) с использованием квадрупольного масс-спектрометра «Thermo XSeries2» и лазерных приставок «New Wave 213» и «New Wave 266» (в ИГЕМ и в ИПТМ РАН соответственно). В качестве внешнего стандарта использовался синтезированный нами пирротин со следующим содержанием элементов-примесей: Pt, Pd, Os, Ir, Ir, Rh, Au, Ag около 20 ppm, Zn 4.7 ppm, а также стандарт USGS MRM MASS-1, внутренним стандартом было выбрано железо.

Рассмотрим эксперименты по растворимости Au, Ag, Pt, Pd в пирите и пирротине: предельные концентрации благородных металлов в сульфидах, влияние дополнительных примесных компонентов на их концентрирование, относительную равномерность распределения по данным ЛА-ИСП-МС, зависимость концентраций благородных металлов от температуры синтеза и состава пирротина, признаки подтверждающие или опровергающие наличие твёрдого раствора при повышенных температурах.

Золото в пирите и пирротине распределено неравномерно, концентрации низкие как в присутствии примесных компонентов (Se, Te, Zn, As), так и без них во всём ряде температур. В присутствии селена золото, по-видимому, образует микровключения соединений Au-Se, в присутствии теллура - микровключения калаверита AuTe₂. В остальных случаях неравномерное распределение говорит лишь о наличии металлического золота.

Серебро показывает широкий ряд концентраций, которые варьируют от единиц ppm до 0.2 мас.%. Добавление селена способствует увеличению концентраций серебра в ряде зёрен, однако неоднородность распределения может говорить о наличии металлического серебра в пирите и пирротине. Установлена зависимость количества серебра от температуры и состава (600-810°C). Увеличение содержания серебра в пирротинах может быть связано с наличием вакансий в подрешетке железа (рис. 1, 2).

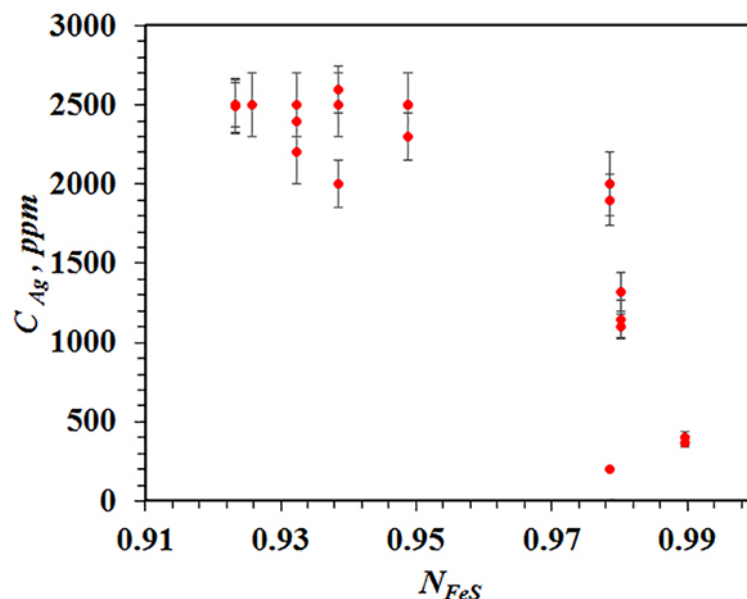


Рисунок 1. Зависимость концентраций Ag (C_{Ag} , ppm) от состава пирротина (N_{FeS}).

Чёрные точки – концентрации металлического серебра в пирротине (ЛА-ИСП-МС).

Платина, присутствующая в системе без дополнительных халькофильных элементов, будет обогащать пирротин (концентрации менее 1000 ppm) и пирит (до 7.02 мас.% по данным РСМА и 2.7 мас.% по данным ЛА-ИСП-МС), присутствие примесных компонентов Se, Te способствуют понижению концентрации платины, Zn – незначительному увеличению благородного металла. Выявлена зависимость концентрации металла от обратной температуры ($10^3/T$, 1/K): при повышении температуры на 100°C концентрация Pt возрастает более чем в 25 раз (по данным ЛА-ИСП-МС). Влияние Rh неоднозначно: по-видимому, его присутствие в системе ингибирует перенос Pt, концентрации самого родия в пирите при этом небольшие. Некоторые зёрна пирита зональны по наличию Se и Pt. Убывание количества металла в пирите происходит согласно стехиометрии пирита (Fe:S=1:2), что может говорить о наличии металлической платины. СЭМ-изображения позволяют предположить распад твёрдого раствора, стабильного лишь при высоких температурах (600-690°C), в таком случае металлическая платина является одним из продуктов его распада.

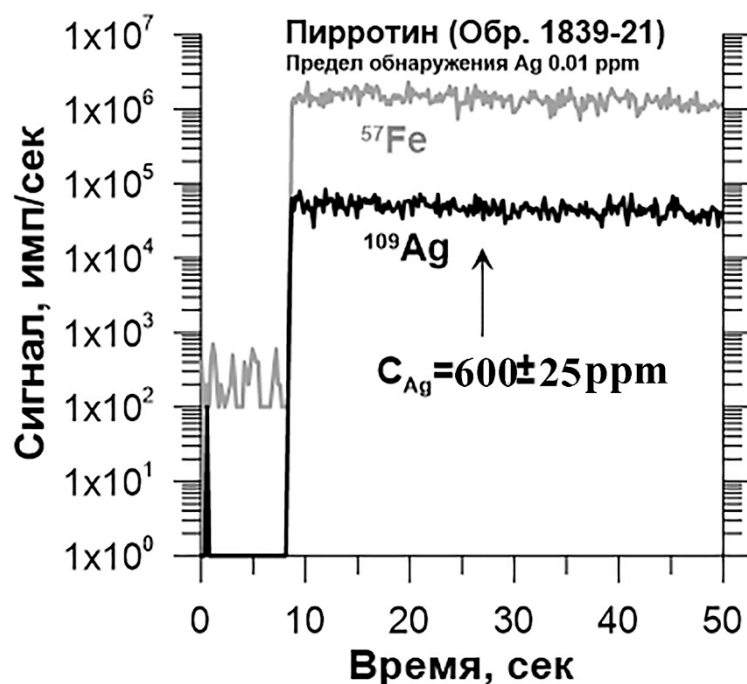


Рисунок 2. Спектры сигналов ЛА-ИСП-МС в имп/сек от времени (с) для внутреннего стандарта (^{57}Fe) и элемента-примеси ^{109}Ag .

Возле стрелок показаны концентрации примесей в ppm и стандартное отклонение 2σ . Температура синтеза 590°C (на холодном конце).

Палладий обогащает пирит и пирротин, концентрации от сотен ppm до десятых мас.%. Количество палладия в минеральных фазах различается как среди серий, так и от зерна к зерну, однако имеет место зависимость концентрации палладия от обратной температуры и состава пирротина (N_{FeS} , где N - доля FeS в системе FeS-S₂): при повышении температуры и уменьшении N_{FeS} количество палладия незначительно возрастает. Палладий в присутствии добавочного Zn в пирите показывает более низкие концентрации, чем при его отсутствии. Наличие в системе селена, напротив, способствует увеличению концентрации палладия, что может свидетельствовать об образовании Fe-S-Pd твёрдого раствора при высоких температурах ($600\text{--}690^\circ\text{C}$).

Полученные данные позволяют утверждать, что в гидротермальном процессе и при гидротермальной переработке руд магматических месторождений возможно образование сульфидов железа, обогащённых цинком, платиной и серебром, палладием, селеном и кобальтом.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-05-00938.

1. Dare S. A. S., Barnes S. J., Prichard H., Fisher P. (2011) Chalcophile and platinum-group element (PGE) concentrations in the sulfide minerals from the McCreeley East deposit, Sudbury, Canada, and the origin of PGE in pyrite. *Miner Deposita* 46. P. 381–407.
2. Piña R., Barnes S.-J., Gervilla F., Ortega L., Lunar R. (2014) The role of pyrite as carrier of platinum-group elements in magmatic sulfide deposits, 12-th International Platinum Symposium. P. 273-274.
3. Pal'yanova Galina, Mikhlin Yuri, Kokh Konstantin, Karmanova Nick, Seryotkin Yurii (2015) Experimental constraints on gold and silver solubility in iron sulfides, *Journal of Alloys and Compounds*, volume 649, P. 67-75.

Особенности химического состава и кристаллическая структура высокофтористого баритолампрофиллита из интрузии Нива (Кольский п-ов)

Филина М. И.¹, Аксенов С. М.¹, Сорохтина Н. В.¹, Когарко Л. Н.¹

¹ГЕОХИ РАН, Москва, *takimm@mail.ru*

Описан и изучен высокофтористый аналог баритолампрофиллита – потенциально новый минеральный вид из группы лампрофиллита. Минерал обнаружен в агапитовых сиенитах интрузии Нива (Arzamastsev et al., 2000). Характерной особенностью породы, является присутствие в породообразующих количествах минералов группы лампрофиллита (МГЛ): лампрофиллита, фторлампрофиллита, баритолампрофиллита, и высокофтористого баритолампрофиллита. Также главными минералами породы являются: ортоклаз, натролит, титанистый эгирин-авгит, щелочной амфибол, энигматит, астрофиллит.

МГЛ в породе представлены крупными (до 1.5 мм) удлинено-призматическими кристаллами светло-желтого цвета и их радиально-лучистыми сростками, кристаллы зональные от центра к краю увеличивается содержание бария и калия, уменьшается содержание стронция. Оптические свойства МГЛ: высокий положительный рельеф, совершенная спайность по (100), величина двойного лучепреломления достигает 0.03, угасание косое под углом $c : N_g$ до 13° , удлинение положительное, плеохроизм от светло-желтого по N_p до золотисто-коричневого по N_g ; схема абсорбции прямая ($N_g > N_p$).

Химический состав высокофтористого баритолампрофиллита представлен в табл. 1, содержание (мас. %) BaO варьирует от 13.32 до 19.99, SrO от 3.34 до 8.08, F от 2.10 до 2.74, также отмечаются повышенные содержания элементов-примесей: Nb₂O₅ до 1.61 мас. %.

Основное отличие высокофтористого баритолампрофиллита от собственно баритолампрофиллита заключается в существенном преобладании фтора в анионной X-позиции, расположенной в стыке трех октаэдров (двух M2-октаэдров и одного M3-октаэдра). Преобладанием фтора над OH-группой и кислородом в анионной X-позиции делает изученный минерал потенциально новым представителем группы лампрофиллита – «фторбаритолампрофиллитом» (по аналогии с фторлампрофиллитом (Andrade et al., 2014).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-35-00537.

1. Азарова Ю.В. Генезис и типохимизм минералов ряда лампрофиллит-баритолампрофиллит из комплекса Луяврит-малиньитов Хибинского массива // Новые данные о минералах. 2004. Вып. 39. С. 66.
2. Andrade, M.B., Yang, H., Downs, R.T., Fluorlamprophyllite // Mineral. Mag. 2014. Т. 78. P. 165-170.
3. Arzamastsev A.A., Belyatsky B.V., Arzamastseva L.V. Agpaitic magmatism in the northeastern Baltic Shield: a study of the Niva intrusion, Kola Peninsula, Russia // Lithos № 51. 2000. P. 27–46.
4. Зайцев В.А., Когарко Л.Н. Составы минералов группы лампрофиллита из щелочных массивов мира // Геохимия. 2002. № 4. С. 355.
5. Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н., Пахомовский Я. А. Ковдор. // Апатиты. 2002. 320 С.
6. Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V., Aksenov S.M. The crystal chemistry of lamprophyllite-related minerals // Eur. J. Mineral. 2016. (в печати).

Таблица 1. Химический состав высокофтористого баритолампрофиллита мас. %.

Компонент	1	2	3	4
Na ₂ O	9.04	10.84	9.90	9.87
K ₂ O	3.20	2.38	2.57	2.59
MgO	0.24	0.66	0.41	0.34
CaO	0.50	0.80	0.57	0.54
SrO	4.35	8.08	3.34	5.18
BaO	17.78	13.32	19.99	17.19
MnO	0.30	0.77	0.32	0.36
FeO	4.98	4.08	4.17	4.83
Al ₂ O ₃	0.07	0.11	0.07	0.09
TiO ₂	27.45	27.53	26.44	27.39
ZrO ₂	0.08	0.36	0.06	0.11
Nb ₂ O ₅	1.61	0.60	1.08	0.14
Ta ₂ O ₅	0.36	0.06	Н.п.о.	0.11
SiO ₂	29.05	29.09	29.71	28.56
F	2.10	2.73	2.74	2.30
Total	101.11	101.41	101.37	99.60
-O=F	0.88	1.15	1.15	0.97
Total	100.23	100.26	100.22	98.63

Примечание. Н.п.о. – ниже предела обнаружения. Химический состав определен с помощью электронного микронзонда Jeol JXA-8100 в ВИМСЕ им. Федоровского.

Низкопробное золото из рудоносного карста Гумешевского и Воронцовского месторождений

Халилова А.Ф.^{1,2}, Азовскова О.Б.², Малюгин А.А.¹

¹ФГБОУ ВО «УГГУ», г. Екатеринбург, malyugin.54@mail.ru

²ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург,

Гумешевское и Воронцовское месторождения золота расположены в Свердловской области и относятся к золото-мышьяковому и золото медному типам, соответственно. Разные по генезису их объединяют наличие мощных зон рудоносного карста, длительная многостадийная история формирования и проявление на завершающей стадии продуктивного низкотемпературного метасоматоза (аргиллизации), наложенного на продукты мезозойского химического выветривания (в том числе заполненный мезозойский карст). Пространственная и временная сопряженность эпитермальной благороднометалльной минерализации с корами выветривания способствовала выделению нового для Урала гипогенно-гипергенного типа золотого оруденения необычного минерального состава и с высоким промышленным потенциалом (Савельева и др., 1998; Баранников, 2013).

Исследования особенностей самородного золота из руд месторождений, в том числе из аргиллизитов, показало, что можно выделить, по крайней мере, три его генерации: 1-ранняя эндогенная (мезотермальная), 2- промежуточная – гипергенная (остаточная) и 3- поздняя – низкотемпературная (эпитермальная). Последняя из них рассматривалась ранее как «новое» золото, образованное в результате высвобождения при выветривании золота из первичных сульфидных и теллуридных руд и его на частицах первой генерации и на вторичных окислах железа. Согласно многочисленным литературным данным, «новое» золото образует сферулы, пленки и своеобразные губчатые агрегаты, весьма «чистые» по химическому составу – пробностью выше 950 (Петровская, 1976). В результате коры выветривания обычно содержат более высокопробное золото, чем исходные руды, располагавшиеся гипсометрически ниже и не затронутые гипергенными процессами. Одной из особенностей золотоносных кор выветривания Гумешевского и Воронцовского месторождений является присутствие в них (в т.ч. на верхних и средних горизонтах) низкопробного золота и электрума, иногда с незначительными новообразованиями золота высокопробного.

Характерными особенностями «аргиллизитового» золота являются кристалломорфность и малые размеры его выделений. Размер частиц варьирует от 2-3 (для отдельных индивидов) до 100 мкм (для агрегатов и сростаний).

Кроме того, установлена химическая неоднородность частиц аргиллизитового золота, выражающаяся в наличии участков, различающихся соотношением главных компонентов состава (золото и серебро). Причем в «гумешевском золоте почти всегда отмечается примесь меди, ртути, а в ряде случаев теллура, палладия (табл. 1).

В дополнение к таблице 1 следует отметить, что частота встречаемости низкопробного золота в целом возрастает от низов разреза рудного карста к поверхностной его части. На примере Гумешевского месторождения вариации пробы самородного золота это демонстрирует таблица 2.

Характерным для описываемых карстовых образований является субсинхронное с низкопробным золотом (в т.ч., ртутистым и палладийсодержащим) образование необычных и нехарактерных для кор выветривания минералов, некоторые из которых были установлены впервые. Так, на Гумешевском и Воронцовском месторождениях в ассоциации со «свежим» аргиллизитовым пиритом установлены разнообразные сульфиды (галенит, Se-галенит, сульфиды меди, молибденит, сфалерит и др.), блеклые руды и другие сульфосоли, галогениды серебра и другие минеральные виды (Azovskova et. Al., 2013; Азовскова и др., 2016; Баранников и др., 2016).

Таблица 1. Химический состав золота из рудоносного карста Воронцовского и Гумешевского месторождений

Глубина (м)	Пробность, ‰	Микропримеси, вес. % (поверхность)	Глубина (м)	Пробность, ‰	Микропримеси, вес. % (поверхность)
Гумешевское			Воронцовское*		
7-15	970-998	Cu- до 2,2%;	По данным исследований, проведенным ЦНИГРИ (Риндзюнская и др., 1995) на средних и верхних горизонтах КВ отмечалось присутствие низкопробного золота и электрума при преимущественном распространении средне- и высокопробного золота.		
15-30	560-900	Cu-0,1- 6 %			
30-50	600-960	Cu =0-4,2% Hg, Pd, As			
70-80	880-990	Cu-0,1-2,2%; Hg –до 0,2%			
80-100	Нет данных		80-85	720 - > 950	Не выявлено
			95-100	717 - 990	Hg - 5,6-9,0; Cu - 1,5, Zn - 0,6
>100	830-995	Cu-до 8 %	105-110	746- >950	Cu до 0,5
			115-120**	560- > 950	Te -1,1-2,2 (редко)
			150-155	700 -760	Hg –до 4,5-7,9

Примечание: * - системного изучения по разрезу КВ не проводилось. В таблице приведены сравнительные данные по зонам глубокого карста, вскрытым действующим карьером, где были выявлены электрум и низкопробное золото. ** - низкопробное золото и электрум преобладают.

Таблица 2. Вариации пробности золота с глубиной на Гумешевском месторождении.

Пробность золотин	Частота встречаемости, %		
	10-35 м	35-70 м	80-120 м
500 - 700	77	35	0
700- 850	8	10	6
850-950	4	33	66
950	11	25	28

Таким образом, Воронцовское и Гумешевское месторождения, относимые к разным геолого-промышленным типам (золото-сурьяно-мышьяковое «карлинского» типа и золото содержащее скарново-меднопорфировое, соответственно) и расположенные в разной геолого-структурной позиции завершали развитие в сходной геологической обстановке – посторогенной внутриплитной тектоно-магматической активизации, которая сопровождалась рудно-метасоматическими процессами (Баранников и др., 2016) Подобного типа объекты в настоящее время известны и в других частях Урала (Новогоднее, Пензенгояхинское и др.).

Специфический минеральный состав руд аргиллизитов, широкое развитие низкопробного золота, отличные от первичного оруденения дают основание предполагать и некоторую дискретность в истории рудогенеза, отразившуюся в достаточно резком изменении минералогии и химизма руд.

Работы выполнены в рамках Программы президиума УрО РАН № 15-11-5-17.

1. Азовскова О.Б., Малюгин А.А., Ровнушкин М.Ю. Самородное золото из рудоносного карста Гумешевского месторождения // Металлогения древних и современных океанов-2016. От минералогии к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН. 2016. С.89-90.

2. Баранников А.Г., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Готтман А.А., Смагин С.В. Рудоносный карст мезозойского возраста Воронцовского золоторудного месторождения, Северный Урал. // Руды и металлы. № 2. 2016. С. 84-99.

3. Баранников А.Г., Угрюмов А.Н. Проблемы эндогенного золотого рудогенеза мезозоя Урала // Литосфера. 2003. С. 13-26.

4. Петровская Н.В. Самородное золото. Наука. М. 1971.

5. Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Бобров В.Н. Геолого-минералогическая характеристика зоны гипергенеза Воронцовского золоторудного месторождения // Руды и металлы, 1995. № 4. С. 42-52.
6. Савельева К.П., Кокорин Н.П., Костромин Д.А., Малюгин А.А., Азовскова О.Б. Проявление полигенного золоторудного метасоматоза в районе Гумешевского медноскарнового месторождения // Матер. Всерос. Конф. «Метасоматизм и рудообразование». Екатеринбург. 1997. С. 66-67.
7. Azovskova O.B., Malyugin A.A., Nekrasova A.A., Yanchenko M.Yu. Pyrite from zones of MZ-KZ reactivation of large faults on the eastern slope of Ural Mountains, Russia // WASET. Engineering and Technology. Issue 79. 2013. 463-467.

