ИГЕМ РАН
СМУиС ИГЕМ РАН

НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

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

Научное электронное издание

25 - 29 ноября 2019 г.
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 рудообразования

Девятая Российская молодёжная научно-практическая школа с международным участием

25 – 29 ноября 2019 г.

Москва-2019

УДК 553+552+548/549+550.4+550.3+502/504+550.93
ББК 26.3
Н 74

Новое в познании процессов рудообразования: Девятая Российская молодёжная научно-практическая Школа с международным участием, Москва, 25-29 ноября 2019 г. Сборник материалов - Электрон. дан. (1 файл: 45 Мб) - М.: ИГЕМ РАН, 2019.

В сборнике представлены материалы Девятой Российской молодежной научно-практической Школы 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 Девятой Школы – знакомство студентов, аспирантов и молодых специалистов с новейшими достижениями в изучении процессов рудообразования.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (РФФИ), проект № 19-05-20149

Редакторы: В.А. Петров, Е.Е. Амплиева, С.А. Устинов, Е.В. Ковальчук, С.В. Ковригина

ISBN 978-5-88918-055-5

© Коллектив авторов, 2019
© ИГЕМ РАН, 2019
© СМУиС ИГЕМ РАН, 2019

Организаторы

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

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

При поддержке:

Отделение наук о Земле Российской академии наук

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

Российский Фонд Фундаментальных Исследований (РФФИ)

Российское минералогическое общество (РМО)

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

The Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA)

ООО «Склад Для Вас», г. Москва, Россия

«РУЗСКАЯ ЯШМА», г. Руза, Московская область

Организационный комитет

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

Заместитель председателя программного комитета: Амплиева Е.Е., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Члены программного комитета:

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

Белогуб Е.В., д.г.-м.н., ИМин УрО РАН, г. Миасс

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

Викентьев И.В., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

Вымазалова А., Dr., Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic

Каргин А.В., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

Крупская В.В., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

Леонтьев В.И., к.г.-м.н., Горный университет, г. Санкт-Петербург

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

Наумов Е.А. к.г.-м.н., ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

Перцев А.Н., д.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

Плотинская О.Ю., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

Рихванов Л.П., профессор, д.г.-м.н., ТПУ, г. Томск

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

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

Черкашёв Г.А., д.г.-м. н., ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург

Заместитель председателя организационного комитета Устинов С.А., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Члены организационного комитета:

Андреев А.А., ИГЕМ РАН, председатель СМУиС ИГЕМ РАН

Гусева А.С., ИГЕМ РАН

Жиличева О.М., к.г.-м.н., ИГЕМ РАН

Ковальчук Е.В., ИГЕМ РАН

Ковригина С.В., ИГЕМ РАН

Комаров Вл.Б., ИГЕМ РАН

Комарова М.М., ИГЕМ РАН

Котов А.А., ИГЕМ РАН

Лексин А.Б., ИГЕМ РАН

Мурашов К.Ю., ИГЕМ РАН

Усачева А.А., ИГЕМ РАН

Языкова Ю. И., ИГЕМ РАН

Оглавление

Организаторы 4

Организационный комитет....6

Оглавление....7

Тезисы докладов пленарных лекций....18

Hydrothermal partitioning of rare earth elements (REE): from fluids to ore deposits

Alexander Gysi....19

Природа окраски нового ювелирно-поделочного камня – Райизита (ЯНАО)

Николаев А.Г., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М. Низамова А.В. 20

Возможность достигать «новых рубежей» познания благодаря Д.С. Коржинскому

Расс И.Т. 23

Применение полевых тектонофизических методов для решения задач рудной геологии

Сим Л.А. 25

Тезисы докладов молодых учёных 27

Анализ распределения Cs-137 и основных почвенных характеристик в корнеобитаемом слое сельскохозяйственных растений Тульской области

Азарова Е.С. 28

Об эффективности применения электромагнитных импульсных воздействий для модифицирования физико-химических и технологических свойств алмазов

Анашкина Н.Е. 32

Рудная минерализация гидротермально-бактериальных трубчатых строений из терригенно-вулканической толщи верхнего триаса Горного Крыма

Лысенко В.И., Андрюшин Д.С., Королева В.А. 36

Теллуриды и самородные металлы Новотемирского железорудного проявления (Восточно-Магнитогорская мегазона, Южный Урал)

Анкушев М.Н., Блинов И.А., Артемьев Д.А., Медведева П.С., Алаева И.П., Шагалов Е.С. 40

Условия образования золото-сульфидно-кварцевого месторождения Барсучий (Северо-Восточная Тува)

Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Прокопьев И.Р., Редина А.А. 43

Использование ГИС для оценки транспортной доступности участков недр на территории Алтае-Саянской складчатой области.

Антонец А.В.[1] 46

Новые данные о геолого-структурных особенностях золоторудных месторождений Ожерелье, Ыканское, Угахан и Голец Высочайший

Бабяк В.Н., Будяк А.Е., Тарасова Ю.И. 49

Исследование состава рудообразующих флюидов на месторождении Высокогорское, Дальний Восток посредством изучения флюидных включений в кварце51

Балашов Ф.В. 51

Выращивание, морфология и особенности распределения примеси галлия и германия в кристаллах (Ga-, Ge)-содержащего топаза

Балицкий В.С., Балицкая Л.В., Пущаровский Д.Ю., Сеткова Т.В., Квас П.С., Некрасов А.Н., Бубликова Т.М., Нестерова В.А. 54

Особенности химического состава ксенокристаллов граната из концентрата тяжелой фракции кимберлитовой трубки «Электра», Якутия

Батурин Л.С., Резвухин Д.И. 57

Особенности минерального состава и условий образования слабозолотоносных аргиллизитов участка «Комплексный» Кайэнмываамского рудного узла (Чукотский АО)

Белоусов П.Е., Вольфсон А.А., Карелина Н.Д. 61

Рудоконтролирующие структурные парагенезы и термодинамические условия образования кварца на крупных орогенных золоторудных месторождениях Яно-Колымской провинции - Дражное, Декдекан, Наталка и Павлик

Беркелиев И.Т., Аристов В.В., Савчук Ю.С., Петров В.А., Кулаков Ф.В., Мурашов К.Ю. 64

Характеристика самородного золота одного из месторождений Камчатского края

Болдырева Е.С., Торбеева Т.С. 69

Песчаники басинской свиты венда Южного Урала, особенности состава и условий их формирования

Бояркин С.А., Азнабаева Р.Ф. 73

Закономерности гетерогенного распределения редких элементов в закалённых сульфидных твёрдых растворах руд горы Рудная, Норильск 1

Бровченко В.Д., Служеникин С.Ф., Ковальчук Е.В., Ковригина С.В., Юдовская М.А. 76

Первые данные о минералах ЭПГ в рудах Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения.

Буханова Д.С. 79

Роль щелочной пирокластики в формировании редкометалльных углей Минусинского и Кузнецкого бассейнов

Вергунов А.В. 81

Минеральный состав и последовательность формирования руд Бугдаинского Mo(W)-золотосодержащего порфирового месторождения (Восточное Забайкалье)

Веснин В.С.[1], Мокрушников В.П. 83

Кристаллохимия и физические свойства синтетического аналога минерала ярошевскит

Владимирова В.А., Сийдра О.И. 86

Определение типа источника россыпей водотоков низких порядков на основе вещественных и геолого-геоморфологических признаков

Владимирцева О.В. 89

Минералого-геохимические особенности и происхождение горнблендитов из ксенолитов в девонских эффузивах Припятского палеорифта (Беларусь)

Волкова Г.Д., Носова А.А., Сазонова Л.В., Возняк А.А., Юткина Е.В., Аносова М.О., Тихомирова Я.С., Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г. 93

Процессы выветривания и их влияние на технологические свойства титаномагнетитовых руд

Володина Ю.В. 98

Типы сульфидного оруденения в Ценральной Атлантике

Габлина И.Ф. 101

Особенности состава силикатных минералов ультрамафитов Узянского Крака (Южный Урал)

Гатауллин Р.А., Савельев Д.Е. 105

Границы смесимости фаз в системе Pd-Bi-Te при температуре 450°C

Герингер Н.В., Евстигнеева П.В., Никольский М.С., Некрасов А.Н., Ковальчук Е.В., Vymazalová A., Чареев Д.А. 108

Батиметрия и мощность донных осадков по данным георадиолокации

Гинга М.С., Григорьева С.Д. 111

Флюидные включения в кварце золоторудных проявлений центральной части Хаутаваарской структуры (Южная Карелия)

Гордон Ф.А. Дмитриева А.В. 113

История развития 2D интерпретации данных магнитотеллурического зондирования

Гришков Г.А., Новиков П.В. 117

Ключевые факторы формирования контактового платинометалльного оруденения в палеопротерозойском Мончегорском комплексе, Кольский регион

Грошев Н.Ю. 119

Результаты микротермометрических исследований планарных систем флюидных включений в породах месторождения Антей в контексте изменения тектонической обстановки

Гусева А.С., Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В., Прокофьев В.Ю. 121

Извержение вулкана Безымянный 20 декабря 2017 года: оценки P-T-fO_2 параметров кристаллизации магм

Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. 125

Характер распределения детритовых и аутигенных минералов в торфяной залежи восточной части Васюганского болота (Западная Сибирь)

Даулетова А.Б., Рудмин М.А., Рубан А.С., Мазуров А.К. 127

Золотое оруденение Центральных Кызылкумов: минералого-геохимическая характеристика и их поисковое значение

Джурабаев А.Б., Амиров Э.М., Оролов А.К., Садиров Р.М. 130

Растворимость серебра в концентрированных растворах NaCl (до 50 вес %) при 425 – 450 °C и давлении 0.5 – 1 кбар: эксперимент и расчёт

Дягилева Д.Р., Трофимов Н.Д., Зотов А.В. 134

Исследование электронного состояния платины в двойных соединениях методами рентгеновской спектроскопии поглощения и квантово-химических расчетов

Евстигнеева П.В., Тригуб А.Л., Чареев Д.А., Никольский М.С., Некрасов А.Н., Тагиров Б.Р. 138

Ассоциация минералов платиновой группы в породах месторождения Лойпишнюн Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия)

Еременко Е.Г., Борисенко Е.С. 143

Физико-химические условия образования халькогенидов серебра на эпитермальных месторождениях Северо-Востока России

Журавкова Т.В., Пальянова Г.А. 145

Хлориты месторождения золота Муртыкты (Ильинское рудное поле, Башкортостан)

Заботина М.В., Чухарева Н.С. 149

Халькогениды золота в системе Au-S-Se-Te: экспериментальные и природные данные

Зинина В. Ю., Пальянова Г. А. 154

К минералогии ореолов пропаривания Мутновского геотермального резервуара (Южная Камчатка)

Зобенько О.А., Округин В.М., Чернев И.И. 158

Особенности строения Нижнего расслоенного горизонта на участке малосульфидного платинометалльного месторождения Северный Каменник

Иванов А.Н., Грошев Н.Ю., Корчагин А.У. 162

Петрография мезозойских щелочных пород массивов Северный Босхо, Западный Босхо и Верхний Хохой (Верхнеамгинский район, Алдано-Становой щит)

Иванов М.С., Иванов А.И., Лоскутов Е.Е., Кравченко А.А. 165

Первые результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований циркона из редкометальных гранитоидов Тургинского массива (Восточное Забайкалье)

Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Сырицо Л.Ф. 168

Характеристика продуктивной (U-Mo-Re) части разреза бобриковского горизонта Подмосковного буроугольного бассейна

Кайлачаков П.Э. 170

Ga^{3+} - содержащие системы, образованные в гидротермальных условиях - силикаты и алюмосиликаты

Калинин Г.М., Ковальская Т.Н., Варламов Д.А., Котельников А.Р. 174

Оценка химического состава включений гранатов в алмазах по данным Рамановской спектроскопии

Калугина А.Д., Зедгенизов Д.А 176

Сравнительная характеристика примесных элементов в касситеритах Пыркакайских оловорудных штокверков

Капарушкина Т.С. 178

Влияние процессов фракционной кристаллизации и ассимиляции на состав ильменита в кимберлитах (пример Архангельской алмазоносной провинции, Россия)

Каргин А.В., Пересецкая Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В. 181

Сухопитское проявление – новый крупный объект свинцово-цинковых руд на Енисейском кряже

Касикова Т.И., Дмитриев Г.А. 185

Радиоактивные элементы в лампрофирах Алтае-Саянского региона

Кенесбаев Б.К. 189

Циркон и рутил в габбро-пегматитах Боярского массива Беломорской провинции Фенноскандии: строение, состав и условия кристаллизации

Кервинен А.В., Егорова С.В., Ковальчук Е.В., Степанова А.В. 192

Интрузив круглогорского типа в западном обрамлении Хараелахского интрузива: геологическое строение, петрохимические и изотопно-геохимические особенности195

Кетров А.А. 195

Интеллектуальная геоинформационная система управления технологическим процессом пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов филиала «Северский» ФГУП «НО РАО»

Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А. Кузнецов Д.Н. 199

Неравномерность накопления радиоактивно загрязнённых наносов на пойме р. Локны как фактор пространственной дифференциации мощности дозы гамма-излучения

Комиссарова О.Л., Иванов М.М., Кошовский Т.С., Цыплёнков А.С. 201

Предварительные данные по минеральному балансу элементов платиновой группы в малосульфидном горизонте верхнего эндоконтакта интрузива Норильск 1

Кондрикова А.П., Служеникин С.Ф., Гриценко Ю.Д.....205

Структурные особенности месторождений Кропоткинского золоторудного узла (Бодайбинский район)

Котов А.А., Мурашов К.Ю.....209

Форма и строение агрегатов малахита, синтезированного в низкоконцентрированных аммиачных растворах

Крикунова П.В., Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Некрасов Н.А. 211

Изотопный состав серы сульфидов, кислорода кварца и осмия самородного золота Хангаласского рудного узла (Северо-Восток России)

Кудрин М.В., Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Тарасов Я.А.....214

Системный анализ прогнозных и поисковых критериев медно-порфировых месторождений

Кусаинова А.Б. 217

Геолого-экономические факторы развития транспортно-коммуникационных сетей Центральной России на основе оценки минерально-ресурсного потенциала и анализа распределения стратегически значимых полезных ископаемых

Лаломов А.В., Чефранов Р.М.....219

Геолого-генетические модели золотого оруденения Центрально-Алданского рудного района: новые данные (Южная Якутия)

Леонтьев В.И. 221

Интерпретация геофизических полей средствами ArcGIS с целью выделения линейных структур на примере Верхнеамгинскиго района, Алдано-Становой щит

Лоскутов Е.Е., Кравченко А.А.....222

Псевдоморфозы теннантита по тетраэдриту в золоторудном месторождении Дарасун (Восточное Забайкалье): пример реакции растворения-переотложения.

Любимцева Н.Г.....225

Влияние состава материнских пород на распространенность месторождений бокситов в провинции Фута Джалон-Мандинго

Макарова М.А., Мамедов В.И., Внучков Д.А. 229

Эклогиты Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (на примере района Гридино)

Максимов О.А. 233

Потоки рассеяния Дукатской золото-серебряной рудообразующей системы: состав и строение аномальных геохимических полей, критерии поисков и оценки (Северо-Восток России)

Макшаков А.С., Кравцова Р.Г., Татаринов В.В. 237

Джаспероиды и их связь с формированием золоторудной и сурьмяно-ртутной минерализаций на Sb-Hg-Au месторождении Чаувай (Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс, Киргизия)

Малютина А. В., Неволько П. А., Фоминых П. А.....241

Прогнозно-поисковые признаки новых крупнообъемных золотосульфидных рудопроявлений на Енисейском кряже

Мансуров Р.Х. 244

К вопросу о типоморфизме россыпного золота реки Кенгкеме (Восток Сибирской платформы)

Мартенс Е.О., Леонтьев В.И., Терехов А.В. 248

Палеопротерозойский эруптивный центр. (Северная Печенга)

Межеловская С.В., Приступов Е.А. 251

Особенности химического состава хромшпинелидов ультрамафитов Узянского Крака (Южный Урал).

Минибаев Н.Р., Савельев Д.Е. 253

Некоторые современные подходы к решению общих философско-методологических проблем геологического познания: от проблемы ограниченности эксперимента к проблеме интерпретации

Миронов В.А. 256

Особенности геологического строения и платинометалльного оруденения Южносопчинского массива, Мончегорский комплекс, Кольский регион

Мирошникова Я.А., Грошев Н.Ю., Рундквист О.В. 260

Магнетит-ильменит-шпинелевые агрегаты в амфиболовых габбро Серебрянского камня

Михайлов В.В., Козлов А.В., Степанов С.Ю., Шиловских В.В. 263

Минеральный состав и изотопные характеристики руд Быстринского золото-медно-железо-скарнового месторождения (Восточное Забайкалье)

Мокрушников В.П., Редин Ю.О., Гибшер А.С., Дульцев В.Ф. 267

Использование данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) для выявления структурных элементов, контролирующих золотое оруденение, на примере перспективных площадей в Респ. Саха и Магаданской области

Муравьев В.С., Бондаренко Н.В., Гвоздева И.А. 271

Полиформационные метасоматиты золоторудного месторождения Кекура, Западная Чукотка

Нагорная Е.В., Волкова М.М., Калько И.А., Джеджея Г.Т., Кошлякова Н.Н., Комарова М.М. 273

Результаты исследования минерального выполнения микроструктур в породах месторождения Антей с помощью сканирующей электронной микроскопии

Нафигин И.О., Устинов С.А., Петров В.А., Дойникова О.А. 276

Условия образования свинцово-цинковых месторождения рудного поля Чо Дон – Чо Диен Северного Вьетнама по данным анализа флюидных включений и изотопии свинца

Нгуен З.Х., Игнатов П.А., Прокофьев В.Г., Раткин В.В., До М.Ф. 280

Строение пикритовых габбро-долеритов центральной части Октябрьского месторождения (Норильский рудных район) в связи с проблемами их генезиса

Нестеренко М.Р. 283

Ga,Ge-содержащий турмалин – выращивание и исследование при давлении до 20 ГПа

Нестерова В.А., Сеткова Т.В., Спивак А.В., Пущаровский Д.Ю., Захарченко Е.С., Боровикова Е.Ю., Балицкий В.С., , Квас П.С. 287

Связь гранулометрии и морфологии золота с глубинностью образования гидротермальных месторождений

Никанюк Т.С., Мальцева Г.Д. 290

Состав золота и характер его изменения в процессах образования россыпей Среднего и Северного Урала, связанных с различными генетическими типами коренных источниками

Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. 293

Исследование взаимосвязи минерального состава кимберлитовых руд трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская» и продуктов их обогащения в условиях липкостной сепарации

Подкаменный Ю.А. 297

Развитие методики U-Th-He датирования пирита: измерение содержания урана и тория на ИСП MC Element XR

Подольская М.М., Якубович О.В. 301

Мелилит в породах Чикского щелочного массива (Сангиленское нагорье, респ. Тыва)

Поляков Н.А., Никифоров А.В., Сугоракова А.М. 304

Минералогические и геохимические особенности карстовых и брекчиевых руд на месторождениях Нижнеякокитского рудного поля (Центрально-Алданский рудный район)

Попов А.К., Желобанов М.А. 308

Результаты изотопного изучения гранитоидов Западного Забайкалья

Рампилов М.О., Рипп Г.С., Рампилова М.В., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Посохов В.Ф. 310

Турмалин-содержащие жилы месторождения золота Муртыкты, Южный Урал, Башкортостан

Рассомахин М.А. 312

Минералогический очерк пегматитовых жил Светлинского пегматитового поля

Ратьковский Г.Е., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Беленков Н.Б. 315

Сульфидно-платинометальные ассоциации метасоматизированных рудоносных пород худолазовского дифференцированного комплекса, Южный Урал

Рахимов И.Р., Вишневский А.В. 319

Влияние давления, температуры и водного флюида на фазовые отношения в гранитной системе

Русак А.А., Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О., Котельников А.Р., Бычков А.Ю. 324

Геолого-структурные особенности локализации благородного оруденения в пределах Пуркикитской площади (Хабаровский край)

Рыбин И.В. 327

Закономерности размещения полезных ископаемых на территории Муштинской рудной зоны (Кабардино-Балкарская республика)

Рыбин И.В. 329

Минералого-петрографические и термобарогеохимические особенности золотоносного кварца Таяхтахской перспективной площади (Магаданская область)

Рыбин И.В. 332

Исследование вековой вариации геомагнитного поля по данным обсерваторий «Киев» и «Львов» украинского сектора сети INTERMAGNET

Рябова С.А. 335

Исследование гидротермально-метасоматической зональности методом UV-Vis-NIR спектроскопии по керну скважин на медно-порфировом месторождении Малмыж (Дальний

Восток России)

Саранчин А.В., Рассулов В.А., Березнев М.В., Калинин Е.А. 339

Характеристика околорудных метасоматитов как свидетельств рудообразующего процесса на примере крупного золоторудного месторождения Зун-Холба (Восточный Саян)

Сарсекеева Э.М., Якич Т.Ю. 342

Минералы группы шпинели из контактово-метаморфизованных ультрамафит-мафитовых пород интрузии Седова Заимка (Колывань-Томская складчатая зона, Россия)

Светлицкая Т.В., Фоминых П.А. 346

Рудно-метасоматическая зональность рудного участка Свобода Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения

Свистунов В.В. 350

Вертикальное распределение концентраций TiO_2 в рудных песках редкометально-титанового месторождения Гораи (Мозамбик)

Селиванов П.В., Лаломов А.В. 352

Петрологическое и экспериментальное изучение сиенитизиции тоналитовых гнейсов на примере массива Мадиапала, комплекс Лимпопо, ЮАР

Селютина Н.Е., Сафонов О.Г., Варламов Д.А. 354

Условия педогенного минералообразования в глеевых дерново-солоди и солоди темногумусовой (северная часть Ишимской равнины)

Семенков И.Н., Крупская В.В. 357

Хромит из ксенолитов хромитоносных пород горы Кумужья, Мончегорский комплекс, Россия

Сидельников М.В., Сущенко А.М., Грошев Н.Ю. 361

Минералого-геохимическая характеристика колонки лиственитов Березовского месторождения.

Сидорова Н.В. 365

Геологические условия образования благороднометальной минерализации в Балыгычано-Сугойском прогибе

Соболев А.В., Колова Е.Е. 368

Антропогенные карбонаты как индикатор техногенного воздействия на гидросферу (на примере хвостохранилищ горнодобывающих предприятий)

Соктоев Б.Р., Фархутдинов И.М., Рихванов Л.П. 372

Состав и генезис реакционных кайм вокруг гранатов в неизмененном ксенолите деформированного перидотита из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (Якутия, Россия)

Соловьев К.А., Шарыгин И.С., Головин А.В. 375

Минеральные включения в природных стеклах как индикаторы условий их генезиса.....378

Соловьева А. Д., Золотарев А. А., Пономарева Н. И., Бочаров В. Н. 378

Основание нижнего рифея в пределах Южного Урала и Волго-Уральской области.....380

Солодова С.А. 380

Математическое моделирование роста кристаллов циркона.....385

Сорокин М.А., Мельник О.Э. 385

Минеральная форма редкоземельных элементов в морских ооидовых железняках 386

Сорокина А.М., Рева И.В., Рудмин М.А., Даулетова А.Б. 386

Признаки шокового метаморфизма в обрамлении массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район): данные петрографических и петрохимических исследований вмещающих пород.....390

Сосновская М.А., Нерович Л.И., Грошев Н.Ю., Ильченко В.Л. 390

Особенности морфологии рудного тела Ново-Учалинского месторождения (Ю.Урал).....394

Спирина А.В. 394

Химический состав и природа гранатовой минерализации в жильных силикатно-карбонатных породах, пространственно сопряженных с Кусинско-Копанским габбровым интрузивом, Южный Урал

Стативко В.С., Степанов С.Ю., Шагалов Е.С. 397

Перовскитовая минерализация в силикатно-карбонатных жильных породах, пространственно сопряжённых с Кусинско-Копанским габбровым интрузивом, Южный Урал

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шагалов Е.С., Минервина Е.А. 402

Расслоенный интрузив Фёдоровой тундры, Кольский регион, Россия: термальная история базального контакта

Степенщиков Д.Г., Грошев Н.Ю. 406

Петрографические и геохимические данные палеопротерозойских отложений Ходоканского рудного поля (Бодайбинский район)

Степченко В. В. 410

Шешенкаринское рудное поле в Центральном Казахстане: перспективы обнаружения золото-медно-полиметаллического месторождения

Султанов Г.Д., Вихлянцев А.А., Исмаилов Х.К.....413

Новые данные о геохимии горячих источников в северо-западном регионе Вьетнама

Сырбу Н.С. 417

Химическое состояние Hg в синтетических кристаллах Hg-сфалерита и Zn-метациннабарита по данным рентгеновской спектроскопии поглощения

Тонкачеев Д.Е., Чареев Д.А., Тагиров Б.Р., Меркулова М.В., Тригуб А.Л., Викентьев И.В., Ковальчук Е.В. 421

Долина р.Волги от Углича до Рыбинска: всё ли скрывают воды водохранилищ?

Третниченко А.С., Баранов Д.В. 425

Минералого-петрографические и геохимические особенности Келейногубского массива Беломорской провинции Фенноскандинавского щита

Устинова В.В. 429

Формы нахождения тяжелых естественных радионуклидов в серогумусовом горизонте дерново-подзолистой почвы

Ушакова Т.Ю. 431

Генетические особенности формирования корунд-содержащих ксенолитов «Рыжая незнакомка» и «Кукисвумчорр» Хибинского щелочного массива: новые изотопно-геохимические данные

Филина М.И., Сорокина Е.С., Сомсикова А.В., Лютцков О.Е., Кузьмина Т.Г., Ромашова Т.В.....434

Типоморфизм и источники питания самородного золота аллювиальных россыпей Северо-Западного Салаирского кряжа

Фоминых П.А., Неволько П.А. 436

Экспериментальное изучение изменения физико-химических и флотационных свойств галенита и кальцита при воздействии электромагнитных импульсов высокого напряжения

Хабарова И.А. 439

Условия, возраст и продолжительность формирования Олимпиадинского золоторудного месторождения

Хоменко М.О., Бульбак Т.А., Гибшер Н.А., Шапаренко Е.О. 441

Международная полевая вулканологическая школа на Камчатке

Хубаева О.Р., Избеков П.И., Гордеев Е.И., Назарова М.А., Бергаль-Кувикас О.В. 444

Микротопохимия сульфидной биоморфозы медноколчеданного месторождения Юбилейное (Южный Урал)

Целуйко А.С., Артемьев Д.А. 445

Золотоносность коры выветривания Еравнинской площади (Республика Бурятия)

Цикина М.А. 448

Минералогическая характеристика ЭПГ-Cu-Ni-рудоносных пикритовых габбро Имангдинской интрузии

Чайка И.Ф. 452

Эволюция питающих провинций пестроцветных отложений Московской синеклизы как индикатор границы перми и триаса

Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В., Фетисова А.М. 456

Особенности состава летучих компонентов во флюидах золоторудного месторождения Благодатное (Енисейский кряж, Россия): данные газовой хромато-масс-спектрометрии флюидных включений

Шапаренко Е.О., Бульбак Т.А., Хоменко М.О., Гибшер Н.А. 460

Ультрамафит-мафитовые массивы Хангайского батолита (Монголия).

Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А. 463

Особенности морфологии, распространенности и состава ферриплантитов в провинции Фута Джалон-Мандинго

Шипилова Е.С., Макарова М.А., Боева Н.М., Слукин А.Д. 467

Физико-механические свойства ферриплантитов провинции Фута Джалон-Мандинго

Шипилова Е.С., Макарова М.А., Внучков Д.А., Головкин П.П. 470

Первые находки твердых растворов Au-Cu-Ag в хромититах Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал)

Юричев А.Н. 473

Метасоматиты и рудная минерализация проявления Лучик Баимской рудной зоны, Западная Чукотка

Юсупова А.В. 476

Петрология гранитоидов хребта Ямато (Японское море)

Якимов Т.С., Шакиров Р.Б. 479

Распределение радионуклидов и оценка параметров радиационной безопасности в речных отложениях в районе месторождения алмазов имени М.В. Ломоносова

Яковлев Е.Ю., Малов А.И., Дружинин С.В., Зыков С.Б., Баженов А.В., Лапиков П.И. 481

Месторождение Лукояновское: роль россыпей в импортозамещении титано-циркониевого сырья.

Бочнева А.А., Чефранов Р.М. 483

Перспективы развития импортозамещения в горно-геологической области на примере россыпного редкометалльно-титанового месторождения Центральное.

Чефранов Р.М., Лаломов А.В. 485

Тезисы докладов пленарных лекций

Hydrothermal partitioning of rare earth elements (REE): from fluids to ore deposits

Alexander Gysi[1]

[1]*Colorado School of Mines, agysi@mines.edu*

The REE are strategic and critical metals for a wide range of technological advances. They are essential components of permanent magnets used in hybrid vehicles and wind turbines, of batteries for energy storage and of phosphors for energy efficient lights. Building an expertise for the exploration and metal processing of the REE is of crucial importance for securing continued access to these resources in the future. Rare earth elements are commonly enriched to economic grades in alkaline complexes such as the world-class Strange Lake peralkaline granitic deposit in Quebec, Canada, and the Bear Lodge syenite-carbonatite in Wyoming, USA. Other potential REE-enriched systems include the iron-oxideapatite (IOA) deposits such as Pea Ridge in Missouri. The ore-forming event has commonly an important hydrothermal component, where the REE are mobilized in aqueous solutions and precipitated as REE minerals in high-grade alteration zones, where other normally immobile elements such as Zr become mobilized. However, not much is known about the processes of REE fractionation in these hydrothermal fluids, and the exotic alteration types accompanying them. The REE also show considerable fractionation in different crustal fluid-rock reservoirs, and a fundamental understanding of their partitioning behavior may be used to fingerprint evolution stages of ore-forming systems and metasomatism in the crust. In this presentation, I would like to introduce our recent work on coupling of field observations, laboratory experiments and numerical modeling to discover geochemical vectors for subsurface fluid-rock interaction processes in ore deposits, and give insights on our prediction capabilities for the partitioning of REE between fluids and minerals.

Природа окраски нового ювелирно-поделочного камня – Райизита (ЯНАО)

Николаев А.Г. [1], Попов М.П. [2,3], Нурмухаметов Ф.М.[3], Низамова А.В.[1]

[1]*Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, anatolij-nikolaev@yandex.ru*
[2]*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, popovm1@yandex.ru*
[3]*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург*

При проведении в 2019 году полевых геолого-минералогических исследований на массиве Рай-Из были обнаружены в пустых отвалах хромитового месторождения «Центральное» вывалы щебеночно-глыбового материала с выделениями необычного розово-фиолетового цвета (рис. 1). Максимальный размер образцов с данным материалом составил 30х38см. Из-за необычного цвета и ранее не описанных подобных образцов данному материалу первоначально было дано название райизит – по месту находки на массиве Рай-Из. Ранними работами (Попов и др., 2019) были описаны формы выделения и парагенезисы необычных зональных обособлений и обосновано выделение нового ювелирно-поделочного камня.

Рисунок 1. Крупное выделение райизита на выветрелом дуните (размер образца 12х18см.).

Целью данной работы являлось исследование методом оптической абсорбционной спектроскопией образцов райизита, изучение их кристаллохимических особенностей и природы окраски. Оптические спектры записывались на стандартизированном спектрофотометре МСФУ - К. Регистрация оптических спектров поглощения производилась в интервале длин волн 400 – 800 нм, с шагом 1 нм. Оптические спектры поглощения записывались с плоскопараллельных препаратов, запись спектров проводилась в обычном свете. Все экспериментальные исследования проводились при комнатной температуре.

Массив Рай-Из, площадью около 400 кв. км, расположен вблизи Полярного круга. Он является одним из наиболее детально изученных ультрабазитовых массивов Полярного Урала. Вместе с массивами Сыум-Кеу и Войкаро-Сынинский образует северное окончание Главного ультрабазитового пояса Урала и входит в число крупнейших на Урале. Массив открыт в 1913 году Н.А.Куликом. В большинстве работ, посвященных изучению массива, основное внимание уделялось геологическому строению и возрасту пород; изучению вещественного состава хромовых руд, платиноидов и околорудных ультрамафитов крупного «Центрального»

месторождения и небольших проявлений вокруг него. Поздняя гидротермальная минерализация, встречающаяся на объектах, изучалась слабо.

Образования представлены зональными корочками, мощностью до 1 см. Цвет выделений варьирует от слабого розовато-серого до насыщенного розово-фиолетового цвета. Блеск от матового до стеклянного. Материал хрупкий, излом раковистый, твердость переменная 3.5 – 4.5 по шкале Мооса, непрозрачный, местами полупрозрачный. На райизит в некоторых местах нарастает полупрозрачный минерал со стеклянным блеском и твердостью выше (4.5-5.0 по Моосу). Иногда на райизит нарастают чешуйчатые бело-желтые выделения минерала из группы серпентина. В длинноволновом ультрафиолетовом свете в минерале отмечается слабый «александритовый эффект» (Попов и др., 2019).

Первичный состав райизита был изучен рентгенофазовым анализом (лаборатория ФХМИ ИГиГ УрО РАН, дифрактометр XRD-700, оператор Галахова О.Л.). Анализ показал, что выделения райизита состоят из смеси минералов группы серпентина (приблизительно 50-65%), доломита (10-15%) и аморфной составляющей (приблизительно опал). Полупрозрачный минерал, нарастающий на райизит имеет схожую с райизитом рентгенограмму. Он очень похож на бовенит - полупрозрачная нефритоподобная разновидность серпентина, бледно-зеленого цвета. Желтый минерал относится к группе серпентина.

Были проведены детальные минералогические работы по изучению состава и строения райизита в лабораториях Санкт-Петербургского и Казанского (Приволжского) университетов. Полуколичественный рентгенофазовый анализ показал, что основная масса райизита состоит из минералов группы серпентина – 50%, и доломита 37-40%. В массе присутствует в небольшом количестве и стихтит 5-7%, а также в небольшом количестве тальк 5-7%. Аморфной фазы обнаружено не было. Съемка образца проводилась на автоматическом порошковом дифрактометре D2Phaser (Bruker) (Co-анод, позиционно-чувствительный детектор Lynxeye), идентификация фаз проводилась использованием программного комплекса PDXL2, полуколичественный фазовый анализ проведен с использованием програмного комплекса TOPAS 4.2 методом полнопрофильного анализа.

Дополнительно с помощью КР-спектроскопии было выявлено, что основная масса представленных корочек состоит из серпентина и доломита. Изученная разновидность серпентина относиться к антигориту (Орлов и др., 1997). Исследования КР-спектроскопии проводились с помощью конфокального рамановского микроспектрометра inVia Qontor на базе лабораторного модуля Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета. Спектры снимались при комнатной температуре в диапазоне волн 100-4500 см$^{-1}$, Контроль режимов и обработка данных производилась в программе Wire 5. В работе был использован лазер с длиной волны 532 нм (мощность лазера 500 мВт).

По результатам исследований было доказано, что обнаруженные зональные корочки розовато-фиолетового цвета являются смесью минералов серпентина, доломита с небольшими примесями талька и стихтита. По своему составу они значительно отличаются от похожих по цвету стихтита, сугилита и чароита. По своим декоративным свойствам данные выделения могут рассматриваться как новый ювелирно-поделочный камень (Попов и др., 2019).

Окраска райизита связана с трехвалентным хромом, который находиться в октаэдрических позициях кристаллической структуры серпентина. Общей особенностью оптических спектров антигорита, который входит в состав райизита является наличие одной широкой интенсивной полос поглощения в видимой области с максимумом на длине волны 556 нм (рис. 2). Конфигурация спектров поглощения и значение энергии полос поглощения позволяет приписать наблюдаемую полосу электронным переходам в ионах Cr^{3+}, которые изоморфно замещают ионы Mg^{2+} в октаэдрических позициях структуры серпентина. Полоса поглощения в районе 556 нм в спектрах фиолетового серпентина обусловлены разрешенными по спину переходами с основного состояния $^4A_2(^4F)$ на более высокий энергетический уровень $^4T_{2g}(^4F)$, а вторая линия поглощения, которая соответствуют $^4A_2(^4F) \rightarrow {}^4T_1(^4F)$ теоритически должна находиться в УФ-области поглощения в оптическом спектре (Платонов, 1984; Свиридов, 1976). По результатам химического анализа было выявлено, что данный серпентин содержит до 0,3 % хрома, что подтверждает результаты, полученные по данным расшифровки оптических спектров поглощения.

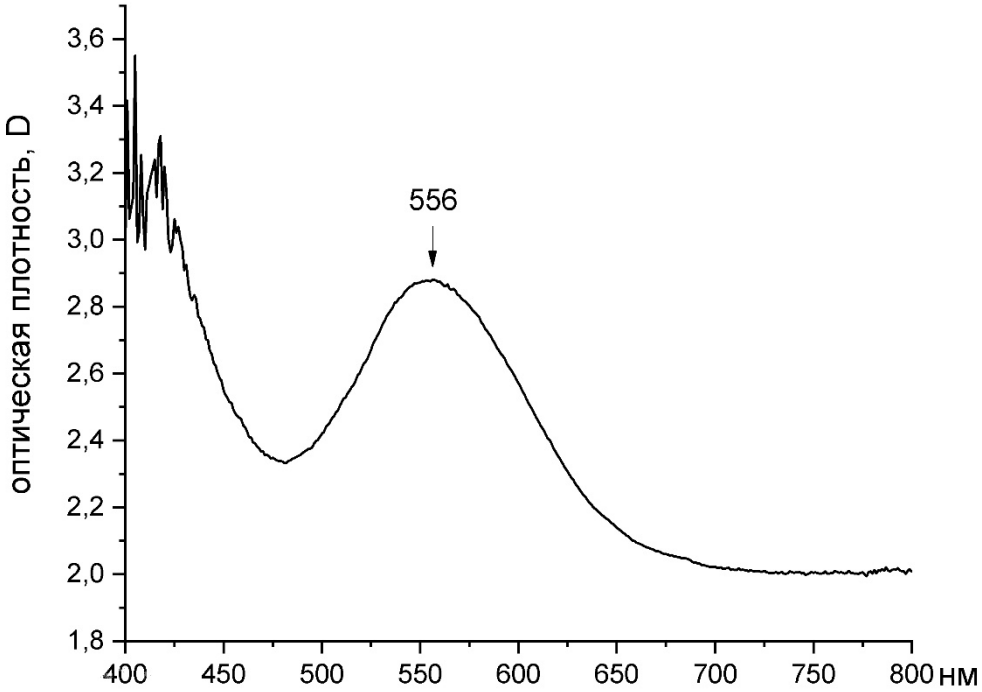


Рисунок 2. Оптический спектр поглощения антигорита из образца райизита.

Первоначально из зональных выделений райизита, после предварительной обработки смолой, были изготовлены крупные (до 2см) кабошоны. В дальнейшем планируется использование выделений райизита в качестве редкого коллекционного и ювелирно-поделочного камня.

Полевые работы и исследования финансировались и проводились в рамках социально-просветительского проекта АО ЧЭМК «ВРЕМЯ ИЗУЧАТЬ КАМНИ». Данная работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

Орлов Р.Ю., Успенская М.Е., Вигасина М.Ф. Спектры комбинационного рассеяния минералов. Справочник. М.: ГЕОС. 2007. 1997 с.

Платонов А.Н., Таран М.Н., Балицкий В.С. Природа окраски самоцветов. М.: Недра. 1984. 196 с.

Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Николаев А.Г. Райизит – новый ювелирно-поделочный камень с ЯНАО // Вестник Уральского отделения Минералогического Общества РАН. 2019. №16. (в печати).

Свиридов Д.Т., Свиридова Р.К., Смирнов Ю.Ф. Оптические спектры ионов переходных металлов в кристаллах. М.: Изд-во Наука. 1976. 266 с.

Возможность достигать «новых рубежей» познания благодаря Д.С. Коржинскому

Расс И.Т.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, rass@igem.ru*

Современная геологическая наука немыслима без изучения, понимания и применения работ классика петрологии прошлого века Д.С. Коржинского. Легче всего начинать знакомиться с ними, с удовольствием читая «Очерк метасоматических процессов» (1955), в котором рассмотрены все теоретические и практические детали процесса, связанные с эволюцией растворов: влияние изменения температуры, состава флюидов или исходных расплавов, с которыми они связаны, влияние глубинности, колебания Eh и pH растворов.

Дмитрий Сергеевич считал 1937-1946 годы своими самыми счастливыми годами: именно тогда на основании предыдущих геологических полевых работ при изучении высокотемпературных флогопитовых и лазуритовых м-ниях Слюдянки он открыл, что минералообразование в земной коре происходит в специфических условиях открытой системы.

Д.С. Коржинский создал общую Теорию систем с вполне подвижными компонентами как модель природного эндогенного минералообразования. Установил, что в отличие от «закрытых» лабораторных систем, изучаемых в физической химии, природные эндогенные процессы с участием флюидов, состав которых задается извне, моделируется «открытыми» системами. В них компоненты разделяются на инертные и вполне подвижные. Инертные компоненты являются фазообразующими – минералообразующими. А вполне подвижные компоненты могут входить в состав минералов, но их присутствие не увеличивает число кристаллизующихся фаз Разработал полную термодинамическую характеристику таких систем, в частности дал более общую формулировку правила фаз Гиббса, что позволило применять его к анализу и интерпретации метасоматичской зональности – это был выдающийся вклад в физико-химическую петрологию и минералогию, отмеченный высшей наградой Минералогического Общества США – медалью Реблинга.

Д.С. Коржинский виртуозно владел методом, изложенным в книге «Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов» (1957, переиздана в 1973, переведена на английский язык). После нее пучковые диаграммы в координатах потенциалов вполне подвижных компонентов стали одним из самых эффективных методов изучения равновесий и процессов при переменной активности щелочей или летучих компонентов – H2O, CO2, B, P, S

Д.С. Коржинский установил, что при метаморфизме H_2O и CO_2 являются вполне подвижными компонентами. В результате изучения докембрийских образований Восточной Сибири показал, что гранитизация в разных возрастных циклах характеризуется разными температурными и другими физико-химическими условиями характерными на огромных расстояниях независимо от состава вмещающих пород, что возможно только в случае глубинного источника флюидов. На основе изучения реакций декарбонатизации при метаморфизме установил зависимость поведения CO_2 от давления и выявил фации глубинности метаморфизма. Это понятие –Фации глубинности метаморфизма – было введено в Петрологию (1940) именно им.

Д.С. Коржинский также ввел в петрологию представление о локальном равновесии, являющиеся основой Теории парагенетического анализа минеральных ассоциаций и Теории метасоматической зональности.

Понятие локального равновесия подразумевает наличие термодинамического равновесия в каждой точке системы, в каждый момент процесса (в общем, необратимого), если процесс – фракционной кристаллизации, фильтрации растворов или диффузии компонентов – происходит достаточно медленно по сравнению со скоростью установления равновесия между внешней частью твердой фазы и жидкостью, будь то расплав или раствор. Отражением смены последовательных равновесий между поверхностным слоем твердых фаз и жидкой фазой является зональность минералов.

Важнейшим научным достижением Д.С. Коржинского стало развитие Теории метасоматических процессов (1947, 1948, 1982), раскрывшей причины и способы формирования метасоматической зональности, выделение диффузионного и инфильтрационного типов метасоматоза, обоснование резких границ между метасоматическими зонами. Эта теория способствовала расшифровке генезиса скарнов, грейзенов, пропилитов, вторичных кварцитов, березитов, … Основные положения теории Коржинского подтверждены геологической практикой и экспериментальными исследованиями в ИЭМ РАН и Геофизической лаборатории Ин-та Карнеги в США.

При магматических процессах Д.С. установил вполне подвижное поведения К2О и Na2O, и выявил фации щелочности гранитоидов (1946). Стало понятным, почему известный «реакционный ряд Боуэна» (последовательность кристаллизации минаралов) имеет место только в гранитоидах нормальной щелочности, а при изменении активности щелочей этот порядок резко меняется.

В 50-е годы Д.С. Коржинский открыл принцип кислотно-основного взаимодействия компонентов в растворах и расплавах, выявленный при изучении природных объектах и экспериментальных диаграмм плавкости. Этот принцип (взаимного усиления оснований и образования фаций повышенной щелочности магматических пород и мигматитов) позволяет понять, почему гидротермальные растворы каждого интрузива эволюционируют во времени и пространстве от щелочных к более кислым с последующей их нейтрализацией и переотложением выщелоченных компонентов. Эта работа (1953) была переведена в Великобритании, Японии и Китае.

В последние годы Д.С. Коржинский развивал представления о химическом взаимодействии магм с возможными трансмагматическими флюидами, выраженном в изменении состава магм. Он назвал это явление метамагматизмом, возникающем при нарушении равновесия магм с флюидопотоками, в результате чего образующиеся магматические породы – аплиты, лампрофиры, сульфидоносные габброиды – могут сильно отличаться от обычных котектических и эвтектических пород.

Дмитрий Сергеевич был талантлив не только в геологии, но и в области физической химии при владении математикой, что позволило ему создать новые научные направления в теории эндогенных процессов.

Применение полевых тектонофизических методов для решения задач рудной геологии

Сим Л.А.[1]

[1]*Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта, г. Москва.* sim@ifz.ru

Основным полевым тектонофизическим методом, используемым при изучении тектонических напряжений на рудных месторождениях, является метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений (Гущенко, 1979). Главным индикатором тектонических напряжений в этом методе являются вектора перемещений на зеркалах скольжения. Метод позволяет определять ориентировки осей главных нормальных напряжений: σ_1- ось «растяжения», σ_2- промежуточная ось, σ_3, - ось «сжатия», плоскостей действия максимальных касательных напряжений τ_{max}, коэффициент Лоде-Надаи $\mu\sigma$, который характеризует вид напряженного состояния.

На Приполярном Урале впервые был обнаружен новый вид распределения коэффициента Лоде-Надаи в достоверно едином объеме горных пород. Он свидетельствует о деформировании объема в режиме пульсации, когда попеременно породы находятся то в обстановке одноосного растяжения, то – одноосного сжатия. Такой пульсирующий вид напряженного состояния назван вариацией вида напряженного состоянии (ВВНС) (Сим, 1982). Он закартирован на 32-х месторождениях и проявлениях горного хрусталя из 33-х изученных, поэтому было предложено его использовать как тектонофизический критерий прогноза мест локализации пьезосырья.

ВВНС В.А.Корчемагиным восстановлена в Донбассе на Никитовском рудном поле Донецкого бассейна (Сим и др.,1987).

Метод нахождения общих полей напряжений. Многочисленные определения ЛСС на месторождениях горного хрусталя Приполярного Урала потребовали нахождения общего поля напряжений для крупных блоков. Общеблоковое поле определяется по методике (Сим, 1982). Принцип нахождения осей сжатия и растяжения общего поля напряжений следующий: в конусе растяжения не должно быть осей сжатия σ_3 ЛСС и, наоборот, в конусе сжатия не должно быть осей растяжения σ_1 ЛСС; углы при вершине конусов равны 90^0. Эти принципы были сформулированы, опираясь на данные моделирования иерархических свойств тектонического поля напряжений Д.Н.Осокиной (1987).

Исследование тектонических напряжений кинематическим методом О.И.Гущенко было проведено на Рай-Изском хромитоносном рудном поле (Полярный Урал). Массив ультраосновных пород Рай-Из приурочен к Главному Уральскому глубинному разлому, вдоль которого проходит граница коры континентального и океанического типа по простиранию всего Урала. Хромитовое оруденение приурочено к южной части массива, сложенного породами дунит-гарцбургитовой формации (Васильев и др.,1987).

Сложное многофазное становление ультрамафитов, наличие нескольких планов пород, различие в условиях локализации двух типов руд, развитие блоковой тектоники и другие факторы указывают на значительную роль процессов деформирования массива в возникновении богатых руд. В массиве разрывы являются границами блоков разных размеров. Условно выделены два этапа их развития: на 1-м этапе произошло формирование ослабленных поверхностей различного генезиса, в число которых входят контракционная трещиноватость, тектонические трещины отрыва и скола. На 2-м этапе продолжается формирование тектонических трещин с перемещениями как по ним, так по более ранним; они фиксируются в виде борозд скольжения. Оси главных нормальных напряжений 1-го этапа были восстановлены по трещиноватости по методике М.В.Гзовского (1975), а 2-го этапа – по кинематическому методу О.И.Гущенко. 1- этап характеризуется режимом горизонтального сжатия с неопределенной ориентировкой и вертикальной осью растяжения. Этот этап сопровождался образованием контракционной трещиноватости. На 2-м этапе ось растяжения осталась на месте, ось сжатия субгоризонтальна, погружается на С-ССЗ; плоскости действия τ_{max} ССВ и субмеридионального простирания. Ось сжатия субнормальна к простиранию полосчатости гарцбургитов в

Центральном рудном поле, в котором ось растяжения субвертикальна, с чем связано надвигание массива, плоскости действия τ_{max} зажаты. Такое поле напряжений способствует перекристаллизации массивных гарцбургитов в директивные с последующим преобразованием их в дуниты. При субнормальной ориентировке оси сжатия к простиранию дунитов создаются условия для образования крупно-, гигантозернистых руд, что знаменует начало пострудного пегматоидного процесса. Это подтверждается тем, что наибольшая интенсивность крупнокристаллических руд и наиболее богатые рудные тела задокументированы в западной половине рудного поля, характеризующейся субнормальной ориентировкой оси сжатия к контактам.

Циклы деформирования и положительная дилатансия.

Важным в истории развития тектонофизических методов является установление эволюционного развития знакопеременных тектонических ″импульсов″, вероятно, отражающих симметричную («маятниковую») флуктуацию направленного инверсионного изменения энергетики эндогенных процессов (относительно разномасштабных поверхностей раздела в структурно-вещественных комплексах земной коры) (Васильев и др. 2017). В выделенных фазах циклов деформирования при анализе геологических данных определяется фаза рудогенеза, которая характеризуются вертикальным разуплотнением – дилатансией ($\sigma 1$ субвертикальна) и обстановкой одноосного растяжения ($\mu\sigma = -1$). На 17 эндогенных месторождениях установлены признаки дилатансии Актовракском (асбеста), Гурбейском (Au), Джетыгаринском (асбеста), Кимперсайском (Cr), Малышевском (Be), Молодежном (асбеста), Никитовском (Hg), Онотском (талька), Рай-Изском (Cr), Тырныаузском (W, Mo) и др., в то время как на участках без оруденения эти признаки не обнаружены (побережье Байкала, Султан-Уиздаг, Предбайкалье и Ю.Камчатка).

Таким образом, положительная дилатансия является структурно-тектоническим фактором контроля оруденения, а именно: $\mu\varepsilon < 0$; характеристика вертикального разуплотнения $\Delta Z > 0{,}10$ – т.е. взбросовый тип механизма деформации в условиях активного растяжения; крутая ориентация «активной» оси $\sigma_1 \geq 60°$.

Васильев Н.Ю., Каплин О.А., Сим Л.А. К тектонофизическим условиям формирования Райизского хромитоносного массива // Вопросы оруденения в ультрамафитах. М.: Наука. 1987. С.43-52.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О., Петров В.А. Параметры тектонических деформаций в развитии геолого-структурных обстановок эндогенного рудообразования // Сб. материалов Всерос. конф. "Основные проблемы в учении об эндогенных рудных месторождениях: новые горизонты. М.: ИГЕМ РАН. 2017.

.Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979.

Сим Л.А. Определение регионального поля по данным о локальных напряжениях на отдельных участках // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1982. № 4.

Сим Л.А., Юрченко О.С., Сироткина О.Н. Тектонические напряжения северных частей Урала. // Геоф. Журн. Т.27. №1. 2005. Киев. Ин-т геофизики. С.110

Сим Л.А., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Емец В.С. Поля напряжений в зонах разломов и формирование структуры рудных полей // Поля напр. и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987.

Тезисы докладов молодых учёных

Анализ распределения Cs-137 и основных почвенных характеристик в корнеобитаемом слое сельскохозяйственных растений Тульской области

Азарова Е.С.[1]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, dns98757@yandex.ru*

Несмотря на то, что после аварии на Чернобыльской АЭС прошло уже более 30 лет, почвы Брянской, Калужской, Тульской и Орловской областей до сих пор остаются загрязненными долгоживущим радионуклидом Cs-137 (Пучков, 2016). В связи с этим существует опасность перехода данного радионуклида в организм домашних животных и человека по пищевым цепям. Для понимания процессов, происходящих в системе «почва-растение», требуется изучение распределения Cs-137 не только в теле самих растений, но и в корнеобитаемом слое почвы. Для полного представления о взаимодействии между почвой и растениями необходимо также рассмотрение поведения основных питательных элементов в ризосферном пространстве.

Исследования проводились в Плавском районе Тульской области, имеющем статус зоны проживания с правом на отселение (Израэль, 1998). На сегодняшний день содержание Cs-137 в выщелоченных пахотных черноземах составляет 185-555 кБк/м2 (Парамонова, 2017). Объектами исследования служили образцы условно «ближней» и «дальней» зоны ризосферы основных сельскохозяйственных культур Тульской области: пшеницы, сои, гречихи, горчицы, ячменя, рапса, подсолнечника, кукурузы и многолетней травосмеси костреца и козлятника. «Ближней» зоной ризосферы считали почву, остающуюся на корнях при встряхивании извлеченного из земли растения, а осыпающуюся с корней почву считали «дальней» зоной ризосферы. Для данных образцов было проведено определение агрегатного состава почвы, содержания подвижного калия и аммонийного азота, удельной активности Cs-137. Агрегатный состав определялся методом сухого просеивания по Н.И. Саввинову (Вадюнина, 1986). Для измерения содержания подвижного калия использовалась 1 М ацетатно-аммонийная вытяжка по методу Масловой (Аринушкина, 1970) с последующим определением элемента на пламенном фотометре. Содержание аммонийного азота определялось индофенольным методом (ЦИНАО) с колориметрическим окончанием. Удельная активность Cs-137 измерялась при помощи гамма-спектрометра GR 3818 с высокочистым (HPGe) детектором фирмы «Canberra» (США). Пробы измерялись в геометрии «дента». Время экспозиции составляло 5400 с. Погрешность измерения составляла от 12 до 24%.

Для каждой зоны ризосферы образцы были разделены на глыбистую (больше 10 мм), крупную агрономически ценную (от 2 до 10 мм), мелкую агрономически ценную (от 0,25 до 2 мм) и пылеватую фракцию (меньше 0,25 мм). Для каждой фракции агрегатного состава была определена ее масса и соответствующая доля в общей структурной организации почвы. В ближней зоне ризосферы в целом наибольшую долю от общей массы образца занимает крупная агрономически ценная фракция (от 20 о 60%) , а наименьшую – пылеватая (от 3 до 20%). Но четких закономерностей в структурно-агрегатной организации ближнего ризосферного пространства почв для различных культур севооборота не наблюдается (рис.1).

Примерно та же картина складывается и в дальней зоне ризосферы, причем сколь-нибудь заметных различий в процессах агрегирования почвенного мелкозема между ближней и дальней зонами ризосферы не обнаруживается (рис. 2).

В корнеобитаемом слое исследованных почв содержание подвижного калия варьирует от 21 мг K_2O/100г почвы в «дальней» зоне ризосферы козлятника до 53,7 мг K_2O/100 г почвы в «ближней» зоне ризосферы пшеницы, что соответствует средней и высокой обеспеченности почв калием (Минеев, 2004).

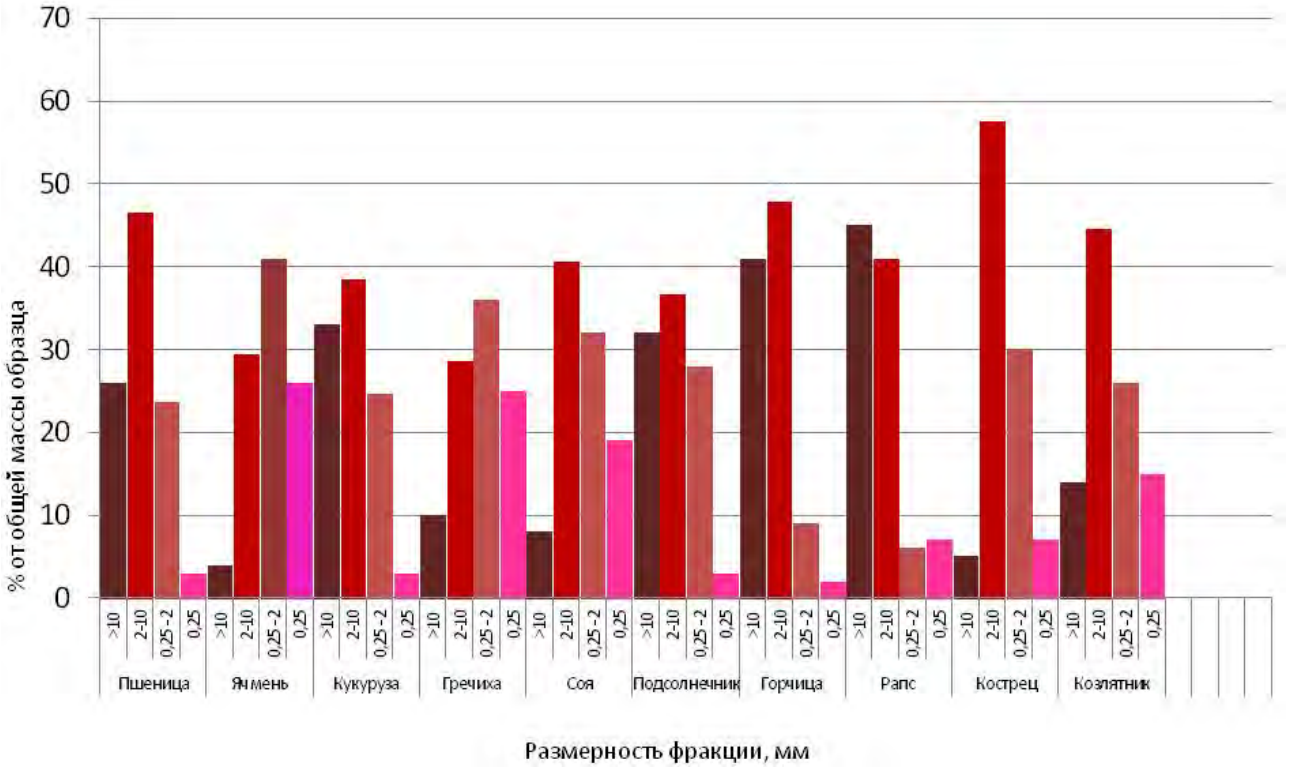


Рисунок 1. Распределение содержания фракций агрегатного состава в ближней зоне ризосферы, %

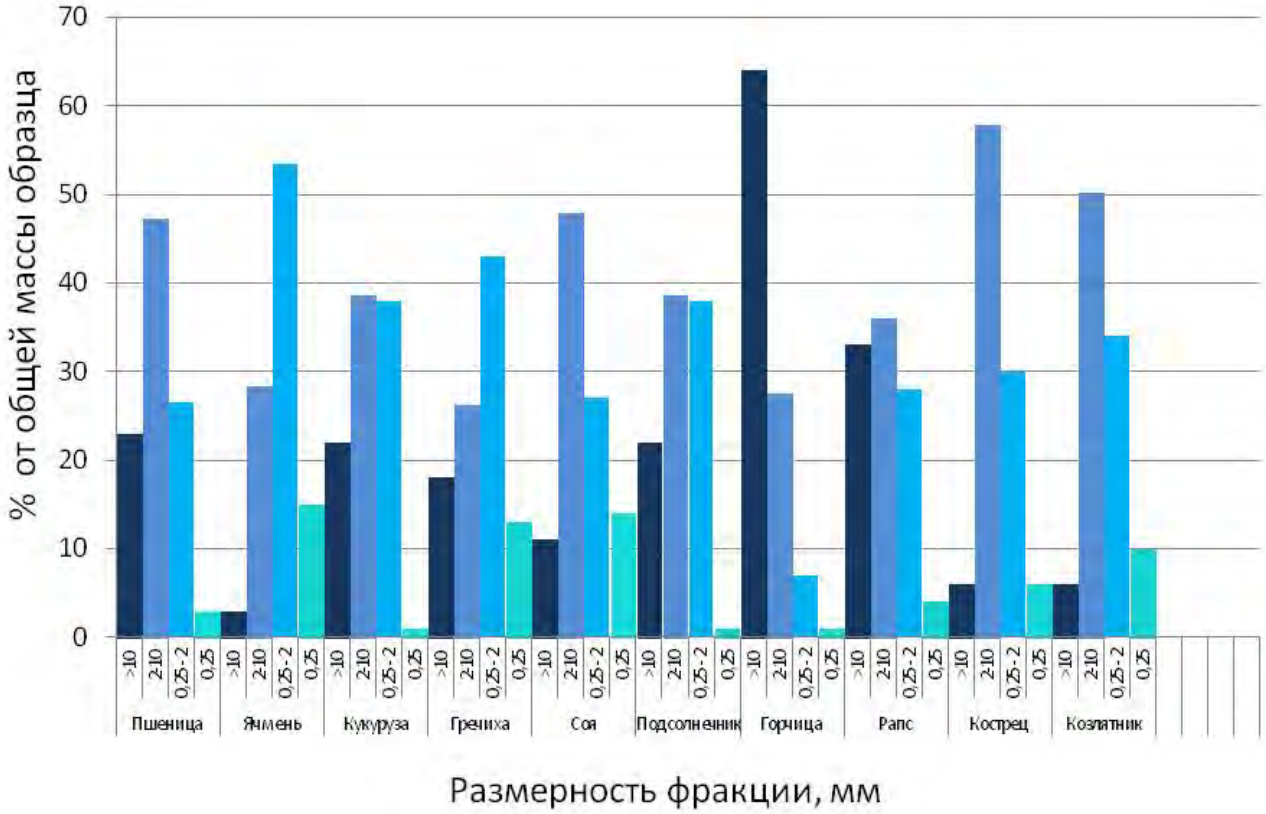


Рисунок 2. Распределение содержания фракций агрегатного состава в дальней зоне ризосферы, %

Аммонийный азот, как и подвижный калий, является необходимой составляющей питания растений. По данным некоторых радиоэкологических исследований, превышение оптимальных доз азотных удобрений ведет к росту накопления радионуклидов в растениях в 1,2-2,5 раза (Санжарова, 2010). Содержание аммонийного азота составляет от 55 мг/100 г почвы в «дальней»

зоне ризосферы козлятника до 106 мг/100 г почвы в «дальней» зоне ризосферы ячменя. Это соответствует очень высокой обеспеченности почв аммонийным азотом (Минеев, 2004).

Значения удельной активности Cs-137 варьируют от 352 Бк/кг в «дальней» зоне ризосферы кукурузы до 633 Бк/кг в «дальней» зоне костреца.

Для всех исследованных показателей были рассчитаны ризосферные коэффициенты. Ризосферный коэффициент рассчитывался как отношение величины данного показателя в «ближней» зоне ризосферы к его величине в «дальней» (табл. 1).

Таблица 1. Ризосферные коэффициенты для основных почвенных характеристик и удельной активности Cs-137

Агроценоз	Ризосферный коэффициент		
	K_2O	$N\text{-}NH_4^+$	Cs-137
Пшеница	1,27	0,98	1,03
Ячмень	1,13	0,87	1,02
Кукуруза	1,12	0,93	1,02
Соя	1,09	1,13	1,03
Гречиха	1,15	0,96	0,99
Горчица	1,93	1,18	1,01
Рапс	1,56	1,17	0,97
Подсолнечник	1,26	1,13	1,08
Травосмесь кострец	1,97	1,17	0,87
Травосмесь козлятник	1,31	1,18	0,94

Для корнеобитаемого слоя всех растений в отношении подвижного калия проявляется статистически значимый ризосферный эффект. Ризосферные коэффициенты для данного показателя составляют от 1,09 в ризосфере сои до 1,97 в ризосфере костреца. Все растения в результате своей жизнедеятельности оказывают влияние на содержание подвижного калия в корнеобитаемом пространстве почвы, так как он является необходимым элементом питания растений. Но одни из самых высоких ризосферных коэффициентов в отношении данной почвенной характеристики отмечаются для корнеобитаемого слоя травосмеси костреца (1,97) и козлятника (1,31).

В отношении содержания аммонийного азота в большинстве случаев не удалось обнаружить статистически значимый ризосферный эффект. Небольшой, но достоверный положительный ризосферный эффект можно отметить для корнеобитаемого пространства многолетней травосмеси костреца (1,17) и козлятника (1,18).

В отношении удельной активности Cs-137, в отличие от других показателей, статистически достоверных различий между «ближней» и «дальней» зоной ризосферы не наблюдается. Ризосферные коэффициенты для корнеобитаемого пространства всех исследованных культур близки к единице.

Выводы

Исходя из полученных данных, можно сказать, что в отношении агрегатного состава четкого ризосферного эффекта не наблюдается, но в наиболее тесном взаимодействии с корнями растений находится крупная агрономически ценная фракция. В распределении калия подвижного в корнеобитаемом слое всех растений имеется выраженный положительный ризосферный эффект, так как калий является основным элементом питания растений. Наиболее значительный ризосферный эффект в отношении подвижного калия наблюдается для многолетней травосмеси костреца и козлятника. Для содержания аммонийного азота в корнеобитаемом слое большинства сельскохозяйственных растений достоверного ризосферного эффекта не наблюдается. Небольшой положительный ризосферный эффект в отношении данного показателя наблюдается для корнеобитаемого пространства многолетней злаково-бобовой травосмеси. Таким образом, сообщества многолетних растений способны создавать ореолы повышенного содержания

питательных элементов вблизи своих корней. Кострецово-козлятниковая травосмесь может выращиваться на одном поле до 7 лет и более. За годы произрастания растения оказывают значительное влияние на содержание питательных элементов в корнеобитаемом пространстве в результате попадания в почву продуктов жизнедеятельности и отмерших частей растений. В отношении удельной активности радиоцезия ризосферный эффект не проявляется, так как данный элемент не является необходимым компонентом питания растений.

Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: МГУ, 1970. 488 с.

Атлас радиоактивного загрязнения Европейской части России, Белоруссии и Украины / Науч. рук. Ю.А.Израэль. М. 1998. 143 с.

Минеев В.Г. Агрохимия. М.: КолосС. 2004. 753 с.

Парамонова Т.А., Шамшурина Е.Н., Беляев В.Р., Комиссарова О.Л. Сравнительный анализ поступления Cs-137 в луговую растительность районов черноземной зоны, в различной степени загрязненных в результате аварии на Чернобыльской АЭС // Радиационная биология. Радиоэкология. 2017. Т. 57. № 4. С. 429 – 439.

Санжарова Н.И., Фесенко С.В., Шубина и др. Пересмотр параметров миграции радионуклидов в агроэкосистемах // Радиационная биология. Радиоэкология. 2009. №3. С. 268-276.

30 лет Чернобыльской аварии. Итоги и перспективы преодоления ее последствий в России. 1986-2016. Российский национальный доклад / ред. В.А. Пучков и Л.А. Большов. М. 2016. 202 с.

Об эффективности применения электромагнитных импульсных воздействий для модифицирования физико-химических и технологических свойств алмазов

Анашкина Н.Е.[1,2]

[1]ИПКОН РАН, for_nataliya@list.ru
[2]ФГУП ЦНИГРИ

Северо-восток Сибирской платформы является уникальным россыпным регионом мира. Алмазоносность установлена в прибрежно-морских и континентальных отложениях карбона, перми, триаса, юры, мела и неоген-четвертичного возраста. Промышленной алмазоносностью выделяются прибрежно-морские отложения карнийского яруса верхнего триаса, аллювиальные отложения неоген-раннечетвертичного возраста и долинные кайнозойские россыпи. По запасам и уровню алмазоносности россыпи алмазов севера Республики Саха (Якутия) сопоставимы с крупнейшими россыпями Африки, а россыпь реки Эбелях по протяженности, уровню алмазоносности и запасам алмазов не имеет себе аналогов среди аллювиальных россыпей мира (Биллер и др., 2010).

Прибрежно-морские алмазоносные конгломераты триасового возраста располагаются в северо-восточной части Сибирской платформы (Биллер и др., 2010). Алмазы верхнетриасовых россыпей нижнеленского района участвуют в формировании многих промышленно значимых россыпей Северо-Востока Якутии (в том числе Эбеляхской алмазоносной площади). В настоящее время эти россыпи разрабатываются с применением методов гравитационной, магнитной, рентгенолюминесцентной и жировой сепарации (Зинчук, Коптиль, 2003). Однако существуют проблемы обогащения этих месторождений, связанные с низкой долей люминесцирующих алмазов, а также повышенным содержанием ожелезненных кристаллов и индивидов с высокими содержаниями включений, что влияет на гидрофобность алмаза. В 2004 году ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» было проведено дополнительное опробование карнийской россыпи на участке Булкур. В результате подтвержден промышленный уровень алмазоносности россыпи. Средние концентрации алмазов на этом участке составляют 2,53 кар/м^3 (при максимальном содержании 11,58) (Зинчук, Коптиль, 2003).

В последние годы, как в России, так и за рубежом проводится широкий комплекс исследований по использованию нетрадиционных (немеханических) высокоэнергетических методов воздействия на минералы и минеральные суспензии с целью повышения контрастности физико-химических и технологических свойств минералов и, как следствие, эффективности разделения минеральных компонентов при обогащении руд сложного вещественного состава (Чантурия и др, 2015). В процессах переработки алмазосодержащего сырья актуальной задачей является разработка новых высокоэффективных методов повышения качества концентратов и сохранности кристаллов алмазов за счет увеличения контрастности гидрофобных, липофобных, люминесцентных свойств алмазов и минералов породы (Чантурия и др, 2001).

В настоящей работе представлены результаты комплексных исследований механизма нетеплового воздействия высоковольтных наносекундных импульсов на технологические свойства природных алмазов с целью оценки эффективности применения МЭМИ в процессах обогащения алмазосодержащих руд и россыпей.

Материалы и методики исследований. Исследования проводили на кристаллах природных технических алмазов класса крупности –2 +1 мм из триасовых россыпей участка Булкур Нижне-Ленского района (северо-восточная часть Сибирской платформы, коллекция Ю.М. Сибирцева, ФГУНПП "Аэрогеология") (Анашкина, Хачатрян, 2015).

Обработку алмазов высоковольтными наносекундными видеоимпульсами проводили на воздухе при стандартных условиях и отсутствии омического контакта кристаллов алмазов с источником высокого напряжения, при этом допускался контакт кристалла с заземленным электродом генератора импульсов, что приводило к развитию искрового разряда между поверхностью кристалла и активным электродом (анодом) генератора (Бунин, 2009)

Фазовые и структурные примеси кристаллов алмаза исследовали с использованием метода ИК-спектроскопии. Изменения морфологических и структурно-химических свойств поверхности кристаллов алмазов, вызванные электромагнитной импульсной обработкой, изучали методами аналитической электронной микроскопии, оптической и конфокальной лазерной сканирующей микроскопии. Оценку смачиваемости поверхности алмазов проводили на контактном приборе конструкции В.А.Глембоцкого. Флотируемость природных алмазов различных классификационных типов до и после электромагнитной импульсной обработки изучали методом беспенной флотации в дистиллированной воде без реагентов в трубке Халлимонда.

Аналитическая электронная микроскопия. По данным РЭМ – РСМА в процессе электроимпульсной обработки ($t_{обр} \geq 30$ с) кристалла природного алмаза происходило отделение фрагментов размером от 40 до 100 мкм вторичных минеральных фаз от поверхности алмаза, предположительно, сульфата кальция и оксидов (гидрооксидов) железа (рис.1) что свидетельствует об эффективности нетеплового воздействия высоковольтных наносекундных импульсов для деструкции минеральных гидрофильных пленок с поверхности кристаллов.

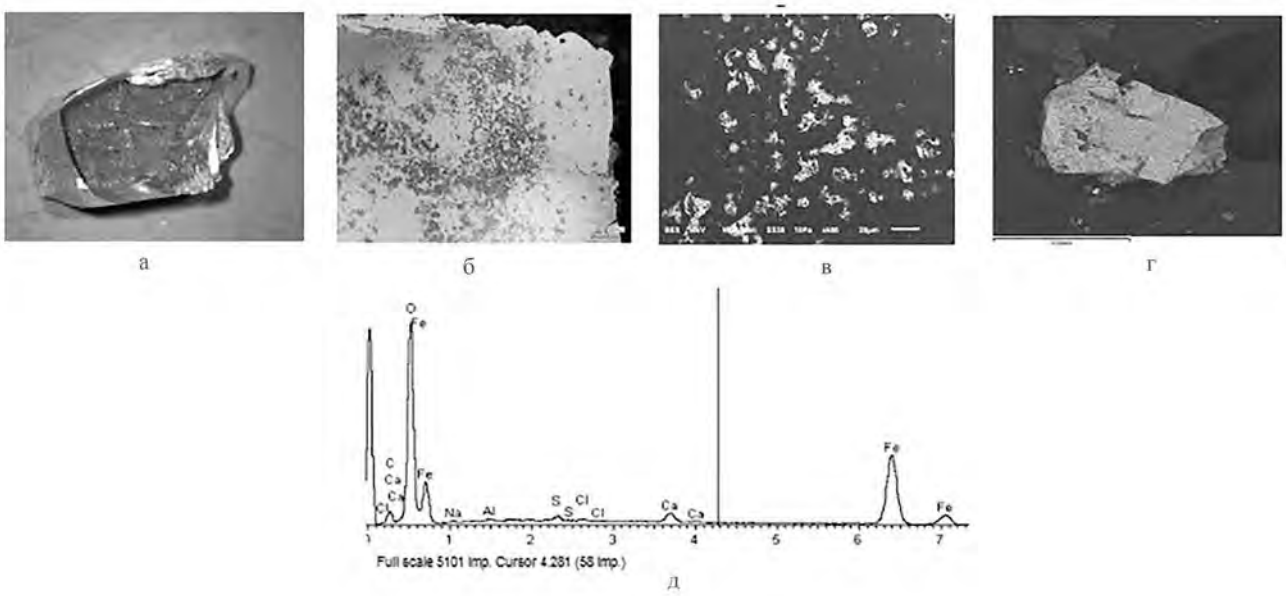


Рисунок 1. Общий вид кристалла алмаза (а, б – оптическая микроскопия), увеличенный участок его поверхности (в) и фрагмент гидрофильных минеральных фаз (г), отделившийся от поверхности алмаза в результате обработки мэми, $t_{обр}$ ~ 30 с (РЭМ-РСМА); рентгеновский спектр от фрагмента поверхностной минеральной пленки (д)

ИК-спектроскопия. ИК-спектры алмазов включали несколько систем спектральных линий. Полосы поглощения в области 1900–2600 см$^{-1}$ обусловлены собственными колебаниями кристаллической решетки алмаза (Бокий и др., 1986). Широкая диффузная полоса с максимумом ~3400 см$^{-1}$ и сопряжённая с ней линия ~1650 см$^{-1}$ связаны с поглощением ОН-групп, по всей видимости, входящих в состав адсорбированной воды (Казицина, Куплетская, 1971). Молекулы воды могут входить как в состав минеральных фаз, выполняющих каверны и трещины на поверхности кристаллов алмаза, так и, подобно углеводородам, находится внутри кристалла. Группа линий в области 3700–3600 см$^{-1}$, вероятно, связана с примесями глинистых минералов (Плюснина, 1967), заполняющих совместно с оксидами железа каверны, трещины и другие углубления на поверхности кристаллов.