Минеральный состав и геохимические характеристики щелочных гранитоидов Арысканского редкометального (REE, Zr) месторождения, Восточная Тува

Хертек А.К.¹, Никифоров А.В.², Козловский А.М.²

¹ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл, республика Тыва, ajlan@mail.ru

²ИГЕМ РАН, г. Москва

Арысканское редкометальное (REE, Zr) месторождение расположено на северо-востоке Тувы. Оно приурочено к купольной части одноименного массива щелочных гранитов и сопровождающих его пегматитов и альбититов. Арысканский массив представляет собой небольшое дайкообразное тело длиной 375 м при ширине от 20 до 70 м, которое прослежено на глубину до 120 метров с признаками расширения. В непосредственной близости от выходов редкометальных гранитов располагается более крупный (0,45 км²) Астыкский массив сложенный щелочными гранитами. Взаимосвязь этих на первый взгляд родственных пород до сих пор остается не определенной. В настоящем сообщении представляются обобщенные результаты минералогических и геохимических исследований и рассмотрена связь редкометальных гранитов Арыскана со щелочными гранитами Астыгского массива.

Наиболее древними породами района месторождения являются гнейсы, кристаллические известняки и черные сланцы, условно датируемые протерозоем. Они со структурным несогласием перекрыты осадочно-метаморфической вулканогенной толщей нижнего и среднего кембрия. Вмещающими породами для щелочных гранитоидов являются габбро-диориты, биотитовые граниты и амфиболовые сиениты. Для выяснения времени формирования месторождения использовались различные подходы. К-Аг определения возраста дали оценки по калиевому полевому шпату (366 млн. лет), биотиту (505)

(Коваленко и др., 1970). Для альбититов Арысканского месторождения получена Rb-Sr изохронна с возрастом 455 млн.лет в (Костицын и др., 1998).

По данным предшествующих исследователей (Костин и др., 1964; Андреев и др., 1992) и собственным наблюдениям авторов последовательность формирования щелочных гранитоидов в районе месторождения была следующей. Вначале возникли щелочные граниты Астыгского массива, а затем произошло образование редкометальных гранитоидов Арысканского массива. Последние представлены 3 типами пород: а) мелко- среднезернистыми микроклин-альбитовыми директивными щелочными гранитами с астрофиллитом, которые не обнажены на поверхности и вскрыты штольневым горизонтом и серией скважин; б) мелко- средне- крупнозернистыми микроклин-альбитовыми щелочными гранитами, развитыми в апикальной части массива; в) альбит-рибекит-малаконовыми жилами пегматитов с зонами массивных альбититов. Последние два типа пород вскрыты поверхностными горными выработками.

Щелочные граниты Астыгского массива представляют собой мелко-среднезернистые порфиоровидные породы. Состав этих гранитов: кварц – 25–35%; альбит – 35–40%; микроклин – 25–30%; эгирин – 1–2%, рибекит – 2%. Из аксессуарных минералов отмечаются дипирамидальный циркон, флюорит с иттрием и Na (содержание Na до 2,49 мас. %). Во флюорите содержание иттрия колеблется от 1,31% до 4,54%, иногда встречаются мелкие выделения гагаринита. В некоторых разностях пород массива наблюдается насыщение амфибола иттриевым флюоритом в виде мелких округлых включений. Часто рибекит замещен магнетитом, который также распространен в основной массе и ассоциирует с Mn-ильменитом.

Арысканский массив; мелко- средне- крупнозернистые эгирин-рибекит-астрофиллитовые граниты. По данным предварительной разведки (Андреев и др., 1992) эти разности гранитов слагают глубокие горизонты месторождения. Породы массивные со слабо проявленной директивностью, которая обусловлена распределением рудных и темноцветных минералов. Состав пород определяют крупные лейсты альбита – 10–30%, кварца – 30–50%, КПШ – 5%,

эгирина – 4–10%, рибекита – 2–5%, астрофиллита – 5–15% и единичные вытянутые листочки светлой слюды (полизитонит?). К главным породообразующим минералам также относится циркон, содержание которого достигает 10–15%. В шлифах циркон зональный, с отчетливой ядерной зоной. Размер кристаллов до 5 мм. В кристаллах циркона обычны включения ксенотима, торита и гагаринита. Иногда в них встречаются мелкие включения Ti-Ta-ниобатов с LREE (из-за малого размера точнее не диагностированы) и бастнезита. Последний также образует относительно крупные (100 мкм) выделения в основной массе пород. По бастнезиту иногда развивается флюоцерит. К аксессуарным минералам относятся торит и монацит. В породах постоянно присутствуют относительно крупные (200 мкм) кристаллы титано-тантало-ниобатов со структурами распада. Все участки в структурах распада не гомогенны по составу. В пределах одного зерна присутствуют области с различающимися (до нескольких масс. %) содержаниями редкоземельных элементов, Y, Th, U.

Мелко- среднезернистые микроклин-альбитовые щелочные граниты. В этих породах присутствует альбит – 10–35%, кварц – 20–50%, КППШ – 15–30%. Темноцветные минералы представлены эгирином – 10%, рибекитом – 10% и светлой слюдой (полизитонит?) – 0,5%. В некоторых исследованных разновидностях пород встречается Zr-содержащий астрофиллит. Из аксессуарных минералов присутствует циркон <1%, вокруг него иногда развивается ксенотим также, единичные зерна монацита размером 20 мкм и интерстиционный пироклор, который дает амбовидный агрегат между матрицей светлоцветных минералов. Кроме этих минералов встречаются крупные (0,3 мм) выделения гагаринита с мелкими включениями Y-бастнезита. На фотографиях в отраженных электронах видно, что пироклор не гомогенен по составу, и, по-видимому, находится в начальной стадии распада. В отдельных участках наблюдаются разное содержание F, Na, Ca, Th, U и LREE, присутствуют включения бастнезита.

Рудные пегматитовые жилы сложены крупными (более 5 см) кристаллами рибекита, малакона и альбита. В альбититах развитых на периферии гигантозернистого агрегата кроме альбита присутствует рибекит. Среди рудных минералов преобладает приорит, фергюсонит, встречаются гагаринит, бастнезит, монацит и ксенотим.

В соответствие с нашими данными рассматриваемые щелочные гранитоиды района Арысканского месторождения имеют близкую геохимическую специализацию, что особенно хорошо видно на спайдерграммах (рис. 1а). Характерные особенности состава пород определяются сходными относительными минимумами Ba, Sr, P и Ti и максимумами Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf и HREE.

Характер распределения редкоземельных элементов в исследованных породах незначительно различается (рис. 1б). Щелочные граниты Астыгского массива характеризуются субгоризонтальным спектром распределения редкоземельных элементов $(La/Yb)_{ch} \sim 0,92$. На Арысканском массиве в астрофиллит-содержащих гранитах тяжелые редкоземельные элементы преобладают над легкими $(La/Yb)_{ch} = 0,1-0,9$. В породах апикальной части картина двоякая – граниты апикальной части характеризуются преобладанием легких редкоземельных элементов $(La/Yb)_{ch} = 2,9-1,3$, а пегматиты – тяжелых. На спектрах распределения редкоземельных элементов всех исследованных пород Арысканского комплекса наблюдается глубокий европиевый минимум (рис.1б). Это говорит о том, что все породы комплекса перетерпели глубокую дифференциацию с участием Ca-содержащих минералов, прежде всего плагиоклаза. Вместе с тем величина $Eu/Eu^* = 0,09$ не изменяется, что свидетельствует о дифференциации в рассматриваемом ряду пород уже без участия этих минералов.

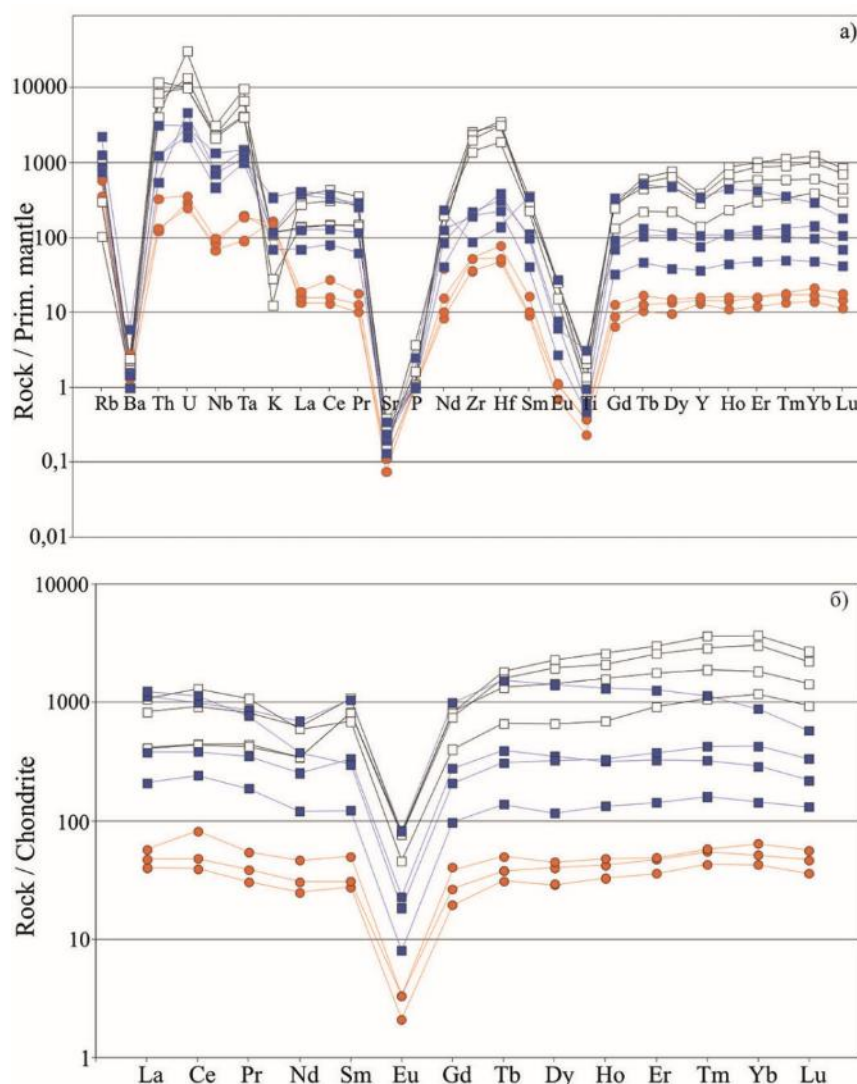


Рисунок 1. Спайдердиаграмма содержания элементов в породах Арысканского комплекса – а; Спектры распределения РЗЭ в редкометалльных гранитоидах Арысканского комплекса – б.

Условные обозначения:

- - щелочные граниты Астыгского массива;
- - микроклин-альбитовые директивные щелочные граниты с астрофиллитом
- - микроклин-альбитовые щелочные граниты апикальной части.

На графиках парных корреляций несовместимых элементов точки составов гранитоидов района Арысканского месторождения укладываются в линейные зависимости. При этом граниты Астыгского массива в наименьшей степени обогащены (в г/т) Nb до 100, Zr до 1000, Th до 50, HREE+Y \geq 100, LREE \geq 100 (рис. 2). Наиболее обогащенными являются астрофиллит-содержащие граниты глубоких горизонтов Арысканского массива: Nb больше 2000 г/т, Zr, Th, HREE+Y и LREE $>$ 2000 г/т. В гранитах апикальной части месторождения содержание вышеперечисленных элементов имеют промежуточные характеристики.

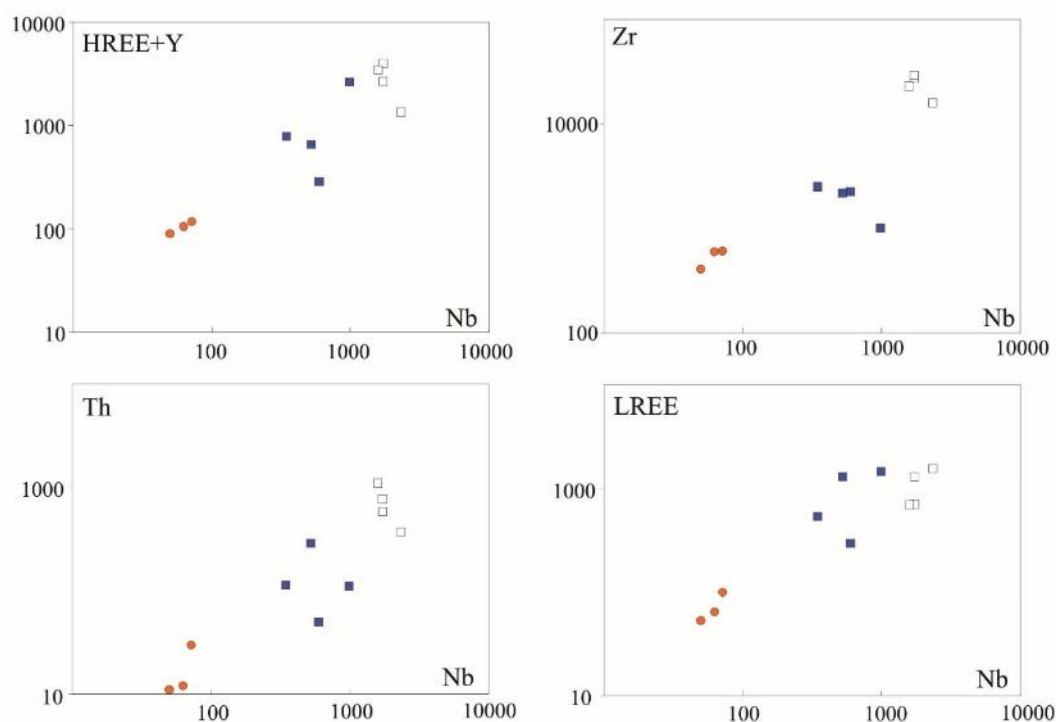


Рисунок 2. Изменение содержания REE, Y, Zr, Th в зависимости от содержания Nb в породах Арысканского комплекса.

В целом, проведенные исследования минерального и химического состава пород Астыгского и Арысканского массивов показали наличие между ними родственных связей, зафиксированных как общей геохимической специализацией пород, так и корреляционными зависимостями в поведении несовместимых элементов. Это позволяет рассматривать породы обоих массивов в составе единого глубоко дифференцированного комплекса, магматическая дифференциация которого завершилась образованием редкометалльных гранитоидов Арысканского месторождения.

1. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород СВ Тувы. М., Наука. 1970. 258 с.
2. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов Север-Восточной Тувы. Геология и геофизика. 1998. т. 39. № 7. С. 917–923.
Фондовые источники.
3. Андреев О.В., Чучко В.Н. Предварительная разведка Арысканского месторождения редких элементов. Отчет Арысканской партии о результатах работ в 1968–1992 гг. с подсчетов запасов по состоянию на 01.01.1992 г.
4. Костин Н.Е. Геологическое строение и генетические особенности Арысканского месторождения редких элементов. Москва. 1964.

Флюидоразрывные брекчии карбонатных пород Накынского кимберлитового поля.

Ходня М.С.¹, Игнатов П.А.¹, Лисковая Л.В.²

¹МГРИ-РГГРУ, г. Москва, maria.hodnia@yandex.ru;

²АК «Алроса», г. Мирный

Важность изучения карбонатных брекчий определяется тем, что они встречаются в непосредственной близости с кимберлитами и могут служить косвенным поисковым признаком. Брекчии карбонатных пород схожи по ряду признаков с кимберлитовыми брекчиями, содержащими 1-5% минералов кимберлитов.

Рассматриваемые брекчии с обломками осадочных карбонатных пород нижнего палеозоя и глинисто-карбонатным цементом имеют ряд признаков, которые указывают на их флюидоразрывной генезис.

1. Неоднородный состав обломков, включающий различные по слоистости и структуре известняки, доломиты и мергели, которые представляют фрагмент местного разреза (локального стратиграфического горизонта) ордовика и реже кембрия; этот признак может характеризовать и тектонические брекчии, хотя в случае флюидоразрывов интервал разреза шире.

2. Присутствие не только угловатых, но и угловато-округлых и округлых обломков разного размера от 10-12 см до мелкого гравия, округлость обломков, вероятно, указывает на их механическую обработку в процессе газового воздействия. (рис.1)

Для брекчий тектонического происхождения характерны уплощенные обломки, расположенные вдоль разрывного нарушения.

3. Присутствие в цементе неравномерной примеси песчаных зерен в количестве до первых процентов кварцевого состава с примесью калиевого полевого шпата, светлой слюды.

4. В ряде случаев имеют место каемки осветления вокруг обломков, что может указывать на воздействие горячих флюидов (газов) и соответствующую перекристаллизацию карбонатных пород. (см. рис. 1)

5. Пространственная связь брекчий с прожилками, также содержащими мелкие обломки карбонатных пород; и относимыми нами к флюидизитам.

6. В образцах, отобранных из цемента карбонатных брекчий и отмеченных флюидизитовых прожилков, выявлено значительное количество (от первых процентов до 32%) рентгеноаморфного вещества. Это установлено рентгено-фазовым и термографическим анализами, выполненными в НИГП (г.Мирный) Л.В. Лисковой. Наличие рентгеноаморфной фазы может указывать на присутствие вулканического стекла, которое характерно для газоразрывных и флюидизитовых образований. (табл. 1).

Контакты брекчий часто разбурены, когда встречаются, то отчетливые. Мощности интервалов брекчий составляют от дециметров до нескольких и более метров. Тектонических границ не наблюдается.

Таблица 1. Результаты рентгенофазового и термографического анализов минерального состава флюидизитов и цемента брекчий Накынского поля

№	Линия, горизонт	Скважина	Глубина, м	Условные концентрации, %																		Примечание
				Серпентин	Хлорит	*Корренсит	Тальк	Сметиты, смешанослойные обр.	Гранат	Слюда	Кальцит	Доломит	Кварц	Пирит	Полевые шпаты	Анагаз	Гипс	Целестин	Неустановленные рентгенаморфные фазы: хлорит, тальк, прочие глинистые минералы, кварц			
1	2	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	20	21	22	26	27		
1	504	1	473	-	-	-	-	-	-	-	-	36	12	-	-	-	20	-	32	флюидизит		
2	520	H1	196	-	-	-	-	1	-	-	-	59	26	-	-	-	-	-	14			
3	520	H1	207	-	-	-	-	1	-	-	50	31	-	2	-	-	-	-	16	цемент бр.		
4	520	H1	207	-	-	-	-	1	-	-	64	13	4	1	-	-	-	-	17	цемент бр.		
5	520	H1	212,5	-	-	-	-	1	-	-	97	-	-	-	-	-	-	-	2	карб. бр.		
6	520	H1	214	-	-	-	-	1	-	-	99	-	сл	сл	сл	-	-	-	-	карб. бр.		
7	524	H1	136,5	-	-	-	-	1	-	-	54	32	4	2	-	-	-	-	7	флюидизит		
8	524	H1	136,5	-	-	-	-	1	-	-	18	71	7	-	-	-	-	-	3	вмещающее флюидизит		
9	524	H1	213	-	-	-	-	1	-	-	-	76	8	3	-	-	-	-	12	флюидизит		
10	524	H1	219,6	-	-	-	-	1	-	-	40	45	3	2	-	-	-	-	9	карб. бр.		
11	524	H1	220	-	-	-	-	1	-	-	сл	72	15	5	-	-	-	-	7	флюидизит		
12	50	47/H2	206,3	-	-	-	-	-	-	-	-	23	-	-	-	-	77	-	-	флюидизит		
13	50	47/H2	357	-	35	-	-	-	-	5	7	12	26	2	5	-	8	-	-	флюидизит		
14	50	47/H2	360	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	2	96	-	карб. бр.		
15	50	47/H2	386,8	-	30	-	-	21	-	-	-	6	-	-	20-саниди	-	-	-	23	флюидизит		
16	50	47/H2	387	-	33	11	-	-	52	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	карб. бр.		
17	50	47/H2	477	-	11	-	13	10	60	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	карб. бр.		
18	50	47/H1	176,5	-	-	-	-	2	-	-	12	44	14	-	4	-	-	-	24	флюидизит		
19	50	47/H1	345	-	-	-	-	-	-	-	77	-	-	-	-	-	8	-	15	карб. бр.		
20	50	47/H1	374,5	16?	12	42	-	?	-	-	6	-	2	-	22	-	-	-	-	карб. бр.		
21	50	47/H1	480	-	-	42	19	-	-	-	-	7	25	-	-	-	-	-	7	карб. бр.		
22	50	47/H1	495	-	-	-	-	-	-	-	сл	79	сл	-	-	-	1	-	20	карб. бр.		
23	50	47/H1	523		17	35	-	16		4	-	7	17	-	4	-	-	-		флюидизит		

Условия съемки: дифрактометр ARLX`TRA CuKa-излучение, V=40 кв, J=40 ма., термоанализатор DTG-60AH (Shimadzu), скорость нагрева 20°/мин, T=1000°С



Рисунок 1. а) Карбонатная брекчия. (Обр. из скв. 520-Н1, глубина 207 м) б) Кимберлитовая брекчия в краевой северо-восточной части трубки Ботубинская.

В пределах хорошо изученных площадей брекчии флюидоразрыва слагают ареалы, тяготеющие к зонам Южного, Дяhtarского и Ботубинского разломов. Они также пространственно ассоциируют с эруптивными брекчиями базитов и кимберлитами (рис. 2).