В результате воздействия на образцы природных алмазов высоковольтных наносекундных импульсов с увеличением продолжительности электроимпульсной обработки заметно изменялись ИК-спектры кристаллов. Прежде всего, это относится к кристаллам, имеющим на поверхности минеральные плёнки оксидов железа, примазки глинистых минералов и другие примеси, обусловленные длительным нахождением алмаза в экзогенных обстановках.

Практически все изученные образцы, в которых обнаружены фазовые примеси, содержащие охарактеризованные выше углеводородные и ОН-группы, лишились этих примесей в результате воздействия электромагнитных импульсов. Так, при $t_{обр} \geq 30$ с в ИК-спектрах кристаллов алмаза резко уменьшились интенсивности спектральных линий 2918 и 2849 см$^{-1}$, а также полосы ~3400 см$^{-1}$, обусловленные примесями углеводородов и H_2O соответственно (рис. 2).

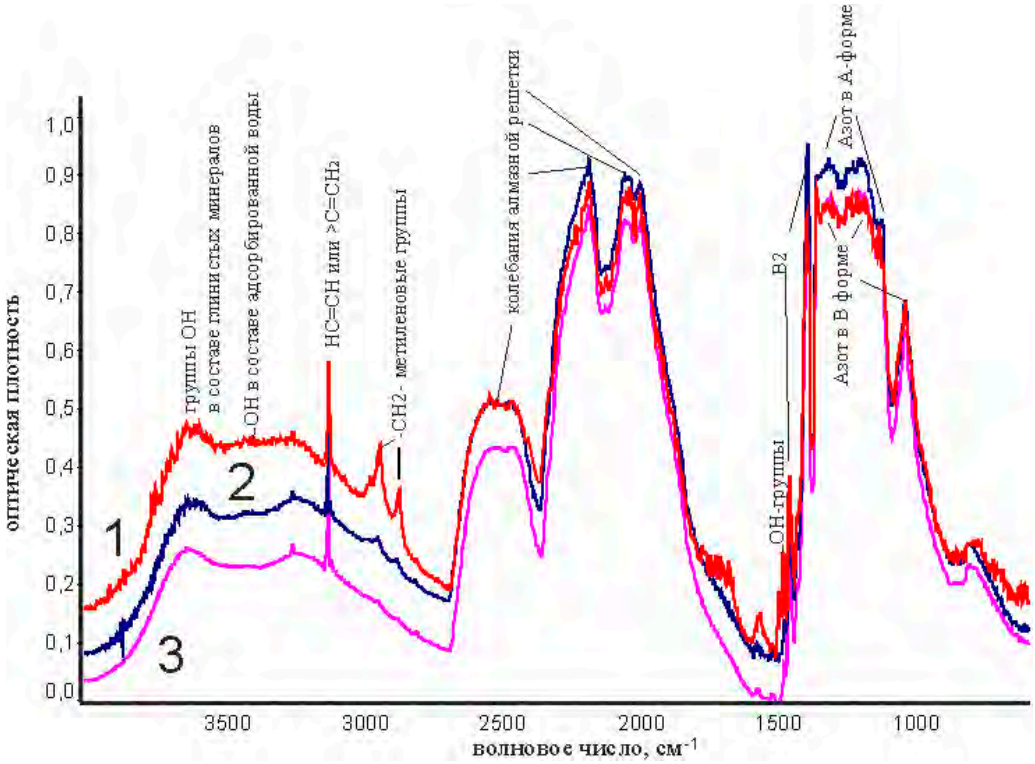


Рисунок 2. ИК-спектры кристалла алмаза: 1 – до обработки; после обработки МЭМИ в течение: 2 – 30 с, 3 – 50 с.

Влияние МЭМИ на гидрофобность и флотационные свойства алмазов.

В результате экспериментов по оценке влияния МЭМИ на гидрофобно-гидрофильное состояние поверхности природных алмазов среди образцов в исходном состоянии выделены три условных типа алмазных кристаллов: с гидрофобной, гидрофильной поверхностью и алмазы со смешанными свойствами. В ходе обработки число гидрофильных алмазов снижалось на 22% (с 45% до 23%), достигая минимума при длительности обработки $t_{обр} \sim 150$ с, а число кристаллов со смешанными свойствами увеличивалось. При этом максимальное содержание гидрофобных алмазов отмечалось при обработке в течение $t_{обр} \sim 50$ с, а при увеличении времени воздействий число гидрофобных индивидов снижалось.

В результате проведенных экспериментов установлен эффект повышения флотируемости алмазов при увеличении продолжительности предварительной электромагнитной импульсной обработки кристаллов, максимум наблюдался при $t_{обр} \sim 150$ с. В целом содержание флотируемых кристаллов повышалось на 14% (с 47% до 61%). Обращает на себя внимание тот факт, что в области малых «доз» электромагнитного излучения ($t_{обр} \leq 30$ с) происходило значительное увеличение флотационной активности алмазов. Анализ результатов эксперимента показал, что максимальное содержание гидрофобных флотируемых алмазов достигалось в результате предварительной импульсной обработки кристаллов в течение $t_{обр}$~30 с. Содержание гидрофильных нефлотируемых алмазов существенно уменьшалось после обработки МЭМИ в течение $t_{обр}$~10-30 с, что свидетельствует о целесообразности применения режимов кратковременных импульсных энергетических воздействий для направленного изменения структурно-химического состояния поверхности, физико-химических и флотационных свойств кристаллов алмазов.

Обсуждение результатов и выводы

Наиболее существенным изменением технологических свойств алмаза под влиянием МЭМИ является очищение поверхности кристаллов от примесей посторонних минеральных фаз, таких как пленки карбонатов, сульфатов, глинистых минералов и гидроокислов, что подтверждено данными ИК-спектроскопии, оптической и электронной микроскопии. Удаление гидрофильных фаз с поверхности алмаза приводило к улучшению его флотационных характеристик. В результате экспериментов по беспенной флотации установлено, что флотационная активность природных алмазов увеличивалось на 14% в результате предварительной обработки МЭМИ в течение $t_{обр} = 150$ с, при этом содержание гидрофильных нефлотируемых кристаллов значительно уменьшалось при $t_{обр} = 10 - 30$ с. Таким образом, способ обработки геоматериалов наносекундными МЭМИ может быть использован для структурно-химического модифицирования поверхности, направленного изменения физико-химических и технологических свойств поверхности алмазных кристаллов в целях интенсификации таких процессов обогащения алмазов, как флотация и липкостная сепарация.

Проведенные исследования свидетельствуют о целесообразности применения режимов кратковременных импульсных энергетических воздействий для направленного изменения структурно-химического состояния поверхности, гидрофобности и флотационных свойств кристаллов алмазов. Таким образом, исходя из особенностей технологической схемы обогащения россыпных месторождений алмазов, преимуществ и ограничений способа обработки геоматериалов МЭМИ, можно сделать вывод о возможности и эффективности применения данного вида высокоэнергетического воздействия для предварительной обработки черновых алмазных концентратов с целью их доводки и очистки поверхности кристаллов алмазов перед операциями липкостной сепарации и флотации.

Анашкина Н. Е., Хачатрян Г. К. - Применение метода ИК-фурье-спектроскопии для оценки технологических свойств и качества алмазного сырья / Руды и металлы. 2015. № 3. С. 70-77.

Биллер А.Я., Смелов А.П., Зайцев А.И. - Изменения содержания, кристалломорфологии и средней массы алмазов в палеозойских и мезозойских кимберлитах северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции / Отечественная геология. 2010. N 5. С. 30-36. Библиогр.: с. 36. - ISSN 0869-7175

Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 1986. 220 с.

Бунин И. Ж. - Теоретические основы воздействия наносекундных электромагнитных импульсов на процессы дезинтеграции и вскрытия тонкодисперсных минеральных комплексов и извлечения благородных металлов из руд: дисс. ... д-ра техн. наук: 25.00.13 / Бунин Игорь Жанович.- М. 2009.- 345 с.

Зинчук Н.Н, Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. // Москва, «Недра»,2003,603с.

Казицына Л. А., Куплетская Н. Б. - Применение УФ-, ИК- и ЯМР-спектроскопии в органической химии. М.: Высшая школа, 1971. 264 с.

Плюснина И. И. Инфракрасные спектры силикатов. М.: Изд. МГУ, 1967. 190 с.

Чантурия В. А., Бондарь С. С., Годун К. В., Горячев Б. Е. Современное состояние алмазодобывающей отрасли России и основных алмазодобывающих стран мира / Горный журнал. 2015. № 3. С. 67 - 75.

Чантурия В.А., Бунин И.Ж., Лунин В.Д., Гуляев Ю.В., Бунина Н.С., Вдовин П.С., Корженевский А.В., Чररненин В.А. Использование мощных электромагнитных импульсов в процессах дезинтеграции и вскрытия упорного золотосодержащего сырья / Физико- технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2001. № 4. С.95-106.

Рудная минерализация гидротермально-бактериальных трубчатых строений из терригенно-вулканической толщи верхнего триаса Горного Крыма

Лысенко В.И.[1], Андрюшин Д.С.[1], Королева В.А.[1]

[1]*Филиал МГУ в г. Севастополе, niagara_sev@mail.ru*

В настоящее время уделяется большое внимание исследованиям современных сульфидных построек «чёрных курильщиков» гидротермальных полей Мирового океана и находкам подобных образований на поверхности вулканических построек. Трубы «чёрных, серых и белых курильщиков» в разных тектонических структурах океанов различаются минеральным составом и зональностью строения. Общими признаками для них являются: внешняя морфология, сульфидный состав материала построек с незначительной примесью кварца, барита и ангидрита, а также нахождение вблизи гидротермальных полей (Богданов, 2006). В настоящей статье приводятся данные исследования минералогии трубчатых строений, найденных на поверхности лавового палеопотока андезитов в породах верхнего триаса Горного Крыма (Лысенко, 2017). Находки имеют большое морфологическое сходство с современными сульфидными трубами «чёрных курильщиков», но отличаются от них минеральным составом и размерами (Богданов, 2006). Обнаруженные крымские трубчатые строения позволяют пересмотреть историю развития вулканизма в Горном Крыму.

Целью данной работы является изучение минералогии сульфидов и карбонатов из трубчатых построек на поверхности лавовых палеопотоков для познания их генезиса.

Для проведения исследований из центральных и приконтактовых частей сульфидно-карбонатных построек были отобраны образцы для изготовления шлифов. Они были изучены на оптическом микроскопе Olympus BX51 и на растровом электронном микроскопе РЗММА-202М, снабжённого рентгеновским энерго-дисперсионным спектрометром. Данные работы выполнялись в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс

Из-за довольно неровной поверхности лавового потока и интенсивных процессов современного выветривания сложно проследить выходы и условия залегания отдельных сульфидно-карбонатных построек. Часто это довольно крупные строения, расположенные друг от друга на расстоянии от полу до нескольких метров. Они имеют различную морфологию. Большинство строений представлено трубчатыми, цилиндрическими и конусовидными телами. Диаметр трубчатых построек при своем росте может увеличиваться или уменьшаться (Лысенко, 2017). При удалении от поверхности лавового потока в некоторых интервалах осадочных вмещающих пород происходит увеличение диаметра сульфидно-карбонатных труб почти в два раза, после происходит уменьшение до первоначальных размеров. Утолщения обычно имеют уплощенную линзовидную форму с наличием на верхних плоскостях конусовидных микрократеров.

По всей длине на срезах сульфидно-карбонатных построек просматривается концентрическая зональность, которая подчеркивается цветовой гаммой карбонатов и сульфидов (Лысенко, 2017). Зоны характеризуются прерывистым строением и непостоянной мощностью, чем отличаются от строения концентрических конкреций и стяжений (рис. 1). Элементы концентрической вертикальной зональности нарушаются в местах перегиба и раздувов трубчатых тел. С некоторой условностью в поперечном и продольном разрезах сульфидно-карбонатной палеопостроек можно выделить следующие зоны: центральную; промежуточную; боковую и зону бактериального обрастания (Лысенко, 2017).

В центральной части построек находится полоска осветления с прерывистой сульфидной минерализацией. Это фрагменты «флюидного канала» (рис. 1). В продольном разрезе он имеет волнистое неровное строение и диаметр от 5 до 200 мм (Лысенко, 2017). «Флюидальный канал» сложен крупно- и средне кристаллическим чёрно-коричневым или зеленоватым карбонатом, а также сульфидами.

Рисунок 1. Зональность сульфидно-карбонатных гидротермально-бактериальных построек с флюидными каналами в центральной части.

В нём встречаются высыпки кристаллов галенита, сфалерита, халькопирита, пирита и псевдоморфозы марказита по пирротину (рис. 2). Часто сульфидные раздувы в центральной части имеют размеры до 2.0 см и представлены сростками крупнокристаллического пирита (рис. 1). В пространстве между его кристаллами встречаются вкрапленники галенита, халькопирита, сфалерита, пирротина и марказита. Реже встречаются пятна и прожилки белого цвета хорошо раскристаллизованного накрита, образование которого обычно связано с гидротермальными процессами. Границы центральной зоны с промежуточной довольно неровные и расплывчатые. Промежуточная зона имеет более светлую окраску и сложена главным образом сферолитами карбонатов, а также редкими включениями сфалерита, халькопирита, ангидрита, барита, кварца и пирита. Сферолиты карбонатов предположительно образованы сообществом метанотрофных прокариот и архей (Лысенко, 2017). Кроме этого, в этой зоне встречаются обломки туфов андезитов, пепловый материал вулканического стекла и многочисленные трубочки червей, выполненные карбонатом и сульфидами. Контакты промежуточной зоны с боковой очень резкие и прямолинейные.

Боковая зона сложена крупнокристаллическим черно-коричневым, реже серовато-зеленым полупрозрачным карбонатом. Её мощность в разных местах постройки меняется от 2,0 до 20,0 мм. В некоторых частях наблюдаются полосы осветления параллельные боковой поверхности. Сульфидная минерализация в этой зоне представлена редкой вкрапленностью пирита и псевдоморфозами марказита по пирротину. Её граница с внешним слоем бактериального обрастания довольно резкая и волнистая. Зона бактериального обрастания часто состоит из нескольких слоев, разделенных примазками глинистого материала, и имеют общую мощность от 2.0 до 25.0 мм. Серые и черно-коричневые сферолиты карбоната составляют 40-60% общего объёма зоны обрастания (Лысенко, 2017). Они являются цементом пеплового и алевролитового материала, который принимает участие в строении этой зоны.

Выше отмечалось, что карбонаты хорошо различаются по цвету и морфологии кристаллов. Цветовая окраска связана с наличием в них битумов и хлоритов, что подтверждается растворением карбонатов в кислоте. В центральной зоне основная часть карбонатов представлена кальцитом с примесью Mn, Fe и Sr. Их приведенные формулы по данным анализов можно изобразить в виде $(Ca_{0,95}Mn_{0,04}Fe_{0,01})CO_3$ и $(Ca_{0,87}Mn_{0,10}Fe_{0,02}Sr_{0,01})CO_3$. Повышенные содержания марганца (2,2-5,2 %) и железа (0,51-0,97) указывают, что формирование карбонатных построек

происходило с участием глубинных флюидов. Высокие концентрации стронция (0,11%) в сферолитовом карбонатном материале связаны с процессами бактериального хемосинтеза. По результатам анализов в флюидном канале выявлены отдельные кристаллы анкерита ($Ca_{0,95}(Fe_{0,67}Mg_{0,24}Mn_{0,09})CO_3$ и $Ca_{0,95}(Fe_{0,67}Mg_{0,24}Mn_{0,09})CO_3$). На связь образования анкерита с гидротермальными процессами указывают высокие содержания Mn и Fe. Находку церуссита вблизи галенита можно было бы объяснить выветриванием материала постройки, но при этом необходимо отметить что, отсутствуют следы окисления других сульфидов в образце и довольно высокие содержания меди (2,9 %) в минерале.

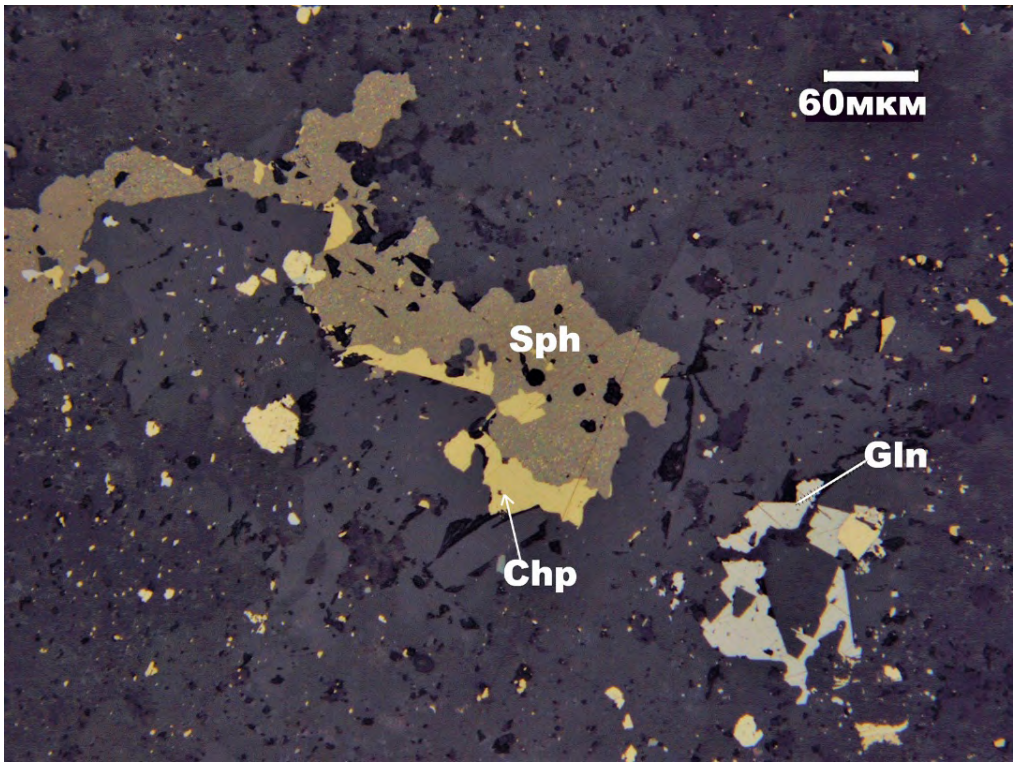


Рисунок 2. Галенит (Gln), халькопирит (Chp) и сфалерит (Shp) в зоне «флюидного канала».

В крымских сульфидно-карбонатных постройках не встречаются выделения колломорфного и фрамбоидального пирита. Обычно он представлен в виде отдельных кристаллов или их сростков, имеющих кубический и пентагондодекаэдрический габитус. Довольно часто верхняя часть концовки флюидных каналов запечатана крупными кристаллами пирита кубической формы. При травлении кислотой, просматривается зональность пирита. Отдельные кристаллы пирита характеризуются повышенными содержаниями никеля (0,76-1,17%).

Сфалерит образует крупные выделения в центральной и боковых зонах, а также его мелкие пятна встречаются в крупных кристаллах пирита (рис. 2). Его выделения покрыты тонкой эмульсионной плёнкой халькопирита (халькопиритовая болезнь). Поэтому анализы сфалерита характеризуются повышенными содержаниями Fe (10,34-12,21%) и Cu (11,09-13,56%), а его приведённая формула $Zn_{0,69}Fe_{0,17}Cu_{0,15}S_{0,98}$. Высокие содержания ртути в нем указывают на средние температуры гидротермальных процессов.

Галенит и халькопирит встречаются в виде мелкой вкрапленности совместно с сфалеритом, а реже с пиритом (рис. 2). Значительная их часть находится в центральной зоне вблизи флюидного канала. По результатам анализов, выполненных на растровом электронном микроскопе РЗММА -202М, состав халькопирита: Cu (34,31-34,39%), Fe (30,48-31,06), S (34,71-34,9), а галенита – Pb (86,22-87,79%), S (12,03-13,21%). Данные результаты почти не отличаются от теоретических содержаний этих элементов в минералах.

Отдельные кристаллы псевдоморфоз марказита по пирротину и их сростки довольно часто встречаются в центральных и боковых зонах сульфидно-карбонатных построек. Обычно они

имеют удлиненную призматическую форму размером до 10 мм. Довольно часто эти псевдоморфозы встречаются совместно с пепловым материалом вулканического стекла.

Результаты изучения минералогии карбонатов сульфидов сульфидно-карбонатных построек района Тессели свидетельствуют о том, что их образование происходило во время остывания лавового потока одновременно с формированием вмещающей толщи пород таврической серии (Лысенко, 2017). Значительная часть карбоната постройки связано с бактериальным хемосинтезом. Поэтому наши крымские строения можно называть сульфидно-карбонатные гидротермально-бактериальные трубчатые образования. По внешней морфологии и минеральному составу крымские постройки имеют много общего с находками подобных образований во впадине Гуаймас и на поверхности вулкана Пийпа (Богданов, 2006).

Авторы благодарят за консультации и оказанную помощь в проведении анализов профессора и члена корреспондента РАН В.В. Масленникова (Институт Минералогии УрО РАН. г. Миасс).

Богданов Ю.А., Лисицын А.П., А.М. Сагалевич, Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанического дна. М.: Наука. 2006. 527 с.

Лысенко В.И. Находка следов триасового палеовулканизма в западной части южного берега Крыма / Металлогения древних и современных океанов-2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс.: ИМин УрО РАН. 2017. С.37-42.

Теллуриды и самородные металлы Новотемирского железорудного проявления (Восточно-Магнитогорская мегазона, Южный Урал)

Анкушев М.Н.[1], Блинов И.А.[1,2], Артемьев Д.А.[1,2], Медведева П.С.[3], Алаева И.П.[3], Шагалов Е.С.[4]

[1]*Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, ankushev_maksim@mail.ru*
[2]*Южно-Уральский государственный университет, ivan_a_blinov@mail.ru*
[3]*Южно-Уральский государственный гуманитарно-педагогический университет, polenke@yandex.ru, alaevaira@mail.ru*
[4]*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, shagalov@igg.uran.ru*

Новотемирское проявление железа и меди находится в 1.3 км к юго-востоку от пос. Новотемирский в Чесменском районе Челябинской области. Интерес к объекту, прежде всего, обусловлен тем, что на нем функционировал древний рудник. В 2015 г. установлено, что окисленные медные руды на проявлении отрабатывались в эпоху бронзового века небольшим карьером (Юминов и др., 2015). Позже на руднике были обнаружены вертикальные горные выработки, представленные шахтой и шурфами (Алаева и др., 2017). Период отработки рудника, по находкам датируется поздним бронзовым веком (Медведева и др., 2018).

Новотемирское проявление локализовано в Куликовском ультрабазитовом массиве, расположенному на южном окончании Арамильско-Сухтелинской зоны (Сначёв и др., 2006). Массив относится к одноимённому ультрабазитовому поясу (O_2kl), который, в свою очередь, вместе с Чебаркульским и Казбаевским поясами, входит в состав Куликовского комплекса (O_2). Массив состоит из тектонически совмещенных блоков апогарцбургитовых и аполерцолитовых серпентинитов, габброидов и вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Новотемирское проявление находится в центральной части массива на контакте апогарцбургитовых серпентинитов с родингитами. Предшествующими геологоразведочными работами на проявлении зафиксировано тело мартитизированной магнетитовой руды мощностью около 10 м. В массивной магнетитовой руде отмечены гематит, халькопирит, иногда встречается сфалерит (Государственная…, 2001).

Первичные минералы меди представлены халькопиритом и борнитом. В зоне окисления развиты малахит, хризоколла, азурит, реже – делафоссит, ковеллин и халькозин. Помимо минералов меди, в рудах встречаются сульфиды, арсениды и сульфоарсениды Ni и Co – пентландит, никелин, кобальтин, орселит, маухерит, а также единичные зерна акантита и иодаргирита (Блинов и др., 2018).

Современные эксплуатационные работы на руднике не проводились, поэтому все рудные образцы в ходе исследования отбирались из отвалов. Основной задачей работы было определение новых минеральных фаз в образцах первичных и окисленных руд, отобранных на руднике в 2018–2019 гг. Состав минералов в полированных препаратах определялся на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act (аналитик И.А. Блинов).

Во время полевых работ 2018 г. были обнаружены крупные блоки медно-магнетитовых руд, в которых сохранилась первичная сульфидная минерализация, представленная халькопиритом. На рудопроявлении самородная минерализация представлена самородным висмутом, платиной и медью.

Самородный висмут и платина встречаются в медно-магнетитовых рудах, приуроченных к родингитам. Висмут присутствует в виде включений в хромшпинелидах или в ассоциации с ними. Платина образует мелкие зерна или сростки зерен. Оба минерала были диагностированы по качественным ЭДС спектрам. В висмуте отмечаются небольшие примеси Cr, Ag, Fe. В составе платины фиксируются примеси Rh и Fe.

Алтаит образует включения в магнетитовой массе размером до 10 мкм в рудной минерализации по родингиту (рис. 1Г). Минерал отвечает химическому составу (мас. %): Pb - 62.49, Te - 38.29. Минерал встречается на медных и полиметаллических месторождениях

различного генезиса. Наряду с самородной медью висмутом, орселитом, маухеритом, минералами платиновой группы и другими редкими и самородными фазами зафиксирован в серпентинизированных ультрамафитах (Шведов и др., 2016).

В 2019 г. при вскрытии отвала, в центральном карьере рудника, обнаружены образцы выветрелых серпентинитов с ранее не известной здесь минерализацией самородной меди (рис. 1А, Б). Медь образует губчатые дендритовидные агрегаты размером до 2-3 мм (рис 1В). Ассоциирует с купритом, часто находится в массе гидроксидов железа, заполняет трещины в серпентините. Состав по данным электронной микроскопии представлен чистой медью с примесью железа (мас. %): Cu 96.47, Fe 4.06. Микропримеси в самородной меди определялись методом лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700x и лазерной приставкой New Wave Research UP-213 (аналитик Артемьев Д.А.) Для расчёта и калибровки применялся стандарт металлической меди NIST SRM-500 с нормированием до 100 %.

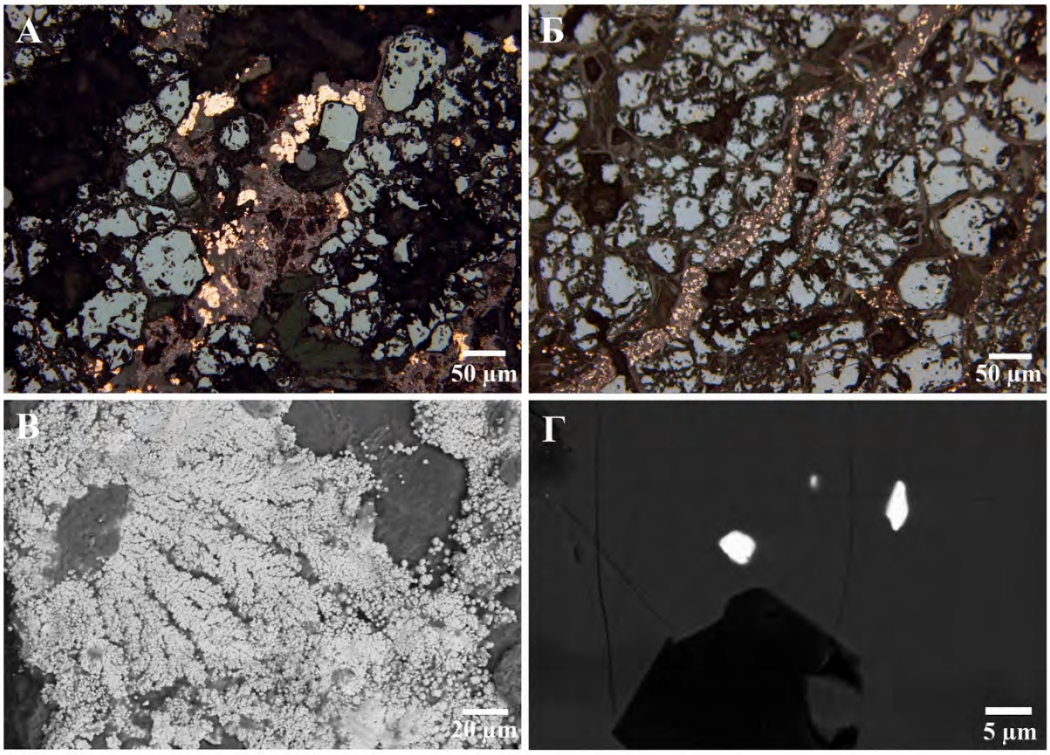


Рисунок 1. Самородная минерализация Новотемирского рудопроявления.
А, Б – включения самородной меди в серпентините, фото в отраженном свете; В – дендриты самородной меди, развивающиеся по трещине в серпентините, фото в отраженных электронах; Г – включения алтаита в магнетите, фото в отраженных электронах.

По этим данным в меди содержатся примеси: Co 0.3-1 мас.%, Ni 0.2-2.6 мас.%, Zn 0.06-1.5 мас. %, As 230-850 ppm, Se 0-370 ppm, Te 0-80 ppm, Au 1.2-29 ppm, Bi 0.1-15 ppm. Анализ микропримесей в халькопирите проявления показал повышенные содержания Se до 180 ppm, In до 70 ppm, Te до 47 ppm. As-ассоциация ранее была обнаружена на проявлении (Блинов и др., 2018), она является характерной для медных месторождений в ультрабазитах.

Самородные металлы (железо, медь, никель) широко распространены в ультраосновных породах, где они сопровождаются магнетитом, сульфидами и арсенидами железа и никеля (Новгородова, 1983). Самородные металлы являются продуктами постмагматических изменений ультрабазитов – серпентинизации, хризотилизации, антигоритизации, карбонатизации, отальковання и окварцевания. В уральских серпентинитах наблюдались признаки возникновения самородной меди на месте частично разложившегося сульфида меди (кубанита). Образование скоплений металлов, главным образом группы железа и медистого золота, связывают также с родингитами (Новгородова, 1983), зафиксированными и на Новотемирском проявлении.

Считается, что основным медным сырьем для металлургов бронзового века на руднике Новотемирский являлись окисленные медные руды (Блинов и др., 2018). Однако последние работы на объекте выявили присутствие глубоких вертикальных горных выработок и наличие

разнообразной сульфидной минерализации в отвалах рудника. Сульфидная минерализация также обнаружена в металлургических шлаках поселений позднего бронзового века в Южном Зауралье (Artemyev, Ankushev, 2019). Поэтому нельзя исключать использование и сульфидных руд Новотемирского проявления при отработке более глубоких горизонтов зоны окисления. Пока представляется маловероятным, что в качестве сырья могла использоваться самородная медь, ее количество во вмещающих породах очень мало. Для точного установления всех разновидностей руд, использовавшихся металлургами бронзового века на Новотемирском, в 2020 г запланировано продолжить археологические работы, в частности вскрытие шахт и шурфов рудника.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 18-39-00056 мол_а. Авторы выражают благодарность А.А. Михайловой и А.М. Юминову.

Алаева, И.П., Медведева, П.С., Анкушев, М.Н. Шахта раннего железного века на древнем руднике Новотемирский // Этнические взаимодействия на Южном Урале. Сарматы и их окружение. Материалы VII Всероссийской научной конференции. Челябинск: Государственный исторический музей Южного Урала. 2017. С. 7–13.

Блинов, И.А., Анкушев, М.Н., Рассомахин, М.А., Медведева, П.С. Минералы меди, никеля и мышьяка в рудах Новотемирского проявления железа (Южный Урал) // Минералогия. 2018. № 3. С. 36-45.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, серия Южно-Уральская, лист N-41-XIX. Объяснительная записка. Составили: Ал. В. Тевелев, И.А. Кошелева, Е.Ф. Бурштейн, Арк.В. Тевелев, И.Е. Кузнецов, В.С. Попов. С-Петербург, Недра. 2001. 165 с.

Медведева, П.С., Алаева, И.П., Плеханова, Л.Н. Анкушев, М.Н. Междисциплинарные методы исследования в решении проблемы датировки горных выработок (на примере рудника Новотемирский в Южном Зауралье //Археология и естественные науки в изучении культурного слоя объектов археологического наследия. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2018. С. 111–117

Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука. 1983. 288 с.

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Геология Арамильско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа, ДизайнПолиграфСервис. 2006. 176 с.

Шведов Г. И., Барков А. Ю., Олешкевич О. И. Рудные минеральные ассоциации в ультрамафитах массива Огнит, Иркутская область, Восточный Чаян // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2016. № 1. С. 49-60.

Юминов, А.М., Анкушев, М.Н., Рассомахин, М.А. Древний медный рудник Новотемирский (Южный Урал) // Геоархеология и археологическая минералогия – 2015. Миасс: Институт минералогии УрО РАН. 2015. С. 78–81.

Artemyev D.A., Ankushev M.N. Trace elements of Cu-(Fe)-sulphide inclusions in Bronze Age copper slags from South Urals and Kazakhstan: ore sources and alloying additions // Minerals. 2019 (в печати).

Условия образования золото-сульфидно-кварцевого месторождения Барсучий (Северо-Восточная Тува)

Кужугет Р.В.[1], Анкушева Н.Н.[2], Прокопьев И.Р.[3], Редина А.А.[3]

[1]*ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл, rkuzhuget@mail.ru*
[2]*Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, ankusheva@mail.ru*
[3]*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

Геолого-съёмочными и поисковыми работами 1963–1971 гг. на площади Тарданского рудного узла (ТРУ) выявлены золоторудные объекты в скарнах (Тардан, Копто, Барсучий, Соруглуг-Хем, Правобережное) и березитах (Тардан-2), а также ряд мелких проявлений и многочисленные пункты минерализации золота.

В региональном плане ТРУ расположен на юге Алтае-Саянской складчатой области и приурочен к северо-западной части Каахемского гранитного батолита и одноименной зоны глубинных разломов. Золоторудные объекты ТРУ приурочены к зоне контакта Копто-Байсютского габбро-диорит-плагиогранитного массива (O_1tn) с вулканогенно-карбонатными породами туматтайгинской ($R-Є_1tt$) и тапсинской свит ($Є_1tp$). Золотое оруденение в рудном узле контролируется разрывными нарушениями Каахемского глубинного разлома и пространственно совмещено со скарновыми залежами сложного строения (Гаськов, 2008; Коробейников и др., 2013). Предполагается, что золоторудные объекты ТРУ являются производными единой рудно-магматической системы (Коробейников и др., 2013).

Месторождение Барсучий расположено в центральной части ТРУ, на левобережье р. Бай-Сют и представляет собой крупное (2×3 км) «провисание» кровли Копто-Байсютского массива среди осадочно-вулканогенных пород, представленных кварцевыми порфирами и их туфами с прослоями доломитов и известняков. Интрузивные породы представлены диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами, которые выполняют апофизу Копто-Байсютского массива. На контакте интрузивных пород с вулканогенно-карбонатными породами туматтайгинской ($R—Є_1tt$) и тапсинской свит ($Є_1tp$) образовались магнезиальные и известковые скарны. С понижением температуры скарнового процесса формировались магнетитовые руды, которые являются сопутствующим оруденением На месторождении выявлено 4 рудных тела. Основное рудное тело залегает в карбонатных породах в виде линзы длиной 180 м и мощностью 5−20 м. Среднее содержание Au в рудных телах составляет 2.3–5.3 г/т. Предшественниками это оруденение относилось к золото-скарновой формации (Кильчичаков и др., 1967).