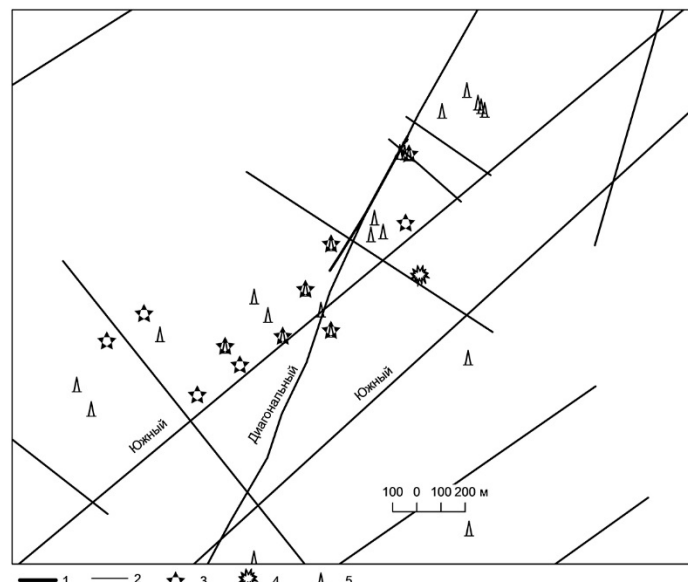


Рисунок 2. Структурная схема участка рудопроявления Озёрное со снятым чехлом мезозой-кайнозойских отложений.

1- алмазоносная кимберлитовая жила; 2-разрывные нарушения 3- брекчии карбонатных пород; 4- эруптивные брекчии базитов; 5 – флюидизитовые прожилки агрегативных карбонатов.

На участке Озерного рудопроявления алмазов ореол брекчий карбонатных пород на северо-востоке включает кимберлитовую жилу, а южнее – эруптивную брекчию базитов (Игнатов и др., 2010, 2014). (см. рис.2)

По вертикали брекчии флюидоразрыва охватывают верхнюю часть нижнепалеозойской толщи, преимущественно встречаясь в породах ордовика. В какой-то мере этот интервал соответствует вертикальному распространению вторичного кальцита в виде прожилков и друз, составляя в среднем порядка 100 м от поверхности карбонатного цоколя. Надо отметить, что в разрезах, в которых вскрыты эруптивные брекчии базитов или рассматриваемые брекчии карбонатных пород, вторичный кальцит распространяется заметно глубже. Так, в скв. 484-Б-1 они найдены на глубине 488 м, в скв. СР-45 – на 239 м, 520-Н-1 – на 238 м, 524-Н-1 – на 219,8 м, 50-47-Н-2 по скв. 194 м.

1. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Новиков К.В., Толстов А.В. Ареал брекчий щелочных базитов Накынского кимберлитового поля // Известия вузов. Геология и разведка. № 2. 2010. С. 31-35.

2. Игнатов П.А., Шмонов А.М., Новиков К.В., Кряжев С.Г., Ковальчук О.Е., Разумов А.Н. Ореолы углекислого газа в карбонатных породах, вмещающих дайково-жильные кимберлитовые тела Накынского поля Якутии. // Руды и металлы. № 3. 2014. С.39-46.

Некоторые факты и следствия техногеогенного рудогенеза золота

Хусаинова А.Ш.¹

¹ПГНИУ, г. Пермь, Alfiya061094@gmail.com

Проблема повторного использования вещества отвалов на золотоносных месторождениях с целью дополнительного извлечения металла сегодня привлекает все большее внимание. Техногенно-минеральные образования (ТМО) подвергаются кардинальному изучению и переоценке в связи с появлением новых геотехнологий, позволяющих увеличить извлечение полезного компонента.

Цель работы – изучение особенностей концентрации, осаждения, миграции, а также процессов укрупнения золота в техногенно-минеральных образованиях на моделях реальных объектов.

Специфика породного и минерального состава природного объекта, технология его переработки определяют состав осадков и геологические процессы, протекающие в ТМО. В результате геохимических и геологических процессов преобразования состава ТМО представляют собой часто иные, новые по составу минеральные продукты.

Золото, поступающее в ТМО, ведет себя как остальной материал осадков: «приспосабливается» к новым условиям среды. Основные механизмы разрушения, переноса и осаждения золота в ТМО отвечают геологическим процессам механической, физико-химической и биохимической дифференциации и интеграции. Порядок и механизмы изменения минеральных фаз золота практически не отличаются от таковых в природных условиях» (Наумов, 2010).

В настоящее время следует разделять золото исходного состава, поступившее в ТМО, и золото, образовавшееся (осажденное) в ТМО, – техногеогенное золото. Ряд частиц, претерпевших преобразования в техногенном субстрате, несут в себе информацию как о первичном составе, строении и трансформации частиц золота в процессе формирования россыпи (первичная часть), так и о техногеогенных новообразованиях (техногеогенная часть частицы золота). В результате изучения золота на электронном микроскопе можно увидеть техногенные преобразования и проследить приращение (рост) техногеогенной части золотины (Хусаинова, 2016).

При обогащении золота традиционными способами на месторождениях извлекают средние и крупные классы (70-80 %). Частицы золота, которые попадают в ТМО, составляют частицы мелкого и тонкого класса, сростки более крупного металла и разнообразные пористые ажурные агрегаты. Особое влияние на изменение состава золота и доли техногеогенных новообразований оказывает способ обогащения и, образующиеся в результате техногенные фации. При обогащении золотоносных россыпей выделены следующие техногенные фации на уровне механической дифференциации: намывная, отвальная и отвально-намывная (Хусаинова, 2016).

Нами рассмотрены ТМО намывной фации, образующиеся при разработке на промышленных гидравлических шлюзах, при гидронамыве песков-отсевов из песчано-гравийных месторождений, продуктов дробления пород, намывы в шламохранилищах, золоотвалах. Они занимают значительные площади, имеют большие мощности отложений. По форме (в плане) намывные фации образуют своеобразные конусы отвалов или заполняют подготовленное пространство шламохранилища, пруды-отстойники. Они характеризуются закономерным характером распределения осадков и обломочных полезных компонентов, также уменьшение крупности золота в теле отвалов по гидравлической крупности (литодинамической зональностью) в соответствии с законами механической дифференциации (Хусаинова, 2016).

Первый объект исследования – намывные отвалы ТМО Чернореченской россыпи на восточном склоне среднего Урала. В ТМО преобладают частицы золота фракции 0,5-0,08 мм: частицы пластинчатой формы и пористой структуры, также золото в сростках с кварцем,

магнетитом и другими минералами (Хусаинова, 2016). Второй объект – отвалы гравитационного обогащения продуктов дробления коренного золоторудного месторождения Тардан (республика Тыва). Основная масса благородного металла характеризуется как мелкое (0,25-0,1 мм) и тонкое (менее 0,1 мм) (Хусаинова, 2015). Третий объект – «хвосты» обогащения гидравлик и драг в бассейне рр. Тура, Ис бывшего Исовского прииска (восточный склон среднего Урала). Здесь основную долю (50,2%) составляет золото фракции менее 0,08, реже (20,4%) встречается золото фракции 0,5-0,25 мм, еще меньше (16%) золота фракции 2,0-0,5 мм, на долю 0,25-0,125 мм приходится 8,7%, на фракцию 0,125-0,08 мм – 4.8%.

На всех типах объектов для выделения золота использована единая методика отбора и обогащения проб, разработанная в лаборатории осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ) и Естественнонаучном институте ПГНИУ (Лунев, 1979; Наумов, 1994). Проведено опробование материала из «хвостов» в нескольких точках отвала по профилю в направлении максимальной изменчивости условий накопления золота. Содержание свободного золота (Хусаинова, 2015) для ТМО Тарданского месторождения в устьевой части намывного отвала составило 77 мг/м³, в 7 м от точки поступления материала в отвал – 2085 мг/м³, в 17 м – 86 мг/м³. Крупность золота закономерно снижается от устьевой зоны к периферии. В 17 м от устья зоны боя потока резко возрастает массовая доля мелких частиц, а доля крупных – уменьшается. Среднее содержание свободного золота для Исовского прииска составило 8,2 г/м³ (Хусаинова, 2016). Золотоносность для отвалов Чернореческой россыпи (Гидравлика 5) установлено содержание 60-255 мг/м³ (Хусаинова, 2016).

Концентраты проб с месторождений изучали на современном оптическом оборудовании: стереоскопе Nikon SMZ1500 и бинокулярном микроскопе Nikon TN-PSE30, что позволило выделить частицы золота различного состава и формы, в том числе в виде пленок, примазок, а также закрытое корочками, пленками других минералов. Химический состав золотин определен микронзондовым анализом в секторе наноминералогии ПГНИУ профессором Б.М. Осовецким на ED-спектрометре INCA ENERGY 350 («Oxford Instruments») на установке JSM 6390LV фирмы JEOL.

Выделены общие особенности формы и строения поверхности частиц золота, претерпевших изменение состава в результате их нахождения в ТМО. Морфология частиц золота из ТМО: поверхность частиц – неровная, шероховатая, с ямками и дырками; часть частиц золота покрыта пленками гидроксидов железа, марганца, имеет следы ртути, сростания с сульфидами; края частиц загнутые, рваные, реже относительно ровные, зазубренные (Хусаинова, 2016). Особенностью поверхности частиц является присутствие налета (пыли), частиц золота микро и наноразмера «агрегатного» строения, размер 0,125-0,5 мм. Часть зерен представляет собой самостоятельные агрегаты причудливой, неправильной формы, с зазубренными, бахромчатыми краями, с ямками, пустотами, иногда включениями других минералов (Хусаинова, 2015).

В результате анализа золотоносных фаз (частиц золота, пленок, примазок, корочек и разнообразных частиц) из этих разных объектов были выделены техногенные новообразования, общие по механизму формирования:

1. Преобразование состава поверхности зерен – характеризуется изменением доли элементов – примесей (увеличение доли Cu, Ag, Fe, Hg, Co, Bi, Pd) и уменьшение пробности самого золота. Так, например, для золотин Тарданского месторождения характерно повышенное содержание элементов-примесей: Cu, Ag, Fe, Hg, Co, Bi, Pd и уменьшение пробности частиц золота по мере удаления от устьевой зоны поступления осадков (Хусаинова, 2015). Аналогичная ситуация для частиц золота Чернореченской россыпи: характерно повышенное содержание элементов: Cu, Ag, Au, Hg, Pb и уменьшение пробности частиц. Пленки и налеты на поверхности золотин представлены элементами Al, Si, K, Fe (Хусаинова, 2016).

2. Укрупнение (агрегация) зерен из дисперсных, коллоидных фаз и золотосодержащих растворов, протекающее в отвале в результате физико-химических преобразований осадков и среды. При разложении пород и минералов изменяется их минеральный состав, pH и Eh среды. Формируются новообразования, такие как «агрегатное» золото, цементом которого служит

коллоидное золото, так и золотосодержащие агрегаты с железистым или железо-марганцевым цементом.

3. Другие минеральные новообразования на поверхности зерен золота – корочки и налёты гидроксидов железа и марганца. Это явление поверхностного взаимодействия золотоносных фаз с рудными растворами, обогащёнными этими элементами. Железо-марганцевые фазы образуют налёты и корочки на золоте, выступают в качестве цемента, формирующего более крупные агрегаты (Наумов, 2010).

Кроме взаимодействия Fe-Mn-фазами, в отвалах может присутствовать как природная ртуть, которая при положительных температурах разлагается и взаимодействует с металлами, так и техническая, которая попала в ТМО в результате «дедовских» приемов обогащения. Ртуть является главным фактором преобразования первичных фаз золота, которые преобразовывают амальгаму, изменяет содержания металлической ртути и её соединений, где в результате происходит образование и эволюция амальгамированных частиц золота. При взаимодействии с ртутью также наблюдается укрупнение (агрегация) или уменьшение крупности (диспергация) частиц золота (Наумов, 2010).

4. Образование различных псевдоморфоз золота по первичным матричным материалам и минералам. Так, например, были выделены пленки золота и металлов на шариках и палочках; пружинках и псевдоморфозы по зубчикам от медных молний.

Выводы:

В независимости от исходных проб и процессов обогащения, в ТМО происходят сходные процессы новообразования, связанные, в первую очередь, с изменением поверхностных характеристик частиц. В «хвосты» поступает золото с меньшей гидравлической крупностью, чем у основной части рудного или россыпного золота. Как следствие этого процесса золото в техногенно-минеральных образованиях отличается меньшей крупностью, большее количество и многообразие микропримесей. В техногенных отвалах выделены вторичные техногенные золотоносные фазы, которые представлены огромным многообразием проявлений и форм нахождения золота. Изучение новых форм нахождения золота, механизмов их образования позволит понять «природу», протекающих в ТМО геологических и геохимических процессов.

Для золота из техногенных образований свойственно изменение доли элементов – примесей (увеличение доли Cu, Ag, Fe, Hg, Co, Bi, Pd) и уменьшение пробности самого золота. Минерагенический потенциал и возможность укрупнения золотоносных фаз в ТМО зависит от типа природного объекта (вещественного состава ТМО и условий среды). Изучение техногенной части золота и процессов его разложения, миграции, осаждения и концентрации могут позволить найти пути осознанного управления процессом укрупнения золота в ТМО и обеспечить направленный рудогенез золота в ТМО. «Старые ТМО» многих золотодобывающих районов обогащены новообразованным золотом, представлено его укрупненными фазами, что может представлять дальнейший практический интерес.

1. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Методика поэтапного изучения мелкого золота // Колыма. Магадан. 1979. №11. С.36-37.

2. Наумов В.А. Минерагения, техногенез и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия // Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Пермь: ПГУ. 2010. 42 с.

3. Наумов В.А. Процессы формирования и распределения концентраций благородных металлов в техногенных россыпях и отвалах Урала // Горный журнал. Уральское горное обозрение. Екатеринбург. 1994. №8. С. 39-50.

4. Хусаинова А.Ш., Исакова Е.О. Гранулометрические характеристики и химический состав золота из техногенных образований золото-скарнового месторождения Гардан (Тыва) // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология: материалы XV Междунар. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Пермь. 2015. С. 239-241.

5. Хусаинова А.Ш. Типоморфизм золота из техногенных отвалов бассейна рр. Тура, Ис (Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2016. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 176-178.

6. Хусаинова А.Ш. Типоморфизм золота из техногенно-минеральных образований россыпей Краснотурьинского района (Северный Урал) // Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. (по материалам IX Междунар. науч.-практ. конф. студ., асп. и молодых ученых): в 2 т. Пермь. 2016. С.78-81.

Фосфатно-фторидная-карбонатная минерализация в породах лампроитовой серии массива Рябиновый (Центральный Алдан): минералого-геохимическая характеристика и проблема генезиса

Чайка И.Ф.^{1,2}, Изох А.Э.²

¹НГУ, г. Новосибирск, ifc02@yandex.ru

²ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

Введение.

Лампроитовый магматизм – одна из наиболее активно развивающихся тем в современной петрологии. В К-щелочном массиве Рябиновый (Центральный Алдан) выделяется тобукский дайковый комплекс, представляющий уникальный случай полной эволюции лампроитовой магмы от Ol-Di-Bt-лампроитов до сиенитов. Ранее нами была подробно изучена эволюция минерального состава и химизма данных пород и затронута минералогия несиликатной составляющей данной системы – карбонатных и апатит-флюоритовых образований, присутствующих в породах. Авторами предыдущих исследований на основании изучения включений было предположено наличие силикатно-карбонатной и дальнейшей карбонатно-солевой несмесимостей при эволюции данной системы (Rokosova, Panina, 2012). В данной работе рассматривается геохимия фосфатно-фторидных и карбонатных ассоциаций в изучаемых породах, а также обсуждается проблема их генезиса. Следует также отметить, что подобная минерализация представляет интерес, в силу ее сходства с минерализацией промышленно-значимых REE-содержащих комплексов (Maoniuping и Dalucao в южном Китае и Don Pao и Nam Xe – северный Вьетнам) (Z.L.Huang et.al, 2003; Trong-Hoa-Tran et.al., 2016).

Среди пород тобукского дайкового комплекса можно выделить следующие основные типы: Ol-Di-Phl-лампроиты, состоящие из фенокристов оливина, и основной массы, сложенной микролитами диопсида, флогопита и интерстициальным калишпатом. Di-Phl-лампроиты, состоящие из фенокристов флогопита и диопсида и калишпатовой основной массой. Минетты – биотит-калишпатовые породы с фенокристами биотита и калишпатом в основной массе. Сиенит-порфиры – биотит-калишпатовые породы, отличающиеся от минетт идиоморфизмом калишпата и его присутствием во вкрапленниках. Среди акцессорных и рудных минералов распространены: апатит, магнетит и хромшпинелиды (в Ol-Di-Phl-лампроитах).

Структура и состав фосфатно-фторидно-карбонатной минерализации

Проявления карбонатной и фосфатно-фторидной минерализации можно разделить на:

1. Силикатно-карбонатные микрообособления в матриксе пород.

2. Крупные карбонатные глобулы.

3. Апатит-флюоритовую жильную минерализацию

4. Интерстициальный карбонат (проявлен в небольшом количестве в минеттах и сиенитах и в данной работе почти не рассматривается).

Силикатно-карбонатные микрообособления размером 20-800 мкм имеют, как правило изометричную форму и плотно окружены лейстами слюды. Состав этих обособлений варьирует от силикатно-карбонатного (характерны для лампроитов) до существенно карбонатного (характерны для минетт и сиенит-порфиров).

Карбонатные глобулы обнаружены в одной из даек минетт. Они имеют размер 10-30 мм, и в них прослеживается четкая зональная структура. Периферия сложена мелкозернистым железистым доломитом с интерстициальным кальцитом, редкой вкрапленностью барита, целестина и Се-монацита. В ней наблюдаются силикатные минералы – биотит и калишпат. Далее к центру идут две маломощные зоны, одна из которых сложена ритмичным чередованием доломита и кальцита, а другая (ближняя к центру) – кварцем. Центральную часть глобул составляет прозрачный кальцит, секущийся прожилками барита. В этой зоне обнаружено флюоритовое зерно фиолетовой окраски.

В апатит-флюоритовой жиле, обнаруженной в дайке сиенит-порфира, темно-фиолетовый флюорит является главным жильным минералом и слагает ее большую часть. Апатит образует скопления идиоморфных и гипидиоморфных зерен, расположенные у зальбандов жилы. Барит выполняет многочисленные прожилки, секущие флюорит. Очень интересна и разнообразна редкоземельная минерализация. Были обнаружены следующие минералы PЗЭ и U:

1. *Бурбанкит* $(Na, Ca)_3(Sr, Ba, REE)_3(CO_3)_5$ – широко встречается в виде округлых включений в флюоритовом матриксе, скопления которых нередко образуют линейные текстуры и напоминают структуры распада либо захваченные по зонам роста включения. В изоморфной паре Ba/Sr резко преобладает Sr, суммарное содержание REE_2O_3 варьирует от 0 до 8,5 масс.% с преобладанием Ce и La. Содержание Ba коррелирует с содержанием Na. Зависимости между содержанием Na, Ba и REE не прослеживается.

2. *U-тирохлор* $(Ca, U, Na)_2(Nb, Ti)_2(O, OH)_6F$ – встречается в виде микроскопических (до 7 мкм), часто идиоморфных зерен в флюоритовом матриксе. Для него характерно отсутствие Ta, равное содержание Ti и Nb ($Ti/Nb = 0,9-1$), REE отсутствуют или содержатся в виде примеси (до 0,2% Ce, Nd).

3. *Паризит* $Ca(Ce, La, Nd)_2(CO_3)_3F_2$ – наряду с бурбанкитом проявлен как округлые глобулы в флюорите, однако встречается значительно реже первого. Точный его состав установить сложно из-за захвата вмещающего флюорита при анализе, однако можно отметить, что среди REE в его составе преобладает Ce, чуть меньше La и Nd.

4. Зерно *Ce-La-Nd-монацита* обнаружено в эгирин-калишпатовом матриксе дайки в непосредственной близости от флюоритовой жилы.

Исходя из структурных взаимоотношений минералов флюоритовой жилы, можно выстроить некоторую последовательность их образования: первым минералом в этом ряду является по-видимому, апатит, затем кристаллизуется флюорит из фторидного флюида, насыщенного CO_2 , в результате чего в нем образуются включения карбонатов и фторкарбонатов.

Геохимия рассеянных элементов в фосфатно-фторидно-карбонатной минерализации.

С целью проследить распределение рассеянных элементов в изучаемой минерализации и сравнения флюорита в карбонатной глобуле и жильного флюорита изучался рассеянно-элементный состав флюорита и апатита из жилы, а также кальцита, доломита и флюорита из карбонатных глобул. С помощью метода LA-ICP-MS были получены содержания REE и Y, некоторых LILE (Sr, Ba), HFSE (Ti, Zr, Nb, Ta), Th и U в указанных минералах. Редкоземельные элементы в рассмотренной системе концентрируются в апатит-флюоритовой ассоциации, при этом распределяются преимущественно в апатит.

Отмечается обогащение апатита Sr, LREE, Y, U и Th, умеренное обогащение HREE и Ba и обеднение HFSE (рис. 1.2). Отмечается достаточно крутое падение спектра от LREE к HREE ($Lu/La \sim 0,01$).

Флюорит из карбонатной глобулы и жильный флюорит имеют в целом схожие распределения рассматриваемых элементов (и практически идентичные – по REE и Y). В обоих случаях он умеренно обогащен REE, Sr и U, обеднен HFSE. Также он характеризуется более ровным спектром содержания REE по сравнению с апатитом, при этом примечательно относительное обогащение в области Eu-Dy, и разброс значений по LREE (рис. 1.1). Такое необычное распределение REE в флюорите можно объяснить тем, что апатит, кристаллизуясь раньше или совместно с флюоритом, концентрирует большую часть LREE. Разброс же содержания последних в флюорите объясняется микровключениями цериевых карбонатов и фторкарбонатов (см. выше).

Карбонаты глобул (доломит и кальцит) в целом не проявляют выраженного обогащения рассеянными элементами и обнаруживают экстремальное обеднение HFSE. (рис. 1.3). Некоторое обогащение наблюдается по Sr и Ba, возможно – в результате захвата поздних барито-целестиновых прожилков при анализе. Кальцит, по сравнению с доломитом, еще более обеднен REE и проявляет в этой области широкий диапазон составов (рис. 1.3).

Проблема генезиса рассмотренной минерализации.

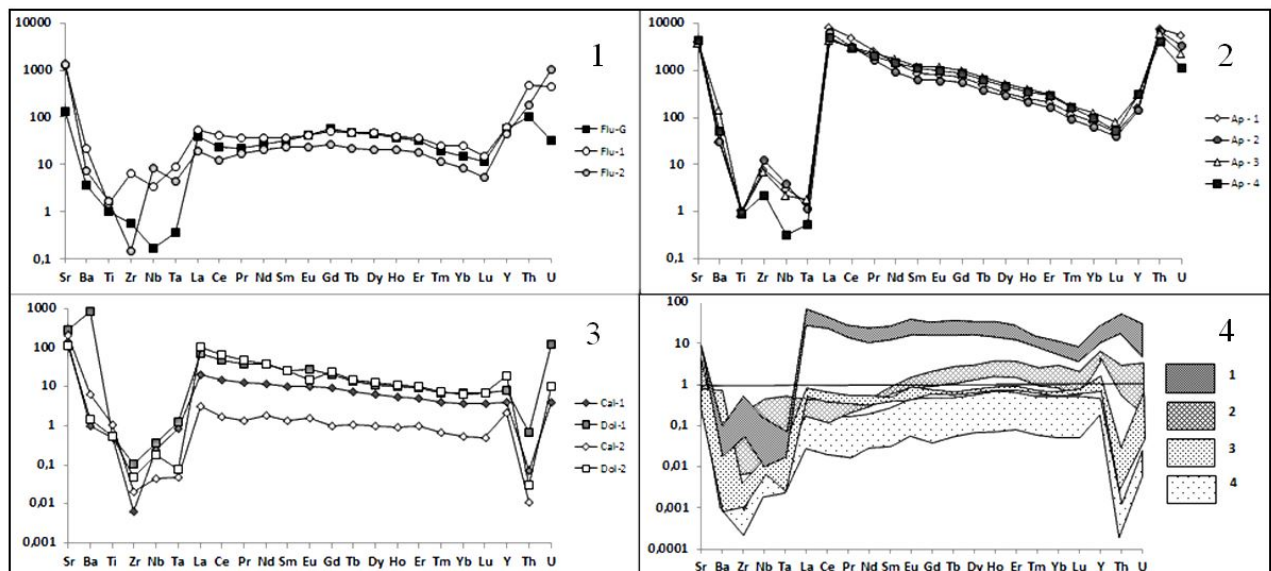


Рисунок 1. Распределение рассеянных элементов в минералах фосфатно-фторидно-карбонатной системы.

- 1) Флюорит (Flu-G – зерно из карбонатной глобулы, Flu-1, Flu-2 – жильный флюорит);
- 2) Апатит из флюоритовой жилы
- 3) Карбонаты (Cal-1, Dol-1 – кальцит и доломит из глобулы с зерном флюорита, Cal-2, Dol-2 – из чисто карбонатной глобулы)
- 4) Диапазоны содержаний рассеянных элементов в апатите (1), флюорите (2), доломите (3), кальците (4), нормированные на средние значения в минеттах.

При обсуждении проблемы генезиса рассмотренной минерализации вначале возникает вопрос, являются ли три вида изученных ассоциаций (микрообособления, карбонатные глобулы и флюорит-апатитовая жила) образованиями несвязанными или же существует генетическая связь, объединяющая все три ассоциации в одну фосфатно-фторидно-карбонатную минерализацию. Ответить на этот вопрос помогают морфологические и, главным образом, минералогические и химические признаки.

Так, зерно флюорита, обнаруженное в одной из карбонатных глобул, по геохимии рассеянных элементов очень схоже с жильным флюоритом (см. выше). Их спектры REE обладают общей особенностью – изогнутой формой с обогащением в области Eu-Dy. Это, по аналогии с жильным флюоритом, позволяет предполагать, что зерно флюорита в карбонатной глобуле также находилось в равновесии с апатитом. Таким образом, учитывая изолированность карбонатной глобулы, устанавливается генетическая связь карбонатных глобул и апатит-флюоритовой жилы.

Карбонатные глобулы и силикатно-карбонатные микрообособления имеют ряд общих особенностей. Во-первых, это схожее строение: в краевой зоне глобул и зональных микрообособлений концентрируется доломит, нередко с силикатами, а центральные части представлены кальцитом. Доломит глобул и микрообособлений характеризуется одним и тем же составом по Ca, Mg, Fe. Кроме того, кальцит и тех, и других в равной степени обеднен REE относительно силикатной части. В совокупности, все это может свидетельствовать о том, что глобулы и микрообособления сформировались в результате единого процесса.

Таким образом, есть основания предполагать, что, рассматривая силикатно-карбонатные микрообособления, карбонатные глобулы и флюорит-апатитовую жилу, мы имеем дело с ассоциациями, сформировавшимися в результате одних процессов и можем объединить их в одну фосфатно-фторидно-карбонатную минерализацию. В литературе, как правило, рассматриваются два варианта происхождения минерализации такого типа: кристаллизация позднемагматического карбонатитового расплава, образующегося при фракционировании магмы или же процессы ликвации (Владыкин, 2009). Также в нашем случае не исключена контаминация расплава

вмещающими карбонатными породами, однако в ходе предыдущих исследований, по изотопному составу С и О был однозначно установлен мантийный источник карбоната глобул, что отвергает «контаминационную» модель.

Гипотеза о позднемагматическом происхождении подобной минерализации кажется достаточно стройной: в ходе *нормального фракционирования* магмы на заключительных стадиях кристаллизации образуется карбонатитовый расплав. Он кристаллизуется в пустотах, трещинах и интерстициях субсолидусной силикатной породы. При этом фосфатно-фторидный флюид склонен к отделению с последующим формированием собственных ассоциаций. Однако, существует ряд особенностей, противоречащих данной модели. Во-первых, в интерстициях между лейстами калишпата в сиенит-порфирах присутствует только карбонат, и не было встречено ни апатита, ни флюорита. Во-вторых, зональность биотита и апатита пород обнаруживает аномальное падение содержания Sr, F и LREE в расплаве, которое происходит, по-видимому, на стадии образования Di-Bt-лампроитов. Это является серьезным нарушением нормальной геохимической эволюции расплава и однозначно свидетельствует об уходе F и ряда несовместимых элементов на ранних этапах эволюции расплава. Более того, в валовом составе пород изучаемой серии отсутствует накопление REE от лампроитов к сиенитам, при том, что содержание HFSE в этом ряду заметно повышается.

Гипотеза о ликвационном происхождении подобной минерализации является дискуссионной. Экспериментальные исследования (Veksler et.al, 2012) показывают, что ликвационные карбонатиты, как правило, существенно обеднены несовместимыми элементами по сравнению с родственными им силикатными породами. Однако, в этих экспериментах использовались только чистые компоненты. В нашей же системе, кроме карбоната, присутствуют и другие летучие, такие как F, P₂O₅ и SO₄. Также предыдущие исследования указывают на выявленную во включениях в диопсиде лампроитов силикатно-карбонатную, а затем – карбонатно-солевую несмесимость (Rokosova, Panina, 2012). Кроме того, округлые сикликатно-карбонатные микрообособления являются текстурным признаком ликвации, и рассматриваемая гипотеза объясняет аномальное падение несовместимых элементов в расплаве, установленное по биотитам и апатитам.

Таким образом, выстраивается модель, согласующаяся с предыдущими исследованиями, при которой на ранних стадиях эволюции расплава происходит силикатно-карбонатная ликвация, а затем – карбонатно-флюидная (или карбонатно-солевая) несмесимость в отделившемся карбонатитовом расплаве. При этом из карбонатитовой системы высвобождается фосфатно-фторидный флюид (или расплав), который образует апатит-флюоритовые жилы, подобные рассмотренной. Стоит отметить, что данная модель не является окончательной и нуждается в дополнительной аргументации и доработке, однако у нее находится достаточно подтверждений, чтобы принять ее как гипотезу.

В рамках этой гипотезы, предположив, что к кристаллизации минетт карбонатитовый расплав, обогащенный P₂O₅ и F, отделился полностью, можно проследить распределение рассеянных элементов между разделившимися силикатной и фосфатно-фторидно-карбонатной системами. Это распределение хорошо представимо в виде графика с нанесенными областями содержаний проанализированных рассеянных элементов, нормированных на среднее содержание их в минеттах (рис. 1.4). На графике хорошо видно, что резкое обогащение относительно силикатной части по REE, Y, Th и U наблюдается в апатитах. Флюориты в равной степени с апатитами обогащены Sr несколько обогащены HREE, Y, Th и U. Высокозарядные элементы концентрируются в силикатном расплаве, и их содержания в минералах предполагаемого ликвата -- низки. Карбонатные же минералы обеднены и резко обеднены практически всеми проанализированными рассеянными элементами. Это согласуется с результатами экспериментальных исследований (Veksler et.al, 2012) и указывает на концентрацию рассеянных элементов исключительно в фосфатно-фторидной составляющей.

1. Владыкин Н.В., Петрология калиево-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. 2009. Т.50. №12. С.1443-1455.

2. Z.L.Huang et.al, Sr and Nd isotope geochemistry of fluorites from the Maoniuping REE deposit, Sichuan Province, China: implications for the source of ore-forming fluids // Journal of Geochemical Exploration. 2003. vol.78–79. P.643-648.
3. Rokosova E.Y., Panina L.I., Shonkinites and minettes of the Ryabinovyi massif (Central Aldan): Composition and crystallization conditions // Russian Geology and Geophysics. 2013. T. 54. № 6. P. 613-626.
4. Trong-Hoa-Tran et.al., Intraplate Magmatism and Metallogeny of North Vietnam // Springer, 2016. 731 p.
5. Veksler I.V et.al., Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite.

Особенности проявления рудной минерализации Самолазовского месторождения (Центрально-Алданский рудный район)

Черниговцев К.А.¹, Леонтьев В.И.¹

¹Горный университет, г. Санкт-Петербург, leontyev@spmi.ru

Месторождение Самолазовское расположено в южной части Центрально-Алданского рудного района в 55 км от г. Алдан. Месторождение находится в пределах Юхтинского многофазного интрузивного массива (J₃-K₁), который расположен на пересечении северо-западной Юхтино-Пуриканской зоны разломов и субмеридионального Якокутского разлома. По своей структуре массив представляет собой лополит, локализованный между архейским кристаллическим фундаментом гранитогнейсового состава и толщей венд-нижнекембрийских карбонатных пород осадочного чехла, представленных преимущественно доломитами. В строении массива участвуют породы трёх фаз лебединского интрузивного комплекса: первая фаза представлена щелочноземельными сиенитами, вторая – умеренно-щелочными, кварцсодержащими авгитовыми сиенитами, третья – щелочно-полевошпатовыми сиенитами и граносиенитами. На площади месторождения развит широкий комплекс контактово-метаморфических и гидротермально-метасоматических, в том числе рудных, образований, связанных со становлением Юхтинского массива.

На месторождении выделено 4 гидротермально-метасоматических парагенезиса: скарновый, развитый на контакте сиенитов и пород карбонатного чехла; гумбеитовый, наложенный на породы интрузивного массива; фельдшпатолитовый, развитый в гранитогнейсах кристаллического фундамента на их контакте с интрузией; рудоносный флюорит-роскоэлит-карбонат-кварцевый, наложенный на все выше перечисленные типы (Леонтьев, 2014). Основные типы оруденения: 1) прожилково-вкрапленный линейный тип (ныне полностью отработан), локализованный в виде субгоризонтальных залежей на контакте мезозойского интрузива и венд-нижнекембрийских доломитов, и представленный интенсивно окисленными и дезинтегрированными скарнами с наложенными прожилково-вкрапленными рудоносными флюорит-роскоэлит-карбонат-кварцевыми метасоматитами; 2) прожилково-вкрапленный штокверковый тип, локализованный в виде объёмных минерализованных зон внутри мезозойских интрузий, представленный в различной степени гумбеитизированными сиенитами с наложенными прожилково-вкрапленными рудоносными флюорит-роскоэлит-карбонат-кварцевыми метасоматитами; 3) брекчиевый тип, локализованный в крутопадающих минерализованных зонах дробления внутри тел мезозойских интрузий и метасоматических тел (фельдшпатолитов) развитых по породам кристаллического фундамента, и представляющий собой брекчии с обломками скарнов, фельдшпатолитов, сиенитов и гумбеитов и рудным цементом представленным минералами флюорит-роскоэлит-карбонат-кварцевой ассоциации и связанными с ней сульфидами.

Рудная минерализация прожилково-вкрапленного штокверкового типа. Главным рудным минералом является пирит. По морфологическим особенностям выделяется две разновидности данного минерала. Пирит (I) характеризуется идиоморфизмом кристаллов кубического, реже пентагондодекаэдрического габитуса, распределенных в породе равномерно, придавая ей вкрапленную текстуру. В некоторых сечениях найдены единичные ксеноморфные включения округлых выделений галенита и сфалерита размером до 0,020 мм, гораздо реже встречается халькопирит и пирротин. Средний размер кристаллов пирита (I) составляет 0,2 мм. Для пирита (II) свойственен ксеноморфизм кристаллов, которые распределены в породе неравномерно, образуя пятна полиминеральных агрегатов вместе с флюоритом и роскоэлитом. Средний размер зерен – 0,006 мм, пятен – 2,3 мм. Стоит отметить, что к пириту тяготеют титанистые минералы – титанит и рутил (анатаз?), находящиеся часто с ним в непосредственном срастании.

Менее распространен марказит, который отмечается в единичных зернах. Средний размер зерен, заключенных в агрегатах пирита (I) – 0,005 мм. Также выделяются обособленные скопления марказита в виде зерен призматического облика (0,05*0,007 мм). Редкими минералами в рудах данного типа являются сульфосоли – бурнонит и блеклые руды. Блеклые руды, несущие включения бурнонита, развиваются по пириту (I). Также отмечаются единичные образования колорадоита, антимонита, арсенопирита. Состав некоторых наиболее распространенных рудных минералов представлен в таблице 1.

Таблица 1. Состав некоторых рудных минералов руд прожилково-вкрапленного штокверкового типа (вес.%)

Минерал	Fe	S	Cu	Pb	Sb	As	Zn	Hg	Te
Пирит (I)	51.74	48.26	–	–	–	–	–	–	–
Колорадоит	–	–	–	–	–	–	–	60.54	39.46
Бурнонит	–	17.02	15.31	41.68	25.99	–	–	–	–
	–	17.38	15.11	42.34	25.17	–	–	–	–
Блеклые руды	2.25	24.16	39.47	–	25.41	3.74	4.97	–	–
	1.83	23.64	39.06	–	21.60	6.37	7.50	–	–

Примечание: анализы проводились на сканирующем электронном микроскопе CamScan MV 2300 с энергодисперсионным микроанализатором LINK Pentafet (Oxford Instr.) (ЦАЛ ВСЕГЕИ, аналитик Грузова Е.Л.). Из-за мелких размеров выделений рудных минералов при микрозондовом анализе не удалось избежать захвата элементов из основной массы, поэтому значения после вычета элементов из матрицы приведены к 100 %

Рудная минерализация брекчиевого типа. Как и в первом типе руд, главными минералами здесь являются пирит и марказит. Пирит представлен двумя морфологически отличающимися типами. Пирит (I) характеризуется идиоморфными кристаллами кубического габитуса со средним размером 0,25 мм, имеющими частые включения халькопирита, сфалерита, галенита, реже пирротина и блеклых руд. Редко кристаллы пирита брекчированы. Иногда кристаллы секутся галенит-блеклорудными прожилками. Пирит (II) - сфероидальные массы, нарастающие на кристаллы пирита (I) и марказита (I), реже на минералы основной массы. Толщина таких пленок в среднем равна 0,02 мм. Часто образует самостоятельные атоллоидные обособления, усредненный радиус которых 0,03 мм.

Марказит (I) слагает ядра, которые окаймляет сфероидальный пирит. Часто эти ядра представлены радиально лучистыми агрегатами до 0,06 мм в диаметре. Образования марказита (II) являются завершающими в дисульфидно-железной минерализации и представлены призматическими выделениями, нарастающими на поверхности ранее образованных кристаллов пирита и марказита, реже на другие рудные и жильные минералы. Размер таких выделений – 0,05*0,007 мм.

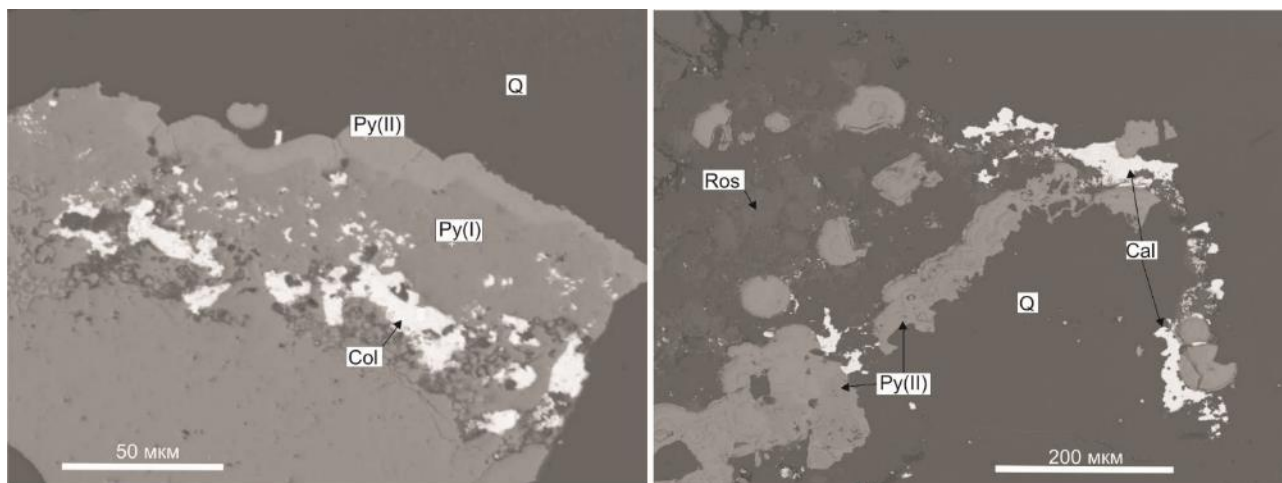


Рисунок 1. Рудная минерализация брекчиевого типа.

Q – кварц, Ros – роскоэзит, Py – пирит, Col – колорадоит, Cal – калаверит.

Сфалерит образует отдельные ксеноморфные зерна размером 0,05*0,007 мм или находится в виде включений в пирите. Для отдельных зерен сфалерита, которые чаще всего находятся среди зерен кварца, свойственна эмульсионная вкрапленность халькопирита. Халькопирит очень редко образует отдельные ксеноморфные выделения размером 0.02-0.1 мм, но чаще находится в тесном срастании с блеклой рудой в виде прожилков в пирите первого типа. Галенит встречается редко, большинство найденных зерен характеризуется тесным срастанием со сфалеритом, реже находится в виде отдельных зерен в кварце.