Нашими исследованиями установлено, что прожилково-вкрапленное золото-сульфидно-кварцевое оруденение штокверкового типа с единичными жилами сульфидно-кварцевого состава месторождения Барсучий в скарнах, апоскарновых метасоматитах и диоритах имеет гидротермальный генезис и с магнетит-скарновой формацией связано лишь пространственно (Кужугет и др., 2019).

Штокверковая золото-сульфидно-кварцевая минерализация месторождения Барсучий развита в скарнах, роговиках, диоритах и осадочных породах, которые осложнены тектоническими нарушениями. Постскарновые процессы выражены в окварцевании, гематитизации, амфиболизации, хлоритизации и серпентинизации и обусловили значительное изменение скарнов вплоть до полного их преобразования в серпентин-карбонатные, актинолитовые, серпентин-актинолит-карбонатные породы.

Анализируя данные предшественников и собственные наблюдения (Кужугет и др., 2019), установлено, что на месторождении Барсучий наложенное на скарны, роговики, диориты и апоскарновые метасоматиты золото-сульфидно-кварцевое оруденение образовалось в течение 4 стадий: 1) дорудная лиственитовая; 2) I продуктивная золото-пирротин-халькопирит-пирит-кварцевая; 3) II продуктивная золото-теллуридно-пирротин-халькопирит-пирит-кварцевая; 4) пострудная кальцит-кварц-хлоритовая. В коре выветривания развиты лимонит, гетит и другие минералы.

I продуктивная стадия отмечается в виде гнёзд (до 1.5 см) и прожилков (до 2 см), а также жил мощностью 0.1–0.2 м и протяженностью 4–15 м. Они сложены мелкозернистым, серым и полупрозрачным кварцем с вкрапленниками пирита и халькопирита. Золото (размером до 1.6 мм) образует срастания с пиритом, халькопиритом, пирротином и самостоятельные зёрна в кварце, а также развивается по трещинам породообразующих минералов скарнов и апоскарновых пород. Золото характеризуется вариациями пробности от 950 до 972 ‰.

II продуктивная стадия с халькопиритом, пиритом, галенитом, арсенопиритом, калаверитом $AuTe_2$, петцитом, гесситом, сфалеритом и теллуровисмутитом отмечается в виде сульфидно-кварцевых гнёзд (размером до 0.5 мм) и прожилков (до 5 см) в ранних магнетитовых рудах, актинолитовых метасоматитах и жилах I продуктивной стадии (Кужугет и др., 2019). Кварц в прожилках и гнёздах мелкозернистый, серый, полупрозрачный, реже прозрачный. Средняя пробность золота II продуктивной стадии составляет 863 ‰ (781–932 ‰).

Условия образования минеральных ассоциаций изучены термометрическими методами исследований на базе АЦ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и ЮУрГУ (г. Миасс) с использованием термокамеры TMS-600 (Linkam) и микроскопа Olympus BX 50. Интерпретация температур эвтектики флюидных включений проведена по (Борисенко, 1982). Концентрации солей определены по температурам плавления льда (Bodnar, Vytik, 1994). Отношения стабильных изотопов серы в пирите определены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН с использованием газового масс-спектрометра Finnigan MAT Delta в режиме двойного напуска (г. Новосибирск, аналитики В.Н. Реутский, М.Н. Колбасова). Значения $\delta^{34}S$ приведены в промилле (‰) относительно стандарта CDT.

В кварце I продуктивной стадии диагностированы первичные и псевдовторичные флюидные включения следующих генераций (Реддер, 1987): 1) двухфазные газово-жидкие (VL); 2) трехфазные газово-жидкие с твёрдой фазой (VLS). Первичные VL включения встречаются в виде одиночных вакуолей изометричной формы (иногда с выраженными кристаллографическими гранями) размерами 4–10 мкм. Доля газовой фазы, которая представлена углекислотой и метаном, составляет до 30 об. %. Полученные температуры эвтектики –25…–19 °С предполагают присутствие в растворе хлоридов K и Na. Концентрация составляет 7.3–10.5 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации в жидкую фазу установлены в интервале 360–340 °С. Флюидные VLS включения содержат тёмную минеральную фазу, которую не удалось идентифицировать ввиду малых размеров. Псевдовторичные VL включения маркируют трещины, располагающиеся в пределах зерен кварца, имеют удлинённую форму и размеры до 12 мкм. Среди них встречаются включения, газовая фаза которых составляет до 60 об. % и представлена смесью углекислоты и метана. Для псевдовторичных VL включений получены температуры плавления льда от –1,5 до –0,8 °С, которым соответствуют концентрации солей 1,4–2,6 мас. % NaCl-экв. Температуры гомогенизации составили 310–280 °С.

В кварце II продуктивной стадии диагностированы первичные VL включения с долей газовой вакуоли 15–20 об. %, которые встречаются в центральных частях зёрен. Они имеют изометричную форму и размеры 10–20 мкм. Температуры гомогенизации (в жидкую фазу) составляют 320–240 °С; концентрации растворов – 5–8.8 мас. % NaCl-экв.

Изотопный состав серы пиритов I продуктивной стадии варьирует от +1.4 ‰ до +4.3 ‰, II продуктивной стадии – от +4.3 ‰ до +4.6 ‰, т.е. образуют узкий интервал от +1.4 ‰ до +4.6 ‰. Изотопный состав серы во флюиде ($\delta^{34}S_{H2S}$) в равновесии с сульфидами в момент минералообразования, рассчитан с использованием величин $\delta^{34}S$ для пиритов и температур гомогенизации включений в кварце в соответствии с уравнением фракционирования (Ohmoto, 1979; Li, Liu, 2006), исходя из предположения, что растворах преобладал H_2S: $\Delta_{пирит–H2S} = \delta^{34}S_{пирит} - \delta^{34}S_{H2S}=0,4(10^6/T^2)$. $\delta^{34}S_{H2S}$ флюида I продуктивной стадии варьируют от +0.1 до 3.0 ‰, II продуктивной стадии – от +2.7 до +3.5 ‰.

Таким образом, на месторождении Барсучий формирование продуктивных стадий месторождения Барсучий (I продуктивная стадия – 360–280 °С, II – 335–240 °С) происходило из низко-среднеконцентрированных (1.7–10.5 мас. % NaCl-экв.) растворов состава $NaCl–KCl–H_2O$, содержащих углекислоту и метан. Данные изотопов серы пиритов ($\delta^{34}S$, ‰) свидетельствуют об участии серы магматического (0±5 ‰) происхождения (Ohmoto, 1986; Chaussidon et al., 1987), т. е. соответствуют флюиду магматической природы, характерному для месторождений Au,

связанных с интрузиями («intrusion related gold deposits») (Newberry et al., 1995; McCoy et al., 1997).

По минералого-геохимическим и изотопным особенностям месторождение Барсучий, как и другие объекты ТРУ, относится к плутоногенно-гидротермальной (малосульфидной золото-сульфидно-кварцевой) формации и близко месторождениям золото-висмутового геохимического типа (Горячев, Гамянин, 2006; Спиридонов, 2010; Vikentyeva et al., 2018), которые по классификации зарубежных исследователей отвечают классу месторождений, парагенетически связанных с интрузиями («intrusion related gold deposits») (Lang, Baker, 2001).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (№ 17–45–170970 р_а).

Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений / под ред. Н.П. Лаверова. М.: Недра. 1982. С. 37–46.

Гаськов И.В. Новые данные о соотношении скарновой и золоторудной минерализации на Тарданском месторождении (Северо-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1227–1237.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 2006. С. 50–62.

Кильчичаков К.М., Токунов В.Ф., Плеханов А.И. Результаты оценки Тарданского золоторудного месторождения и поисков золота в бассейне р. Бай-Сют. Кызыл: ТГРЭ. 1967. 150 с.

Кужугет Р.В., Прокопьев И.Р., Редина А.А., Анкушева Н.Н. Золото-сульфидно-кварцевое месторождение Барсучий (Северо-Восточная Тува): минералого-геохимические особенности и условия образования // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 10. 181–196.

Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука. 1973. 348 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир. 1978. Т. 1. 360 с.

Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Гусев А.И., Ворошилов В.Г. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. Томск: Изд-во ТПУ. 2013. 458 с.

Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Тр. Всерос. (с междунар. участием) науч. конф., посвящ. 80-летию КНЦ РАН. Апатиты: K&M. 2010. С. 143–171.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H2O–NaCl fluid inclusions. In: B. De Vivo and M.L. Frezzotti, eds., Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications. Blacksburg: VPI & SU publ. 1994. P. 117–130.

Chaussidon M., Albarède F., Sheppard S.M.F. Sulfur isotope heterogeneity in the mantle from ion microprobe measurements of sulphide inclusions in diamonds // Nature. 1987. V. 330. P. 242–244.

Vikentyeva O.V. Prokofiev V.Yu., Gamyanin G.N., Goryachev N.A., Bortnikov N.S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // Ore Geology Reviews. 2018. V. 100. P. 240–259.

Lang J.R., Baker T. Intrusionrelated gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. 2001. V. 36. P. 477–489.

Li Y., Liu J. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides // Geochimica Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. P. 1789–1795.

Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // Review Mineralogy. 1986. V. 16. P. 491–560.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.Y.: J.Wiley & Sons. 1979. P. 509–567.

McCoy D., Newberry R.J., Layer P., DiMarchi J.J., Bakke A., Masterman S., Minehane D.L. Plutonic-related gold deposits of Interior Alaska, Mineral Deposits of Alaska // Economic Geology. 1997. Vol. 9. P. 191–241.

Newberry R.J., McCoy D.T., Brew D.A. Plutonic-hosted gold ores in Alaska: Igneous versus metmorphic origins. In: Ishihara S., Czamanske G.K. (Eds.). Proceedings of the Sapporo International Conference on Mineral Resources of the NW Pacific Rim. Resource Geology. Special Issue. 1995. V. 18. P. 57–100.

Использование ГИС для оценки транспортной доступности участков недр на территории Алтае-Саянской складчатой области.

Антонец А.В.[1]

[1]*ФГБУ «ЦНИГРИ», Москва, antonetc@tsnigri.ru*

Участки недр являются основным объектом интереса при недропользовании. Различаются используемые и неиспользуемые участки недр, образующие соответственно распределенный и нераспределенный фонды участков недр.

Распределенный фонд недр составляют участки, на которые выданы в установленном порядке разрешительные документы на право пользования недрами.

Нераспределенный фонд недр составляют участки, на которых предусматривается проведение геологоразведочных работ, освоение объектов недропользования, но разрешительные документы еще не выданы (закон Российской Федерации О недрах).

Самые экономически выгодные объекты уже находятся в разработке, на них выданы лицензии. Остальные участки недр либо недоизучены, либо не имеют достаточно высоких показателей запасов или ресурсов, либо не имеют достаточной доступности для освоения.

Одним из ключевых факторов при выборе участков недр для постановки и проведения геологоразведочных работ является транспортная доступность территорий.

Для выполнения анализа предлагается использовать визуальное представление транспортной доступности площадей нераспределенного фонда недр. Для решения этой задачи были подготовлены данные для пространственного анализа: дорожная сеть региона по данным OSM, цифровая модель рельефа (ЦМР) GMTED2010, а также топографическая основа местности.

На первом этапе была проанализирована существующая дорожная сеть территории Алтае-Саянской складчатой области (АССО) на основе данных OSM (openstreetmap.org), информация о которых оказалась достаточно качественной и подробной для моделирования растрового представления, демонстрирующего насколько далеко каждая точка пространства находится от существующих дорог. Перед этим слой с дорогами был отфильтрован на основе анализа исходных данных таким образом, чтобы оставить для моделирования только объекты дорожной сети, существующие на данный момент и с твёрдым покрытием, пригодные для перемещения автомобильного транспорта.

Растр расстояний от существующих автодорог был составлен путём создания буферных зон через 1 километр в евклидовом пространстве. Полученные зоны были объединены в один слой, где в поле веса объекта было прописано буферное расстояние от дорог. Этот полигональный слой был переведён в растр, в котором самые тёмные пиксели соответствуют наибольшей удаленности от существующих автодорог.

Для более корректной информации о транспортной доступности был учтён уровень крутизны рельефа местности. На изучаемой территории достаточно полными и корректными оказались данные GMTED2010 с пространственным разрешением 7,5 угл. с ~ 250 м (edcintl.cr). Были загружены 4 листа ЦМР с общим пространственным покрытием 30–70° с. ш. и 60–120° в. д., в последствии они были объединены в один растр и обрезаны по маске слоя, оконтуривающего территорию АССО. Из полученного изображения и был вычислен растр уклона поверхности, который представляет из себя функцию изменения высоты для каждой ячейки ЦМР. Это первая производная от ЦМР.

Помимо этого, учитывались факторы, связанные с ландшафтными особенностями местности. Для этого были использованы данные топографической основы масштаба 1:500 000. Были задействованы пространственные данные о растительности, особенностях земельного покрытия, площадной гидрографии. Все эти слои были объединены в один слой, затем каждому объекту был присвоен определенный вес в зависимости от усложнения проходимости территории.

Далее полученный полигональный слой был переведен в растр, в котором значения для пикселей (200 м/пиксель) были взяты из весов объектов слоя. Полученная поверхность

отображает сложность перемещения по территории в зависимости от наличия на ней разного вида растительности, озёр, болот и типов земельного покрытия, где наиболее темные участки отображают объекты с самыми большими весами, что соответствует самым труднодоступным местам.

В результате обработки исходных данных инструментами ГИС были получены следующие растровые представления: расстояния до автодорог, уклон рельефа и типы поверхности (рис. 1). Эти три фактора вносят свой вклад в стоимость построения дороги через каждую ячейку результирующего растра стоимости. Далее требовалось объединить эти три растра, но каждый из этих наборов данных — в разных единицах измерения, поэтому их нельзя сравнивать напрямую, необходимо произвести нормирование значений.

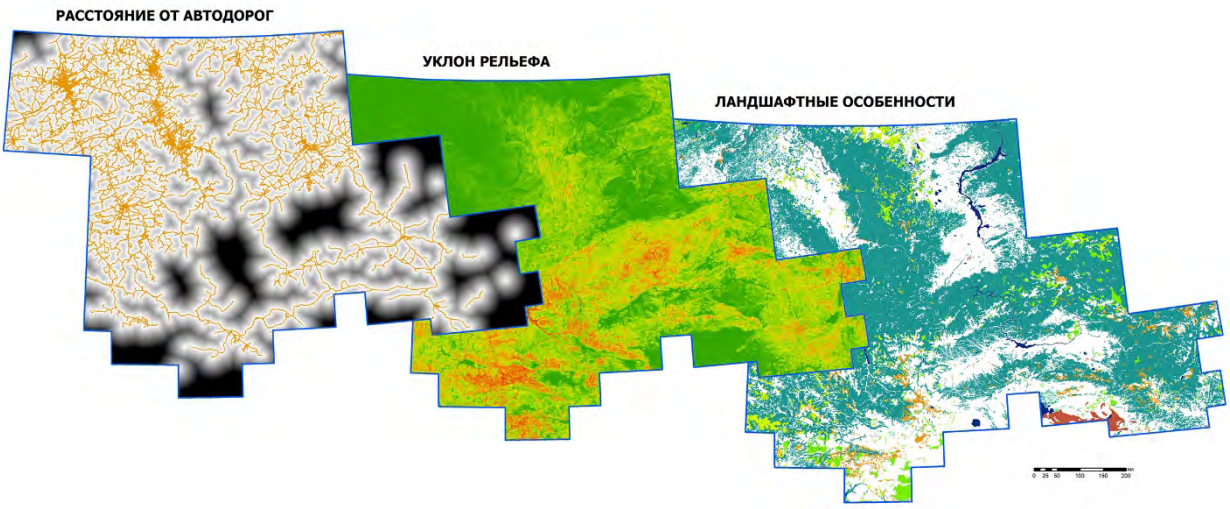


Рисунок 1. Растры, использованные для моделирования транспортной доступности.

На следующем этапе значения полученных растровых изображений были приведены к положительным целым числам, с учётом их атрибутов и влияния на стоимость перемещения через каждую ячейку растра. Кроме того, применялась дополнительная классификация по диапазонам значений, для упрощения процесса взвешивания и суммирования.

Например, в растре уклона значения представлены в градусах. Все пиксели, которые имеют значение больше 12 градусов, можно объединить в один класс, поскольку дороги с таким уклоном не строят. Так же можно объединить в один класс пиксели с незначительной разницей в уклоне (1–2 градуса). Таким образом, наибольшие значения были присвоены ячейкам с показателем уклона 12 и более градусов, остальным были присвоены значительно меньшие значения, поскольку в тех местах уклон не критичен. Аналогичные действия были предприняты и к двум другим растрам (desktop.arcgis.com).

На этапе взвешивания необходимо было понять, что является основополагающим фактором, влияющим на итоговую стоимость. Близость к существующим дорогам важна, но не первична, если в непосредственной близости находится крупный водный объект или крутые склоны. При этом на некоторых труднопроходимых участках наблюдается нулевой уклон (озёра, болота).

Было решено принять вес результирующего изображения за 100 %, а веса его составляющих распределить следующим образом: для растра уклона принять вклад в стоимость в размере 42 % (в нём меньше всего классов, а удорожание резко растет после 12 градусов), для растра проходимости — 34 % (при этом в нём больше классов, чем в растре уклона), для растра расстояний остаётся 24 % (в нем больше всего классов и далёкие ячейки всё равно будут иметь большой вес).

Для получения результирующего изображения, классифицированные данные были взвешены и сложены. В результате получено растровое представление, которое определяет степень транспортной доступности территории АССО (рис. 2).

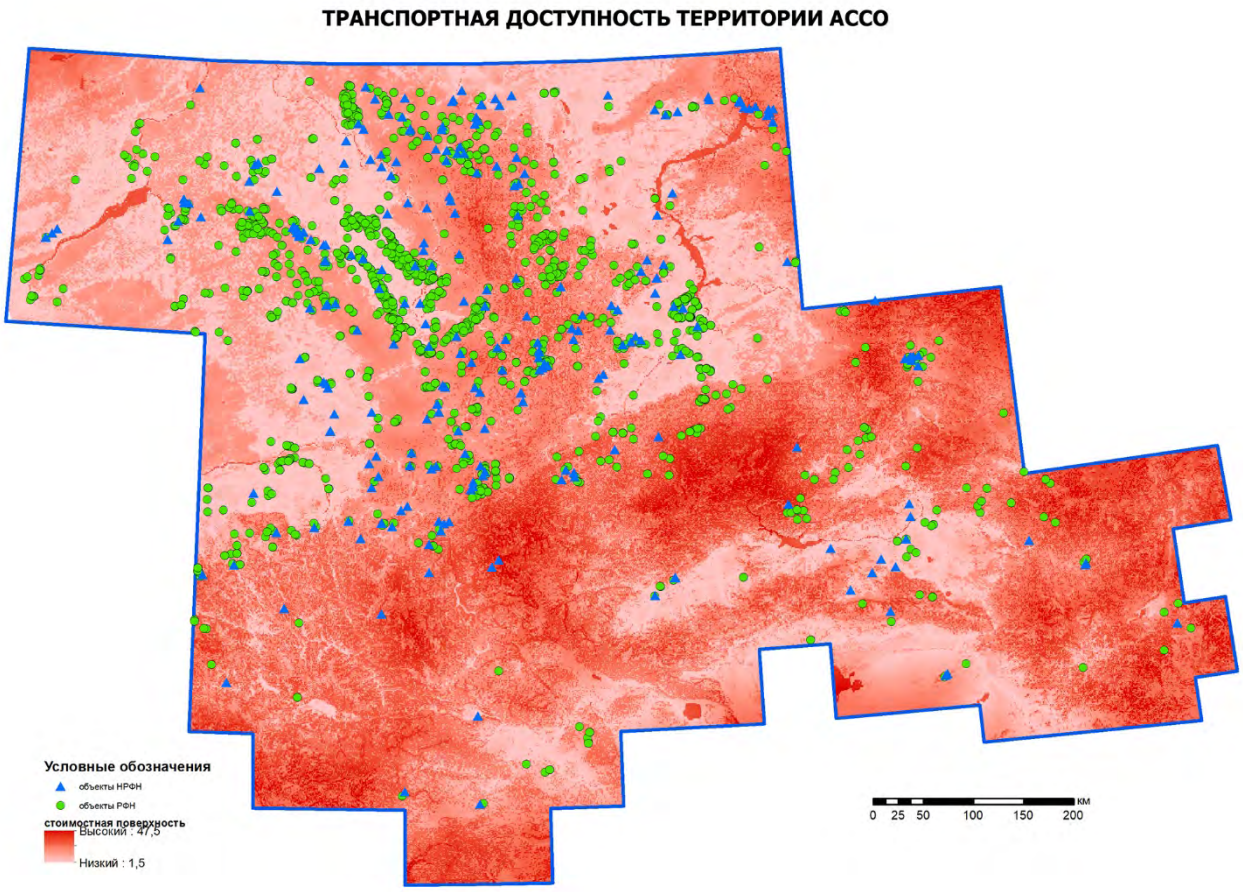


Рисунок 2. Поверхность транспортной доступности с участками недр.

Если посмотреть на расположение лицензий (lic.rfgf.ru) на данной территории и вычислить значение растра стоимости для каждой площади, становится понятно, что большинство объектов распределенного фонда недр имеют высокую или среднюю транспортную доступность. То есть они находятся в ячейках, показатель которых ниже 20 условных единиц стоимости. Это 93,6 % от всех когда-либо выданных лицензий на территории АССО. Для объектов нераспределенного фонда недр с прогнозным потенциалом ситуация аналогичная - 91, 2 %.

Таким образом, транспортная доступность нераспределенных участков напрямую взаимосвязана с транспортной доступностью распределенных участков. Повышение транспортной доступности территории АССО и геологическое доизучение участков недр повысит привлекательность объектов нераспределенного фонда недр для лицензирования. С другой стороны, выявление перспективных участков повлечёт за собой развитие транспортной инфраструктуры территории.

desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/creating-a-cost-surface-raster

edcintl.cr.usgs.gov/downloads/sciweb1/shared/topo/downloads/GMTED

openstreetmap.org

gis-lab.info/qa/isochrone-map-grass-qgis

lic.rfgf.ru

Закон Российской Федерации О недрах (в редакции Федерального закона от 3 марта 1995 года N 27-ФЗ) (с изменениями на 3 августа 2018 года) (редакция, действующая с 1 января 2019 года).

Новые данные о геолого-структурных особенностях золоторудных месторождений Ожерелье, Ыканское, Угахан и Голец Высочайший

Бабяк В.Н.[1,2], Будяк А.Е.[1], Тарасова Ю.И.[1,3]

[1]*ИГХ СО РАН, г. Иркутск, vnb@gvgold.ru*
[2]*ПАО «Высочайший», г. Бодайбо*
[3]*ИНЦ СО РАН, г. Иркутск*

Компания ПАО «Высочайший» владеет лицензиями на поиски, разведку и разработку месторождений золота в Бодайбинском районе Иркутской области. Основными, действующими объектами являются четыре месторождения рудного золота: Голец Высочайший, Угахан, Ыканское и Ожерелье.

Целью работы стало сопоставлении разрабатываемых месторождений компании по геолого-минералогическим и геохимическим параметрам для выявления закономерностей распределения золотого оруденения в каждом из них.

Для достижения данной цели были решены следующие задачи: изучены и проанализированы множественные данные глубокого бурения с целью выявления геолого-структурных особенностей месторождений; определен минералогический состава руд; выявлены новые, перспективные участки месторождений (слепые рудные залежи, не выявленные на стадии разведки).

В ходе семилетней работы на месторождениях компании, был собран большой объем фактического первичного материала. В процессе исследований, все данные были организованны в единую информационную базу и детально проанализированы при помощи средств компьютерного моделирования (3D анализ) в программном обеспечении Micromine и Leapfrog. Также был произведен анализ структурных, геолого-минералогических и геохимических данных регионального и локального уровней.

Как результат всей работы, по месторождению Угахан было выявлено каскадное строение рудных тел, осложненное разрывными нарушениями, а также, обнаружены новые рудные участки. Все это позволило предположить наличие новых, аналогичных рудных блоков в пределах лицензионной площади. По золоторудному месторождению Голец Высочайший выявлены новые участки благороднометального оруденения в пределах стратиграфического уровня, который ранее считался бесперспективным.

Таким образом, опираясь на модель гидротермально-метасоматического образования золоторудных месторождений Бодайбинского района (Буряк, Немеров, Будяк) была предложена программа доразведки флангов и глубоких горизонтов месторождений. Особое внимание было уделено поискам слепых залежей, приуроченных к потенциально рудоносным толщам (бужуихтинская, аунакитская, хомолхинская свиты) на крыльях и глубоких горизонтах ядерных частей антиклинальных складок.

Результатом проведенной программы стало: а) прирост запасов и ресурсов на месторождениях Угахан, Голец Высочайший и Ожерелье (30 тонн в запасах, 56 тонн в ресурсах); б) выявлены новые зоны с золоторудной минерализацией на глубоких горизонтах в ядре антиклинальной складки (Голец Высочайший) и в пологом крыле антиклинальной складки (Угахан); в) приуроченность золоторудной минерализации к бужуихтинской, хомолхинской и аунакитской свитам.

Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ. 2014. 215 с.

Котельников Е.Е., Агеев Ю.Л Отчет о результатах работ по объекту 111-36 (120-36) «Поисковые работы на рудное золото в углистых карбонатно-терригенных комплексах южной части Бодайбинского рудного района (Иркутская область)» Иркутск: 2015. 116с.

Учитель М.С., Бобров В.А., Боброва Т.А. и др. Отчет о результатах геологоразведочных работ 1993-2000 гг. с подсчетом запасов в пределах золоторудного месторождения Голец Высочайший Иркутск: 2000 г. 307с.

Мартыненко В.Г., Верхозин А.В., Суслов Н.А. и др. Отчет о результатах детальных поисковых работ на рудное золото в пределах Артемовского рудного узла за 1981-1983 гг. Иркутск: 1983 г. 270с.

Срывцев Н.А., Копылов А.В., Ростова Л.С., Суворов А.В. Отчет о результатах работ Угаханской аэрогеофизической партии за 1974 год Иркутск: 1975 г. 187с.

Исследование состава рудообразующих флюидов на месторождении Высокогорское, Дальний Восток посредством изучения флюидных включений в кварце.

Балашов Ф.В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, Москва, balashfil@mail.ru*

Гидротермально-магматические брекчиевые и жильные тела, ассоциирующие с рудной минерализацией или содержащие руды, обычны во многих гидротермальных месторождениях и, как правило, являются свидетельством связи процессов отложения руд с магматизмом и позволяют охарактеризовать флюидный режим гидротермальной системы. Поэтому нами были изучены на Высокогорском месторождении, состав и свойства флюидных включений.

Расположенное в восточной части Кавалеровокого рудного района вблизи границы его с Дальнегорским, Высокогорское месторождение, открыто в 1945 г. (первооткрыватель Н.П Рясинин), принято в эксплуатацию в 1957 и к настоящему времени законсервировано. Средняя годовая добыча олова (в концентрате) за период эксплуатации - 100-150 тонн. Оно детально разведано до глубины 450 м, а некоторыми скважинами - до 1000 м от поверхности. Размеры рудного поля на поверхности составляют 500 х 200 м (первая цифра -протяженность рудоносных участков, вторая - общая ширина рудоносной полосы), а на глубине 450 м (горизонт VI) размер рудоносной полосы только западного (рудоносного) участка 2000 х 800 м. На месторождении выявлено более 100 рудных жил, зон. штокверков и дайкообразных тел эксплозивных брекчий с рудной минерализацией.

Месторождение контролируется широтной зоной повышенной трещиноватости, которая приурочена к региональному глубинному разлому широтного простирания, протягивающемуся через восточную часть Приморья. Рудная минерализация контролируется системами субширотных трещин. Рудное поле месторождения находится в узком тектоническом блоке субмеридионального простирания, сложено терригенно-карбонатно-кремнистыми породами триаса, юры и мела среди покровов верхнемеловых вулканитов кислого состава. Тектонический блок ограничен крупными субмеридиональными разломами — Суворовским и Восточным. Внутренняя структура блока сложная. В пределах зоны субширотного глубинного разлома осадочные породы получают широтное простирание и образуют крупный флексурообразный изгиб, что, несомненно, способствовало более интенсивной проработке рудовмещаюших трещин широтной ориентировки.

На основании изучения минеральных ассоциаций и сравнительного анализа рудных тел установлена ведущая роль гидротермально-магматических брекчий в локализации оловянного оруденения, происходившего в различных и меняющихся условиях (Финашин, 1986).

Образование рудных тел происходило в результате гидротермально-магматического (эксплозивного) процесса (Бетехтин, 1958), вызванного отделением флюида от магматической камеры; текстурный анализ руд свидетельствует о возможном изменении химического состава флюида или повторном приоткрывании трещин во времени и пространстве (полосчатость в рудных жилах), также текстуры брекчии свидетельствуют о процессе вскипания флюида.

При кристаллизации минералов частицы минералообразующей среды герметически изолируются в минералах (матрицах), образуя флюидные включения. Исследования флюидных включений позволяют определить состав, свойства и температуру, при которой включения флюида герметически капсулировались в минерале-хозяине.

Для термобарогеохимического исследования были приготовлены полированные пластинки из кварца, содержащий первичные, мнимовторичные и вторичные включения: многофазные, газовые, 2-х фазные.

Флюидные включения изучались в микротермометрической камере LINKAM, позволяющей измерять температуру от -196 до 600°С с возможностью программирования

режима нагрева/охлаждения, точность измерения в диапазоне от -196 до 0 = +/-0,02°С и от 0 до 600 = +/-1°С.

На рисунке 1 а, б, в, г представлены фотографии некоторых проанализированных включений.

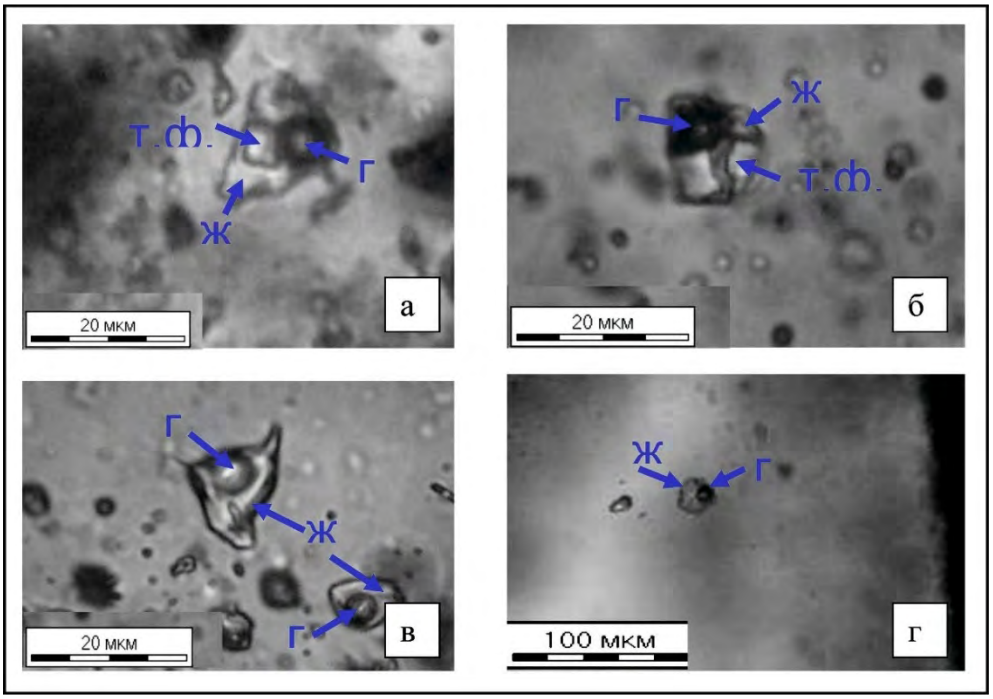


Рисунок 1. Фотографии изученных флюидных включений с масштабной линейкой.
Сокращение состава фаз: Г – газ, Ж- жидкость, Т.Ф. – твердая фаза.

По петрографическим характеристикам среди флюидных включений в кварце выделено 3 группы в соответствии с критериями Е. Реддера (Roedder, 1984): первая группа включений отнесена к первичным, захваченным во время роста зерен, вторая группа отнесена к первично-вторичным (мнимовторичным), третья группа – к вторичным, которые содержат флюид, проникший по трещинам после кристаллизации минерала.

Результаты измерений показали, что для образца 26а-1 флюидные включения содержат растворы с низкими концентрациями NaCl, солёность которых составляет 0,2 – 3,4 мас.% NaCl-эквивалента, температуры гомогенизации варьируют в пределах интервала 245 – 303°С, если предположить, что давление захвата равно 500 бар (определено по уровню эрозионного среза), то при введении поправочного коэффициента на давление мы получаем значение истинной температуры 285-343°С, при которой происходил процесс герметической изоляции флюида во время роста минерала хозяина.

В образце 26а-2 на основании присутствия включений различных генетических типов по соотношению газовой и жидкой фазы можно говорить о явлении гетерогенизации захватываемого флюида, так же составы включений достаточно близко отвечают составам несмесимых фаз при давлении 500 бар (по Bodner at.all.1985г). Кроме того, по составу эвтектики включения делятся на два различных типа: растворы в которых преобладает NaCl с температурой эвтектики ~ –21°С и растворы в которых преобладает $CaCl_2$ с температурой эвтектики ~ –50°С, наличие таких групп включений может свидетельствовать о смешении растворов разного состава или их последовательном внедрении, а также о процессе вскипания, в результате которого происходила гетерогенизация раствора на пар и воду с последующим захватом и образованием включений различных генетических типов по фазовому составу (газовой и жидкой фаз).

Во флюидных включениях образца 56а-1 содержатся растворы низкой 0,5 – 2,6 мас% и средней концентрации 8,6 – 26,5 мас% NaCl экв., температуры образования включений варьируют в пределах 251 – 322°С.

Флюидные включения образца 33 – 1 делятся на два типа: низко концентрированные, солёность которых составляет 0,5 – 3,6 мас% NaCl экв. и высококонцентрированные 36 мас%

NaCl экв., температуры захвата включений также образуют две группы: 277 и 300 – 343°С, что может свидетельствовать о процессе смешения флюида высококонцентрированного с низкоконцентрированным и последующей гетерогенизацией.

Флюидные включения в образце 125-1 делятся на две группы по составу растворенных солей: NaCl с концентрацией 0,5 мас% NaCl экв. и $CaCl_2$ состава с концентрациями 20,2 – 21,3 мас% NaCl экв.. Значения температуры образования включений для обеих групп весьма сходны и варьируют в пределах интервала 333 – 349°С. Таким образом, по включениям образца 125-1 можно предположить о смешении флюидов различного состава.

Результаты измерений вынесенные на график (рис. 2), образуют несколько областей: область с низким содержанием солей и низкими температурами захвата, область со средним содержанием солей и низкими температурами захвата, область с низким содержанием солей и высокими температурами, и область со средними концентрациями и высокими температурами.

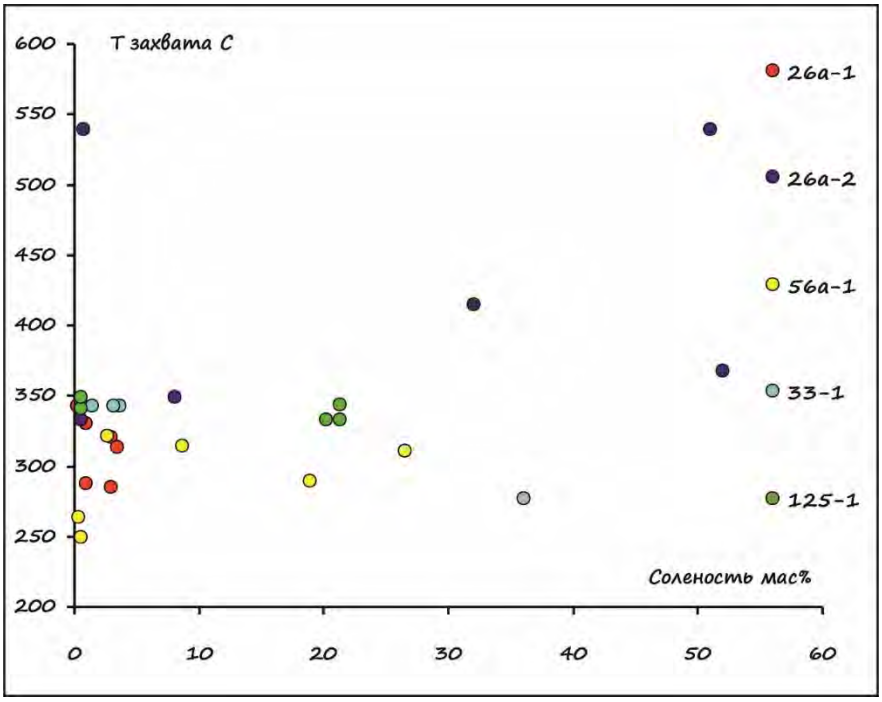


Рисунок 2. График распределения флюидных включений в зависимости от температуры и концентрации солей.