Золото в рудах распространено крайне редко, представлено субмикронными выделениями в брекчированном пирите первого типа. Калаверит встречается в трещинах кварца и вокруг зерен сфалерита, нередко выполняет полости в микродрюзах кварца. Также отмечается, что калаверит нарастает на пирит второго типа и образует каймы вокруг марказита второго типа. Колорадоит обнаружен в трещинах пирита первого типа и в интерстициях между зернами кварца и брекчированного пирита. Химический состав некоторых минералов руд брекчиевого типа представлен в таблице 2.

Таблица 2. Состав некоторых рудных минералов руд брекчиевого типа (вес.%).

Минерал	Fe	S	Cu	Pb	Sb	As	Zn	Hg	Te	V	Ni	Au
Пирит (I)	46.96	51.35	–	–	–	1.69	–	–	–	–	–	–
	45.08	50.91	–	–	0.64	3.37	–	–	–	–	–	–
	43.09	48.56	–	–	1.22	2.80	–	–	4.12	0.21	–	–
	43.69	49.34	–	–	0.66	2.93	–	–	3.37	–	–	–
	47.14	51.41	–	–	–	1.45	–	–	–	–	–	–
Пирит (II)	44.95	49.81	–	–	–	5.25	–	–	–	–	–	–
	43.75	48.49	1.03	–	–	5.22	–	–	1.51	–	–	–
	43.62	48.24	0.72	–	1.22	4.49	–	–	1.71	–	–	–
	45.43	48.67	2.06	–	–	2.83	–	–	1.02	–	–	–
	41.64	46.09	–	–	0.93	4.47	–	–	5.83	–	1.03	–
	43.06	46.85	–	–	1.20	5.08	–	–	3.82	–	–	–
	45.07	51.00	–	–	1.85	2.08	–	–	–	–	–	–
	43.90	50.91	–	–	1.20	3.99	–	–	–	–	–	–
	41.01	47.32	–	–	1.31	2.13	–	4.51	3.71	–	–	–
	43.96	48.31	–	–	0.67	4.31	–	–	2.75	–	–	–
	44.74	49.71	–	–	1.02	0.94	–	–	3.58	–	–	–
	42.51	49.85	–	–	1.87	3.41	–	–	2.36	–	–	–
44.30	48.57	–	–	1.90	3.61	–	–	1.31	0.31	–	–	
Галенит	–	12.04	–	87.96	–	–	–	–	–	–	–	–
Сфалерит	1.83	30.96	–	–	–	–	67.21	–	–	–	–	–
	0.55	32.19	–	–	–	–	67.26	–	–	–	–	–
Калаверит	–	–	–	–	–	–	–	–	55.89	–	–	44.11
	–	–	–	–	–	–	–	–	57.01	–	–	42.99
	–	–	–	–	–	–	–	–	57.51	–	–	42.49
	–	–	–	–	–	–	–	–	57.67	–	–	42.33
	–	–	–	–	–	–	–	–	56.37	–	–	43.63
	–	–	–	–	–	–	–	–	56.58	–	–	43.42
Колорадоит	–	–	–	–	–	–	–	61.58	38.42	–	–	–
	–	–	–	–	–	–	–	62.33	37.67	–	–	–
	–	–	–	–	–	–	–	60.38	39.62	–	–	–

Примечания: см. примечания к таблице 1

Минералогия руд Самолазовского месторождения весьма специфична. Главными особенностями являются формы выделения и состав дисульфидов железа, наличие таких редких рудных и жильных минералов как калаверит, колорадоит, роскоэлит. Похожие на сфероидальные

и атоллоидные образования пирита (II) из руд брекчиевого типа были описаны на Березняковском золоторудном месторождении (Акимова А.В., Плотинская О.Ю., 2007), которое по своему генетическому типу сходно с Самолазовским. По своим морфологическим особенностям абсолютно идентичный охарактеризованному пириту (II), мышьяковистый пирит Березняковского месторождения, входящий в состав минерализации основной рудной стадии, определен и описан как фрамбоидальный. Это кольцеобразные (атоллоидные) агрегаты пирита, ядра которых сложены кварцем, теннантитом или галеноклаусталитом. Внешний диаметр колец не превышает 0,015–0,020 мм, а внутренний составляет около 0,010 мм. Также пирит представлен собственно фрамбоидами, которые обычно имеют правильную сферическую форму и слагают самостоятельные прожилки, реже встречаются в зальбандах кварц-пиритовых прожилков.

Такой специфический, на первый взгляд, набор минералов, как теллуриды золота и ртути, флюорит, роскоэлит, ванадийсодержащие сульфиды на самом деле является типоморфным для эпитермальных месторождений щелочного типа (А-тип) (Richards, 1995; Коваленер, 2006). Это наряду с характером метасоматических изменений, структурно-текстурными особенностями руд, типу магматизма и ассоциирующих магматических пород, позволяет рассматривать Самолазовское месторождение как типичного представителя эпитермального щелочного золото-теллуридного типа (А-тип).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00334 мол_а

1. Акимова А.В., Плотинская О.Ю. Морфологические особенности фромбоидального пирита Березняковского золоторудного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН. 2007. Т.2. С. 26–30

2. Коваленкер В.А. Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфириновых и эпитермальных месторождений / В.А. Коваленкер // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. 2006. С.143-214.

3. Леонтьев В.И. Руды и метасоматиты Самолазовского золоторудного месторождения (Центрально-Алданский рудный район) // Тезисы докладов Четвёртой Российской молодёжной научно-практической школы «Новое в познании процессов рудообразования». Москва, ИГЕМ РАН, 2014. С. 193-196

4. Richards J. P. Alkalic-type epithermal gold deposits – a review // Magmas, fluid and ore deposits. – Mineralogical Assoc. of Canada. Short course ser. 1995. V. 23. P. 367-400.

Результаты U-Pb датирования циркона Бешпагирского редкометалльно-титанового россыпного месторождения

Чефранова А.В.¹, Чефранов Р.М.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, *achefra@mail.ru*

Вопрос источников сноса терригенного материала во время накопления россыпемещающей бешпагирской свиты (средний-верхний сармат) в пределах Ставропольского свода до последнего времени оставался дискуссионным. Палеогеографические реконструкции, проведенные многими исследователями (Патык-Кара, 2008; Бойко, 2003) указывали на снос материала с «северных» источников, таких как щиты древних платформ (Украинский щит, Воронежский кристаллический массив), а также Урала, за счет стока палео-Волги. В тоже время исследования характера слоистости, минералогические и геохимические исследования основных рудных минералов данных россыпей указывали преимущественно на Кавказский источник (Рудянов, 2005; Кременецкий и др., 2013; Чефранова и др. 2015; Чефранова, Чефранов, 2016). Группой ученых под руководством Кременецкого А.А. в 2013 г. были определены U-Pb датировки метаморфических кайм цирконов Бешпагирского месторождения со значениями 300-320 млн.л., соответствующим возрасту варисийского метаморфизма на Большом Кавказе.

Детальное изучение монофракции циркона Бешпагирского месторождения позволило установить, что отчетливо выраженные метаморфогенные каймы имеются только у 3 % изученных зерен. Таким образом, вопрос источников сноса остальных 97 % зерен давал почву для дискуссий. На основании использования в качестве индикаторов петрогенеза таких параметров как форма кристаллов, коэффициент удлинения (КУ) и катодолюминесцентный рисунок зональности, методика изучения которых подробно раскрыта в работе А.В. Чефрановой и Р.М. Чефранова (2016), удалось установить генетические типы циркона и сопоставить их с породами коренных выходов источников сноса, расположенных на Большом Кавказе.

Типизация циркона Бешпагирского россыпного месторождения по морфологическим и микроанатомическим признакам позволила получить следующие результаты. В группе с КУ 1-1,5 преобладают окатанные зерна. Микроанатомические рисунки окатанных зерен циркона отличаются следующими типоморфными признаками – сложная пятнистая зональность (50%), преобразованная первично-магматическая ростовая зональность (40%), присутствие ксеноморфного ядра и регенерационной каймы (2%), окатанные осколки крупных кристаллов (5%). Среди сохранившихся кристаллов с КУ 1-1,5 (3%), диагностируемых с помощью типологической диаграммы (рис. 1), выделяется циркон морфотипов S₈ и S₁₄, характерный для гранодиоритов и монцогранитов карбонатно-щелочной серии (S-граниты). Микроанатомический рисунок таких зерен сохраняет черты первичной ростовой зональности и имеет следы наложенных процессов преобразования (темные пятна и смазанность первичных секторов).

В группе с КУ 1,5-2,2 преобладают зерна, сохранившие облик кристаллов (65%). Среди установленных морфотипов кристаллов (рис. 1) наибольшим распространением пользуются S₁₃ и S₁₄ (реже с S₁₂ и S₈), характерные для S-гранитов карбонатно-щелочной серии, P₃ (с P₅, J₅ и J₄ в подчиненном количестве), соответствующих I-гранитам щелочной и толеитовой серии. В незначительных количествах отмечены кристаллы циркона субщелочных гибридных гранитов (S₁₅), магматических чарнокитовых зон (S₂₄), трахеандезитов (S₂₃ и J₄), тоналитов (S₁₇, S₁₈), щелочных гранитов (M₂) и кислых гранитов (Q₃).

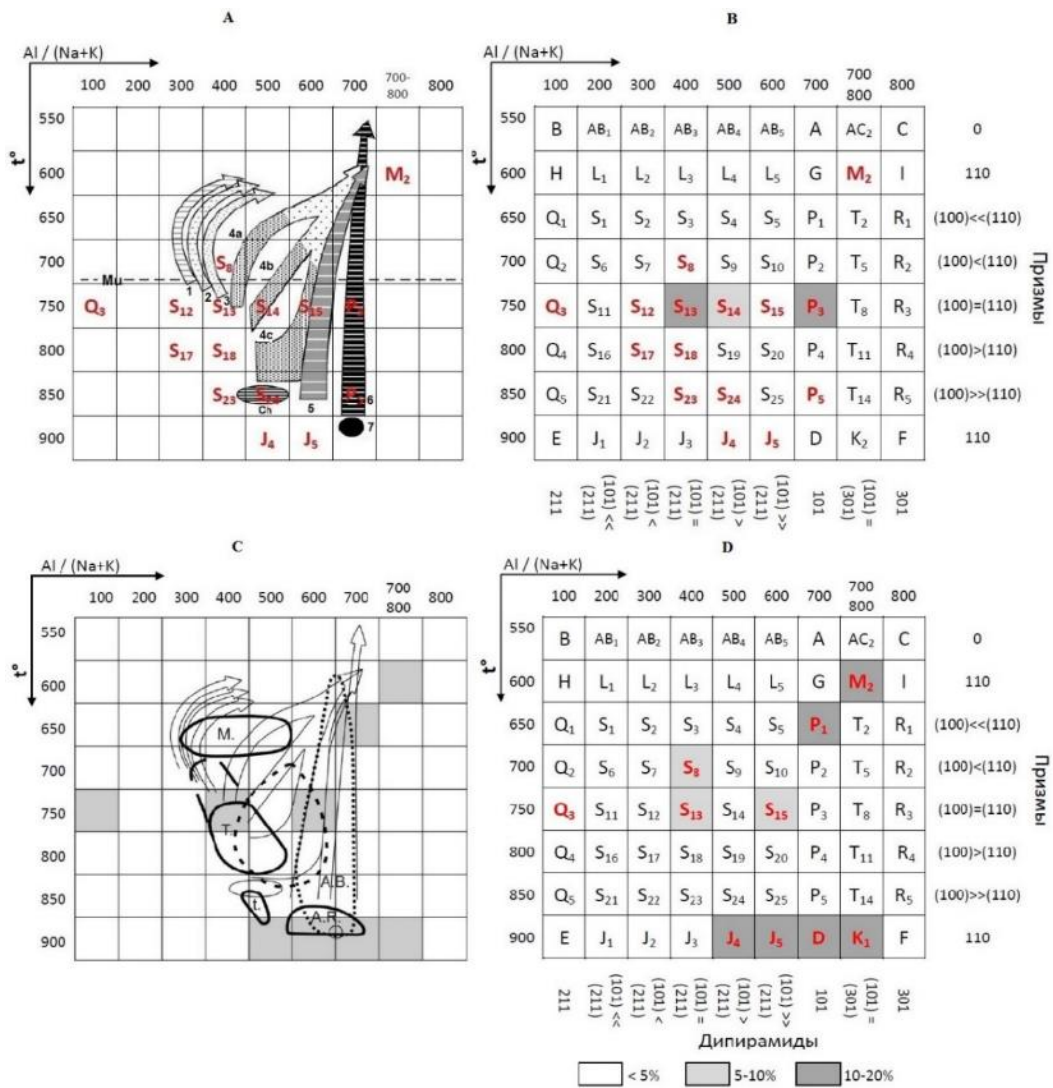


Рисунок 1. Морфогенетическая типизация циркона Бешпагирского месторождения согласно диаграмме J.P. Pupin (1980).

A – Морфогенетическая типизация циркона гранитного происхождения: Коровые граниты (1, 2, 3). Гибридные граниты корового +мантийного происхождения: 4 (а, b, c) – карбонатно-щелочные серии (темное поле-гранодиориты и монцограниты, светлое поле – монцограниты и щелочные граниты), 5 – субщелочные серии. Мантийные граниты: 6-щелочные серии; 7 – толеитовые серии. Ch – магматические чарнокиты. B – Статистика встречаемости морфологических типов циркона с КУ 1,0-2,2. C - Морфогенетическая типизация циркона не гранитного происхождения: (A.B.) – щелочные базальты; (A.R.) – щелочные серии риолитов анорогенных комплексов; (C. A.R.) – карбонатно-щелочные серии риолитов (орогенных); (M.) – мигматиты; (t.) – трахиандезиты; (T.) – тоналиты. Серым цветом обозначено местоположение типов циркона Бешпагирского месторождения с КУ более 2,2. D – Статистика встречаемости морфологических типов циркона с КУ более 2,2. Жирным обозначены морфотипы циркона Бешпагирского месторождения.

Микроанатомические рисунки зональности кристаллов ростовые осцилляторные, затронутые в разной степени более поздними процессами изменения. В 75% случаев отмечается умеренно равномерное размытие границ зональности. В 25% имеет место частичная перекристаллизация с появлением темных пятен, и локально измененных участков кристаллов. В единичных случаях отмечены окатанные осколки кристаллов с анатомическими рисунками свойственными циркону с КУ более 2,2.

В группе зерен с КУ более 2,2 отмечены кристаллы с сохранившимися элементами огранки (60%), окатанные зерна (38%), удлинённо-призматические осколки (2%).

Среди морфологических типов распространены кристаллы с тетрагональными призмами $\{110\}$ и дипирамидами $\{101\}$ в сочетании с $\{211\}$ и $\{301\}$, осложненных дополнительными элементами огранки, характерными для морфотипов J₄-D-K. Данный морфологический ряд, на наш взгляд является эффузивным и согласно генетической диаграмме распределения циркона не гранитного ряда J.P. Pupin (1980) соответствует щелочной серии риолитов анорогенных комплексов (рис.1).

Вторым по распространенности является морфотип P₁, соответствующий щелочным базальтам. К этому же типу можно отнести кристаллы циркона морфотипа M₂. Наименьшим распространением в группе с КУ более 2 пользуются морфотипы S₁₃ и S₁₅ – известково-щелочных серий риолитов орогенных комплексов и морфотип Q₃.

В группе зерен с КУ более 2,2 отчетливо выделяются кристаллы с перекристаллизованным ядром и с неясной зональностью из метаморфизованных пород (60%), с полосчатой зональностью возможно из вулканических пород среднего состава (40%).

Исследование циркона с помощью выборок по морфологическим и микроанатомическим типоморфным признакам позволило установить в Бешпагирской россыпи следующие типы описываемого минерала: метаморфогенный (5%), первично-магматический интрузивный (S-гранитов 55%, I-гранитов 15%), первично-магматический эффузивный (щелочных риолитов 15%, щелочных базальтов 10%). При этом 85 % изученных зерен циркона имеют следы вторичных изменений различной интенсивности, что может быть связано с метаморфизацией пород источника сноса.

На данном этапе исследования авторами высказано предположение, что источником метаморфического циркона могли служить породы гнейс-метаморфического комплекса Главного хребта Большого Кавказа, источником циркона S-типа – вулканогенные и метаосадочные образования Бечасынской зоны и Главного хребта, а источником циркона I-типа - ассоциации пород Передового хребта и Перевальной зоны Главного хребта Большого Кавказа.

Проведенные во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) U-Pb датировки 68 зерен детритового циркона Бешпагирского редкометалльно-титанового россыпного месторождения методом SRIMP-II (22 зерна) и LA-ICP-MS (45 зерен) позволили подтвердить результаты предыдущих исследований и сопоставить полученные значения со значением U-Pb датировок различных комплексов пород Кавказа. Большинство значений U-Pb возраста циркона Бершпагирского месторождения, определенного методом SRIMP-II конкордантны (рис. 2 б), что является особенно важным при изучении детритовых зерен. Датировки U-Pb возраста циркона, полученные методом LA-ICP-MS и SRIMP-II совпадают и дополняют друг друга. Основные U-Pb возрастные пики циркона на гистограммах совпадают с «общекавказскими» (рис. 2 а, в, г).

Наиболее «молодой» возраст с датировками 137-165 млн. лет и 220-240 млн.л. соответствует юрскому магматизму на Кавказе. С юрскими вулканическими и субвулканическими образованиями связаны многочисленные рудные узлы севернее в Бечасынской зоны, а также мусковитовые пегматиты в районе Домбая. Значения U-Pb возраста циркона 290-320 млн.л. соответствуют эпохе вариссийского метаморфизма Большого Кавказа и внедрения магматических интрузий Главного хребта. Датировки в 320-370 млн.л. совпадают с возрастом наиболее глубоко метаморфизованных пород Бечасынской зоны. Интервалы датировок в 380-420 млн.л. соответствуют возрасту магматического протолита Передового хребта и гнейс-мигматитового комплекса Главного хребта. Более «древние» датировки возраста циркона в 500-2777 млн.л. являются ни чем иным как осадочным протолитным материалом слабометаморфизованных пород, наиболее широко распространенных в Бечасынской зоне и Передовом хребте Большого Кавказа. Исследования U-Pb возраста циркона слабометаморфизованных пород Передового хребта (Сомин, 2012) обнаруживает древние возрастные пики в интервалах значений, сходных с установленными у циркона Бешпагира.

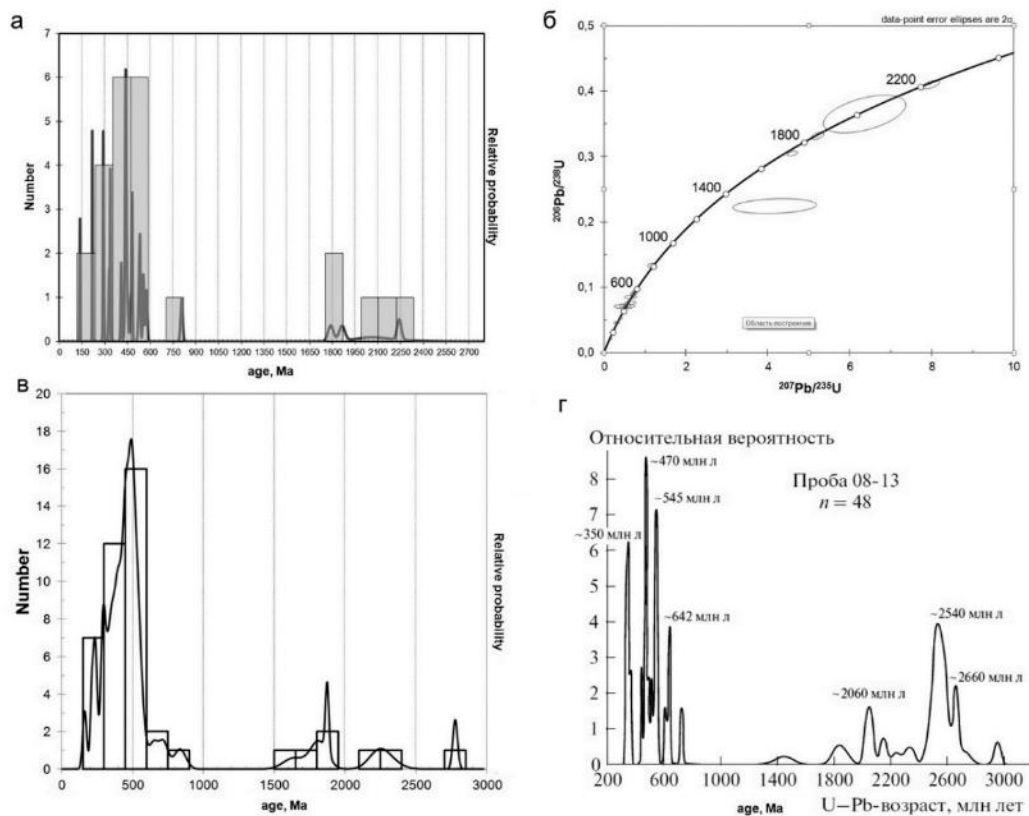


Рисунок 2. Сравнение результатов U-Pb датирования циркона Бешпагирского редкометалльно-титанового месторождения и блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Большого Кавказа.