Полученные результаты свидетельствуют об участии в рудообразующем процессе флюидов различного состава, захваченных при различных температурах, либо о процессе гетерогенизации флюида, что свойственно гидротермальным месторождениям и обусловливается явлением эффекта эвферсценции флюида, возникающим либо в результате приоткрывания трещин и сброса давления (тектонический стресс), либо в результате процесса отделения флюида от магматического очага, его перегревании и последующим эксплозивным (взрывным) дроблением вмещающих пород с образованием характерных текстур руд.

Таким образом, на основании изучения минеральных ассоциаций, текстур руд, состава и свойства флюидных включений установлена ведущая роль флюидной активности в образовании минерализованных брекчий и рудных жил.

Исследование состава и свойств ФВ позволяет говорить о явлении гетерогенизации захватываемого флюида, кроме того, наличие групп включений разного состава и солености может свидетельствовать о смешении растворов различного состава.

Финашин В. К. Оловорудные месторождения Приморья (геология и генезис). //Владивосток: ДВНЦ АН СССР.1986. 176 С.

Бетехтин А.Г. Текстуры и структуры руд, // Москва: Государственное научно-техническое издательство по геологии и охране недр. 1958. 434 С.

Roedder E. Fluid inclusions. // Mineral. Soc. Amer. 1984. 644 S.

Выращивание, морфология и особенности распределения примеси галлия и германия в кристаллах (Ga-, Ge)-содержащего топаза

Балицкий В.С.[1], Балицкая Л.В.[1], Пущаровский Д.Ю.[2], Сеткова Т.В.[1], Квас П.С.[1,2], Некрасов А.Н.[1], Бубликова Т.М.[1], Нестерова В.А.[1,2]

[1]*ИЭМ РАН, Черноголовка*
[2]*МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, algiz116@mail.ru*

Актуальность получения синтетического топаза определяется не только применением в ювелирной промышленности, но и возможностью использования его кристаллов с примесными компонентами (Ga, Ge) в качестве новых функциональных материалов с заданными свойствами. Интерес к галлий- и германийзамещенным кристаллам топаза также определяется общей проблемой изоморфизма Ge и Ga в алюмосиликатных минералах. Известно, что галлий и германий по химическим свойствам близки к алюминию и кремнию соответственно, но по размерам ионы Ga^{3+} и Ge^{4+} больше (rGe^{4+}/rSi^{4+}=2.04; rGa^{3+}/rAl^{3+}=1.17). Химические деформации, которые могут возникнуть в структуре топаза при вхождении более крупных катионов Ga и Ge, могут быть эквивалентны изменениям под воздействием высокого давления. Соответственно у таких кристаллов могут проявиться новые физические свойства. Ранее в ряде работ было установлено, что при высоком давлении характерная для топаза центро-симметричная пространственная группа Pbnm может смениться на ацентричную Pbn21 (Gatta et al., 2014). Ранее германиевый аналог топаза был синтезирован Вундером (Wunder, 1997) при высоких термобарических параметрах (температуре 650 °C и давлении 2000 МПа), а позже был обнаружен на месторождении Цумеб, Намибия (Schlüter et al., 2010) и занесен в IMA-CNMNC как новый минерал - кризелит. В то же время, Ga-содержащий топаз в природе не был обнаружен, так же как не был синтезирован в искусственных условиях.

В данной работе приводятся первые результаты по выращиванию Ga,Ge-содержащего топаза. Выращивание таких кристаллов проводили гидротермальным методом температурного перепада по методике, разработанной ранее (Balitsky et al., 2002) с использованием жаропрочных автоклавов объемом 280 мл, изготовленных из Cr-Ni сплава ЭИ 437Б. Автоклавы устанавливали в групповые электрические печи с двухсекционными нагревателями. Продолжительность опытов составляла 30–60 суток. Кристаллы выращивали при температурах от 500 до 780 °C, давлениях от 20 до 180 МПа. Давление задавали плотностью флюида в автоклавах и оценивали по P-V-T диаграммам для чистой воды (Наумов и др., 1971). Контроль температуры осуществляли с помощью стандартного термоизмерительного прибора Термодат-25М1, оснащенного хромель-копелевыми термопарами, с точностью ± 2°C. Исходные растворы готовили на основе водного дистиллята и фторидов алюминия, щелочных металлов и аммония, которые засыпались на дно автоклава. Примесь галлия и германия вводили в автоклав в виде соответствующих оксидов. Окончательный состав раствора формировался в процессе нагрева автоклава за счет растворения указанных компонентов. Рост кристаллов осуществлялся на затравочных пластинках из Волынского месторождения (Украина) размером 2÷4x6x50÷70 мм, вырезанных параллельно граням пинакоида {001}. Затравки подвешивали на медной проволоке на рамках в нижней зоне автоклава. Шихту, состоящую из смеси обломков топаза размером 5–10 мм в поперечнике и стержней синтетического кварца размером 2x4x30÷50 мм, размещали в верхней зоне автоклава. Для создания контрастного перепада температур зоны отделялись друг от друга перфорированной диафрагмой с суммарной площадью отверстий 10-15 %.

Морфология и внутреннее строение изучали под оптическим (МБС-10), поляризационным (Nikon Eclipse LV100pol) и цифровым сканирующем электронным (Tescan Vega II XMU) микроскопами. Состав новообразованных фаз определяли с помощью электронно-зондового микроанализа (Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450). Идентификацию наросшего слоя проводили рентгенофазовым анализом (STOE Stadi MP) с учетом данных электронно-зондового микроанализа.

Наиболее интенсивный рост топаза отмечается при температурах 600-650 °С в направлении [001]. Абсолютные значения скоростей роста не превышают первые десятые доли миллиметра в сутки, при этом максимальный нарост топаза составляет 4 мм на одну сторону от затравки. Наросший слой имеет бесцветную, до бледной голубовато-зеленой окраску (рис. 1а). В ряде опытов на поверхности затравочного топаза формируется галлий и германийсодержащая алюмофторидная фаза, которая экранирует рост топаза (рис. 1б). Поверхность кристаллов, как правило, гладкая или покрыта холмиками роста правильной и усложненной формы, часто с отчетливыми концентрическими слоями (рис. 1в). На гранях призм нередко наблюдается тонкая штриховка, параллельная ребру грани призмы и ромбоэдра.

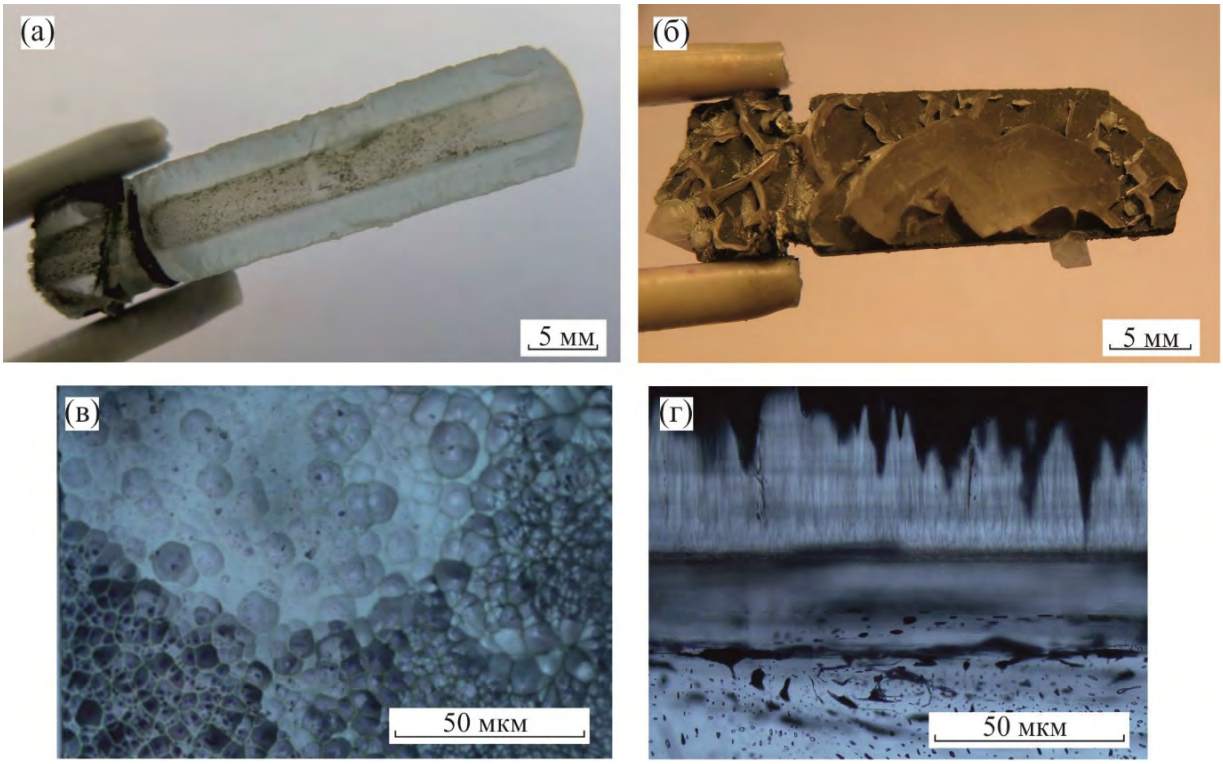


Рисунок 1. Кристалл Ge, Ga-содержащего топаза (а); {001}- затравка топаза с частично образованной алюмофторидной фазой Ge и Ga и наросшим слоем Ge, Ga-содержащего топаза (б); вицинальная поверхность грани пинакоида {001} (в); регенерационный рельеф наросшего слоя, сложенный ромбоэдрическими пирамидами роста (г).

Другие иррациональные поверхности роста имеют грубый регенерационный рельеф, сложенный ромбоэдрическими и призматическими пирамидками с поперечным размером до 0.5 мм. В наросшем слое в поляризованном свете нередко проявляется тонкая волокнистая текстура наросшего слоя, вызванная регенерационным механизмом роста некоторых граней (рис. 1г).

Электронно-зондовый микроанализ выявил зональный характер распределения галлия и германия в наросшем слое (таблица 1, рис. 2).

На границе наросшего слоя с затравкой образуется зона толщиной до 100 мкм с максимальным содержанием германия и галлия до 25 мас. % GeO_2 и 5.7 мас. % Ga_2O_3 соответственно (точки 3-5). В более поздней зоне толщиной до 3 мм наблюдается резкое снижение содержания германия до 1 мас. % GeO_2 (точки 6-11). Содержание галлия в указанной зоне снижается постепенно от 5 до 1 мас. % Ga_2O_3. Вероятно, это связано с кинетическими особенностями растворения оксидов кремния, германия, алюминия и галлия.

Рамановские спектры, полученные в зоне пограничного слоя, обогащённого Ge и Ga, имели вид средний между спектрами криселита и топаза. Эти колебательные полосы шире, чем у природного и синтетического топаза, что указывает на разупорядочение катионов в тетраэдрических и октаэдрических структурных узлах. Колебательные моды, соответствующие колебаниям (Si,Ge)-O_4 и (Al,Ga)–O, значительно смещены в сторону более низких частот по сравнению со спектрами природного топаза из-за массовых эффектов Si/Ge и Al/Ga.

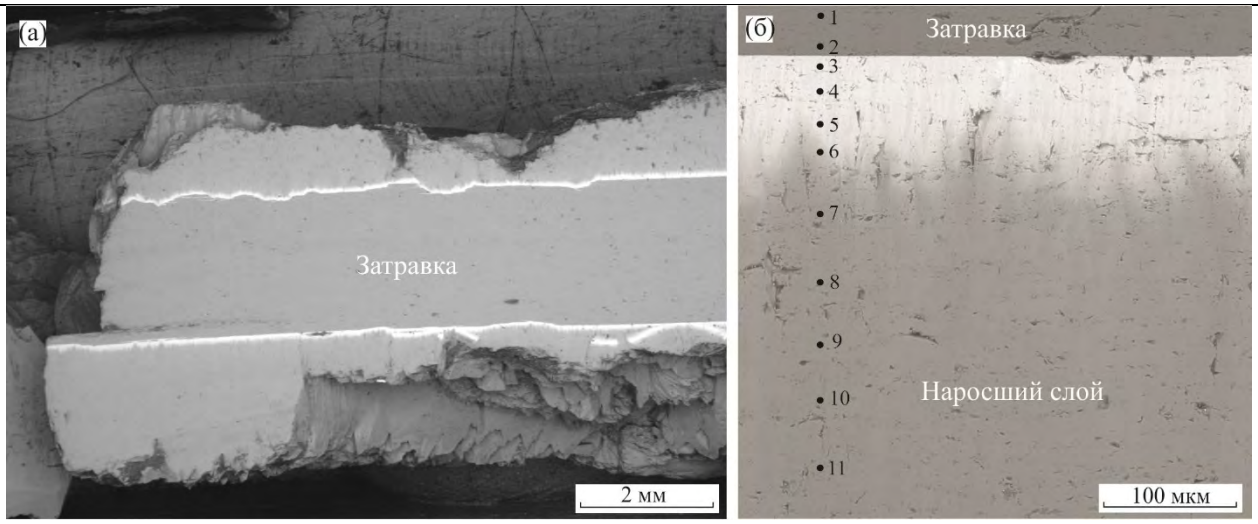


Рисунок 2. РЭМ-изображение наросшего слоя Ge-, Ga-содержащего топаза на природную затравку (а), увеличенное изображение в области границы затравки и наросшего слоя (б), точки соответствуют номерам спектра в таблице 1.

Таблица 1. Состав наросшего слоя Ge-, Ga-содержащего топаза и затравки природного топаза.

№ спектра	Область анализа	Состав					
		SiO_2	GeO_2	Al_2O_3	Ga_2O_3	F	Сумма
1	Затравка природного топаза	28.50	0.00	52.31	0.00	15.56	96.37
2		32.44	0.00	55.89	0.00	19.95	108.28
3	Наросший слой Ge-, Ga-содержащего топаза	10.05	25.02	46.58	5.65	19.08	106.38
4		11.15	23.89	44.07	5.68	16.87	101.66
5		11.62	23.96	45.79	5.29	17.27	103.93
6		21.72	11.82	51.17	3.36	18.43	106.50
7		24.81	4.66	51.63	2.40	17.76	101.26
8		27.04	3.13	54.54	2.06	19.00	105.77
9		28.21	2.30	54.76	1.64	19.75	106.66
10		29.06	1.15	55.58	2.34	19.99	108.12
11		28.97	0.89	54.30	1.18	20.21	105.55

Таким образом, впервые гидротермальным методом температурного перепада с использованием слабощелочных фторидных растворов при температуре 600–650 °С и давлении 100 МПа осуществлено выращивание на затравку монокристаллов топаза, допированных одновременно примесью галлия и германия. Максимальная толщина наросшего слоя (Ga, Ge)-содержащего топаза на затравке, параллельной грани пинакоида {001} составляет 4 мм на одну сторону от затравки. Электронно-зондовым микроанализом установлено, что распределение германия и галлия в наросшем слое имеет резко неравномерный характер. Максимальное содержание указанных элементов в наросшем слое достигают 25 мас. % GeO_2 и 6 мас. % Ga_2O_3 и наблюдается в наиболее ранних зонах роста кристаллов топаза.

Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М. Атомиздат. 1971. 240 с.

Balitsky V.S., Balitskaya L.V., Lu T., Shigley J.E. Experimental study of the simultaneous dissolution and growth of quartz and topaz // Journal of Crystal Growth. 2002. P. 237–239, 833–836.

Gatta G. D., Morgenroth W., Dera P., Petitgirard S., Liermann H.P. Elastic behavior and pressure-induced structure evolution of topaz up to 45 GPa. Phys. Chem. Minerals. 2014. 41. 8. P. 569–577.

Schlüter J., Geisler T., Pohl D., Stephan T. Krieselite, $Al_2GeO_4(F,OH)_2$: A new mineral from the Tsumeb mine, Namibia, representing the Ge analogue of topaz // N. Jb. Miner. Abh. 2010. 187/1. P. 33–40.

Wunder B. Ge-analogues of aluminium silicates: High-pressure synthesis and properties of orthorhombic $Al_2GeO_4(OH)_2$. // Eur. J. Mineral. 1997. 9, 1147-1158.

Особенности химического состава ксенокристаллов граната из концентрата тяжелой фракции кимберлитовой трубки «Электра», Якутия

Батурин Л.С.[1,2], Резвухин Д.И.[1]

[1]*ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева, г. Новосибирск, l.baturin@igm.nsc.ru*
[2]*НГУ, г. Новосибирск*

Непосредственное изучение глубинного строения, состава и эволюции литосферной мантии древних кратонов возможно благодаря ксеногенному материалу, выносимому кимберлитовыми, лампроитовыми и лампрофировыми расплавами к поверхности. Мантийные ксенолиты из кимберлитов содержат прямую информацию о глубинных геосферах Земли, так как являются фрагментами мантийных пород. Однако изучение литосферной мантии возможно и с использованием концентрата тяжелой фракции кимберлитов, который состоит из минералов, устойчивых в приповерхностных условиях. Ксенокристаллы граната являются информативным петрологическим инструментом, позволяющим выявить особенности строения и преобразования литосферной мантии древних кратонов, построить мантийный разрез, установить P-T параметры равновесия материнских для гранатов пород (напр., Sobolev et al., 1973; Griffin et al., 1999; Grutter et al., 2004).

Кимберлитовая трубка «Электра» расположена в пределах Далдынского кимберлитового поля Якутской алмазоносной провинции. Наиболее изученной кимберлитовой трубкой поля является «Удачная-Восточная», которая содержит большое разнообразие неизмененных ксенолитов глубинных пород. Трубка «Электра», как и многие другие кимберлитовые тела в пределах этого поля, остается практически не изученной. Для большинства кимберлитов Далдынского поля характерно повышенное содержание хромистого пиропа относительно других минералов-спутников алмаза (Харькив и др., 1998). Однако прямое изучение концентрата тяжелой фракции кимберлитовой трубки «Электра» показало, что пироп находится в подчиненном положении относительно пикроильменита. Трубка «Электра» не содержит промышленных концентраций алмаза.

В представленной работе исследовано около 1500 зёрен граната, отобранных из концентрата тяжелой фракции трубки “Электра”. Преимущественно встречались обломки зёрен алого, оранжевого, фиолетового и розового оттенков размером от 1 мм до 6 мм. Анализ химического состава зёрен проводился с помощью рентгеноспектральных микроанализаторов JEOL JXA 8100 и JEOL JXA 8230 на базе Аналитического центра многоэлементных и изотопных исследований СО РАН при стандартных параметрах.

Совокупность изученных ксенокристаллов граната была проклассифицирована по схеме, предложенной в работе (Grütter et al., 2004). Классификация широко применяется для гранатов из кимберлитовых трубок и шлиховых проб. По итогам классификации обнаружено, что наибольшее количество гранатов представлено обломками гранатов мегакристовой ассоциации (G1) с содержанием TiO_2 до 1,41 масс.%. Также характерно большое количество гранатов перидотитовой ассоциации с повышенным содержанием титана (G11; TiO_2 до 1,36 масс.%)) и существенная доля гарцбургит-дунитовых пиропов алмазной ассоциации, хотя трубка “Электра” определяется как низкоалмазоносная. Анализы химического состава гранатов приведены в табл.1 и табл.2 для трех представительных образцов из каждого класса, за исключением граната G5, который представлен в единственном экземпляре.

Точки изученных составов были нанесены на классические диаграммы Н.В. Соболева (Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973) (рис.1) и Х. Грюттера (Grütter et al., 2004) (рис.2) в координатах Cr_2O_3(масс.%) – CaO (масс.%). Диаграмма Н.В. Соболева составлена только для гранатов перидотитовых ассоциаций (G9, G10, G10D, G11, G12), в то время как диаграмма Грюттера охватывает не только гранаты перидотитового парагенезиса, но и пироксенитового, эклогитового и мегакристового парагенезисов. Бóльшая часть точек на диаграмме Н.В. Соболева сконцентрировалась в поле лерцолитового парагенезиса с разбросом значений Cr_2O_3 от 1,01 до

9,86 масс.%; в подчиненном количестве оказались гранаты гарцбургит-дунитового и верлитового парагенезисов. Верлитовые гранаты (G12) находятся в резко подчиненном количестве и концентрируются либо в области с низким (≈1 масс.%) содержанием Cr_2O_3 (7 образцов), либо в области с содержанием Cr_2O_3 от 3 до 6,32 масс.% (9 образцов). Гарцбургит-дунитовые пиропы алмазной ассоциации (G10D) резко преобладают над обычными пиропами гарцбургит-дунитового парагенезиса (G10). Строгой закономерности в разбросе точек составов гарцбургит-дунитовых пиропов не выявлено, однако отмечается широкая изменчивость состава по содержанию Cr_2O_3 от 2,07 до 12,87 масс.% и по CaO от 0,98 до 5,67 масс.%. Также отмечается преимущественное расположение высокотитанистых перидотитовых гранатов в поле лерцолитового парагенезиса с небольшим разбросом в сторону поля верлитовых пиропов.

Таблица 1. Химический состав перидотитовых гранатов, распределенных по генетическим классам (показано по 3 представительных образца).

Класс	G9			G10			G10D			G11			G12		
Обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO2	42,7	42,94	41,15	42,3	41,83	41,12	42,04	41,38	40,89	40,44	41,31	41,85	41,9	40,64	41,58
TiO2	0,16	0,29	0,38	0,34	0,07	0,33	0,55	0,26	0,03	0,79	1,28	0,36	0,27	0,57	0,4
Al2O3	19,84	21,18	18,36	18,96	18,01	17,11	19,27	17,03	14,93	16,53	18,37	18,5	18,6	20,18	20,54
Cr2O3	4,46	3,27	6,09	5,55	7,51	7,74	4,71	8,86	11,52	7,52	4,02	6,23	6,26	1,07	3,05
FeO	7,67	6,94	7,81	7,1	6,81	6,62	8,47	7,32	7,01	7,98	9,07	6,23	6,28	12,73	7,68
MnO	0,25	0,27	0,36	0,36	0,42	0,39	0,26	0,31	0,33	0,34	0,3	0,26	0,25	0,49	0,32
MgO	20,48	21,52	19,27	20,67	21,34	21,26	21,02	22,03	22,09	19,36	19,54	19,19	19,32	14,39	18,92
CaO	5,17	4,41	5,95	4,62	3,86	4,93	3,85	2,7	2,55	6,16	5,41	7,02	7,38	8,94	7,23
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0,01	0
Na2O	0,01	0,04	0,08	0,07	0,06	0,08	0,09	0,07	0,03	0,12	0,1	0,03	0,04	0,13	0,07
Сумма	100,74	100,86	99,45	99,97	99,91	99,58	100,26	99,96	99,39	99,24	99,4	99,67	100,3	99,15	99,79
Mg#	82,64	84,68	81,47	83,84	84,82	85,13	81,56	84,29	84,89	81,22	79,34	84,59	84,58	66,83	81,45

G9 – лерцолитовый парагенезис; G10 – гарцбургит-дунитовый парагенезис; G10D – гарцбургит-дунитовый алмазной ассоциации; G11 – высокотитанистый перидотитовый парагенезис; G12 – верлитовый парагенезис.

Таблица 2. Химический состав эклогитовых, пироксенитовых и мегакристовых гранатов, распределенных по генетическим классам (показано по 3 представительных образца).

Класс	G1			G3			G3D			G4			G4D			G5
Обр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO2	42,25	41,52	41,38	40,2	38,6	38,81	41,32	41,51	38,91	40,07	38,56	38,76	41,4	41,91	41,82	41,13
TiO2	0,44	1,41	1,05	0,12	0,13	0,08	0,28	0,5	0,14	0,08	0,11	0,14	0,58	0,45	0,54	0,56
Al2O3	22,01	18,99	19,65	22,27	20,7	21,21	22,32	22,22	21,66	22,07	20,83	21,18	21,31	22,44	22,32	19,06
Cr2O3	1,41	1,93	1,69	0,11	0,03	0,05	0,31	0,26	0,04	0,09	0,16	0	0,39	0,26	0,19	3,34
FeO	8,34	10,99	11,52	15,01	24,85	22,88	10,96	10,99	24,1	18,83	26,28	24,55	12,44	9,55	11,72	13,69
MnO	0,32	0,3	0,34	0,21	0,43	0,54	0,17	0,19	0,47	0,43	0,75	0,98	0,37	0,24	0,34	0,39
MgO	21,07	18,98	18,61	11,95	7,2	7,76	17,18	16,34	8,31	12,66	7,96	8,49	17,95	21,25	18,91	16,33
CaO	3,78	5,18	4,93	10,16	8,06	8,53	6,97	7,86	6,26	5,78	5,41	5,86	5,12	3,11	4,39	5,63
K2O	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0
Na2O	0,08	0,14	0,08	0,03	0,03	0,05	0,1	0,12	0,12	0,02	0,01	0,05	0,1	0,13	0,08	0,03
Сум.	99,7	99,44	99,25	100,1	100,1	99,92	99,61	99,99	100,1	100,1	100,1	100,1	99,66	99,35	100,3	100,2
Mg#	82,03	75,73	74,49	59,00	34,37	38,00	73,91	72,88	38,39	54,85	35,38	38,46	72,28	80.09	74,46	68,31

G1 – низкохромистый мегакристовый; G3 – эклогитовый; G3D – эклогитовый алмазной ассоциации; G4 – пироксенитовый, вебстеритовый или эклогитовый; G4D – пироксенитовый, вебстеритовый или эклогитовый алмазной ассоциации; G5 - пироксенитовый с повышенным содержанием Fe.

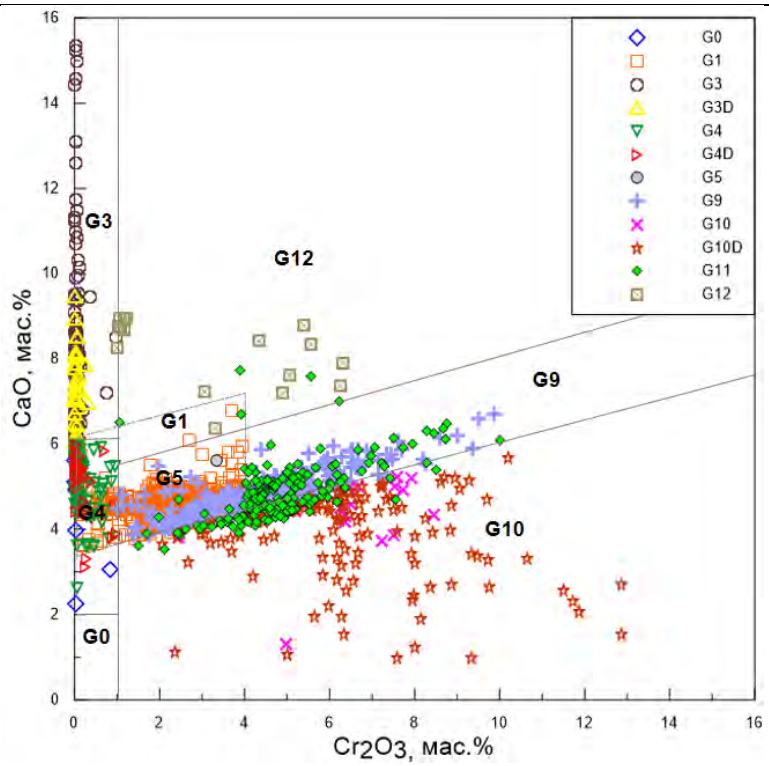


Рисунок1. Составы перидотитовых гранатов из концентрата трубки “Электра” на диаграмме CaO-Cr_2O_3 (Соболев и др., 1969; Sobolev et al., 1973).

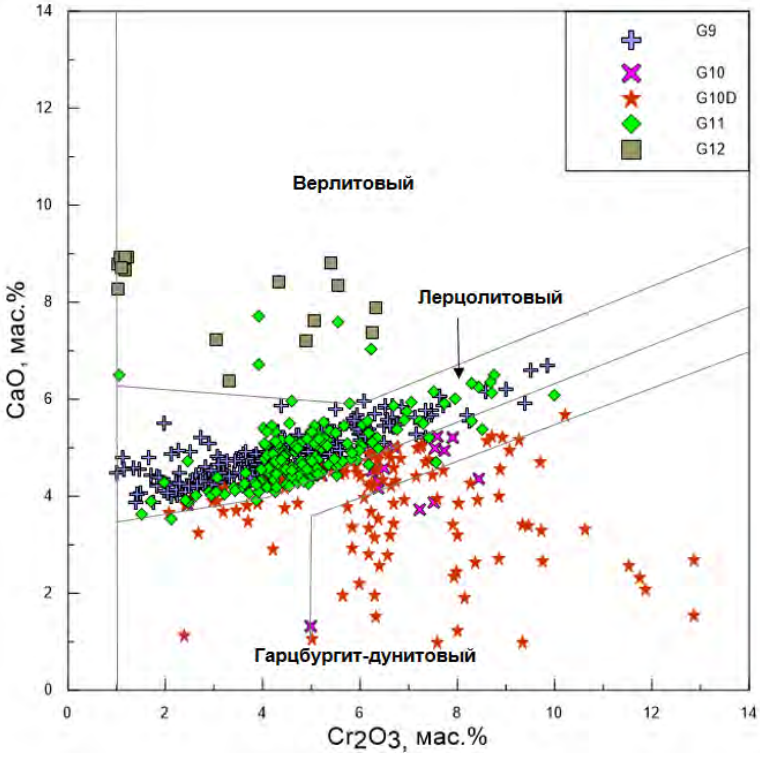


Рисунок 2. Составы гранатов из концентрата трубки “Электра” на диаграмме CaO-Cr_2O_3 (Grütter et al., 2004)

На общей диаграмме (Grütter et al., 2004) нанесены поля, ограничивающие химические составы (по содержанию Cr_2O_3 и CaO) генетических классов по классификации Грюттера. На данной диаграмме, в частности, добавляются гранаты, попавшие в область пониженного содержания Cr_2O_3 (меньше 1 масс.%). Это в основном гранаты эклогитовой, пироксенитовой и частично мегакристовой ассоциаций. Уточним, что из-за невозможности четко разграничить поля составов гранатов разных парагенезисов на основе только концентраций CaO и Cr_2O_3, могут возникать перекрытия полей различных генетических классов на данной диаграмме. Так, например, гранаты G5 перекрываются с низкохромистой частью лерцолитового тренда (G9), а

классификационное отличие состоит в повышенном содержании FeO у гранатов G5. Мегакристовые гранаты (G1) охватывают всё поле G5, часть полей пироксенитового и лерцолитового парагенезисов, и низкокальциевую, низкохромистую область поля верлитовых пиропов. В соответствии с полной классификацией, гранаты G1 отличаются высокими содержаниями FeO, TiO_2 в дополнение к относительно низким значениям Cr_2O_3 (до 4 масс.%) (Grütter et al., 2004).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что для концентрата тяжелой фракции трубки “Электра” весьма характерны гранаты с повышенным содержанием титана, а именно мегакристовые (G1) и высокотитанистые перидотитовые (G11), составляющие в сумме около 45% от общей выборки. Такие гранаты зачастую обнаруживают признаки интенсивного изменения, растворения и замещения. Иногда удается проследить зональность граната (центр – лерцолитовый пироп G9, край – высококотитанистый мегакристовый гранат G1). Для большинства кимберлитов мира характерно преобладание хромистых пиропов перидотитовой ассоциации (G9, G10, G12) над другими типами гранатов. Необычное распределение генетических классов в гранатовом концентрате из трубки “Электра” может свидетельствовать о высокой активности метасоматических и протокимберлитовых расплавов, обогащенных титаном, в литосферной мантии под трубкой “Электра”.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Е. В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Доклады Академии Наук СССР. 1969. Т. 189. № 1. С. 162-165.

Коренные месторождения алмазов мира. / Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. М.: Недра, 1998.

Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. V. 77. № 1. P. 841-857.

Sobolev N. V., Lavrent'ev Y. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. V. 40. P. 39-52.

Griffin W., O’Reilly S., Ryan C. The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle // Mantle petrology: field observations and high-pressure experimentation: a tribute to Francis R. (Joe) Boyd. The Geochemical Society Houston, 1999a. P. 13-45.

Особенности минерального состава и условий образования слабозолотоносных аргиллизитов участка «Комплексный» Кайэнмываамского рудного узла (Чукотский АО)

Белоусов П.Е.[1], Вольфсон А.А.[1], Карелина Н.Д.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, Москва, pitbl@mail.ru*

Данная работа посвящена уточнению условий образования и минерального состава слабозолотоносных аргиллизитов, установленных на участке «Комплексный», в южной части Кайэнмываамского рудного узла, как возможного индикатора золото-серебряного и золото-медно-молибден порфирового оруденения, в том числе не выходящего на дневную поверхность. Поскольку глинистые породы широко распространены в пределах месторождений порфировых эпитермальных систем, то детальное изучение их состава и условий образования может помочь в разработке поисковых критериев и признаков при прогнозировании слепых рудных тел, скрытых под «шапкой» глинистых пород.

Участок «Комплексный» находится в пределах Телевеемского рудного поля, который в свою очередь расположен во внутренней зоне позднемелового окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса (Ханчук, 2006). Данный участок представлен серией кольцевых изометричных структур диаметром от 200 до 900 м, сложенных с поверхности красными и светло-серыми глинами. В пределах субвулканических тел и интрузивных массивов вмещающие породы гидротермально изменены до аргиллизитов и вторичных кварцитов. С ними пространственно связаны поля развития золото-серебряных кварцевых жил, которые формируют две жильные системы северо-западного и субмеридионального простирания, унаследовавшие направление развития Анюйской и Вапанай Млелинской зон глубинных разломов (Волков, Сидоров, и др., 2014). С полями развития глин и вторичных кварцитов связаны комплексные полиэлементные Au-Ag-Mo-Cu-Pb-Zn-Bi-Sn геохимические аномалии, свидетельствующие о наличии здесь мощной рудообразующей гидротермальной системы (Колотилов, 2006).

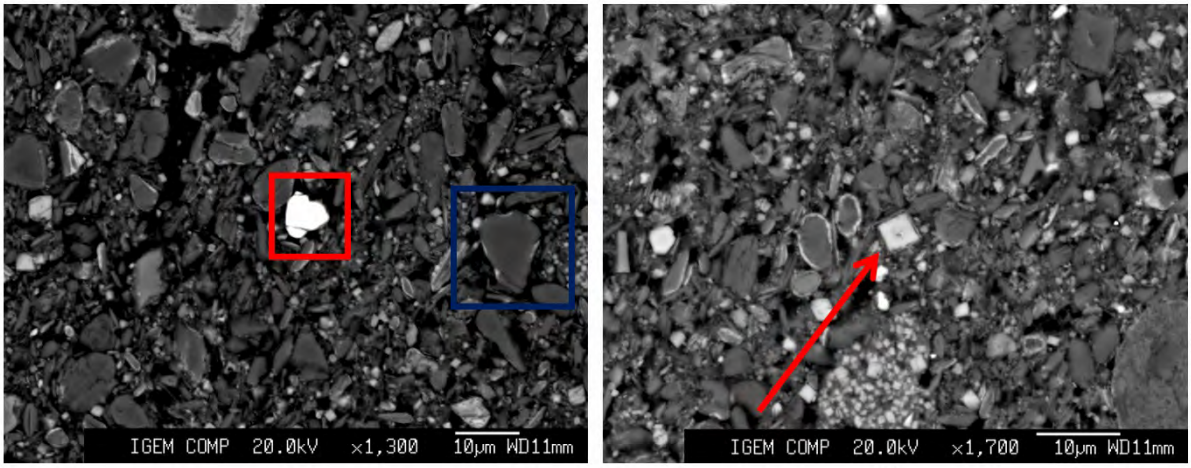
По совокупности геохимических и геологических данных можно предположить, что данные структуры являются ядром верхней, слабо эродированной, части порфировой эпитермальной высоко сульфидной системы. Более того, можно предположить, что на умеренной глубине можно ожидать золото-серебряный низкосульфидный, или, что более вероятно, золото-медно-молибден порфировый объект.

Образцы аргиллизитов участка «Комплексный» представлены однородной глинистой массой красновато-охистого и бежевого цветов с обломками материнской породы до 0.5-1см. По минеральному составу состоят из смешаннослойных образований иллит-смектитового состава (25,3%), мусковита (19,6%), каолинита (20,1%), ярозита (23,1%), хлорита (5,6%), кварца (4,7%) и рутила (1,6%). Среднее содержание золота и серебра в валовых образцах составляет 0.06 и 0.075 ppm соответственно.

Проведенный анализ на микрозонде полностью подтвердил результаты рентгенофазового анализа. Помимо вышеперечисленных минералов были обнаружены единичные зерна барита (2-3 мкм), ярозита, монацита, циркона (5 мкм), магнетита (7 мкм), минерала селена и теллура. Стоит отметить, что ярозит встречается двух генераций (0.5 и 2-3 мкм) и имеет кубическую форму, что, по видимому, связано с замещением зерен пирита (рис. 1, табл. 1).