а, б – результаты U-Pb датирования 22 зерен циркона Бешпагирского месторождения методом SRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт Петербург); в- результаты U-Pb датирования 45 зерен циркона Бешпагирского месторождения LA-ICP-MS (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург); г- результаты U-Pb датирования 48 зерен циркона метапсаммитов блыбского метаморфического комплекса р. Большая Лаба (LA-ICP-MS, Gemoc Center, Сидней, по данным М.Л.Сомина, Л.М. Натанова и др., 2012).

1. Бойко Н.И. Титан-циркониевые россыпи Ставрополя // Лит. и пол. ископ. 2004. № 6. С. 523-530.
2. Кременецкий А.А., Громалова Н.А., Белоусова Е., Веремеева Л.И. Изотопно-геохимические особенности новообразованных кайм цирконов - критерий идентификации источников питания Ti-Zr россыпей // Геология рудных месторождений. 2011. № 6. С. 516-537.
3. Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. ИГЕМ РАН. 2008. 528 с.
4. Рудянов И.Ф. Характеристика титан-циркониевых россыпей Ставропольского россыпного района, закономерности их формирования и прогнозная оценка // Региональная геология и металлогения. №25. 2005. С. 127-133.
5. Сомин М.Л., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Кренер А., Конилов А.Н., Камзолкин В.А. Псевдофундамент в доальпийской структуре Передового хребта Большого Кавказа // ДАН. 2013. Т.450. № 4. С. 445-449.
6. Чефранова А.В., Лаломов А.В., Борисовский С.Б., Григорьева А.В., Чефранов Р.М., Бочнева А.В. Геохимические особенности типоморфных метаморфических минералов Бешпагирского месторождения редкометалльно-титановых россыпей // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. 2015, № 10-1. С.46-52.
7. Чефранова А.В., Лаломов А.В. Питающие провинции позднеплиоценовых редкометалльно-титановых россыпей Таманского полуострова // Геология рудных месторождений. 2013. Т.55. № 1. С.68.
8. Чефранова А.В., Чефранов Р.М. Типизация циркона Бешпагирского редкометалльно-титанового россыпного месторождения по морфологическим и микроанатомическим признакам // Георесурсы. 2016. Т. 18. №3. Ч.2. С.228-235.
9. Pupin J.P. (1980) Zircon and granite petrology. Contrib.Mineral. Petrol. 73. P. 207-220.

Возраст формирования кобальтового оруденения Владимировского рудного узла (Горный Алтай)

Шабалин С.И.¹

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. grng93@igm.nsc.ru

В пределах Алтае-Саянской складчатой области исследователи выделяют три основных этапа формирования кобальтового гидротермального оруденения (Третьякова и др., 2010).

Со среднепалеозойским этапом (D-C₁), связывают образование кобальт-сульфоарсенидных скарновых месторождений: Хову-Аксы (ранние кобальтоносные скарны), медно-кобальт-вольфрамовое Каракульское месторождение (ЮВ Алтай), а также кобальтовое оруденение Абаканского рудного узла (Хакасия).

С раннемезозойским этапом (P₂-T₁) вероятно связано образование никель-кобальт-арсенидного оруденения Юстыдского рудного узла (ЮВ Алтай, ЮЗ Тува, СЗ Монголия), а также Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосольного в Южно-Чуйском хребте на Алтае.

Позднемезозойский этап (J₃-K₁) формирования Co оруденения выделяется на основе имеющихся геологических данных о локализации никель-кобальтового арсенидного и медно-кобальтового сульфоарсенидно-сульфосольного оруденения среди юрских (J₁₋₂) терригенных, гипсоносных отложений Каргинского грабена (ЮЗ Тыва, СЗ Монголия).

Владимировский рудный узел (рис. 1) расположен в северо-западной части Горного Алтая. В этом районе до сих пор весьма слабо изучены геохронологические характеристики как магматических горных пород, так и связанного с этим магматизмом оруденения. На территории рудного узла K-Ag методом был установлен возраст (370 млн. лет) габбро-диоритового Тимофеевского штока, который также как и Владимирский относится к первой фазе Майорского гипабиссального комплекса (Робертус и др., 1984). В этой же работе были продатированы K-Ag методом граниты третьей фазы того же комплекса (Кирилловский массив), возраст составил 384 млн. лет. Оруденение Кумирского U-Sc-REE месторождения по данным U-Pb и Th-Pb определения по шести валовым пробам комплексной руды имеет возраст 393±7 и 402±10 млн. лет соответственно (Пичугин и др. 1992).

Оруденение Владимировского месторождения до сих пор не было продатировано, однако, по геологическим данным, ранее предполагалось, что оно позднедевонское, поскольку рудоносные скарны образованы на контакте Владимировского габбро-диоритового штока, возраст которого считался среднедевонским, а прорываемые им вулканогенно-осадочные толщи нижнедевонские.

Проба молибденита из кобальтовых руд Владимировского месторождения была исследована Re-Os методом в аналитическом центре Чешской геологической службы, (г. Прага). В результате был получен возраст 409,6±2,7, при этом содержания Re и ¹⁸⁷Os составили 27,05 ± 0,08 ppm и 116,4 ± 0,7 ppb соответственно. Кроме того, в результате изучения минерального состава оруденения Владимировского месторождения методом сканирующей микроскопии (SEM), в рудах был установлен уранинит, который был продатирован U-Th-Pb методом (406 млн. лет). Составы уранинита указаны в табл. 1.

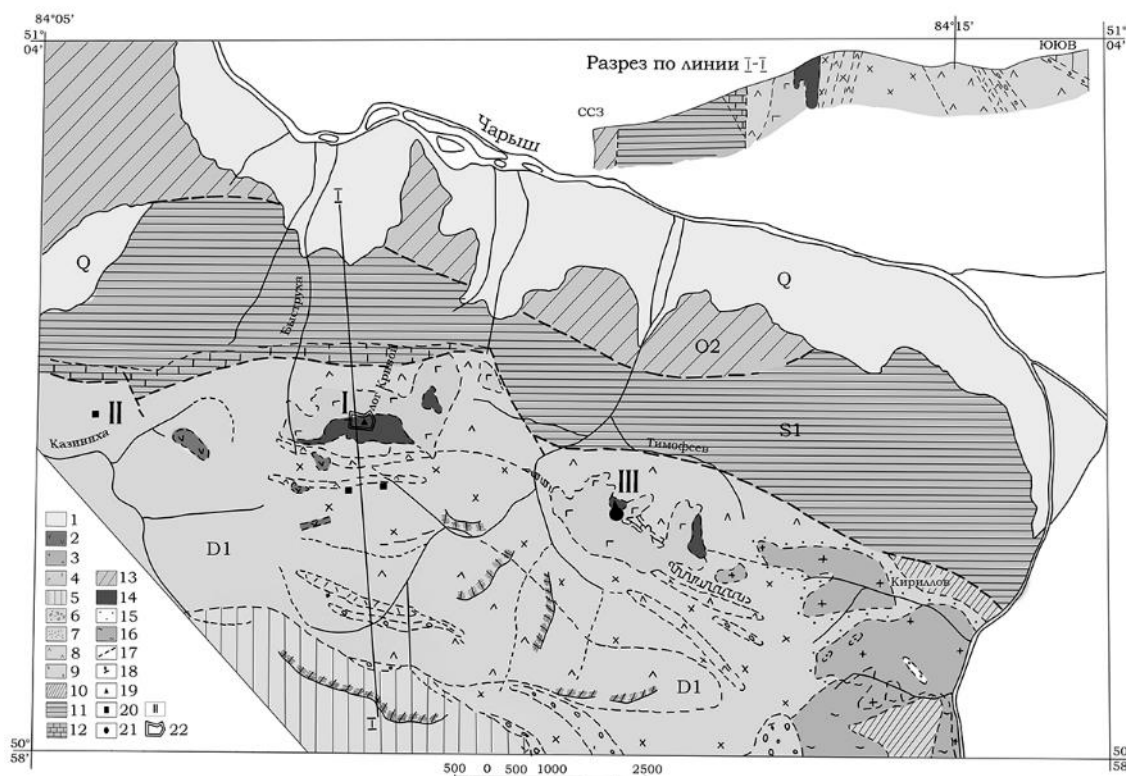


Рисунок 1. Геологическая карта района Владимировского месторождения (по данным Зильберман и Бальтер, 1957).

1 – Четвертичные отложения; 2 – Диабазовые порфириды; 3 – Гранодиориты, диориты; 4 – Габбро-диориты, диориты; 5 – Известняки и мергеля с фауной брахиопод и кораллов; 6 – Конгломераты и туфо-конгломераты; 7 – Туфы; 8 – Пироксеновые и плагиоклазовые порфириды; 9 – Кварцевые порифры, их туфы и лаво-брекчии; 10 – Песчаники и сланцы; 11 – Известковистые песчаники и сланцы; 12 – Известняки; 13 – Глинисто-хлоритовые сланцы и песчаники; 14 – гранатовые и гранат-пироксеновые скарны; 15 – Роговики; 16 – Гибридные метасоматически преобразованные породы; 17 – Дизъюнктивы; 18 – Элементы залегания слоистости, контактов; 19 – Кобальт; 20 – Свинец; 21 – Железо; 22 – Контур Владимировского месторождения, 23 – Рудные районы (I – Владимировский, II – Казинихинский, III – Тимофеевский).

Таблица 1. Химический состав уранинита Владимировского месторождения по данным EDS-спектроскопии (SEM).

N	PbO	ThO ₂	UO ₂
1	4,62	9,31	78,18
2	4,91	3,05	86,09
3	4,64	0,97	86,89
4	4,62	5,55	85,81
5	4,66	0	84,64
6	4,84	0	87,52

Во время полевых исследований 2015 г. были отобраны интрузивные породы, представленные долеритами, из района Казинихинского проявления. Предполагалось, что данные породы относятся к той же фазе внедрения Майорского комплекса, что и Владимировский и Тимофеевский массивы. Возраст данных пород был установлен U-Pb методом (SHRIMP II) по цирконам (рис. 2). Полученный возраст составил 389±2 млн. лет. Анализ проводился в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Возраст долеритов из района Казинихинского проявления получился моложе возраста оруденения. Скорей всего, исследованные тела являются более поздними относительно габброидов первой фазы внедрения Майорского комплекса (Владимировский и Тимофеевский шток), с которой связано Со-оруденение.

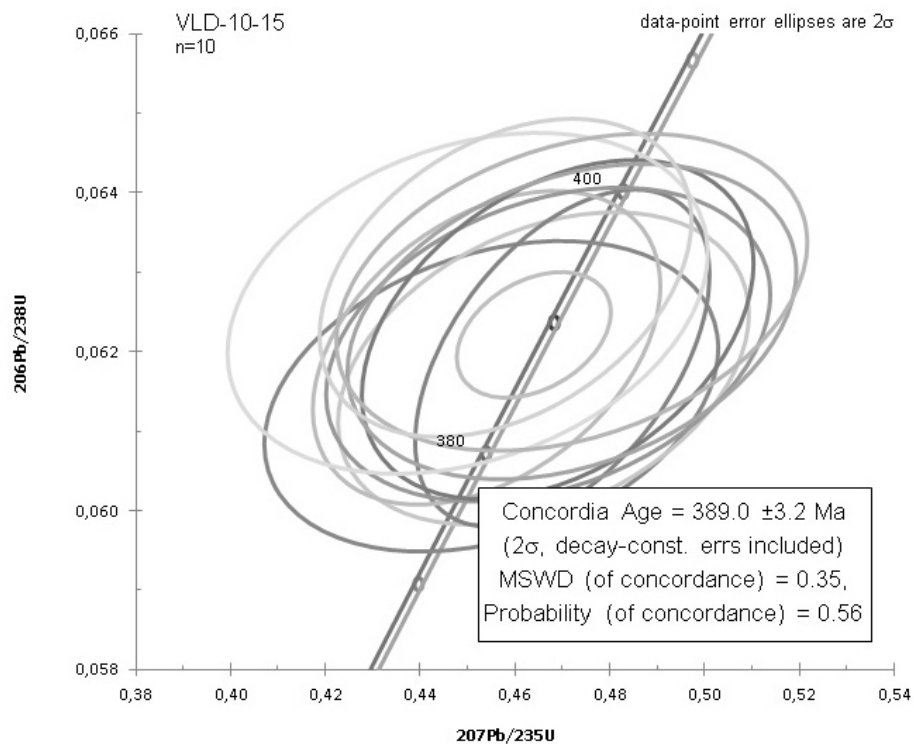


Рисунок 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из долеритов района Казинихинского проявления.

На основании данных, полученных при геохронологических исследованиях оруденения, можно сделать вывод о том, что кобальтовые руды Владимирского месторождения были сформированы в среднепалеозойский этап формирования гидротермального кобальтового оруденения в Алтае-Саянской складчатой области.

1. Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука. 1984. 171 с.
2. Геологическая карта масштаба 1:200000. лист М-45-VII. 2000 г. ВСЕГЕИ.
3. Зильберман Я. Р., Бальтер Б. Л. Минералогия и петрография Владимирского кобальтового месторождения в Горном Алтае. ТГФ Южсибгеолкома, 1957ф.
4. Пичугин Е. П., Арзамасов Я. Ф., Шемякин В. В. и др. Оценка перспектив северо-западной части Горного Алтая на комплексное уран-скандий-редкоземельное оруденение. ТГФ Южсибгеолкома, 1992ф.
5. Робертус Ю. В. Отчет Хайдунской партии за 1982-1983 гг. ТГФ Южсибгеолкома, 1984ф.
6. Третьякова И. Г., Борисенко А. С., Лебедев В. И., Павлова Г. Г., Говердовский В. А., Травин А. В. Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его связь с магматизмом // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1379–1395.

Дифференциация природно-территориальных комплексов старых районов угледобычи в аспекте их посттехногенного саморазвития

Шарапова А.В.¹, Семенов И.Н.^{1,2}, Леднев С.А.¹, Карпачевский А.М.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва avsharapova@mail.ru

¹ИГЕМ РАН, г. Москва

Ландшафтная структура старых районов угледобычи определяется влиянием природных, антропогенных и техногенных агентов, действие которых усугубляется временным фактором.

Цель исследований – оценка посттехногенного саморазвития ландшафтов старых районов угледобычи.

В рамках поставленной цели решались следующие задачи:

1. Типизация техногенных и природно-техногенных ландшафтов старых районов угледобычи.

2. Выявление направлений и характеристика стадий трансформации почвенного и растительного покрова ландшафтов старых районов угледобычи.

Формирование и развитие техногенных и природно-техногенных ландшафтов старых районов угледобычи непосредственно связано с горнопромышленной деятельностью.

При типизации горнопромышленных ландшафтов Тульской области учитывались: природные ландшафтно-геохимических условий района работ, специфика технологических процессов шахтной добычи угля на территории Подмосковского бурогоугольного бассейна (ПБУБ), а также особенности проявления ответных реакций в измененных экосистемах на протяжении длительного времени. Предлагаемая типизация представляет собой четырехуровневую схему, в которой в качестве критериев использованы свойства компонентов ландшафтов.

На начальном этапе техногенных преобразований происходят сильные изменения в геоморфологическом строении угледобывающих районов, которые, во многом, определяют последующий облик ландшафтов. Технологический процесс подземной добычи угля сопровождается выемкой из недр больших объемов горных пород и последующим их складированием на дневной поверхности. С течением времени под действием природных экзогенных факторов частично разрушаются новообразованные положительные техногенные формы рельефа, а на участках горных выработок проседают грунты. Таким образом, в качестве первого таксономического критерия рассмотрены горнопромышленные ландшафты, которые отражают генетические особенности рельефа территорий и дифференцируются на два основных типа: техногенные сознательно-созданные и природно-техногенные стихийно-развивающиеся.

На следующем таксономическом уровне ландшафты разделены в соответствии с формами современного рельефа, иллюстрирующими каждый природно-территориальный комплекс. В типе техногенных сознательно-созданных ландшафтов выделяются подтипы отвалов и терриконов угольных шахт. Актуальность разделения этих двух структур обусловлена их различиями в морфометрических и морфологических характеристиках, которые в дальнейшем являются определяющими при развитии процессов возгорания отвальной массы и поселении растительности. Первый подтип представлен терриконами – насыпями пород конической формы с углами естественного откоса близкими к 40°. Такое складирование вмещающих пород было распространено на ранних этапах освоения Подмосковского бурогоугольного бассейна. Второй подтип представлен террасированными (спланированными), а также гребневидными (плоскими) отвалами, создаваемыми позднее. Подобные горнопромышленные сознательно-созданные ландшафты характеризуются иной, отличной от терриконов, технологией складирования пород, предполагающей более плотное залегание горных масс, препятствующее возгоранию, и выполаживание вершинных поверхностей, обеспечивающее более интенсивное закрепление растительности.

Тип природно-техногенных стихийно-развивающихся ландшафтов также разделяется на два подтипа: ландшафты делювиально-пролювиальных шлейфов и ландшафты просадок над горными выработками. По морфологическим признакам подтип делювиально-пролювиальных шлейфов разделяется на плащевидные и линейные ландшафты. Плащевидные ландшафты делювиальных шлейфов формируются из-за перемещения и накопления материалов с терриконов (и отвалов) под действием гравитационных сил и плоскостного смыва и намыва у подножий их склонов. Линейные ландшафты пролювиальных шлейфов характеризуются флювиальным перемещением и накоплением техногенных материалов под действием комплекса экзогенных факторов в долинах малых эрозионных форм, непосредственно сопряженных с техногенными ландшафтами терриконов и отвалов угольных шахт.

Подтип горно-промышленных природно-техногенных стихийно-развивающихся ландшафтов просадок над горными выработками также разделяется по морфологическим особенностям на замкнутые (простирающиеся поперек склона и/или сформированные в пределах водоразделов) и открытые (вдольсклоновые). Пространственное ориентирование и степень выраженности ландшафтов просадочных полей обусловлены технологическими факторами отработки угольных пластов, которые определялись природными условиями залегания угольных толщ и их продуктивной мощностью. Необходимость разделения просадок на продольносклоновые и поперечносклоновые связана с возможным превращением первых в антропогенно-обусловленные малые эрозионные формы, которые могут изменять сложившуюся природную картину перераспределения природных и техногенных (в случае их геохимического сопряжения с техногенными ландшафтами терриконов и отвалов) веществ на исследуемой территории. Ландшафты замкнутых просадок являются новообразованными зонами аккумуляции веществ, и перераспределения атмосферных осадков, что приводит к изменению условий увлажнения, и отражается на свойствах почв и растительных сообществ.

На следующем таксономическом уровне выделяются классы ландшафтов. В качестве критериев выделения этого таксона использована динамика существующих или заново формирующихся фитоценозов. С учетом специфики рассматриваемых ландшафтов, из возможных вариантов изменений состава фитоценозов рассмотрены сукцессии – направленные необратимые смены фитоценозов и дигрессии – обратимые изменения под влиянием внешнего фактора, направленные на деградацию сообществ.

В соответствии с классификациями сукцессий (Воронов, 1973; Миркин и др., 2001), в исследуемых ландшафтах выделены первичные и вторичные сукцессии. Первичные сукцессии на терриконах представляют собой процессы постепенного зарастания углесодержащего субстрата. Данные типы сукцессий наблюдаются на отвалах и терриконах при отсутствии фитомелиоративных мероприятий, а также на поверхности пролювиально-делювиальных шлейфов. В ходе первичных сукцессий сообщества проходят через 3 основные стадии развития: пионерные группировки, простой фитоценоз, сложный фитоценоз (Моторина, Ижевская, 1980; Куприянов, Морсакова, 2006; Сибирина, 2012). При этом на гребневидных отвалах и терриконах наблюдается только сильно растянутая во времени стадия пионерных группировок.

Под вторичной сукцессией обычно подразумевается формирование фитоценоза на месте, где он существовал, но был уничтожен в результате воздействия внешнего фактора (Воронов, 1973; Миркин и др., 2001). В контексте данного исследования под вторичной сукцессией рассматривается замещение существующих сообществ новообразованными фитоценозами под воздействием иницирующего фактора. Характерной чертой вторичной сукцессии, отличающей ее от первичной, является наличие плодородного слоя почвы и семенного банка на начальной стадии сукцессии. По этому признаку выделены вторичные сукцессии культурфитоценозов, создаваемых на террасированных отвалах при проведении фитомелиоративных работ, и вторичные сукцессии природных фитоценозов в просадках под влиянием изменяющихся условий увлажнения. В первом случае видовой пул фитоценоза стабилизируется с выпадением части искусственно подсеянных и внедрением естественных видов; во втором – наблюдается смена сообщества с появлением и разрастанием гигрофитов.