С целью определения формы нахождения золота и его размерности, все пробы были разделены на фракцию более 80 мкм и менее 80 мкм. Проведенный химический анализ показал, что основная часть золота (85-87%) находится во фракции менее 80 микрон и составляет 0.11-0.22 ppm. Попытка выделения золота в тяжелых жидкостях не привила к успеху. Методом отмучивания была получена фракция менее 15 мкм. Изучение данной фракции под микрозондом так же не позволило выявить видимого золота. Таким образом, можно сделать заключение о том, что все золото находится в невидимой форме. Для определения размеров и форм нахождения

золота планируется проводить дальнейшие исследования, а именно просвечивающую электронную микроскопию.



а б

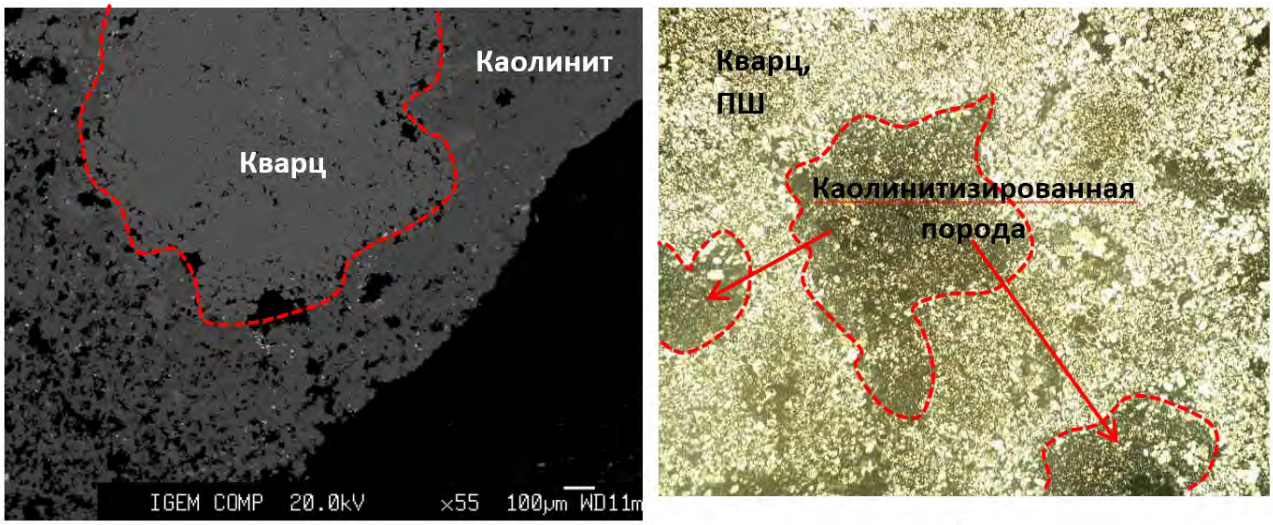
Рисунок 1. Микрофотография РСМА.

а - зерно магнетита (красное) и каолинита (синее); б - Зерно ярозита по пириту.

Таблица 4. Результаты РСМА, %

No.	SiO_2	MgO	FeO	TiO_2	NiO	$Al2O_3$	MnO	CaO
Магнетит	0.13	0.00	90.58	0.17	0.04	0.29	0.02	0.02
Каолинит	40.32	0.01	2.63	0.03	0.01	32.56	0.02	0.05

Помимо глинистых образований, были изучены вмещающие породы, представленные каолинитизированными гранитами. В прозрачных шлифах и под микрозондом отчетливо фиксируется кварц-полевошпатовая порода с оторочкой из каолинитирзированной породы (рис. 2). В виде примесей присутствуют слюда, барит и циркон.



а б

Рисунок 2. Микрофотографии каолинитизации кварц-полевошпатовой породы.

а – растровая сканирующая микроскопия; б – прозрачный шлиф, скрещенные николи.

В целом, проблема различия каолинитов кор выветривания от гидротермальных разностей является дискуссионным вопросом и не имеет единого подхода. В основном это связано с тем, что в большинстве случаев присутствует наложение процессов, то есть гидротермальные глины подвергаются последующему выветриванию. В данном случае, присутствуют факторы как в пользу экзогенного (процессы выветривания), так и эндогенного (гидротермальные процессы) происхождения.

Рассматривая факторы в пользу ***экзогенного генезиса,*** можно отметить сходство с классической корой выветривания, о чем свидетельствуют каолинитизированные граниты в роли вмещающих пород и перекрывающая их глинистая «шапка», пластообразной формы. В плане минерального состава стоит отметить высокое содержание ярозита (23%), который является индикатором коры выветривания.

В ***пользу эндогенного генезиса*** (гидротермальные процессы) говорит морфология ярозита. Отчетливые кубические формы свидетельствуют о замещении ярозитом зерен пирита. Следовательно, можно предположить, что высокое содержание сульфидов в первоначальной породе связано с наличием гидротерм.

Проведенные минералогические исследования аргиллизитов позволили сделать предположение о присутствии наложенных процессов – первичного гидротермального преобразования материнских пород и вторичных процессов выветривания. Попытки определить размерность золота, методом разделения в тяжелых жидкостях и электронной микроскопией не увенчались успехом, что, по-видимому, связано с «невидимой» формой золота.

Для установления генетических особенностей Кайэнмываамского рудного узла, необходимо провести дополнительные исследования как самих глинистых образований, так и вмещающих пород. А именно доизучить оставшиеся слои аргиллизитов и провести изотопный анализ кислорода и водорода, который по имеющимся данным поможет установить наличие или отсутствие гидротермальных процессов при образовании каолинита.

Работы проведены в рамках базовой темы ИГЕМ РАН 0136-2018-0022.

Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Алексеев В.Ю. Об эпитермальной минерализации HS-типа Арманской вулканотектонической депрессии (северо-восток России)

Колотилов А.Д. Отчет о проведении поисковых работ в пределах Кайэнмываамского рудного узла. Певек, 2006

Ханчук А.И. Тектоническая схема Дальнего Востока России. Дальнаука. 2006.

Рудоконтролирующие структурные парагенезы и термодинамические условия образования кварца на крупных орогенных золоторудных месторождениях Яно-Колымской провинции - Дражное, Декдекан, Наталка и Павлик

Беркелиев И.Т.[1], Аристов В.В.[1], Савчук Ю.С.[1], Петров В.А.[1], Кулаков Ф.В.[1], Мурашов К.Ю.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, izkand@yandex.ru*

В августе 2019 года в рамках гранта (договор № 09/2019/РГО-РФФИ) Русского Географического Общества были посещены рудные районы, в которых расположены крупнейшие золоторудные объекты Северо-Востока России и их сателлиты. В ходе проведенных исследований были уточнены некоторые условия локализации месторождений, собраны представительные коллекции руд и вмещающих пород. На основании собранных литературных и собранных данных подготовлены обобщенные характеристики данных месторождений.

Месторождение Дражное (АО ТЗРК) расположено в ЮВ части Тарынского рудного района Адыча-Тарынской золото-сурьмяной металлогенической зоны, а месторождения Дегдекан (ПАО Полюс), Наталка (ПАО Полюс), Павлик (АО "Золоторудная компания Павлик") и Родионовское (ООО "Восток Бизнес") в Омчакском рудном районе Тенькинской золоторудной металлогенической зоны.

Месторождение Дражное. Вмещающие породы верхнего триаса представлены крупнозернистыми песчанистыми алевролитами. Накопление терригенных осадков происходило в шельфовых условиях при развитии оползневых явлений. Редкие маломощные дайки основного состава приурочены к зонам северо-восточного простирания. Верхнеюрские гранитоидные интрузивы развиты в восточном ограничении рудного района, а раннемеловые - образуют цепочку небольших штоков вдоль его юго-западной границы. Рудные залежи оконтуриваются по результатам опробования (бортовое содержание золота 0,6 г/т). Рудные зоны месторождения Дражное относятся к типу субгоризонтально и полого залегающих минерализованных штокверкоообразных жильно-прожилковых залежей. Залежи контролируются структурами транспрессионного сдвигового парагенезиса. В зоне смятия, расположенной между двумя левосдвиговыми кулисами СЗ Адыча-Тарынского разлома развиты приразломные складки с наклонными шарнирами и пологие надвиговые структуры. Строение зоны смятия осложнено поздними правосдвиговыми СВ зонами. Установленная протяженность золотоносной части зоны смятия - 2000 м, при мощности от 200 до 50 м и мощности залежей до 30-40 м. В вещественном плане залежам соответствуют зоны пиритизации, с кварцевыми прожилками, секущими линзовидные обособления пирита и, реже, с кварцевыми жилами. Пиритизации подвергнуты карбонатные (сидеритовые) конкреции, линзовидные песчанистые прослои, разнообразные фаунистические остатки. Многократные повторные подвижки по сдвигам в условиях транспрессии приводят к сплющиванию и перекристаллизации пиритовых обособлений, развитию повышенной трещиноватости и деформациям раннего кварца, формированию пиритовых гнезд в кварце. Неоднородность деформаций приводит к распространению самых разнообразных морфологических типов пирита. Золото распространено как в пирите, так и в кварце. Распределение золота неравномерное. Обычными являются вертикально расположенные в пределах залежей концентрационные рудные столбы. Содержание золота в рудных столбах повышается на 1-2 порядка. Размерность золота резко различается. Морфологические признаки золота и его взаимоотношения с различными минеральными ассоциациями будут уточнены в ходе дальнейших исследований. Сульфидность руд варьирует от 1 до 10-15 %. Количество кварца изменяется от 90 % до первых %. Видимо, в соответствии с этим изменяются технологические свойства руд (извлечение до 94 %, при среднегодовом - 86,6 %). Запасы золота оцениваются в 54,7 т, в том числе 23,6 т по категориям JORCP&P и 31,1 т по категориям M, I&I со средними

содержаниями 3,09 г/т и 3,5 г/т соответственно (http://www.gvgold.ru). В 2018 году добыто 3 т золота.

Месторождение Декдекан. Алевритистые аргиллиты верхней перми пересечены многочисленными дайками основного и кислого состава, мощностью от 0,2 до 30-40 м. Широтная ориентировка даек подчинена ориентировке надвиговых разломов, оперяющих левосдвиговую зону Тенькинского разлома. Дайки основного состава пересечены кварцевыми прожилками, а риолитовые - содержат фрагменты кварцевых жил. Сопровождающие развитие сдвигов и надвигов пликативная тектоника способствовала формированию зон повышенной трещиноватости, впоследствии частично выполненной рудоносным штокверком. Руды по результатам разведки довольно однородны, представлены полосчатым «книжным» кварцем с прожилками и линзами пиритовой и арсенопиритовой вкрапленности. Особенностью месторождения является резкая пространственная разобщенность жильной кварцевой минерализации со столбовым распределением и крупным золотом от зон с прожилково-вкрапленной минерализацией. Полная перекристаллизация пирита приводит к формированию гранных форм, типичных для метасоматического или метаморфического роста пирита. Развиты деформации и складчатость раннего кливажа, а также формирование поздней сланцеватости. Протяженность основного рудного тела оценивается в 1500 м при средней его мощности 300 м. Среднее содержание золота по месторождению 1,3 г/т. Запасы золота по месторождению Декдекан составляют порядка 200 тонн золота.

Месторождение Наталка. Рудное поле сложено верхнепермским аргиллито-песчаниковым флишем с прослоями гравелитов и конгломератов. Установлены признаки оползневых процессов в области осадконакопления на глубоком шельфе. Подавляющая часть рудных зон размещается в гальково-гравийных алевролитах (диамиктитах). СЗ простирание даек спессартитов и поздних риолитов подчинено простиранию Наталкинской зоны смятия - основной рудовмещающей структуры Наталкинского месторождения. Серии даек распределены зонально относительно осевой части этой структуры. Ширина структуры около 1,0 км, протяженность около 12 км. Судя по постепенному выполаживанию структуры на глубину и по выходам молодых пород в висячем крыле, она представляет собой сброс. Рудовмещающие разломы рудного поля месторождения Наталка в своей центральной части ориентируются по азимуту 320-340°, образуя с простиранием осадочных пород угол в 35-40°. Золотоносная минерализация прослежена на 10 км по простиранию, на километр поперек простирания и по падению. Все рудные тела месторождения представляют собой сложно построенные минерализованные зоны, линейно вытянутые по простиранию и падению. На раннем этапе освоения месторождения рудные тела месторождения были представлены кварцевыми жилами и окварцованными дайками. В настоящее время выделено и оконтурено 103 рудных тела с кварцевой прожилковой и пирит-арсенопиритовой минерализацией. Средние содержания золота в рудах оцениваются в 1,75 г/т, при бортовом содержании 0,6 г/т золота. Месторождение Наталка является одним из крупнейших месторождений золота в мире, его запасы составляют 504 т. золота, ресурсы 1145 т.

Месторождение Павлик. Вмещающие породы на месторождении Павлик представлены аргиллито-песчаниковым флишем, с прослоями гравелитов. Дайки среднего состава имеют ограниченное распространение в пределах рудной зоны. На периферии известен шток Ванин, представляющий собой сложно построенное тело диоритов, прорванное эксплозивными брекчиями риолитов содержащими обломки золотоносного кварца. Основной рудоконтролирующей структурой является Омчакский разлом. Левый сдвиг имеет крутое падение (70-75°) в восточном направлении, осложнен серией пологих субпараллельных и оперяющих трещин, зон дробления и развальцевания. На месторождении выделяется несколько линейных рудных зон с северо-западным простиранием 300° и северо-восточным падением под углом 40-70°, которые образуют линейный штокверк 2000х1000 м. По данным бурения, оруденение прослежено на глубину 750 м. Средние содержания золота в руде – 2,5 г/т, в богатых участках – до 10 г/т. Распределение содержаний золота неоднородное, при этом рудные интервалы имеют мощность 10-25 м и чередуются с прослоями бедных руд и пустых пород. Руда представляет собой темно-серые алевролиты с большим количеством мелких вкрапленников арсенопирита, реже пирита и кварцевых, кварц-карбонатных прожилков. Особенностью

месторождения является широкое развитие в зоне смятия будин золотоносных брекчий алевролитов с кварцевым и анкерит-кварцевым цементом. Морфологические особенности обломков могут указывать на образование таких брекчий при явлениях гидроразрыва. Запасы месторождения Павлик по категориям С1+С2 составляют 154,3 т.

Рассматриваемые месторождения золота имеют четкую тектоническую приуроченность к второстепенным структурам сдвигового парагенеза, формирующимся как при транспрессии, так и при транстенсии. Чаще всего, это взбросовые и сбросовые структуры, оказывающие решающее влияние на локализацию рудных тел (рис. 1-2).

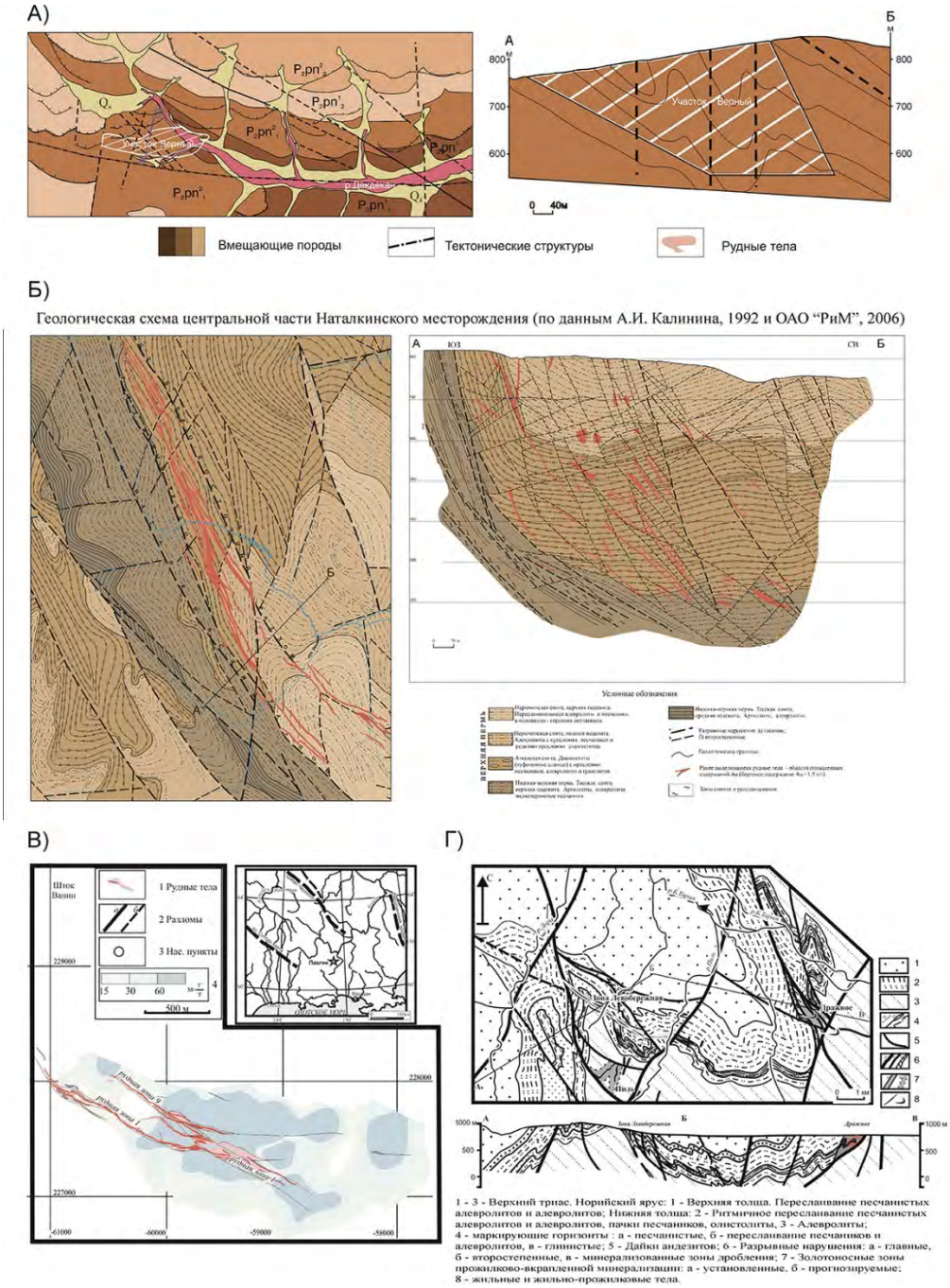


Рисунок 1. Схема геологического строения месторождений Павлик (а), Декдекан (б), Наталка (в), и Дражное (г) с разрезами.

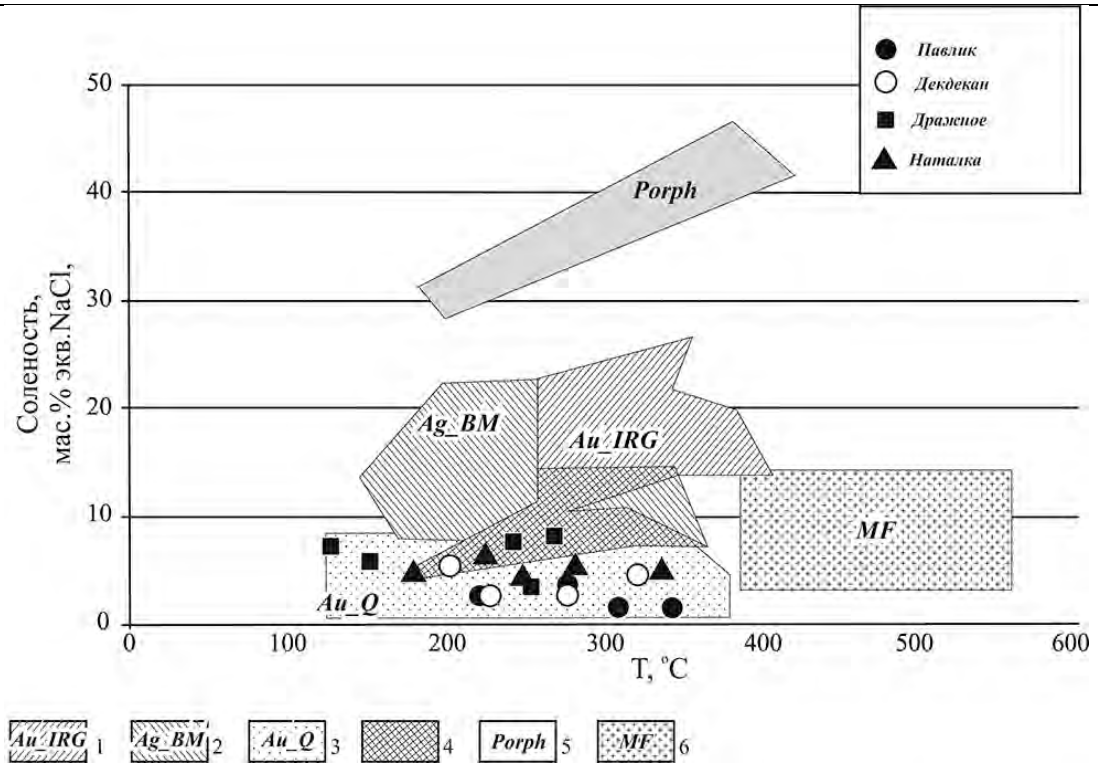


Рисунок 2. Составы флюидных включений в кварце месторождений Павлик, Декдекан, Наталка, Дражное на диаграмме температура-соленость.

Поля на диаграмме: 1 - Au-IRG - золоторудные месторождения, связанные с интрузивами (использованы данные по месторождениям Аркачан (Аристов и др., 2003; Гамянин и др., 2015), Чумыш, Паук и Тэутэджак (Стружков и др., 2008)); 2 - Ag-BM - серебро-полиметаллические жильные, из ряда зональности золоторудных и оловорудных, связанных с интрузивами (использованы данные по месторождениям Мангазейское (Аристов и др., 2008; Аникина и др., 2016), рудные объекты Нюектаминского рудного поля (Аристов и др., 2008); месторождение Прогноз (Гамянин и др., 1998), рудопроявление Элхуга (неопубликованные данные)); 3 - Au_Q - золоторудные, орогенные в метаморфических поясах (использованы данные по месторождениям Малый Тарын, Дражное (Аристов и др., 2015), Жданное (Аристов и др., 2016), Павлик (Аристов и др., 2018) Наталка, В.Хакчан, Дегдекан, Токичан, Юглер (Стружков и др., 2008), рудопроявлениям Адычанского рудного района (Аристов и др., 2017)).

Данные о газово-жидких включениях в кварце. Для определения вероятного состава и параметров рудоносных флюидов собраны и обобщены литературные данные по параметрам газово-жидких включений различных генераций в кварце.

Таблица 1. Результаты термо- и криометрических исследований в кварце для месторождений Павлик (Аристов В.В. и др.), Декдекан (Стружков С.Ф. и др.), Дражное (Аристов В.В. и др.), Наталка (Гончаров В.И. и др., 2002).

Месторождение	Количество замеров, n	Температура гомогенизации, C°	Концентрация солей, мас. %-экв. NaCl	Давление, бар
Павлик	16	197-340	1,4-3,1	600-2370
Декдекан	142	130-305	8	800-1300
Дражное	95	230-280	4,9-9,3	100-800
Наталка	7	178-330	5-7,9	800-1000

Проанализировав таблицу 1 можно сделать вывод, что параметры флюидообразования данных месторождений укладываются в температурные рамки 197-340°, давление, преимущественно, в пределах 6-1,5 Кбар, концентрация солей составляет 1,4-9,3 мас. %-экв. NaCl. Это позволяет отнести рассматриваемые объекты в группу гипабиссальных, мезотермальных месторождений, образование которых связано с метаморфическими процессами.

Заключение. Рассматриваемые месторождения, расположенные в северо-восточной золоторудной провинции, имеют большое количество схожих факторов и параметров, среди которых особенно выделяются термобарогеохимические показатели для флюида, характерные для среднетемпературных объектов, и особенности тектонического строения, в совокупности с рудоконтролирующим фактором тектоники.

Публикация осуществлена при финансовой поддержке Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество» (договор №09/2019/РГО-РФФИ) от «13» июня 2019 года.

Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Клубникин Г.К., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю. Мангазейское Ag-Pb-Zn жильное месторождение в осадочных породах (Саха-Якутия, Россия): минеральные ассоциации, флюидные включения, стабильные изотопы (C, O, S) и особенности образования // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 3. С. 206-238.

Аристов В.В., Прокофьев В.Ю., Иммамендинов Б.Н., Кряжев С.Г., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А. Особенности рудообразования на золото-кварцевом месторождении Дражное (Восточная Якутия, Россия) // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 464. № 1. С. 1-6.

Аристов В.В., Волков А.В., Савчук Ю.С., Григорьева А.В., Прокофьев В.Ю., Сидорова Н.В. Отчет о результатах работ по изучению геохимических особенностей, форм нахождения и условий образования самородного золота месторождения Павлик. 2017ф. Сс. 32-37, 88-98.

Беркелиев И.Т., Аристов В.В., Петров В.А., Савчук Ю.С. Сравнительный анализ особенностей локализации оруденения месторождений Бакырчик и Павлик. // Вопросы естествознания. 2018. № 3 (17). С. 19-22.

Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Алпатов В.В., Борисенко А.С., Носик Л.П. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералого-геохимические особенности и генезис // Геология руд. месторождений. 1998. № 5. С. 440-458.

Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В., Аникина Е.Ю., Борисенко А.С., Боровиков А.А., Бахарев А.Г., Жданов Ю.Я., Носик Л.П. Серебро-оловянное месторождение Купольное (Республика Саха, Россия): пример эволюции рудно-магматической системы // Геология руд. месторождений. 2001. № 6. С. 495-523.

Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. Аркачан - новый золото-висмут-сидерит-сульфидный тип месторождений в оловоносном Западно-Верхоянском районе (Якутия) // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 315-545.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение // СВКНИИ ДВО РАН. 2002. С. 31-40.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С. и др. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50 №5, С. 414-444.

Стружков С.Ф., Кряжев С.Г., Блинова Е.В. и др. Составление пакетов геологической информации на перспективные объекты Декдекан, Токичан, Верхний Ат-Юрях. // отчет по теме 65 д. 2004. Книга 1. Сс. 17-22, 75-78.

Стружков С.Ф., Кряжев С.Г., Наталенко М.В. и др. Отличия золото-кварцевых и золото-полисульфидно-кварцевых месторождений Центральной Колымы по термобарогеохимическим данным // Мат. XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS. Т. 2.: Москва, ИГЕМ РАН, 2008, С. 124-127.

Redmond, P.B., Einaudi M.T., Inan E.E., Landtwing M.R., Heinrich C.A. Copper deposition by fluid cooling in intrusion centered systems: new insights from the Bingham Canyon porphyry ore deposit // Utah: Geology, 32, 2004. pp.217-220.

Характеристика самородного золота одного из месторождений Камчатского края

Болдырева Е.С.[1], Торбеева Т.С.[1]

[1]*АО «Иргиредмет», г. Иркутск, e_chernyh@irgiredmet.ru*

Рудное поле пространственно приурочено к Быстринской вулканотектонической депрессии миоцен-плиоценового возраста, сформированной на верхнемеловом-палеогеновом фундаменте Камчатской золотоносной провинции (Золоторудные месторождения России, 2010).

Месторождение является одним из перспективных вулканогенных гидротермальных золото-серебро-полиметаллических объектов Восточной Камчатки. В геологическом строении района участвуют породы двух структурных комплексов: рудовмещающего и пострудного. Рудовмещающий комплекс объединяет мел-палеоценовые вулканогенно-осадочные образования хапицкой свиты (лавы андезитов, крупнообломочные туфы, туффиты с прослоями мелкообломочных вулканогенно-кремнистых пород) и терригенно-осадочные отложения дроздовской свиты, в составе которой преобладают мелко- и среднезернистые песчаники. Пострудный комплекс сложен плейстоценовыми вулканогенно-осадочными породами основного и среднего составов (базальты, андезиты, их туфы) и современными голоценовыми отложениями. Интрузивные образования, развитые достаточно широко в пределах месторождения, представлены тремя комплексами: миоцен-плиоценовым, плиоценовым и четвертичным. По форме залегания это, прежде всего, субвулканические тела и дайки базальтов, андезитов, диоритов. Месторождение характеризуется наличием двух типов руд: эпитермальных (кварц-адуляр-карбонатных) и медно-порфировых (халькопирит-борнит-халькозиновых). В настоящее время промышленную ценность месторождения определяет эпитермальное золото-серебряное оруденение. Руды отличаются сложным минеральным составом с неравномерным распределением рудных и жильных фаз: от массивных свинцово-цинковых до убого вкрапленных кварц-адуляр-карбонатных и прожилково-сетчатых халькопирит-борнит-халькозиновых разностей. Выделяются несколько различных продуктивных минеральных ассоциаций: кварц-сфалерит-пиритовая, сфалерит-блекловорудная, сфалерит-галенитовая, кварц-пиритовая, пирит-халькопирит-блекловорудная, золото-пиритовая, золото-кварцевая (Округин, 2019).

Исследуемые руды месторождения относятся к золото-серебряной формации золото-полисульфидно-кварцевой субформации. Породы данного минерального комплекса представлены в разной степени метасоматически измененными порфиритами диоритового, андезитового и андезитодацитового состава, метатуфами, туфогенными алевроаргиллитами, а также жильным кварцем, с неравномерной прожилково-вкрапленной, вплоть до массивной, сульфидной минерализацией. Метасоматоз пород проявлен процессами окварцевания, хлоритизации, серицитизации, пелитизации, кальцитизации и альбитизации.

Минеральный состав комплекса основывается на результатах изучения 7-и технологических и 29-и аналитических проб, включая химический, рентгенофазовый и микрозондовый методы анализа. Золото-полисульфидно-кварцевый минеральный комплекс характеризуется богатым минеральным составом (таблица 1).

Кварц в среднем составляет около 72 масс. %; из нерудных минералов (не более 20 %) в рудах присутствуют глинисто-слюдисто-гидрослюдистые образования, хлорит, полевые шпаты и карбонаты.

Количество сульфидов составляет около 7 %, из них значительно преобладает пирит. Выделяется две генерации пирита: пирит-I находится в основной массе метасоматически измененных порфиритов и туфов в виде мелкой и тонкой вкрапленности, а также прожилковидных, реже гнездовидных скоплений; пирит-II образует крупные выделения в жильном кварце и находится в тесной ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, галенитом и блеклыми рудами.

Таблица 1. Усреднённый минеральный состав золото-полисульфидно-кварцевого комплекса

Минералы или группы минералов	Массовая доля, %
Кварц	72,0
Глинисто-слюдисто-гидрослюдистые образования (серицит, гидросерицит, иллит, каолинит), хлорит	9,0
Полевые шпаты (КПШ, плагиоклазы)	7,9
Карбонаты (кальцит, доломит, анкерит)	0,5
Сульфиды: в т.ч.:	7,0
Пирит	4,8
Сфалерит	1,4
Халькопирит, халькозин, ковеллин, борнит	0,5
Галенит	0,3
Арсенопирит, блёклые руды, антимонит	Редкие и единичные зерна
Карбонаты свинца и цинка (церуссит, смитсонит)	Редкие и единичные зерна
Вторичные образования железа (гидроксиды железа (лимонит, гетит, гидрогетит), ярозит)	3,5
Вторичные минералы меди, свинца и мышьяка (халькантит, англезит, скородит)	0,1
Акцессорные минералы: магнетит, рутил, лейкоксен, апатит, эпидот, амфиболы, пироксены, сфен, гроссуляр, циркон, турмалин, барит, цеолиты	Редкие и единичные зерна
Золото	Единичные знаки
Теллуриды серебра	
Итого:	100,0

Самородное золото в полированных шлифах зафиксировано в виде тонких вкраплений размером не более 45 мкм в ассоциации с пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, блёклыми рудами, жильным кварцем и теллуридами серебра. Форма выделений – удлинённые, изометричные, неправильной формы частицы с неровными краями (рис. 1, а-г).

В гравитационных концентратах фиксируется золото размером от сотых долей миллиметра до 1,3 мм. Цвет основной массы золотин золотисто-жёлтый, от бледно- до темно-жёлтого.

Поверхности частиц в основном чистые, иногда отмечаются прерывистые плёночки и корочки гидроксидов железа, а также примазки перетёртого глинисто-слюдистого материала. Наиболее характерные формы частиц: неправильная, с неровными, краями и короткими отростками, таблитчатая, удлинённая, пластинчатая, комковатая (рис. 2, а-г) (Петровская, 1973).

Пробность золота по данным атомно-абсорбционного анализа колеблется (14 измерений) от 717 до 920. По данным рентгеноспектрального микроанализа золотин количество Au в них варьирует от 77,3 до 90,5 %, Ag – от 9,1 до 22,7 %; отмечаются также незначительные примеси меди и теллура (не более 0,5 %).

Серебро в основном образует изоморфную примесь в золоте, в меньшей степени в блеклых рудах, а также представлено теллуридами серебра (гессит). По данным рентгеноспектрального микроанализа в составе теллуридов серебра содержание теллура колеблется от 35,5 до 43,9 %, серебра от 56,1 до 64,5 %, в блёклых рудах доля серебра не превышает 5,0 %.

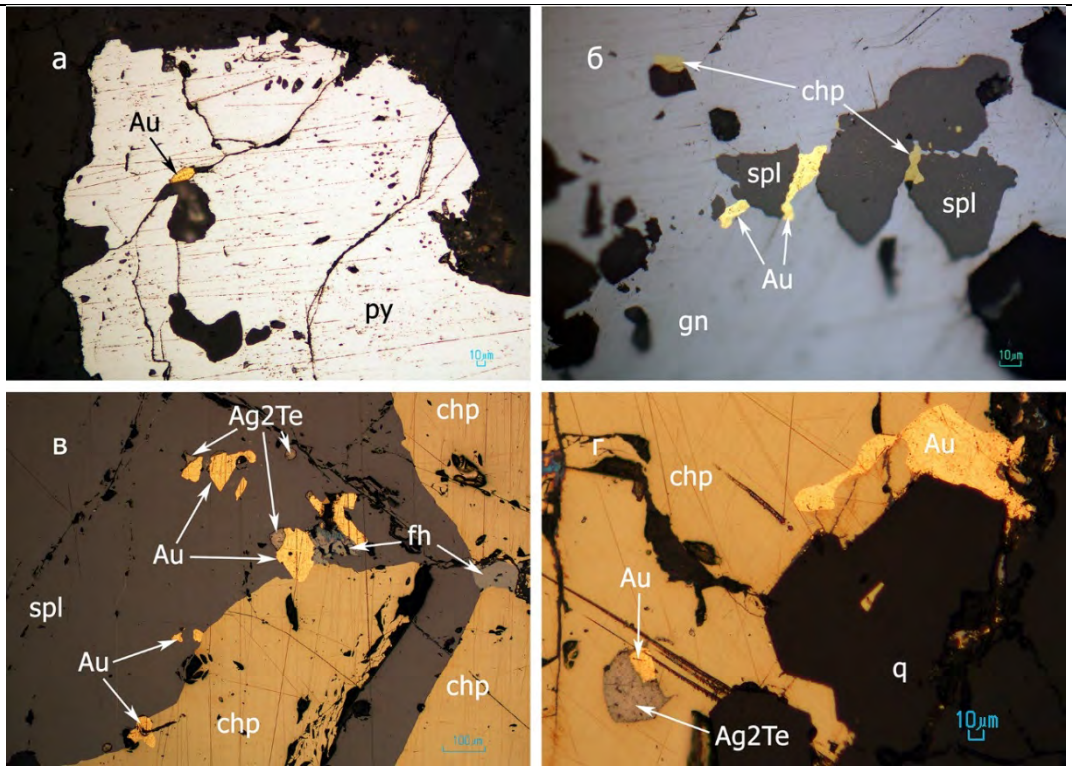


Рисунок 1. Ассоциации золота: а) золото (Au) в микротрещине в пирите (py); б) золото (Au) со сфалеритом (spl) образует микровкрапленность в галените (gn); в) золото (Au) и теллуриды серебра (Ag2Te) ассоциацируют с халькопиритом (chp), сфалеритом (spl) и блеклой рудой (fh); г) золото (Au) и теллуриды серебра (Ag2Te) ассоциацируют с халькопиритом (chp) и жильным кварцем (q).

Полированные шлифы, николи ||.