Техногенная дигрессия наблюдается по периферии пролювиально-делювиальных шлейфов в области воздействия токсичных веществ, вымываемых из терриконов дождевыми и талыми водами, а также в просадках при условии попадания данных веществ туда. При этом процесс дигрессии нередко накладывается на описанную выше вторичную гигроморфную сукцессию. В результате влияния данных факторов происходит обеднение видового состава существующих сообществ, уменьшается общее проективное покрытие, выпадают чувствительные к химическому воздействию виды и увеличивается покрытие более толерантных видов. При прекращении поступления токсичных веществ в результате фитомелиорации или зарастания окраины шлейфов с появлением буферных сообществ наиболее вероятно демутация (восстановление) данных фитоценозов.

Для выделения родов ландшафтов использованы классификационные термины почв и техногенных поверхностных образований (ТПО) согласно Классификации (2004). Для техногенных сознательно-созданных ландшафтов гребневидных и конических терриконов, которые по динамике фитоценозов характеризуется стадией первичной сукцессии, почвенный покров преимущественно представлен токсифабрикатами – ТПО, токсичными веществами природного происхождения, содержащими пирит. Однако под действием пирогенного фактора из-за окисления пирита и угля они на некоторых участках трансформировались и приобрели черты артииндустратов – нетоксичных минеральных грунтов. Ландшафты террасированных (плоских) отвалов по группам сформированных субстратов также разделяются на токсифабрикаты и артииндустраты и дополняются примитивными почвами на техногенном субстрате и специально-созданными ТПО – квазиземами.

Родовое деление стихийно-развивающихся ландшафтов делювиально-пролювиальных шлейфов представлено группами стратоземов, формирующихся под фитоценозами по типу первичной сукцессии, и природными стратифицированными почвами, формирующимися под фитоценозами, находящимися в стадиях техногенной дегрессии.

Почвы ландшафтов просадок над горными выработками, в зависимости от наличия или отсутствия сопряжения с источниками техногенных восстановленных веществ и сернокислых стоков (терриконов, отвалов и шлейфов), разделяются на агро(природные) стратифицированные и агро(природные)токсистратифицированные почвы.

Для характеристики направлений и стадий саморазвития природно-территориальных комплексов, были сформированы матричные схемы. Алгоритм формирования матриц заключался в построении по строкам и столбцам рядов, иллюстрирующих направление развития (и/или изменения) почвенного и растительного покровов, принимаемые в качестве индикационных признаков и интегральных характеристик современного состояния ландшафтов. На их пересечении получены единицы, описывающие актуальное состояние ключевых компонентов данных ландшафтов. Таким образом, выделенные семь подтипов ландшафтов объединили в три матричные схемы по проявляющимся направлениям и специфике саморазвития. Первая схема представлена техногенными сознательно-созданными ландшафтами терриконов, гребневидных и террасированных отвалов. Почвенный ряд представлен: подгруппой токсифабрикатов, токсилитостратами – подгруппой натурфабрикатов, литостратами. В свою очередь, ряд растительного покрова представлен следующими вариантами: обнаженные тела – стадии сукцессии (пионерная группировка – простой фитоценоз – сложный фитоценоз – климаксное сообщество).

Для ландшафтов спланированных терриконов, подвергшихся фитомелиорации, растительное сообщество представлено простым фитоценозом с нестабильным флористическим составом; почвенный покров образуют реплантаземы – ТПО подгруппы квазиземов, которые специально созданы для произрастания культурфитоценозов.

Вторая матрица иллюстрирует стадии саморазвития природно-техногенных стихийно-развивающихся ландшафтов делювиально-пролювиальных шлейфов терриконов и отвалов угольных шахт. Ряд развития почвенного покрова представлен следующими подгруппами стратоземов: токсистратозем водно-аккумулятивный – стратозем водно-аккумулятивный – стратозем водно-аккумулятивный по хемозему, загрязненному серной кислотой по чернозему

сегрегационному – природная стратифицированная почва. Растительный покров в пределах этих ландшафтов может отсутствовать, развиваться по типу первичной сукцессии, через 4 вышеуказанные стадии и, наоборот, испытывать угнетение в связи с техногенной дигрессией, характеризующейся стадиями техногенной трансформации и деградации.

Третья матрица отражает саморазвитие ландшафтов над просадками горных выработок. Для ландшафтов просадок, образованных вне зон поступления техногенных восстановленных веществ в форме наносов и сернокислых стоков, характерна вторичная гигроморфная сукцессия, представленная стадиями внедрения и разрастания травянистых гигрофитов и появления древесно-кустарниковых видов. Изменение почвенного покрова выражается в трансформации природных почв в почвы с пониженной глубиной вскипания от 10% HCl и далее в почвы, лишенных карбонатных новообразований, и на заключительной стадии – в почвы, в профиле которых проявляются морфологические признаки процесса оглеения.

В тех случаях, когда просадочные пространства непосредственно сопрягаются с зонами влияния терриконов и отвалов угольных шахт, саморазвитие ландшафта происходит под влиянием двух факторов: увеличения степени гидроморфизма и поступления техногенных восстановленных веществ. Изменение растительности в пределах таких ландшафтов протекает по пути техногенной дегрессии, выражающейся в стадии техногенно-трансформированного и техногенно-деградационного фитоценозов. Ряд саморазвития агро(природных)токсистратифицированных почв по мере усиления воздействия, представлен следующими вариантами: гипсосодержащие – бескарбонатные – бескарбонатные глубинно-глеевые.

Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ №"16-35-00501 "Посттехногенное саморазвитие ландшафтов Среднерусской лесостепи в зоне влияния терриконов угольных шахт"

1. Воронов А.Г. Геоботаника. Учеб. пособие для ун-тов и пед. ин-тов. Изд. 2-е. М.: Высш. шк., 1973. 384 с.
2. Классификация и диагностика почв России // авторы и составители: Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, И. И. Лебедева, М. И. Герасимова. Смоленск: Изд-во Ойкумена. 2004. 342 с.
3. Куприянов А.Н., Морсакова Ю.В. Естественное зарастание отвалов Кузбасса // Вестник Кузбасского государственного технического университета. 2006. №3. С. 48-51.
4. Миркин Б.М., Наумова Л.Г., Соломещ А.И. Современная наука о растительности: учебник. М.: Логос, 2001. 264 с.
5. Моторина Л.В., Ижевская Т.И. Сравнительная характеристика растительного покрова на отвалах открытых разработок бурого угля и железной руды // Растительность и промышленная среда. Свердловск: Изд-во УрГУ. 1980. С. 80–87.

Дистанционное зондирование как метод прогнозирования медно-никелевого (с платиноидами) оруденения в Норильском рудном районе

Шемякина Е.М.¹

¹МГУ имени Ломоносова, Москва, e-mail: pochтализу@gmail.com

Целью работы является разработка методов компьютерной обработки данных космической, гравиметрической и магнитометрической съемки для выявления закономерностей размещения медно-никелевого (с платиноидами) оруденения в интрузивных комплексах северо-западного обрамления Сибирской платформы (Миловский и др., 2017).

В основу работы положено изучение отображения на космических снимках различных типов интрузий Норильского комплекса и выявление основных глубинных разломов, к которым эти интрузии тяготеют (Миловский и др., 2002).

Для компьютерной обработки были использованы материалы космической съемки Landsat 7, а также космическая съемка с аппаратов КФА-1000 и АЛМАЗ-1. Обработка космических данных по выявлению интрузий и контролирующих их размещение разломов осуществлялась с помощью программных продуктов ENVI и Adobe Photoshop.

Основное внимание уделялось перспективным площадям в северной и южной частях Норильского рудного района, характеризующимся меньшей степенью изученности. В качестве эталонного объекта для исследований было выбрано Имангдинское (Росгеолфонд, 1985) рудное поле. Определение яркостных характеристик проводилась в каналах Landsat №№ 1 – 5, 7.

В результате работы получены следующие выводы:

1. Медно-никелевые объекты, содержащие платинометальную минерализацию, расположены преимущественно на площадях со значениями геофизических полей $\Delta T = -2 \div +1$ миллиэрстед и $\Delta g = 0 \div +15$ миллигал.

2. Проведена оценка возможностей дифференциации различных типов интрузий Норильского комплекса и вмещающих их пород по яркостным характеристикам в различных диапазонах Landsat.

3. Проведенная оценка значимости различий основных типов пород Имангдинского рудного поля в разных спектральных диапазонах космической съемки с помощью F- и t-критериев позволяет провести сравнительный анализ яркостных характеристик рудоносных интрузий и вмещающих их пород.

4. На северо-востоке и юго-западе Норильского рудного района выявлены три участка наиболее перспективных для постановки наземных геолого-разведочных работ.

1. Миловский Г.А., Валетов А.В., Харитонов С.А., Чехович К.М. Прогнозирование медно-никелевого оруденения в Норильском рудном районе по космогеологическим данным // Исследование Земли из космоса. 2002. № 1. С. 67-71.

2. Миловский Г.А., Ишмухаметова В.Т., Шемякина Е.М. Применение результатов дистанционного зондирования для выявления закономерностей локализации медно-никелевого оруденения в Норильском рудном районе // «Исследование Земли из космоса». 2017. № 2 (в печати).

3. Росгеолфонд. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР. Паспорт №2310. Месторождение Имангда. 1985 г.

Содержания халькофильных элементов и летучих компонентов в расплавах океанических толеитов района тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) по результатам изучения закалочных стекол и расплавных включений в оливине

Шишкина Т.А.¹, Портнягин М.В.¹, Мигдисова Н.А.¹, Сущевская Н.М.¹

¹ГЕОХИ РАН, г. Москва, t.shishkina@geokhi.ru

Район тройного сочленения Буве (ТСБ) в Южной Атлантике является уникальным объектом для исследования геологии и геохимии магматизма океанов вследствие проявления комплексной геодинамической обстановки: тройное сочленение океанических хребтов Срединно-Атлантического (САХ), Американско-Антарктического (АМАХ) и Юго-Западного Индийского (ЮЗИХ) осложнено присутствием горячих точек Буве и Шона. Вследствие длительной истории развития в условиях сложной геодинамической обстановки в районе ТСБ сформировался комплекс магматических пород с гетерогенным составом магм и их источников.

В ряде работ ранее были проведены детальные и систематические исследования петрографии, минералогии и геохимии редких элементов и изотопных отношений в магмах ТСБ (Сущевская и др., 1999, 2003; Мигдисова, 2012), но вопрос о степени и характере влияния горячих точек на рифтовый магматизм в районе ТСБ до сих пор остается дискуссионным.

В настоящей работе были изучены содержания главных и летучих компонентов (H₂O, S, Cl, F) в коллекции закалочных стекол и природно-закаленных расплавных включений в оливине, а также были определены содержания халькофильных элементов (Cu, Ag, Au, Zn, As, Sb, Tl, Bi) в представительной коллекции закалочных стекол, драгированных с океанического дна из разных участков района ТСБ: хребет Шписс (располагается над горячей точкой Буве), гора Шона (располагается над горячей точкой Шона), сегменты ЮЗИХ и САХ, прилегающие к ТСБ, в которых ранее было детально изучено содержание главных и рассеянных литофильных элементов и изотопные отношения (Мигдисова, 2012).

Содержания главных петрогенных и летучих компонентов (S, Cl, F) определялись с помощью электронного микрозондового анализа в лабораториях института ГЕОМАР (г.Киль Германия) и Университета г.Гренобль (Франция). Измеренные составы расплавных включений были пересчитаны на равновесие оливин-расплав по модели Danyushevsky (2001). Предварительные оценки содержания воды были проведены на основании отклонения суммы микрозондового анализа от 100 мас.%. Концентрации халькофильных элементов в закалочных стеклах были определены с использованием специально разработанной методики высокоточного анализа методом LA-ICP-MS. Измерения проводились в Институте наук о Земле при университете им. Христиана Альбрехта (г. Киль, ФРГ) на приборе Agilent 7500s, совмещенном с 193 нм Nd-YAG эксимерным лазером фирмы Coherent в системе GEOLAS Pro. При измерениях использовались специально подобранные настройки прибора, например, длительные времена измерения фона, использование лазерного пучка диаметром 160 микрон, добавка водорода в несущий газ, мониторинг наложения комплексных ионов с использованием специальных стандартов, в результате чего были достигнуты устойчивая воспроизводимость анализа и низкий порог обнаружения элементов (менее 0.5 мг/т).

Изученные образцы закалочных стекол представлены составами от базальтов до дацитов: 47 - 59 мас.% SiO₂; 8.5 – 1.5 мас.% MgO. Расплавные включения в оливине представлены базальтовыми расплавами (49 – 53 мас.% SiO₂; 5.5 – 10.0 мас.% MgO).

Содержания воды в большинстве закалочных стекол и расплавных включений из различных сегментов ТСБ варьируют от 0.7 до 1.7 мас.% H₂O, что является типичным для низководных толеитовых магм базальтов СОХ (рис. 1а). При этом в некоторых более примитивных расплавах содержания воды составляют менее 0.25 мас.% H₂O, а в более

продвинутых могут достигать 2.8 мас.% H₂O. В целом можно отметить увеличение содержания воды в ходе эволюции расплавов.

Содержания хлора и фтора в расплавах закономерно увеличиваются в ходе эволюции от примерно 40 до 1140 г/т Cl и от 100 до 1100 г/т F.

Содержания серы варьируют примерно от 400 до 2000 г/т S в закалочных стеклах из разных участков ТСБ и от 650 до 1400 г/т S в расплавных включениях в оливине (рис. 1б). При этом можно отметить характерный для базальтов СОХ тренд накопления серы на начальных этапах эволюции расплава: в базальтах сегмента САХ содержание серы увеличивается от примерно 1100 г/т S в расплавах с 9 мас.% MgO до 1600 г/т S в расплавах с 6 мас.% MgO. В стеклах из сегмента хребта Шписс максимальные содержания серы достигают примерно 2000 г/т S, а в расплавах сегмента ЮЗИХ - 1500 г/т S в расплавах, содержащих примерно 5% MgO. При этом в наиболее продвинутых расплавах (1.5 – 2.5 мас.% MgO) содержания серы значительно ниже и составляют примерно 400 – 800 г/т S. Следует отметить коррелирующее поведение серы и железа в закалочных стеклах, которое может служить индикатором насыщения расплавов в отношении сульфида, что является типичным для расплавов СОХ, формирующихся в относительно восстановительных обстановках.

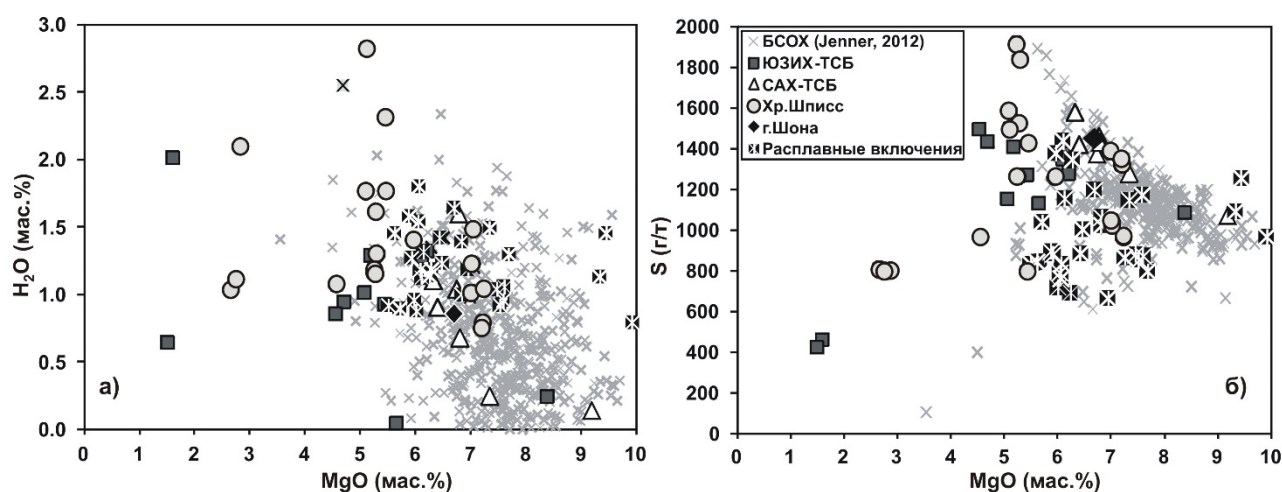


Рисунок 1. Содержание воды (а) и серы (б) в зависимости от MgO в закалочных стеклах и расплавных включениях в оливине из образцов района ТСБ (данные авторов) и БСОХ (данные Jenner et al., 2012b).

В результате аналитических исследований были определены следующие диапазоны концентраций халькофильных элементов в стеклах из района ТСБ: 7 – 86 г/т Cu, 12 – 31 мг/т Ag, 0.1 – 0.8 мг/т Au, 81-182 г/т Zn, 0.1–1.5 г/т As, 0.02 – 0.11 г/т Sb, 0.01 – 0.13 г/т Tl, 0.01 – 0.06 г/т Bi.

В магмах из разных участков ТСБ (хребет Шписс, г. Шона, сегменты САХ, ЮЗИХ) содержания Zn, Sb, As, Pb, Tl, Bi, а также Au являются сходными. Однако отмечаются повышенные содержания Cu и Ag при одинаковом содержании MgO в расплаве в некоторых образцах, относящихся к хребту Шписс и горе Шона, по сравнению с другими участками ТСБ и прилегающими сегментами ЮЗИХ и САХ (рис. 2 а, б). Эти наблюдения свидетельствуют о геохимической обогащенности расплавов, относящихся к хребту Шписс и г. Шона, которые являются участками проявления магматизма горячих точек Буве и Шона. Также это подтверждает наличие гетерогенных источников расплавов в районе ТСБ, которые были выявлены ранее на основании исследования содержаний редких элементов и изотопных данных (Мигдисова, 2012).

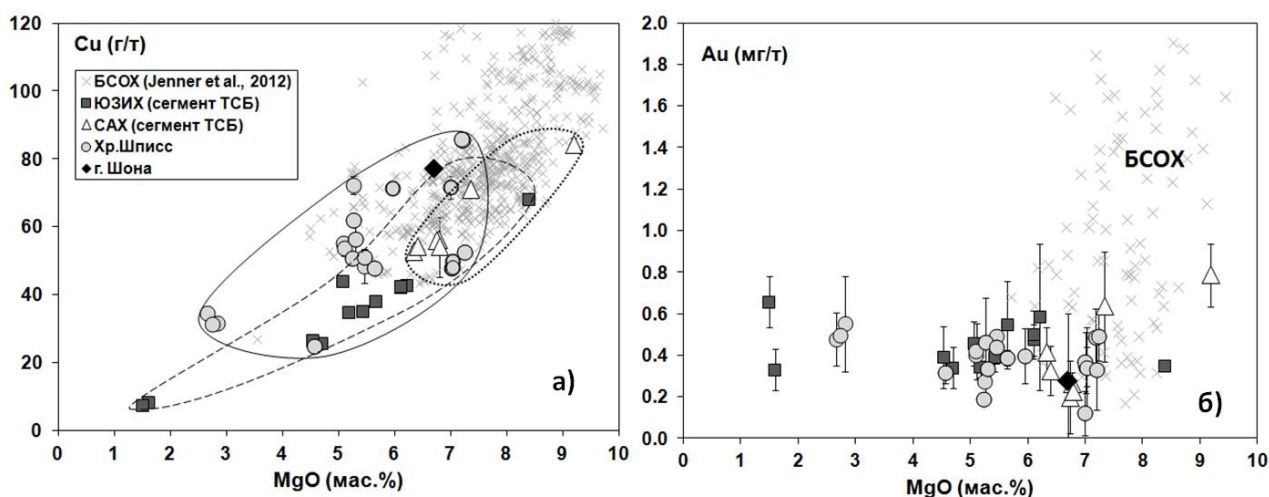


Рисунок 2. Содержания меди (а) и золота (б) в закалочных стеклах разных сегментов района ТСБ (данные авторов) и БСОХ (данные Jenner et al., 2012b).

В процессе дифференциации расплавов ТСБ наблюдается закономерное изменение концентраций халькофильных элементов. As, Sb, Zn и Pb ведут себя как типично несовместимые компоненты и демонстрируют четкие тренды накопления на всем протяжении эволюции расплавов от наиболее примитивных к более дифференцированным составам. Tl и Bi не образуют явно выраженных трендов накопления, но в целом их концентрации увеличиваются при уменьшении содержания MgO в расплаве.