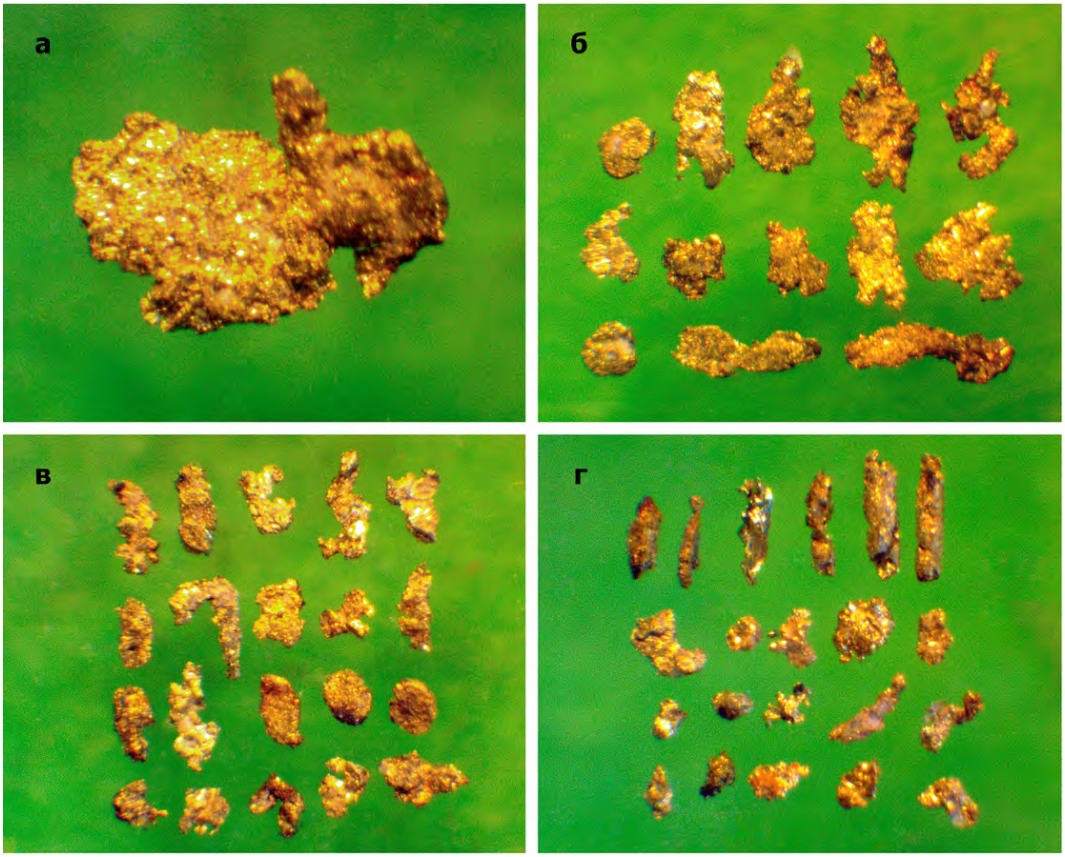


Рисунок 2. Морфология и характер поверхности самородного золота: а) класс крупности минус 2,0 + 1,0 мм; б) класс крупности минус 0,5 + 0,25 мм; в) класс крупности минус 0,25 + 0,16 мм; г) класс крупности минус 0,16 + 0,1 мм.

Гравитационный концентрат. Увеличение: а – 60^{x}; б – 30^{x}; в – 35^{x}; г – 50^{x}.

Золоторудные месторождения России / ред. Константинов М.М. Научное издание. Москва: изд-во Акварель. 2010.

Округин В.М., Шишканова К.О., Философова Т.М. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Кумроч, Восточная Камчатка // Руды и металлы. 2019. № 2. С. 84 – 96.

Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса) / отв. ред. Чухров Ф.В. Москва: изд-во Наука. 1973.

Песчаники басинской свиты венда Южного Урала, особенности состава и условий их формирования.

Бояркин С.А.[1], Азнабаева Р.Ф.[1]

[1]*Башкирский государственный университет, г. Уфа, sergey.boyarkin1@gmail.com*

В Общей стратиграфической шкале докембрия России в верхнем протерозое выделены рифей и венд. Впервые вендская система выделена Б. С. Соколовым в 1950 году на западе Восточно-Европейской платформы. Временные границы системы составляют от 600 до 535 млн. лет. (Стратиграфический кодекс, 2006).

В типовых разрезах венда (ашинской серии) Южного Урала на западном крыле Башкирского мегантиклинория выделяются (снизу): бакеевская, урюкская, басинская, куккараукская и зиганская свиты, мощностью до 2500 м. В сводном разрезе ашинской серии наибольшей мощностью выделяется отложения басинской свиты, в период формирования осадков которой существовали достаточно благоприятные условия для развития органического мира. В отложениях свиты часто встречаются следы (отпечатки) эдиакарской фауны, что и привлекает к ней интерес исследователей. Басинская свита представлена полимиктовыми кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами, мощностью до 800 м.

Мною рассматривается разрез басинской свиты в пределах Алатауского антиклинория по автодороге Уфа-Инзер западнее р.Зуячка (обнажение 101 и 102).

Изучение обломочных пород, особенно песчаных, является важной составной частью региональных геологических исследований, которые позволяют реконструировать состав материнских пород областей размыва и условий формирования осадков. Для решения поставленной задачи необходимо получить информацию о составе основных породообразующих компонентов породы. Для чего мною в шлифах проводится определение минерального состава и визуальный подсчет обломочного материала. Полученные данные пересчитываются на 100% и отображаются на диаграммах, которые позволяют представить типизацию компонентов, слагающих песчаники, и с их помощью определить тип источников сноса, поставлявших материал в осадочный бассейн. Мною было описано 7 шлифов полимиктовых песчаников из отложений басинской свиты (обнажения 101 и 102). Дополнительно были использованы данные по микроописанию пород из работы (В.И.Козлов и др. 2008г.).

Для классификации песчаников по составу, чтобы дать им название и связать их происхождение с составом обломочной части, мною будут использованы данные по подсчёту породообразующих компонентов песчаников (таблицы 1) и треугольные диаграммы В.Н. Шванова (1987, 1992) и В.Д.Шутова (1967, 1972), в вершинах которых присутствуют кварц - полевые шпаты - обломки пород (QFL) (рис.1).

Таблица 1 Содержание QFL в пробах.

№ пр.	101-9	101-10	101-11	101-13	101-14	101-15	101-16	101-17	101-18
Q	35-37	30-35	35-45	30-35	35-40	38-40	18-20	18-20	30-35
F	7-10	20	20-25	5-7	18-20	28-32	10-15	10-15	15-18
L	10-15	5-7	20	30-35	5-7	19-22	7-10	7-10	40
№ пр.	101-19	101-28	101-31	101-32	101-33	101-34	101-37	101-38	101-39
Q	32-35	22-25	15-18	30-35	30-35	35-40	27-30	18-20	30
F	10-12	18-20	18-20	10-13	10-13	18-20	18-20	7-10	5-7
L	24-28	20	5	24-26	24-26	18-20	13-15	25-29	35-40

№ пр.	101-44	101-63	101-65	101-66	101-67	102-9	102-10	102-11
Q	36-40	13-15	10-12	10-12	10-12	20-25	35-40	10-12
F	18-20	17-20	20-22	15-20	15-20	25	25-30	15-20
L	10	30-35	30-35	32-37	30-35	20-30	20-25	30-35

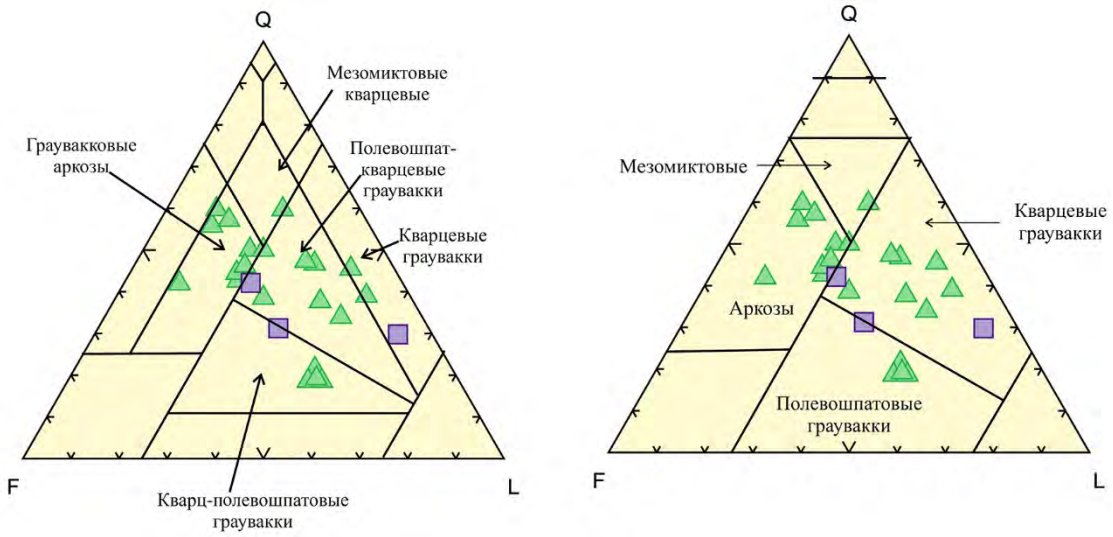


Рисунок 1. Положение фигуративных точек составов песчаников обнажений 101 и 102 басинской свиты венда БМА на QFL-диаграмме: слева – В.Д. Шутова, 1972, справа – В.Н. Шванова, 1987.

Фигуративные точки песчаников басинской свиты на диаграмме В.Н. Шванова располагаются преимущественно в полях кварцевых грауваккoв и аркозов, а также незначительная часть точек попадает в поле полевошпатовых грауваккoв и по границам полей. На диаграмме В.Д. Шутова фигуративные точки располагаются преимущественно в полях полевошпат-кварцевых грауваккoв, грауваккoвых аркозов и незначительная часть точек попадает в поля: кварц-полевошпатовых грауваккoв и по границам полей.

Для восстановления палеообстановок осадконакопления мною используются информация по подсчёту породообразующих компонентов песчаников приведенные в табл. 1 и треугольные диаграммы (Yerino, Maynard, 1984) и (Dickinson, 1983) (рис.2).

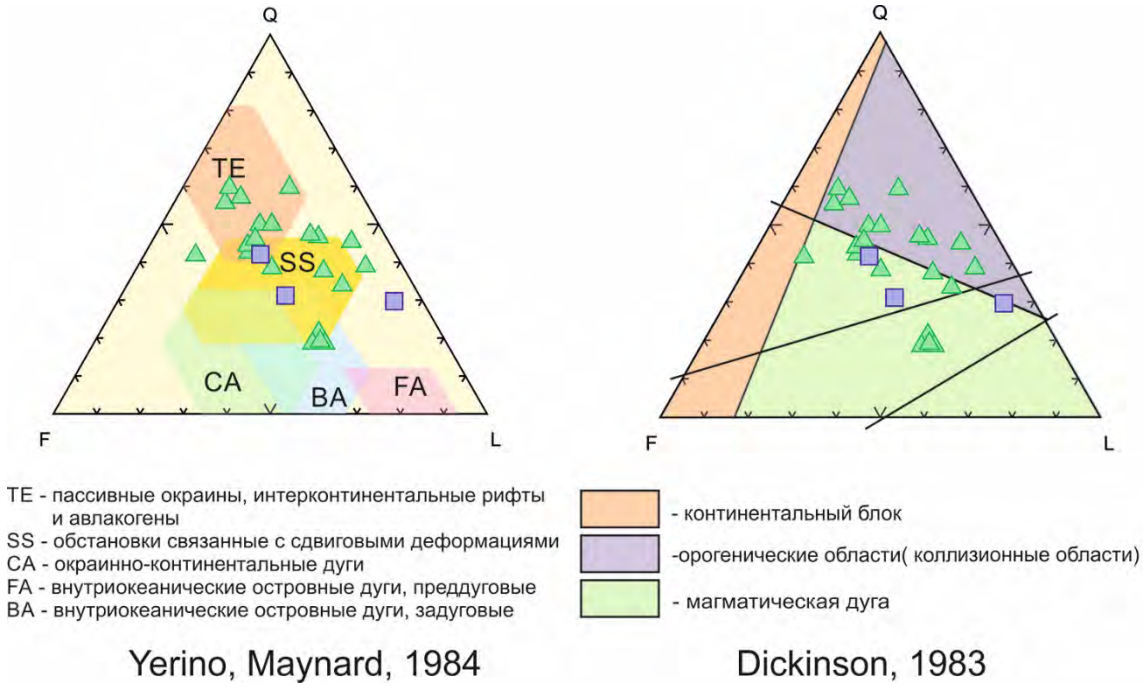


Рисунок 2. Положение фигуративных точек составов песчаников басинской свиты венда БМА на QFL-диаграммах: слева – Dickinson, 1983, справа – Yerino & Maynard, 1984.

На диаграмме Дикинсона фигуративные точки песчаников басинской свиты попадают в поля, соответствующие обстановкам магматической дуги (эродированной и расчлененной) и орогенической области (коллизионные области), а также на границе между этими зонами. На диаграмме (Yerino & Maynard, 1984) фигуративные точки песчаников басинской свиты попадают

преимущественно в поле пассивных окраин и обстановок, связанных со сдвиговыми деформациями. Редко точки попадают в поля внутриокеанической островной дуги (задуговые).

Таким образом, проведенный анализ состава породообразующих компонентов песчаников басинской свиты с использованием QFL-диаграмм В.Н.Шванова (1987), В.Д.Шутова (1972), показал, что рассматриваемые песчаники имеют полимиктовый состав, в котором всегда присутствуют три основных породообразующих компонента (кварц, полевой шпат и обломки пород).

Информация по составу пород была использована в диаграммах (Yerino, Maynard, 1984) и (Dickinson, 1983) позволяет определить обстановки осадконакопления. Как следует из приведенных диаграмм формирование песчаников басинской свиты в обстановках соответствующих пассивных окраин, связанных со сдвиговыми деформациями и орогеническим (коллизионными) зонами.

Беккер Ю.Р. Открытие эдиакарской фауны в кровле венда Южного Урала, Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 111–131.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н. К вопросу о строении пограничных слоев верхнего рифея и венда в Тирлянском районе на Южном Урале, Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Мат-лы VII Межрег. геол. конф., Уфа, ноябрь, 2008 г. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 112–117.

Козлова В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. Москва: Наука. 1982, 60-64 с.

Стратиграфический кодекс, 2006.

Шванов В.Н. Определение минеральных типов песчаных пород по их химическому составу, Сов. Геология. 1974. № 3. С. 60–73.

Шутов В.Д. Классификация песчаников, Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

Dickinson W., Suczek C. Tectonic and sand composition, Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol 1979. V.63. №12. P. 2164-2182

Yerino, L.N., and Maynard, J.B., Petrography of modern sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas. Sedimentology. 1984. 31. P. 83-89.

Закономерности гетерогенного распределения редких элементов в закалённых сульфидных твёрдых растворах руд горы Рудная, Норильск 1

Бровченко В.Д.[1], Служеникин С.Ф.[1], Ковальчук Е.В.[1], Ковригина С.В.[1], Юдовская М.А.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, Москва, valeriiabrovchenko@gmail.com*

Нижние горизонты вертикальных жил г. Рудная, месторождение Норильск 1, состояли преимущественно из тонкозернистых массивных руд, представляющих собой ассоциацию природно-закаленных сульфидных твердых растворов, таких как Fe-Ni моносульфидный твёрдый раствор (Mss) и богатый медью промежуточный твёрдый раствор (Iss) (Дистлер и др., 1996). Структурной особенностью данных руд является наличие выраженных глобуль размером до 4 мм среди тонкозернистой основной массы. Глобули Iss, состоящие из кубанитового (Cub_{ss}) и халькопиритового (Ccp_{ss}) твердых растворов, часто окружены поликристаллическими каймами из зерен Mss размером до 200 мкм, отделяющими их от тонкозернистого матрикса Iss-Mss. Пентландит размером от 5 до 100 мкм обычно образует внутреннюю кайму глобуль между внешней Mss каймой и Iss ядром. Среди исследованных образцов распространены и обратные структуры – Mss или Mss-Iss глобули окруженные Iss-Mss основной массой. В данном типе структур руд пентландит образует мелкие зерна размером до 20 мкм погруженные исключительно в Iss. Содержание макрокомпонентов в Mss значительно варьирует, состав Mss отвечает формуле в диапазоне от $Ni_{0.29}Fe_{0.59}S_1$ до $Ni_{0.54}Fe_{0.41}S_1$. В основном, Mss представлен гомогенными или скрыто гетерогенными зёрнами. Однако для некоторых агрегатов свойственна видимая неоднородность, различимая в отраженных электронах, связанная с развитием ламеллей отвечающих по составу формуле пентландита и, согласно ЛА-ИСП-МС профилям, обогащенных палладием. Платина в Mss распределена точечно (рис. 1) и на картах распределения элементов хорошо коррелирует с Sn и Pd, что по составу соответствует широко распространенным в данных рудах минералам платины (таким как Pt-Pd-Ni сульфиды, сплавы и станниды). Оба Iss - Cub_{ss} и Ccp_{ss} отличаются от стехиометричных кубанита и халькопирита, Cub_{ss} содержит <5 мас. % Ni и <0.25 мас. % Co, Ccp_{ss} - <3 мас. % Ni и <0.1 мас. % Co. В пределах Iss глобуль также наблюдается химическая неоднородность, видимая при ЛА-ИСП-МС картировании (рис. 1), наиболее заметно зональность проявлена на границе глобуль Iss с внешней каймой из пентландита и Mss; содержание Co в Iss уменьшается, а In и Zn увеличивается к границе с пентландитом. Глобулярный Iss значительно обогащен Zn и In (до 3978 ppm Zn и 9,7 ppm In) по сравнению с Iss из основной массы (до 342 ppm Zn и 3 ppm In). Пентландит характеризуется нестехиометричными соотношениями атомов основных компонентов, отличаясь от постоянных пропорций в типичном пентландите, и содержит до 0,5 мас. % Co и 0,4 мас. % Cu. Крупные зерна пентландита I вдоль контакта Mss-Iss обогащены Pt (до 0,13 мас. %) и Pd (до 4,62 мас. %) тогда как более мелкие (менее 20 мкм) зерна пентландита I сравнительно обеднены платиновыми. Тем не менее, отдельные мелкие рассеянные зерна пентландита IV, не связанные с контактами Mss-Iss, также иногда обогащены Pd (до 3 мас. %). Пентландит II встречается в виде регулярно ориентированных ламелей шириной 1-10 мкм между ламелями Mss, образующих регулярную сеть. Пентландит III образует случайно ориентированные в Mss микропрожилки с шириной 1-5 мкм, для которых характерны постепенные диффузионные контакты с соседними зернами Mss. Пентландит I и IV интерпретируются как первичные, образованные в хоте перитектической реакции между твердыми растворами и остаточным сульфидным расплавом (Kitakaze et al., 2016), тогда как пентландит II и III являются продуктами твердофазного превращения Mss при понижении температуры до ~ 600-650 ° C (Craig and Kullerud, 1969; Craig, 1973). Содержание Pd, Pt, Zn и Ag в зернах пентландита I увеличивается по направлению к контакту с Iss, края зерен пентландита при контактах с Mss относительно обеднены этими элементами (рис. 1). Самые высокие концентрации Pd приурочены и к центральным частям более крупных зерен, вероятно, такая зональность выявляется в определенных сечениях, параллельных фронту реакции.

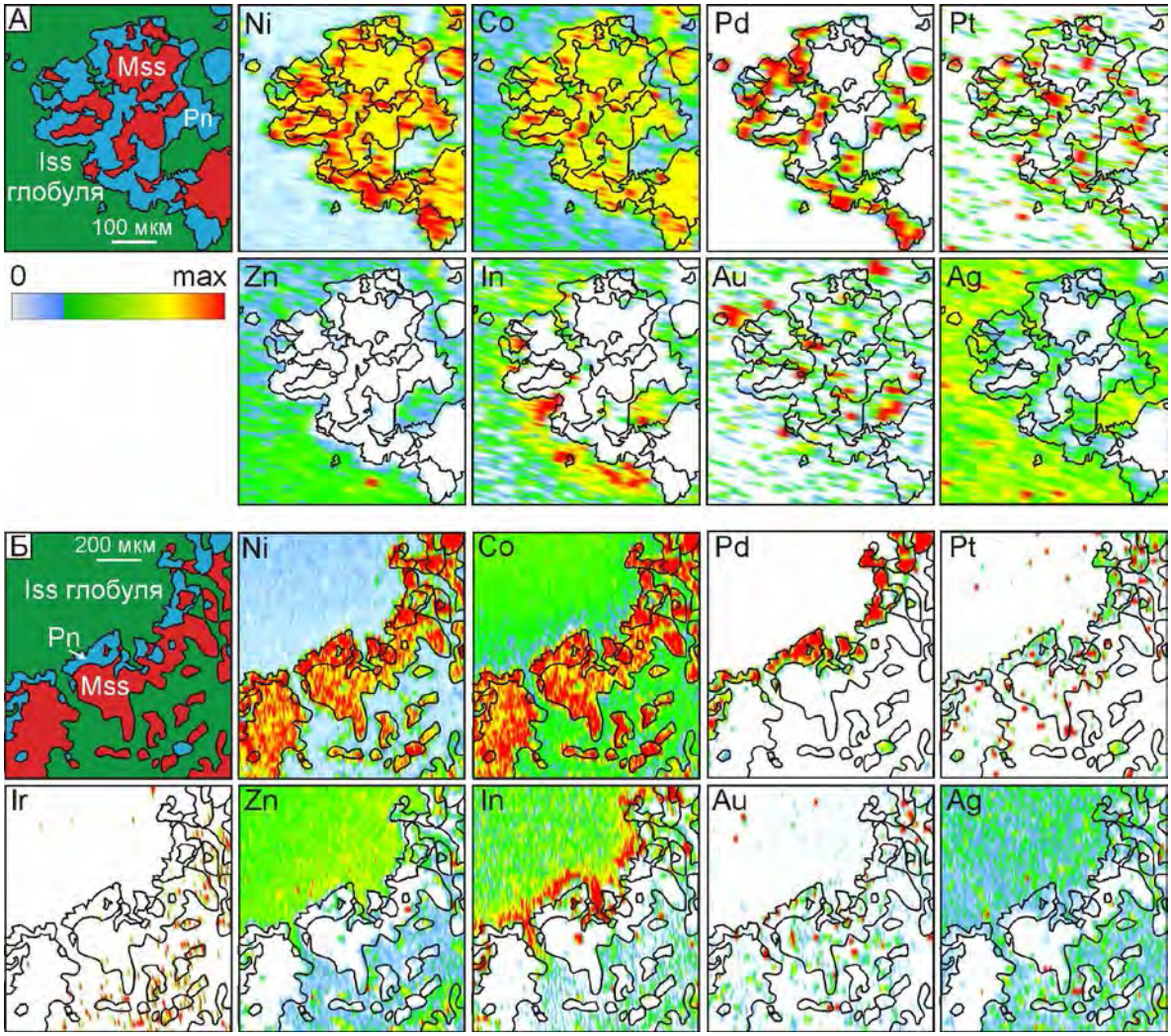


Рисунок 1. ЛА-ИСП-МС карты распределения элементов.

(А) Фрагмент структуры каймы пентландит (Pn)-Mss вокруг глобули Iss. Центр глобули находится внизу слева. (В) Фрагмент структуры каймы Pn-Mss, центр глобули вверху слева.

ЛА-ИСП-МС анализ, карты элементов и профили подтверждают, что микроэлементы распределены неоднородно в масштабах как одного зерна, так и всего образца. Сосуществование обогащенного и обедненного палладием пентландита в рудах г. Рудной свидетельствует о первичной гетерогенности в распределении элементов платиновой группы (ЭПГ) в богатой Cu исходной жидкости. Такая неоднородность могла быть связана с меняющимися пропорциями первых Mss, образующихся в процессе фракционирования и кристаллизации сульфидного расплава, а также глобуль и вкрапленников в виде «кристаллической каши», переносимых Cu сульфидной жидкостью. Более ранние генерации Mss- и Iss-доминантных агрегатов могли кристаллизоваться по краям вышележащей субгоризонтальной камеры, послужившей источником для сульфидного расплава руд г. Рудная. Первые агрегаты Mss обменивались с Cu-ЭПГ сульфидной жидкостью с образованием перитектического пентландита в различной степени обогащенного платиновыми металлами, в зависимости от составов жидкости и твердых фаз, а также от длительности реакции. Наблюдаемые закономерности гетерогенного распределения редких элементов в закаленных сульфидных твёрдых растворах говорят о его высокотемпературном первичном магматическом происхождении, а их сохранность в рудах г. Рудная, вероятно, обусловлена условиями образования. Мы полагаем, что руды были сформированы в результате моментальной закалки сульфидов при ~ 650 ° С во время быстрого просачивания сульфидного расплава в открывшиеся трещины в пластах осадочных пород тунгусской серии не подвергшихся контактовому метаморфизму.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-05-70073).

Дистлер В.В., Кулагов Э.А., Служеникин С.Ф., Лапутина И.П. Закаленные сульфидные твердые растворы в рудах Норильского месторождения // Геол. рудн. месторожд. 1996. Т. 38. № 1. С. 41–53.

Craig, J.R., and Kullerud, G. Phase relations in the Cu-Fe-Ni system and their application to magmatic ore deposit// Economic Geology. 1969. Monograph 4. P. 344–358.

Craig, J.R. Pyrite-pentlandite assemblages and other low temperature relations in the Fe-Ni-S system// American Journal of Science. 1973. V. 273. P. 496-510.

Kitakaze, A., Machida, T., and Komatsu, R. Phase relations in the Fe–Ni–S system from 875 to 650°C// The Canadian Mineralogist. 2016. V. 54. P. 1175-1186.

Первые данные о минералах ЭПГ в рудах Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения.

Буханова Д.С.[1]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, dasha-snejinka@yandex.ru*

Благороднометальное оруденение (Au, Ag, ЭПГ) типично для месторождений порфирового типа (Sillitoe, 2010). Согласно модели порфировой системы Р. Силлитоу (Sillitoe, 2010), Au-Ag минерализация локализуется как непосредственно в основном рудном штокверке, так и за его пределами. Во втором случае она находится, в основном, в составе высокосульфидизированных (high sulfidation) и промежуточно-сульфидизированных (intermediate sulfidation) типов эпитермальной минерализации, а также субэпитермальных карбонат-полиметаллических рудах (Николаев и др., 2016).

В последние годы, повышенные содержания элементов платиновой группы (ЭПГ), в частности, Pd и Pt, были зарегистрированы в минерализации, связанной с некоторыми из щелочных порфировых месторождений (Economou-Eliopoulos, 2010). Ассоциация меренскита, как основного минерала ЭПГ, с медными минералами в Cu–Au-порфировых месторождениях считается маркером для присутствия в рудах Pd и Pt в качестве второстепенных или основных компонентов руд (Economou-Eliopoulos, 2010). В России минералы платиновой группы установлены в рудах порфировых месторождений: Кирганик (Сидоров и др., 2017), Ак-Сугском, Сорском и Жирекенском (рис. 1).

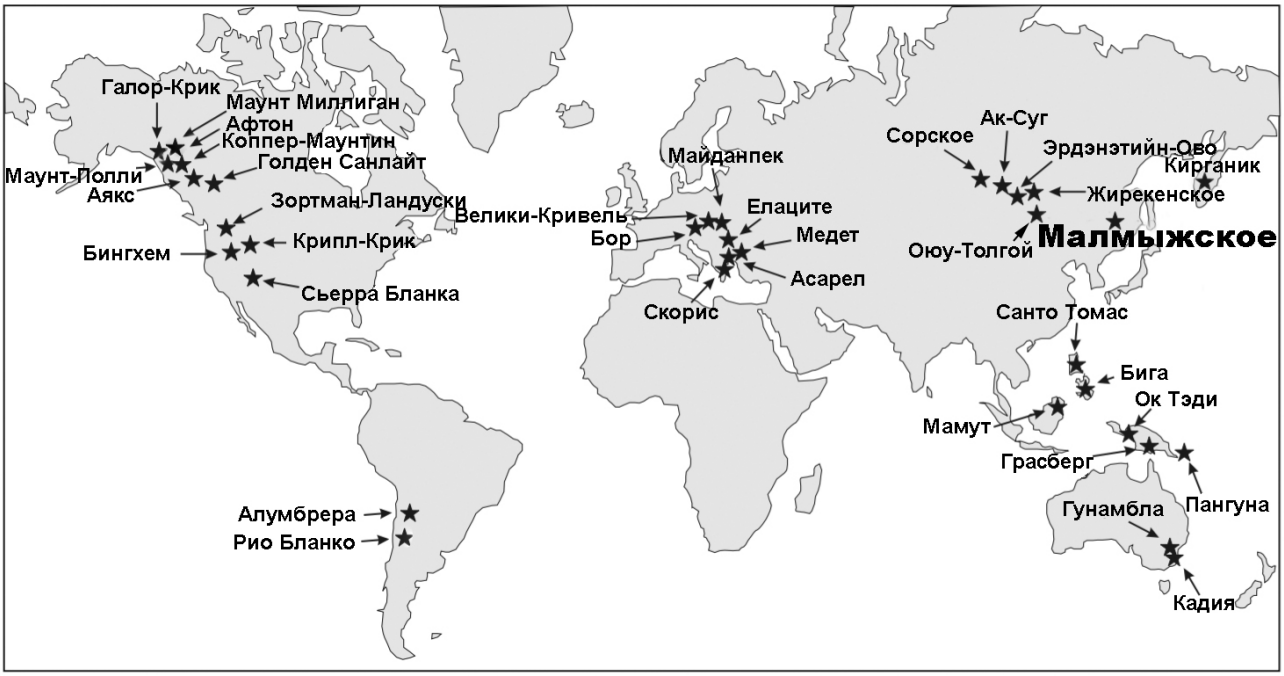


Рисунок 1. Локализация Cu±Mo±Au±Pd±Pt порфировых месторождений, по данным М. Эконому-Элиопулос с дополнениями (Economou-Eliopoulos, 2010).

Малмыжское золото-медно-порфировое месторождение расположено в северо-восточной части Средне-Амурской депрессии в 80 км от г. Комсомольск на Амуре. Оно локализовано на площади Журавлевского террейна – раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна в северо-западном крыле складки западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома. В геологическом строении здесь принимают участие осадочные терригенные отложения нижне- и верхнемелового возраста, прорванные верхнемеловыми интрузиями и дайками диорит-гранодиоритового состава, перекрытые четвертичными рыхлыми образованиями.

Проведено детальное исследование руд и вмещающих их метасоматитов Центрального участка месторождения в аналитическом центре ИВиС ДВО РАН с применением оптической

аппаратуры и сканирующего электронного микроскопа TescanVega-3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm^2.

Среди рудных минералов доминируют сульфиды (пирит и халькопирит, реже борнит), представленные в виде тонко-дисперсных вкрапленников, крупнозернистых выделений, гнездовых обособлений, прожилков и значительных скоплений в редких жилах. Второстепенные компоненты руд – сульфиды и сульфосоли свинца, цинка, серебра и висмута, а также теллуриды и сульфоселениды висмута и серебра и др. Впервые, присутствие соединений теллура с палладием в рудах Малмыжского месторождения отмечалось Ивановым В.В. с соавторами (Иванов и др., 2013). В ходе проведенных автором детальных исследований минерального состава руд, в мощных пирит-халькопиритовых прожилках были установлены минералы ЭПГ: сопчеит, котульскит, меренскит, арсенопалладинит и налдретит (табл. 1).

Таблица 1. Минералы ЭПГ в рудах Малмыжского месторождения.

Минерал	Формула	Примечание
Сопчеит	$Ag_4Pd_3Te_4$	Размер включений до 50 мкм
Котульскит	PdTe	Содержит примесь Ag до 0.9 мас.%
Меренскит	$PdTe_2$	Содержит Pt до 0.6 мас.% и Ag до 1.1 мас.%
Арсенопалладинит	$Pd_8(AsSb)_3$	As - 1.90-2.04 ф.е.; Sb - 0.90-1.04 ф.е.
Налдретит	Pd_2Sb	Содержит As до 0.5 мас.%; Ag до 2.3 мас.%

Текстурные взаимоотношения между основными рудными медными минералами, и минералами, содержащими ЭПГ и теллуриды Au-Ag, указывают на то, что благородные металлы тесно связаны с халькопиритом в прожилках. Некоторые исследователи отмечают, что минералы ЭПГ осаждаются на самых ранних этапах отложения рудной минерализации в центральных частях порфировых месторождений (Economou-Eliopoulos, 2010). На Малмыжском месторождении наиболее богатые ЭПГ участки установлены в краевых частях гидротермальных брекчий, а структурные особенности и взаимоотношения с другими минералами свидетельствуют об их относительно более позднем отложении.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00520.

Иванов В.В., Кононов В.В., Игнатьев Е.К. Минералого-геохимические особенности рудной минерализации в метасоматитах золотомедного рудного поля Малмыж (Нижнее Приамурье) // Материалы Всероссийской конференции: VIII Косыгинские чтения «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». 2013. С. 258-261.

Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Читалин А.Ф., Калько И.А. Au-Ag минерализация порфирово-эпитермальных систем Баимской зоны (Западная Чукотка, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 319-345.

Сидоров Е.Г., Игнатьев Е.К., Чубаров В.М. Первая находка минералов платиновой группы в рудах медно-порфирового месторождения Кирганик (Камчатка) // Доклады Академии наук. 2017. Т. 475. №. 4. С. 435-438.

Economou-Eliopoulos M. Platinum-group elements (PGE) in various geotectonic settings: opportunities and risks // Hell. J. Geosc. 2010. V. 45. P. 65-82.

Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems. Society of Economic Geologists. Inc. Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3-41.

Роль щелочной пирокластики в формировании редкометалльных углей Минусинского и Кузнецкого бассейнов

Вергунов А.В.[1]

[1]*НИ ТПУ, г. Томск, Alexeivergunov@rambler.ru*

Одним из основных факторов, контролирующих накопление редких элементов в углях, является фактор синхронного вулканизма (Арбузов и др., 2007). Лишь в последнем десятилетии XX в. ученые по достоинству оценили глобальную роль вулканизма в формировании геохимического фона углей (Finkelman, 1993).

Участию вулканогенной пирокластики в формировании угленосных отложений Сибирского региона особое внимание уделял А.В. Ван (Ван, 1973). На примере Кузнецкого, Минусинского и Тунгусского бассейнов он показал тотальное значение вулканизма в формировании угленосных отложений (Ван, 1972).

Позднее в углях Кузнецкого и Минусинского бассейнов были выявлены редкометалльно-угольные месторождения, связанные с присутствием пирокластического материала (Арбузов и др., 2000, 2003, 2007).

В Кузнецком бассейне редкометалльное оруденение углей обнаружено в пласте XI. Формирование оруденения связано с наличием в угольном пласте неугольных прослоев небольшой мощности (6-15 см). Образование прослоев произошло благодаря поступлению вулканогенной пирокластики кислого состава щелочного ряда в период торфонакопления. По реставрированному составу вулканогенная пирокластика породных прослоев соответствует семейству комендитов-пантеллеитов (Arbuzov et al., 2019).

В Минусинском бассейне подобное оруденение выявлено в углях изыхской свиты (Арбузов и др., 2007). Однако детальных исследований, направленных на установление состава исходной пирокластики, послужившей источником для формирования редкометалльно-угольного оруденения не проводилось.

В связи с этим в углях изыхской свиты были детально опробованы угольные пласты XXX и XXXa, а также породы кровли, почвы и внутриугольные прослои.

Угольный пласт XXX, содержит два тонштейна (И-30-18, И-25-18). Мощность каждого из прослоев составляет 1 см. Тонштейны находятся на расстоянии 35 см друг от друга. В угольном пласте XXXa диагностировано три тонштейна (И-17-18, И-12-18, И-6-18). Они имеют небольшую мощность 1-2 см и равноудалены друг от друга (~30 см). Особый интерес представляет породный горизонт между пластами XXX и XXXa. Это мощный (45 см) прослой алевролита. Прослой имеет повышенную радиоактивность (25 мкР).

Исходный состав пеплового материала реставрировать трудно, так как он претерпел почти полное изменение. Данный факт создает трудности при восстановлении исходного состава пирокластики. Одним из методов восстановления первичного состава пирокластического материала тонштейнов является классификационная диаграмма Винчестера и Флойда (Winchester, Floyd, 1977).

Дополнительным параметром, помогающим определить состав исходной вулканогенной пирокластики является титановый модуль (TiO_2/Al_2O_3). Исследования Д.А. Спирса показывают, что TiO_2/Al_2O_3 отношение больше 0,06 характерно для пирокластики основного состава, меньше 0,02 – для кислого. Промежуточные значения характерны для вулканических пеплов среднего и щелочного составов (Spears, Kanaris-Sotiriou, 1979).

Комплексный подход к восстановлению исходного состава пирокластики показал, что среди прослоев присутствуют разности, сформированные из пирокластики риолитового (И-30-18), риодацитового (И-25-18, И-17-18), а также кислого состава щелочного ряда (И-22-18, И-12-18, И-6-18).

Особого внимания заслуживает породный прослой между пластами XXX и XXXa (И-22-18). Прослой аномально обогащен РЗЭ – 652 г/т, Zr – 0,2 %, Nb – 124 г/т, Ta – 9,7 г/т, Hf – 41,7 г/т, Y – 135 г/т, Sn – 8,4 г/т, Th – 30,4 г/т, U – 9,4 г/т. В свою очередь в золе угля находящемся на

контакте с прослоем наблюдаются аномальные концентрации РЗЭ – 0,7 %, Zr – 1,4 %, Nb – 0,3 %, Ta – 21,2 г/т, Hf – 164 г/т, Y – 0,2 %, Sn – 31,4 г/т, Th – 51 г/т, U – 19,8 г/т.