Содержания золота в расплавах ТСБ находятся на уровне 0.1 – 0.8 мг/т Au, что является типичным для небогатенных океанических толеитов (Jenner et al., 2010) (рис. 2б). Концентрации Au в стеклах из разных сегментов ТСБ варьируют несистематично.

В отличие от других халькофильных элементов, которые проявляют себя как несовместимые компоненты и накапливаются в расплаве в ходе его эволюции, содержания меди в расплавах закономерно снижаются от примерно 80 до 5 г/т Cu (рис. 2а). Подобное поведение меди может быть обусловлено постоянным присутствием сульфидных фаз в равновесии с силикатными толеитовыми расплавами района ТСБ. В соответствии с экспериментальными данными, в P-T условиях нахождения базальтовых расплавов СОХ могут быть стабильны две сульфидные фазы: сульфидная жидкость (SL – sulfide liquid) или твердая сульфидная фаза (MSS – monosulfide solid solution), которые способствуют экстракции Cu из силикатного расплава вследствие высоких коэффициентов распределения меди между сульфидными фазами и силикатным расплавом (SM): $D_{Cu}^{SL/SM}=180$ и $D_{Cu}^{MSS/SM}=280$ (Li and Audetat, 2012).

Стабильность сульфидной фазы в магматических процессах происходит при насыщении расплавов в отношении сульфидной серы, что возможно в условиях относительно низкого потенциала кислорода. Восстановительные обстановки характерны для магм срединно-океанических хребтов. Для магм СОХ из различных локализаций было отмечено закономерное снижение концентраций Cu и Ag при дифференциации расплава (Jenner et al., 2012a, b). Наоборот, в зонах надсубдукционного магматизма, характеризующегося более окисленной обстановкой, которая препятствует насыщению магм сульфидной серой, происходит накопление халькофильных элементов при дифференциации расплавов (Jenner et al., 2010).

В отличие от ряда типичных районов плюмового магматизма (Гавайи, Исландия, Галапагосы) (Gottfried et al., 1972; Webber et al., 2012), в расплавах района ТСБ не отмечается повышенных концентраций Cu, Ag и Au по сравнению с типичными базальтами СОХ (рис. 2 а, б). Относительно низкие концентрации и общий тренд снижения содержания меди в расплавах в ходе дифференциации базальтов ТСБ соответствует полю составов базальтов СОХ. Сходная систематика установлена для базальтов Самоа (Jenner et al., 2012a). Как магмы ТСБ, так и Самоа отличаются от типичных БСОХ обогащенностью несовместимыми литофильными элементами, имеют изотопно-геохимические признаки участия обогащенного мантийного источника

(Мигдисова, 2012), но не отличаются от БСОХ повышенными содержаниями халькофильных элементов.

На основании комплексного изучения содержания и особенностей поведения летучих, халькофильных и литофильных элементов и изотопных отношений в магмах района ТСБ можно предположить, что сочетание плюмовой и рифтовой геодинамических обстановок, а также длительная история развития района ТСБ привели к формированию неоднородной метасоматизированной обогащенной субокеанической мантии. Возможно, современные «горячие точки» Шона и Буве в районе ТСБ являются не глубинными плюмами, а обогащенными участками мантии. Низкие содержания халькофильных элементов в расплавах ТСБ (на уровне базальтов СОХ) и насыщение расплавов сульфидом указывают на восстановленные условия в области формирования магм, что является нехарактерным для типичных глубинных плюмов и свидетельствует о преобладании рифтовых условий при формировании магм в районе ТСБ.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№: 16-35-60123, 15-05-02086.

1. Danyushevsky, L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *J Volcanol Geotherm Res.* 2001. 110 (3–4). P.265–280.

2. Gottfried, D., Rowe, J.J. and Tilling, R.I. Distribution of gold in igneous rocks. *US Geol. Surv., Prof. Paper.* 1972. 727. 42 p.

3. Jenner F.E., Arculus R.J., Mavrogenes J.A., Dyriw N.J., Nebel O., Hauri E.H. Chalcophile element systematics in volcanic glasses from the northwestern Lau Basin // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* 2012a. V.13.

4. Jenner F.E., O'Neill H.S. Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* 2012b. V.13.

5. Jenner, F.E., O'Neill, H.S.T.C., Arculus, R.J. and Mavrogenes, J.A. The magnetite crisis in the evolution of arc-related magmas and the initial concentration of Au, Ag and Cu // *Journal of Petrology.* 2010. V.51. P. 2445-2464.

6. Li, Y. and Audetat, A. Partitioning of V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Sb, W, Au, Pb, and Bi between sulfide phases and hydrous basanite melt at upper mantle conditions // *Earth and Planetary Science Letters.* 2012. V. 355-356. P. 327-340.

7. Webber, A.P., Roberts, S., Taylor, R.N. and Pitcairn, I.K. Golden plumes: substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction // *Geology.* 2013. V. 41. N. 1. P. 87–90.

8. Мигдисова Н.А. Особенности образования обогащенных толеитовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // *Диссертация, к.г.-м.н.* 2012. 185 с.

9. Сущевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А., Хворов Д.М., Беляцкий Б.В., Каменецкий В.С., Мигдисова Н.А., Сколотнев С.Г. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // *Российский журнал наук о Земле.* 1999. Т.1. №3.

10. Сущевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беляцкий Б.В., Пейве А.А. Образование обогащенных толеитовых магм в пределах западной части Африкано-Антарктического Хребта (Южная Атлантика) // *Геохимия.* 2003. №1. С.3-24.

Распределение естественных радиоактивных элементов во вмещающих и перекрывающих отложениях кимберлитов Зимнебережного района Архангельской области

Яковлев Е.Ю.¹, Киселев Г.П.¹, Дружинин С.В.¹

1 ФГБУН ФИЦКИА РАН, г. Архангельск, e-mail: yakovlev_eu@inbox.ru

К настоящему времени, в применении традиционных методов прогноза и поисков месторождений алмазов, таких как магниторазведка, на территории Архангельской алмазоносной провинции (ААП) наметился определенный кризис, выражающийся в снижении интенсивности аномалий магнитного поля и приближения к уровню геологических помех (Коротков, 2011). Множество других геофизических и геохимических методов, опробованных для решения задачи поисков коренных месторождений алмазов, не продемонстрировали устойчивую эффективность (Бабаянц, 2006). Основными негативными факторами, осложняющими поиски кимберлитов на данной территории являются (Андросов и др., 2004): мощный чехол перекрывающих отложений; скрытый тип разломов, контролирующих размещение кимберлитовых тел; слабая проявленность в физических полях кимберлитов, затрудняющая использование геофизических методов; слабый эрозионный срез трубок; практически полное отсутствие минералов-спутников алмазов. В связи с этим, особую важность приобретает необходимость разработки новых подходов в решении задач поисков месторождений алмазов и внедрения их в практику поисковых работ.

Существующие фактические данные по известным алмазоносным провинциям мира свидетельствуют об эффективности применения радиометрических методов для решения задачи поисков кимберлитовых тел (Ежова, Поляков, 1981; Mwenifumbo, Kjarsgaard, 1999; Контарович, Цыганов, 2000; Цыганов, Контарович, 2004; Киселев, 2005). Однако для Архангельской алмазоносной провинции, которая относится к закрытым поисковым территориям, перспективы применения радиометрических методов для решения проблемы поисков трубок ограничиваются недостаточными данными о характере распределения естественных радиоактивных изотопов на данной территории в условиях развития мощной толщи перекрывающих отложений.

Исследования распределения естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ) во вмещающих и перекрывающих породах выполнены в приделах кимберлитовых трубок Золотицкого и Чидвинско-Ижмозерского полей ААП.

Для установления связи радиоактивных аномалий с кимберлитовыми телами выполнены высокоточные гамма-спектрометрические исследования в карьере кимберлитовой трубки Архангельская Золотицкого поля. По показателю общей радиоактивности вокруг контура трубки формируется контрастная аномалия, распространяющаяся на породы кратерной фации и вмещающие отложения, превышающая по интенсивности гамма-излучения фоновые показатели в среднем в 1,5 – 2 раза. Кимберлиты жерловой части, а также нижнего разреза кратерной фации трубки характеризуется минимальными значениями общей радиоактивности. Для распределения содержания тория, урана и калия характерна аналогичная картина, выражающаяся в формировании аномалий повышенных значений вокруг контура трубки. Концентрация тория в околотрубочном пространстве колеблется в пределах от 8 до 32 ppm. Фоновые значения составляют около 4 – 6 ppm. Концентрация урана в пределах данной области изменяется в среднем от 4 до более 10 ppm при фоновых значениях 2,5 – 3,0 ppm. Содержание калия в пределах исследуемой области изменяется от 1,4 до более 3,4% при фоновых значениях 1,0 – 1,2 %. Однако ореол повешенного и аномального содержания калия имеет несколько более широкую конфигурацию, чем ореолы урана и тория. Приуроченность повышенных содержаний калия к околотрубочному пространству не очевидна. Участки с повышенными значениями содержания калия отмечаются как в вендских, так и четвертичных образованиях. Однако участок с

аномальным содержанием калия (до 3,4 %) приурочен к околотрубочному пространству и локализован в вендских отложениях в северной части трубки.

Размеры ореолов составляют около 2 диаметров трубки. Концентрирование ЕРЭ в околотрубочном пространстве кимберлитовых тел, вероятнее всего, происходило двумя путями. На первом этапе накопление радиоактивных элементов могло происходить в результате формирования восстановительных условий в околотрубочном пространстве под действием щелочных флюидов в процессе внедрения кимберлитовой магмы. Кимберлитовое тело при этом выступало в качестве геохимического барьера. Подтверждением этого выступают результаты исследования радиационных дефектов в кварце кратерных песчаников, вмещающих пород венда и перекрывающих карбона на трубке Архангельская (Васильев, 2010; Зарипов, 2014). Повышенные значения концентраций радиационных дефектов в кварце песчаников венда связываются с инфильтрационным палеонакоплением урана в восстановительных условиях формирующихся вокруг трубки (Зарипов, 2014). Возраст урановой минерализации по радиационным дефектам 370 млн лет, соответствующий возрасту становления Золотицких кимберлитовых трубок. Второй причиной выступает структурно-геологическая позиция кимберлитовой трубки Архангельская, определяющая современный этап концентрирования радиоэлементов в околотрубочном пространстве. Современный этап накопления урана устанавливается по резкому неравновесию изотопного отношения урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, установленным в ходе настоящих исследований. Отклонение от равновесия изотопной пары ^{234}U и ^{238}U свидетельствует миграции дочернего изотопа за последние 1 млн лет, поскольку избытки ^{234}U сохраняются не более 10 периодов полураспада урана-234. В карьере трубки Архангельская установлены локальные тектонические элементы, сопровождающие экзоконтакты кимберлитов (Васильев, 2010, Игнатов и др., 2012). Трубку ограничивают зоны милонитов и крутопадающей трещиноватости, включающей малоамплитудные взбросы и просадочные сбросы, сопровождаемые осветлением красноцветных пород по трещинам (Васильев, 2010, Игнатов и др., 2015). Развитие зон трещиноватости, ограничивающих трубку Архангельская, по всей видимости, привело к проникновению инфильтрационных вод в водоносные горизонты вендских отложений и изменению гидрохимического режима подземных вод, в результате которого произошло осаждение урана и миграция изотопа ^{234}U . Подобные процессы накопления радиоактивных элементов должны наблюдаться и в пределах кимберлитоконтролирующих разломов, поскольку нарушение сплошности залегания отложений также может создавать условия проникновения инфильтрационных вод и смешения их с минерализованными подземными водами, которое приводит к образованию геохимического барьера. Установление радиогеохимических особенностей кимберлитоконтролирующих разломов требует отдельного внимания, поскольку к настоящему времени таких данных нет, как и нет данных об общей геохимической специализации разломов (Кутинов, Чистова, 2004). Однако представляется вероятным, что кимберлитоконтролирующие разломы будет отражаться в результатах наземных гамма-спектрометрических съемок, учитывая гидрогеологические условия территории. Узлы и зоны тектонических нарушений сопровождаются подъемом вод венда, снижение минерализации которых должно происходить в зоне контакта с пресными водами карбона и палеозоя (Кутинов, Чистова, 2004). Зоны и узлы разломов ААП выделяются геохимическими аномалиями, что подтверждается данными геохимических съемок (Главатских, 1992).

Образование в перекрывающих отложениях радиоактивных аномалий может быть приурочено к кимберлитовым трубкам и контролирующим их размещением разломам. Если по зонам разломов осадочного чехла происходит восходящая миграция ЕРЭ, то это может приводить к формированию ореолов радиоактивных элементов в верхних горизонтах перекрывающих кимберлитовые тела, которые могут быть зафиксированы наземными исследованиями. Указанные предпосылки находят свое доказательство в результатах гамма-спектрометрической съемки выполненной нами на территории Золотицкого и Чидвинско-Ижмозерского полей ААП.

Суммарная интенсивность гамма-излучения в пределах Золотицкого поля изменяется от менее 200 до 2800 cps (Киселев и др., 2013). Кимберлитовые трубки в целом приурочены к

протяженным структурным зонам, выделяемым в общем гамма-поле. Фоновое содержание калия в пределах исследуемой области изменяется от 1 до 1,5 %. В пределах трубок этот показатель возрастает до 4 %. Территория Золотицкого поля в целом обеднена ураном и характеризуется сложным характером распределения данного элемента по площади. Концентрация урана колеблется от 1 до 4 ppm, достигая на отдельных участках значений 7-8 ppm. Фоновые значения концентрации тория на территории Золотицкого поля находятся в пределах 2-3 ppm. В пределах кимберлитовых трубок концентрация тория, как правило, значительно повышается от 12 до 30 ppm. Характер распределения тория в целом пространственно повторяет картину распределения калия.

В связи с развитием на территории Золотицкого поля перекрывающих четвертичных и каменноугольных отложений мощностью более 10 метров по показателю суммарной интенсивности гамма-излучения создается большое количество аномалий. В связи с этим, важным при проведении гамма-спектрометрических исследований обратить внимание на характер распределения калия и тория, поскольку их площадное распределение в целом идентично, а также применить аддитивный или мультипликативный показатели для усиления аномального эффекта и снижения количества помех.

Распределение аддитивного или мультипликативного показателей по торию, калию и урану представлено. Применение данных показателей позволило значительно уменьшить число радиометрических помех, не связанных с кимберлитами. В пределах исследуемой площади все трубки сопровождаются аномальными значениями этих параметров.

Радиометрические аномалии соединяются в структурные зоны и приобретают более выраженный линейный субмеридиональный характер, совпадающий с направлением главных кимберлитоконтролирующих разломов Золотицкого поля, при этом кимберлитовые трубки в структурных зонах выделяются наиболее контрастными значениями. Этот факт указывает на то, что, несмотря на закрытость территории, обусловленную развитием толщи перекрывающих отложений, существует восходящая вертикальная миграция радиоактивных изотопов по разломам, контролирующим размещение кимберлитов.

В пределах данного поля была изучена трубка Чидвинская ввиду того, что это единственная на территории ААП трубка, выходящая на дневную поверхность. Средняя мощность перекрывающих четвертичных отложений (~9 м). В пределах северного столба трубки мощность четвертичных отложений не превышает 1,5 м.

Общая радиоактивность пород изменяется в широких пределах от 172 до 1585 cps. Пространственное распределение повышенных значений общего гамма-излучения верхних горизонтов в районе трубки Чидвинской образует линейную аномалию северо-восточного простирания, выходящую на пределы контура трубки и совпадающую с направлением кимберлитоконтролирующего разлома. Пространственная картина распределения калия в целом идентична показателю суммарной интенсивности гамма-излучения и образует области повышенных значений в пределах контура. Концентрация тория в районе трубки Чидвинская варьирует в пределах 0,5 – 14,0 ppm. Максимальные значения тория локализованы на небольших по площади участках и расположены, в основном, в пределах контура трубки. Концентрация урана изменяется от менее 0,4 до 4,6 ppm. Характер распределения урана не однозначен. Явной пространственной приуроченности к контуру трубки не наблюдается.

В целом, трубка Чидвинская выделяется повышенными значениями гамма-поля, а также содержанием калия на фоне вмещающих отложений.

Проведенные исследования показали в пределах Золотицкого и Чидвинско-Ижмозерского полей ААП, что повышенные концентрации радиоэлементов в околотрубочном пространстве формируют аномалии гамма-поля в перекрывающих трубки отложениях. Пространственная картина распределения ЕРЭ имеет выраженный линейный субмеридиональный характер, совпадающий с направлением главных кимберлитоконтролирующих разломов. Проведенные исследования создают хорошие предпосылки применения высокоточных радиометрических методов для поисков коренных источников алмазов на территории ААП.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 16-35-00153 мол_а.

1. Андросов Е.А., Вержак В.В., Ларченко В.А. и др. О структурном контроле размещения кимберлитовых тел на примере Архангельской кимберлитовой провинции. В сб. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы-50). СПб. ВСЕГЕИ. 2004. С. 9-18.
2. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Зубов Е.И. и др. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений твердых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 2006. № 5. С. 18-26.
3. Васильев И.Д. Геологические структуры в околотрубном пространстве трубки Архангельская и их использование для поисков коренных месторождений алмазов в Зимнебережном районе. Автореф. кандидатской дис-ции. М. МГРИ-РГГРУ. 2010.
4. Главатских С. П. Геохимические критерии и методы поисков алмазоносных кимберлитов (на примере Архангельской кимберлитовой провинции). Автореф. кандидатской дис-ции. М. 1992. 211 с.
5. Ежова М.П., Поляков В.А. Способ поиска кимберлитов в районах проявления кимберлитового магматизма // № SU 970 986, Изобретения СССР, 1981.
6. Зарипов Н.Р. Первые данные по радиационным дефектам в осадочных породах Зимнебережного района Архангельской области. // Науки о Земле. Современное состояние. Мат. II Всероссийской молодеж. научно-практической школы-конференции. Новосибирск: НГУ. 2014.
7. Игнатов П.А., Болонин А.В., Васильев И.Д. и др. Складчатые и разрывные деформации во вмещающих и перекрывающих толщах в карьере кимберлитовой трубки Архангельская // Руды и металлы. № 1. 2012. С. 42-48.
8. Игнатов П.А., Зарипов Н.Р., Ким. В. и др. Типы осветленных красноцветных кимберлитовмещающих пород венда-кембрия Зимнебережного района Архангельской области // Геология и разведка. Известия вузов. №2. 2015. С. 15-21.
9. Контарович Р. С., Цыганов В.А. Проблемы и перспективы развития геофизических технологий при поисках коренных месторождений алмазов. // Геофизика. 2000. № 4. С. 52-57.
10. Коротков Ю.В. К вопросу о выделении и отслеживании разрывных нарушений по характерным изменениям проводимости в толщах осадочных отложений // Геофизические исследования, 2011 Т. 12. № 4. С. 81-92.
11. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ИЭПС УрО РАН, ИПП «Правда Севера». 2004. 281 с.
12. Цыганов В.А., Контарович Р.С., Могилевский В.Е. и др. Современные аэрогеофизические технологии – как основа геологических и прогнозно-минерогенических карт нового поколения // Сб. научных трудов «Конгресс выпускников геологического факультета МГУ 26 мая 2004 г.» 2004. С 151-158.
13. Mwenifumbo, C.J., Kjarsgaard, B.A. Gamma-ray logging and radioelement distribution in the Fort à la corne kimberlite pipe 169 // Exploration and Mining Geology, 8 (12), 1999. P. 137-147.

Анонс конференций ИГЕМ РАН, 2017

III МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ "ГЛИНЫ, ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И СЛОИСТЫЕ МАТЕРИАЛЫ"

3D INTERNATIONAL CONFERENCE "CLAYS, CLAY MINERALS AND LAYERED MATERIALS - CMLM2017"

Место проведения: г. Архангельск

Даты проведения: 4-8 сентября 2017 г.

Информация и контакты: ruclay.com, e-mail: krupskaya@ruclay.com

XVIII МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ»

Место проведения: г Москва, Борок

Даты проведения: конец сентября 2017 г.

Информация и контакты: www.igem.ru

VII РОССИЙСКАЯ МОЛОДЁЖНАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ ШКОЛА С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ «НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ»

Место проведения: ИГЕМ РАН, г Москва

Даты проведения: ноябрь 2017 г.

Информация и контакты: www.igem.ru, e-mail: oregeology@yandex.ru

Научное электронное издание

Коллектив авторов

Материалы Шестой Российской молодежной научно-практической Школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 28 ноября – 02 декабря 2016 г.

Подписано к использованию: 21.11.2016
Объем издания 31Мб. Тираж 100 экз.

ISBN 978-5-88918-042-5

Гарнитура Times New Roman

ISBN 978-5-88918-042-5



9 785889 180425

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской
академии наук
(ИГЕМ РАН)
119017, Москва,
Старомонетный пер., 35