Концентрации редких элементов, как в самом прослое, так и в золе угля на контакте с ним сопоставимы с концентрациями, диагностированными в пласте XI. Что позволяет сделать вывод о том, что пирокластический материал кислого состава щелочного ряда для прослоев Кузнецкого и Минусинского бассейнов был схож по геохимическому составу и оказал схожее влияние на накопление редких элементов во вмещающем угле.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-17-00004) и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90010.

Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. – Томск: Изд. дом «Д-Принт». 2007. – 468 с.

Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев Л.Л. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. / Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев Л.Л. [и др]. – Кемерово. 2000. – 248 с.

Арбузов С.И., Ершов В.В. Редкометалльный потенциал углей Минусинского бассейна / Арбузов С.И., Ершов В.В., Рихванов Л.П. [и др]. – Новосибирск: Изд-во СО РАНю филиал “Гео”. – 2003. – 347 с.

Ван А.В. Вулканогенный пепел в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1972. – №1. – С. 40-51.

Ван А.В. Вулканизм и угленакопление // Вопросы литологии Сибири. Труды Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья. – Новосибирск. 1973. – Вып. 170. – С. 14-21.

Arbuzov S.I., Spears D.A., Vergunov A.V., Ilenok S.S. Geochemistry, mineralogy and genesis of rare metal (Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga) coals of the seam XI in the south of Kuznetsk Basin, Russia // Ore Geology Reviews, 2019. – V. 113. – https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103073

Finkelman R.B. Trace and minor elements in coal // Organic geochemistry. Chapter 28. – 1993. – P. 593-607.

Spears D.A., Kanaris-Sotiriou R.A. Geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. // Sedimentology. – 1979. – V. 26. – P. 407–425.

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.

Минеральный состав и последовательность формирования руд Бугдаинского Mo(W)-золотосодержащего порфирового месторождения (Восточное Забайкалье)

Веснин В.С.[1] , Мокрушников В.П.[2]

[1]*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*
[2]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, vvesnin@g.nsu.ru*

Бугдаинское месторождение находится на территории Забайкальского края, в 30 км северо-западнее села Александровский Завод. Оно было открыто в 1952 году Забайкальской геофизической экспедицией в результате проведения металлометрической съемки района. По состоянию на 2007 год запасы (B+C1+C2) месторождения составляли 812 млн. тонн руды, 600 тыс. тонн молибдена и 360 тыс. унций золота. В 2013 году начата разработка месторождения, но в связи с неблагоприятной обстановкой мировых цен на молибден, его заморозили на 3 года. В 2017 консервацию продлили ещё на 5 лет, вплоть до 31 декабря 2022 года. (ПАО «ГМК «Норильский Никель», 2019)

Район месторождения сложен палеозойскими гранитами, на которых залегают ранне-позднеюрские морские отложения. Эти породы в свою очередь прорваны плутонами биотит-роговообманковых гранитов, эндоконтактовые зоны которых имеют состав граносиенитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. Присутствуют небольшие тела лейкократовых гранитов, дайки аплитов и аплито-пегматитов. Весь массив, рассечен дайками и небольшими штоками гранит-порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров. В целом Бугдаинское месторождение является штокверковым. Бугдаинский штокверк приурочен к месту пересечения зон повышенной трещиноватости близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. Более четко проявлена близмеридиональная зона трещиноватости. Она фиксируется дайками, рудными жилами и прожилками, а также многочисленными трещинами и брекчиями. На юго-востоке месторождения развиты трещины и прожилки северо-восточного, северо-западного и в меньшей мере близширотного простирания. Здесь распространены пологие трещины и прожилки (Борисенко и др., 1978).

Рудный штокверк в плане имеют кольцеобразную форму, немного удлиненную в меридиональном направлении. Восточная и западная части рудного кольца слегка падают навстречу друг другу, т. е. к центру кольца. Аналогично падение у рудных прожилков. В центре кольца находятся безрудные граниты и значительно окварцованные гранит-порфиры. Это «ядро» окружает узкая зона магнетит-кварцевой минерализации, за которой следует мощная зона серицитизированных гранитов, в пределах которой развито молибденовое оруденение. Руды преимущественно прожилковые, мощность прожилков варьирует от долей миллиметра до 20 см и более. В юго-восточной части месторождения оруденение прослежено до глубины 400 метров и более. Здесь же сконцентрирована свинцово-цинковая минерализация (Борисенко и др., 1978).

Породы центрального штока характеризуются пересыщенностью глиноземом и преобладанием калия над натрием (Круглова и др., 1965), что в целом характерно для порфировых гранитоидов месторождений типа Клаймакс. Эти месторождения обычно имеют куполообразную форму, ассоциируют с интрузиями высококремнистых богатых щелочами риолитов и гранит-порфиров, вокруг и над которыми сосредоточено преимущественно штокверковое молибденовое оруденение. В современных классификациях они отнесены к субклассу риолитовых Mo-порфировых месторождений (Коваленкер и др., 2011).

На Бугдаинском месторождении выделяется несколько минеральных типов руд (рис. 1): пирит-молибденитовый (а, б, в), молибденитовый (г, д), полиметаллический(е, ж, з) и пирит-халькопиритовый (ё). Характерными для Бугдаинского месторождения текстурами являются – прожилково-вкрапленная, прожилковая, вкрапленная, массивная, реже встречаются брекчевидная. Структуры руд – идиоморфно-зернистые (молибденитовый и пирит-молибденитовый тип), гипидиоморфные и аллотриоморфнозернистые (пирит-халькопиритовый

и полиметаллический тип). Общее количество сульфидных минералов в руде варьирует от 5 до 10 %, иногда достигая 95 % в пирит-молибденитовом типе руд.

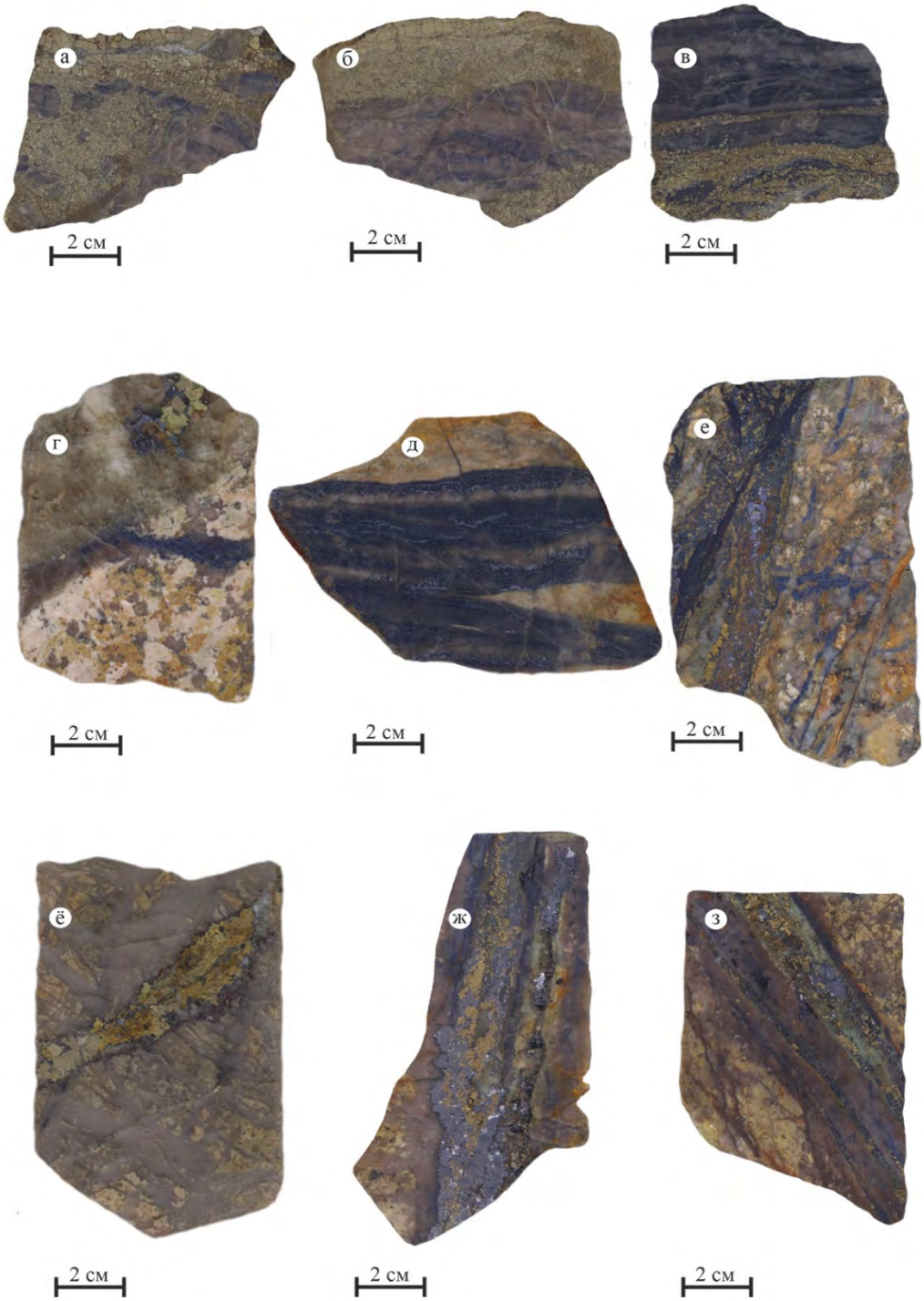


Рисунок 1. Минеральные типы руд Бугдаинского месторождения: пирит-молибденитовый (а, б, в), молибденитовый (г, д), полиметаллический(е, ж ,з) и пирит-халькопиритовый (ё).

Типоморфные особенности минералов Бугдаинского месторождения.

Пирит является одним из главных рудных минералов и установлен во многих изученных аншлифах. Он представлен зернистыми агрегатами, изометричными с плохо сохранившейся огранкой, однако чаще с хорошо ограненными кристаллами кубического и октаэдричесого габитуса. Можно выделить, как минимум две генерации. I генерация характеризуется идиоморфными зернами пирита в пирит-молибденитовом типе руд, II генерация – это гипидиоморфнозернистые зерна пирита в составе пирит-халькопиритового и полиметаллического типа руд.

Галенит встречается в виде крупных выделений так и в виде мелких вкрапленников, зерна которых аллотриоморфны. В некоторых образцах он участвует в зональных прожилках: в центре галенит, по периферии пирит. Часто является контейнером для вкрапленников халькопирита. По краям обрастает блеклой рудой.

Сфалерит встречается совместно с галенитом в виде аллотриоморфных образований. Часто в нём встречается халькопирит, образовавшийся в результате распада твердого раствора, образуя эмульсионную вкрапленность.

Халькопирит установлен в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите, либо как отдельные зерна в галените, или в срастаниях с пиритом в составе пирит-халькопиритового типа руд, таким образом можно выделить как минимум три генерации халькопирита.

Блеклая руда в коллекции представлена в небольшом количестве. Она образует тонкие каемки вокруг галенита и арсенопирита и редкие аллотриоморфные обособления.

Молибденит в образцах встречается повсеместно в виде мелких удлиненных чешуек во вмещающей нерудной породе. Условно выделяется две генерации молибденита. Первая образует мелкую вкрапленность чешуек молибденита в кварцевых жилах. Вторая генерация сформирована более крупными чешуйками (которые слагают микропрожилки). Эти микропрожилки легко прослеживаются макроскопически по характерному окрашиванию вмещающей породы в черный цвет.

Арсенопирит в небольших количествах встречается в пределах пирита II представлен хорошо сформированными мелкими кристаллами короткопризматического облика с ромбовидным сечением, иногда замещается блеклой рудой.

Борнит крайне редко наблюдается в образцах. Мелкие зерна и жилки, находятся в халькопирите и является гипергенным минералом. Зерна аллотриоморфные.

Ковеллин же является гипергеннным минералом, и образуется по Cu-содержащим минералам. В аншлифах его можно найти в виде единичных зёрен в местах скопления халькопирита.

Самородное золото наблюдается в виде мелких единичных зерен каплевидной формы в галените и сфалерите. Таким образом можно выделить 1 генерацию самородного золота.

На данном этапе работ выделено 3 стадии минералообразования. I этап образование пирита I, молибденита, арсенопирита. На II стадии происходило формирование полиметаллических руд с халькопиритом, пиритом II, блёклой рудой и самородным золотом. Третья стадия характеризуется формированием вторичных минералов: борнита и ковеллина.

Борисенко Л. Ф., Бородаевская М.Б., Бурков В. В. И др. Рудные месторождения СССР. Ред. В.И. Смирнов. Т. 3. М. «Недра». 1978. 496 с.

Коваленкер В.А., Киселева Г.Д, Крылова Т.Л., Андреева О.В., Минералогия и условия формирования руд золотоносного W-Mo-порфирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. №2. С. 107-142.

Круглова В.Г., Чернов Б.С., Евдохин А.Г., Пастухова Е.С., Особенности молибденового штокверкового месторождения Восточного Забайкалья // Сов. геология.1965. № 3. С. 118–124.

ПАО «ГМК «Норильский Никель», https://www.nornickel.ru/business/assets/zabaykalsky/index.php?sphrase_id=3256249

Кристаллохимия и физические свойства синтетического аналога минерала ярошевскит

Владимирова В.А.[1], Сийдра О.И.[1,2]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, vladimirovav.sbk.1998@yandex.ru*
[2]*Центр наноматериаловедения, Кольский Научный Центр, г. Апатиты*

В последние годы наиболее популярной и актуальной областью материаловедения является изучение поведения магнитных веществ при различных температурах. Исследования по данной тематике проводятся во многих лабораториях мира. Широкий интерес связан с особенностью поведения магнитного материала, обусловленной сменой порядка магнитных моментов атомов (ионов) в зависимости от температуры. Например, при низких температурах результатом такого изменения материала на квантовом уровне становится состояние с частичным или полным разрушением магнитного упорядочения вследствие сильного влияния флуктуаций.

Описанными структурами обладают немногие природные минералы. Одними из таких новых, но мало изученных минералов являются немногочисленные природные соединения группы оксованадат-хлоридов меди, вещественный состав которых соответствует тройной системе CuO-V_2O_5-$CuCl_2$. Все известные минералы рассматриваемой тройной системы впервые были обнаружены в продуктах эксгаляционной деятельности Второго шлакового конуса Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. Однако изучение физических, в том числе магнитных, свойств на основе природных минералов не представляется возможным ввиду наличия множества примесей в различных позициях.

С целью изучения особенностей физических свойств, связанных с кристаллической структурой соединения, в лаборатории кафедры кристаллографии СПбГУ был синтезирован новый структурный аналог ярошевскита $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$ (Pekov et al., 2013), природного оксованадат-хлорида меди. Кристаллы исследуемого соединения были получены в кварцевой ампуле в результате высокотемпературного синтеза методом газотранспортных реакций в тройной системе CuO-V_2O_5-$CuCl_2$. Температурный режим был выбран с учетом условий образования эксгаляционных минералов вулкана Толбачик. В ампуле наблюдались две локальные зоны: осаждения и источника вещества (рис. 1).

В кристаллической структуре синтетического ярошевскита $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$ тетраэдры OCu_4 имеют общие углы, образуя одиночные цепи $[O_2Cu_6]^{8+}$. Цепи $[O_2Cu_6]^{8+}$ в $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$ хорошо известны в оксосолях Cu^{2+} и могут быть описаны как фрагменты кагоме-сетей. Отметим, что Cu2 и Cu6 не образуют связи Cu-O_a с дополнительными атомами кислорода и, следовательно, не являются частью оксоцентрированных тетраэдров. Структурная формула $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$ может быть записана в виде $Cu_3[Cu_6O_2](VO_4)_4Cl_2$, выделяя оксоцентрированные единицы в структуре.

На основе представления кристаллической структуры синтетического ярошевскита с помощью оксоцентрированных тетраэдров, было установлено, что в основе структуры лежит мотив симметричной сетки кагомэ. Цепочки $[O_2Cu_6]^{8+}$ из оксоцентрированных тетраэдров представляют собой разобщенные фрагмент структуры кагомэ. Для таких структур отмечаются необычное магнитное поведение в области низких температур. Именно с этим предположением были выполнены измерения магнитных свойств образца $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$. Исследование магнитных свойств состояло из комплекса анализов, таких как: измерение зависимости магнитной восприимчивости от температуры в различных полях, измерение теплоемкости образца в зависимости от температуры, измерение магнитного гистерезиса.

Так, на рисунке 2 представлен график магнитной восприимчивости образца синтетического ярошевскита в зависимости от изменения температуры в полях 0.1 Т и 5 Т (рис. 2). На графике отмечается область выше 200 К, где фиксируется парамагнитное поведение. Эффективный магнитный момент в этой области составляет 1.78 μ_B/Cu, тогда как ожидаемое значение составляет 1.73 μ_B/Cu. Близость теоретической и экспериментальной величины дает с

полной уверенностью сказать, что все 9 атомов меди в синтетическом ярошевските являются магнитными. Также на графике наблюдается магнитный переход в низкотемпературной области, в районе 24 К.

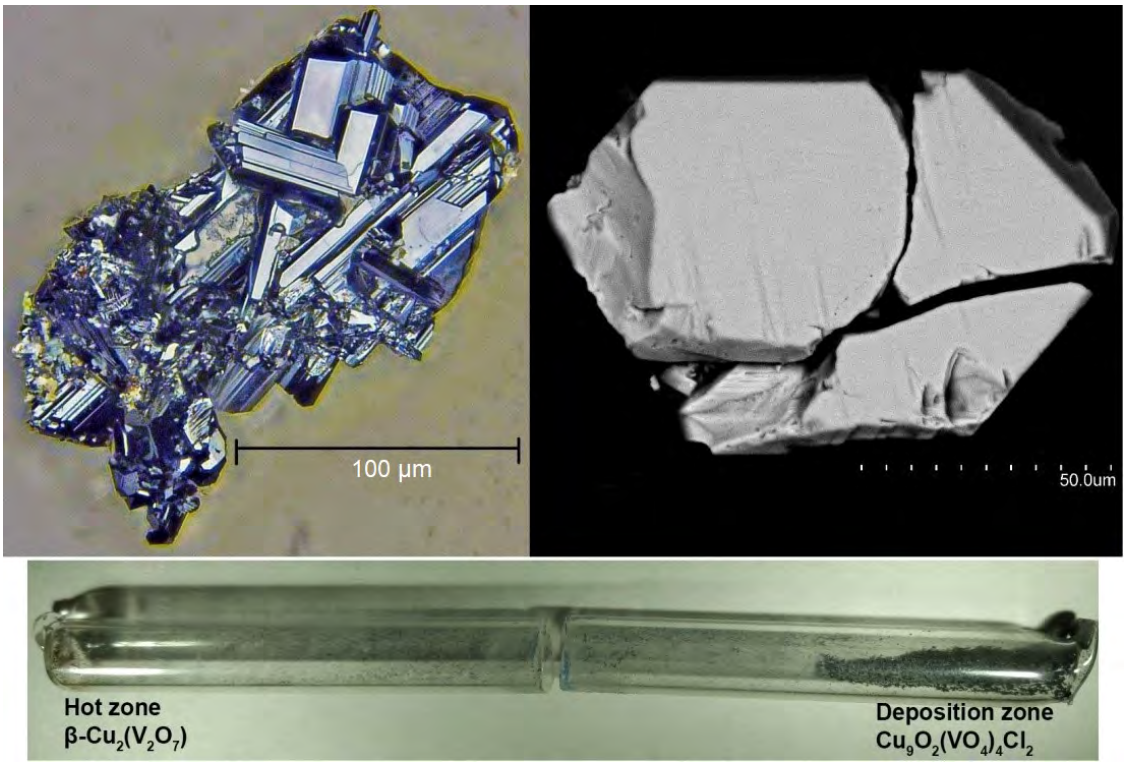


Рисунок 1. <u>Слева:</u> призматические кристаллы $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$. *Справа*: изображение BSE отдельного кристалла. <u>Ниже:</u> Открытая ампула с β-$Cu_2(V_2O_7)$ и $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$.

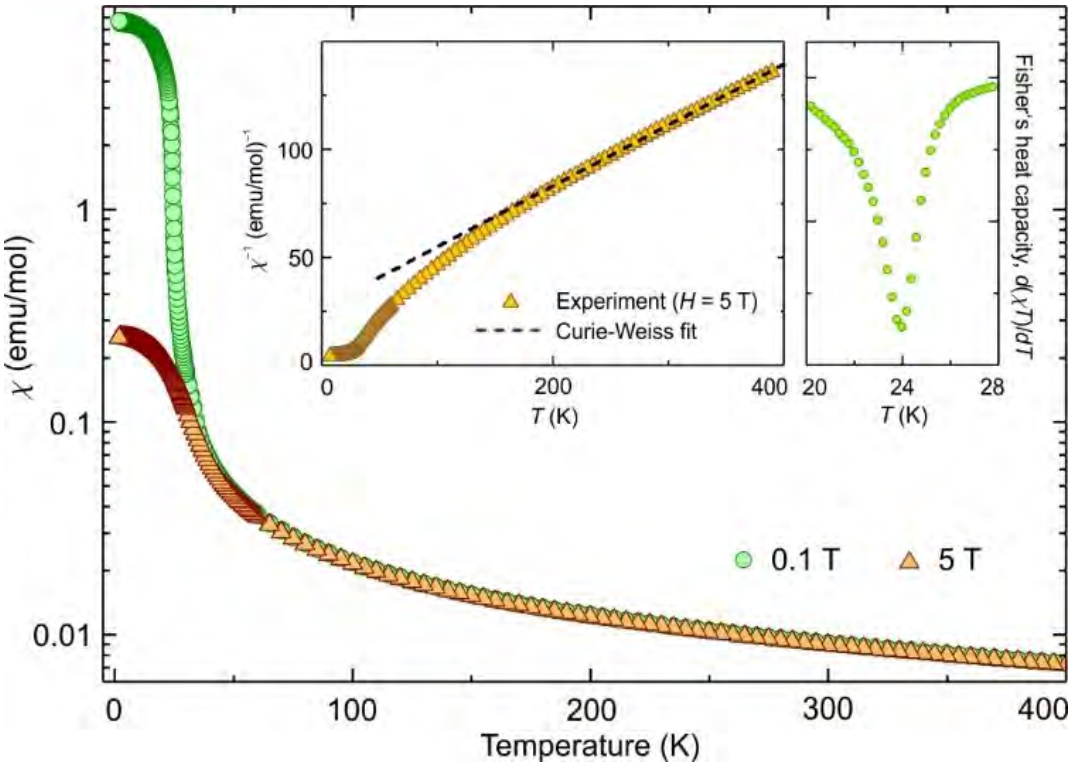


Рисунок 2. График магнитной восприимчивости от температуры для образца $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$, измеренный в полях 0,1 Т и 5 Т.

Вставки показывают соответствие Кюри-Вейса данным 5 Т и теплоемкость Фишера d(χT)/dT, рассчитанную на основе данных 0,1 Т.

Стоит отметить еще одну особенность магнитного поведения синтезированного ярошевскита. Температура магнитного упорядочения, установленная на отметке 24 К значительно ниже температуры Кюри-Вейса, при которой происходит упорядочение магнитных моментов, что приводит к смене магнитного поведения. Ожидаемая температура Кюри-Вейса для синтетического оксованадат-хлорида меди равна 95 К, что на несколько десятков выше полученной экспериментально величины. Этот факт является признаком возникновения магнитной фрустрации в исследуемом образце.

В заключение, стоит отметить, что используемый в работе подход к исследованию физических свойств неорганических соединений (сочетание экспериментальных и расчётных методов исследования, обсуждение физических свойств в рамках определённых моделей, расчётное исследование модельных структур с целью выявления структурных корреляций) является эффективным методом установления взаимосвязи между кристаллической структурой, электронным строением и функциональными свойствами неорганических материалов. Синтетические соединения на основе природных материалов являются перспективными объектами для изучения физических свойств с целью нахождения функциональных материалов. Нетривиальные выводы, сделанные из результатов магнитных измерений синтетического ярошевскита $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$ являются интересной платформой для изучения механизмов сильного спинового отклонения в антиферромагнитных материалах.

Pekov I.V., Zubkova N.V., Zelenski M.E., Yapaskurt V.O., Polekhovsky Yu.S., Fadeeva O.A. and Pushcharovsky D. Y., Yaroshevskite, $Cu_9O_2(VO_4)_4Cl_2$, a new mineral from the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Mineralogical Magazine. 2013. V. 77. № 1. P. 107-116.

Определение типа источника россыпей водотоков низких порядков на основе вещественных и геолого-геоморфологических признаков

Владимирцева О.В.[1]

[1] *МГРИ-РГГРУ, Москва, olga_9_4@mail.ru*

Определение источников россыпей – важная практическая и научная задача. Это открывает возможность прогнозирования месторождений и прироста ресурсов как коренного, так и россыпного золота.Длядиагностики вероятного источника россыпи следует руководствоваться прежде всего данными, указывающими на условия ее формирования.

Предмет исследования – составление логико-информационного алгоритма на основе ряда вещественных и геолого-геоморфологических фактов, определяющих тип источника россыпей водотоков низких порядков (I-II) района Среднего течения реки Адыча (Верхоянский район. Якутия).

В Адыча-Тарынской минерагенической зоне, занимающей среднюю часть долины р. Адыча, на Государственном балансе числится порядка 40 россыпных объектов. Суммарные запасы россыпного золота по категориям C_1+C_2 составляют более 30 тонн.По геоморфологической позиции россыпи разделяются на две группы: террасовые, приуроченные к отложениям террасы III эрозионного уровня р. Адыча (80% запасов), и россыпи водотоков 1- 4 порядков. Прирост ресурсов россыпного золота в исследуемом районе возможен в том числе и за счет выявления новых россыпей водотоков низких порядков.

Россыпи с коренным источником. В среднем течении реки Адыча россыпи,для которых предполагаются коренные источники, подразделяютсяна русловые - водотоков 1-4 порядков, террасовые – россыпи ранних циклов развития речных долин иэлювиально-делювиальные. В исследуемом районе известно два мелких на данный момент неосвоенных месторождения (Лазо и Соревнование) и 38 рудопроявлений золота. Золоторудные объекты относят к двум разновозрастными формациями: малосульфидной золото-кварцевой (37 объектов) и антимонит золото-кварцевой (3 объекта). Известно, что золото, поступившее в россыпь непосредственно из коренного источника, обладает характерными особенностями, определяемыми рудным объектом.

1.Слабая степень окатанности золотин, которая обусловлена близким расположением россыпи от коренного источника, как правило, до 10 км. Часто такие золотины называют «субрудными».

2.Наличие сростков золота с минералами. Безусловно, минеральный состав руд на каждом коренном объекте уникален. Для большинства месторождений золота характерно наличие минералов-спутников, с которыми золото зачастую образует сростки (например - галенит, пирит, сфалерит и пр. сульфиды; кварц).

3. Тяжелая шлиховая фракция в таких россыпях представлена минералами, присутствующими в коренном источнике (галенит, магнетит, пирит и пр.).

Россыпи с источником в виде промежуточного коллектора. В качестве промежуточного коллектора могут выступать отложения зон окисления; древние россыпные образования; коры выветривания. В районе среднего течения реки Адыча на сегодняшний день не было установлено россыпей с источниками в виде промежуточных коллекторов. Однако, наличие россыпей с хорошо окатанным золотом при фактически полном отсутствии тяжелой фракции подразумевает возможность наличия промежуточных аккумуляций, продуктивных на россыпное золото [2].В качестве промежуточного коллектора в районе среднего течения реки Адыча могут выступать отложения древних террас. Золото, поступившее в россыпь из промежуточного коллектора, обладает характерными особенностями.

1. Золото имеет среднюю-высокую степень окатанности в силу многоэтапности и длительности процесса переноса материала. Отсутствует «субрудное» золото;

2.Отсутствуют сростки золота с минералами на поверхности золотин. Контрастные физико-химические условия формирования таких россыпей обеспечивают разрушение

минералов, находящихся в срастании с золотом. Однако микровключения минералов могут сохраниться внутри золотин (галенит, пирит, магнетит, кварц и пр.);

3. Существенно разная пробность золота и его различный химический состав также могут указывать на поступление металла из промежуточного коллектора, источника комбинированного типа, нескольких источников, с различных эрозионных уровней рудного источника.

Примечательно, что минералы тяжелой фракции могут быть представлены весьма ограниченно, а могут и вовсе отсутствовать, что обусловлено неоднократным переотложением рыхлого материала, в процессе которого минералы, обладающие плотностью ниже чем у золота, выносились.

Признаки, позволяющие отнести россыпь водотоков низких порядков в среднем районе течения реки Адыча к тому или иному типу источника можно разделить на две группы: вещественные и геолого-геоморфологические. Разработан логико-информационный алгоритм.

Вещественные особенности россыпного золота. Анализ вещественных признаков позволяет не только определить вероятный тип источника, но и сделать предположение о количестве источников. Для установления вероятного типа источника россыпи предлагается последовательное сравнение каждого признака: окатанность золота, наличие сростков золота с другими минералами, наличие или отсутствие тяжелой фракции.

Окатанность золота. Степень окатанности золотин является наиболее значимым вещественным фактом для различных по типам источника россыпей водотоков низких порядков среднего течения р. Адыча.

Для определения степени окатанности золота россыпи необходимо определить по полуколичественной пятибалльной шкале окатанность каждой золотины [1]. Затем с целью установления равномерности распределения окатанности золотин, следует перевести полученные результаты в трехбалльную полуколичественную шкалу. Далее необходимо оценить распространенность каждого класса окатанности. Для этого рассчитывается процентное соотношение каждого класса в выборке. Затем полученные данные сравниваются между собой по предложенной таблице (табл. 1) и делается предварительный вывод о типе источника россыпи.

Таблица 1. Анализ окатанности золотин

<table>
<tr><td colspan="5">Степень окатанности золотин по пятибалльной полуколичественной шкале</td><td rowspan="4">Наиболее вероятный тип источника россыпи</td><td rowspan="4">Степень достоверности предположения</td></tr>
<tr><td>1</td><td>2</td><td>3</td><td>4</td><td>5</td></tr>
<tr><td colspan="5">Степень окатанности золотин по трехбалльной полуколичественной шкале</td></tr>
<tr><td colspan="2">1</td><td>2</td><td colspan="2">3</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="4">наиболее частая степень окатанности</td><td>< 5%</td><td>< 5%</td><td colspan="2">рудный</td><td>Высокая</td></tr>
<tr><td>> 5%</td><td>< 5%</td><td colspan="2" rowspan="2">комбинированный/несколько</td><td rowspan="2">Высокая</td></tr>
<tr><td>< 5%</td><td>> 5%</td></tr>
<tr><td>> 5%</td><td>> 5%</td></tr>
<tr><td colspan="2">< 5%</td><td>< 5%</td><td colspan="2" rowspan="4">наиболее частая степень окатанности</td><td colspan="2">промежуточный коллектор</td><td>Высокая</td></tr>
<tr><td colspan="2">< 5%</td><td>> 5%</td><td colspan="2" rowspan="2">комбинированный/несколько</td><td rowspan="2">Высокая</td></tr>
<tr><td colspan="2">> 5%</td><td>< 5%</td></tr>
<tr><td colspan="2">> 5%</td><td>> 5%</td></tr>
<tr><td colspan="2">> 5%</td><td colspan="2" rowspan="4">наиболее частая степень окатанности</td><td>< 5%</td><td colspan="2">рудный</td><td rowspan="2">Средняя</td></tr>
<tr><td colspan="2">< 5%</td><td>> 5%</td><td colspan="2">промежуточный коллектор</td></tr>
<tr><td colspan="2">> 5%</td><td>> 5%</td><td colspan="2">комбинированный/несколько</td><td>Средняя</td></tr>
<tr><td colspan="2">< 5%</td><td>< 5%</td><td colspan="3">вероятный тип источника не определим</td></tr>
</table>

Наличие сростков золота с другими минералами. В зависимости от ожидаемой рудной формаций предполагаемого коренного источника определяется вероятный набор минералов, которые могут находится в срастании с золотом. Для района среднего течения р. Адыча это пирит, галенит, и пр. сульфиды, кварц. Очевидно, даже в условиях гипергенеза, микровключения минералов могут сохраниться внутри золотины, однако на поверхности золотины эти минералы разрушаются. Безусловно, далеко не все золотины россыпей коренных источников сохранили

сростки с другими минералами. Чем больше выборка золотин, тем достовернее результат. Для оценки данного параметра необходимо рассчитать процентное количество золотин со сростками с минералами. Выделяется два вероятных результата: сростки с минералами составляют менее 5% и сростки с минералами составляют более 5%. В случае если по результатам анализа окатанности золота предполагаемый источник – рудное скопление металла, отсутствие сростков золота с другими минералами не является опровержением полученного вывода, а лишь отражает либо непредставительность выборки (в случае если было исследовано менее 50 золотин), либо особенности самого источника.Если по результатам анализа окатанности золота предполагаемый источник – промежуточный коллектор, наличие сростков золота с другими минералами (более 5%) либо ставит под сомнение выявленный тип источника, либо предполагает наличие дополнительно источника россыпи.

Наличие тяжелой фракции. Наличие или отсутствие тяжелой фракции в россыпи главным образом зависит от распространенности минералов тяжелой фракции в рудах и породах коренного источника. Однако для россыпей с источником в виде промежуточного коллектора зачастую характерна незначительная тяжелая фракция.

Качественно-количественная оценка данного параметра весьма затруднительна, поэтому выбор будет представлен двумя вариантами: минералы тяжелой фракции отсутствуют и минералы тяжелой фракции представлены явно. Для Адыча-Тарынской минерагенической зоны характерно распространение двух золоторудных формаций: золото-кварц-малосульфидной (рудные минералы месторждения арсенопирит, халькопирит, галенит, шеелит, касситерит, минералы висмута, рутил и золосурьмяной (минеральный состав руд месторождения Сентачан: антимонит, кварц, пирит, арсенопирит, самородная сурьма, сфалерит, ауростибит, магнетит, лимонит, аргентит и пр.).

Геолого-геоморфологические признаки россыпных объектов. Они позволяют судить о вероятности обнаружения предполагаемого источника россыпи.

Порядок водотока. Чем ниже порядок водотока, включающего в себя россыпь, тем выше достоверность суждений о природе его источника. Так, материал россыпей водотоков первого порядка проделал наименьший путь от источника до своего нынешнего положения. С повышением порядка водотока, возрастает количество путей вероятного перемещения материала и увеличивается площадь локализации возможного источника.

Тип россыпи. Россыпи водотоков 1-2 порядков среднего течения реки Адыча разделяются по типу на ложковые, русловые, террасовые, долинные. Террасовые и долинные россыпи связаны с ранними этапами развития долины водотока, русловые россыпи – с более поздними, ложковые – с современными процессами. Чем моложе россыпь, тем выше вероятность обнаружения вероятного источника.

Таким образом, заключение о типе источника россыпи строится на основании результатов анализа группы вещественных факторов (рис. 1).

Вероятность локализации источника россыпи открывается при анализе группы геолого-геоморфологических факторов (рис. 2). В случае, если предполагаемый источник россыпи рудный, следует учитывать параметр «наличие сростков золота с другими минералами».

На основе представленных информационно-логических схем (рис.1. и рис.2) делается возможным не только определение типа источника россыпи, но и их количества, а также оценивается возможность обнаружения источника россыпи, что в свою очередь может привести к приросту сырьевой базы исследуемого района.

Рисунок 1. Алгоритм определения типа источника россыпи.

Рисунок 2. Определение вероятности обнаружения источника россыпи.

На основе данного подхода разработана интерактивная программа, позволяющая оперативно проанализировать отдельно взятый водоток. В настоящее время данная программа апробирована автором на 21 ручье в районе Среднего течения р. Адыча. Построена схема распределения россыпей водотоков малых порядков с выделенными перспективными на обнаружение коренного скопления золота площадями, а также водотоками, промышленная значимость которых не установлена, однако и не исключается в силу геолого-геоморфологических предпосылок образования россыпных объектов, в том числе пространственная связь с остатками террас I, II, III эрозионных уровней.

Владимирцева О.В. О вероятном источнике аллювиальных россыпей золота руч. Куранах и Снежный (Верхоянский район, Якутия) // Разведка и охрана Недр. 2019. №6. С. 10-14.

Методика разведки россыпей золота и платиноидов. М.: ЦНИГРИ.1992. 144 с.

Минералого-геохимические особенности и происхождение горнблендитов из ксенолитов в девонских эффузивах Припятского палеорифта (Беларусь)

Волкова Г.Д.[1], Носова А.А.[1], Сазонова Л.В.[2], Возняк А.А.[1], Юткина Е.В.[1], Аносова М.О.[3], Тихомирова Я.С.[3], Кузьменкова О.Ф.[4], Лапцевич А.Г.[4]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, Earlinndrow@gmail.com*
[2]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва*
[3]*ГЕОХИ РАН, г. Москва*
[4] *Государственное научное учреждение «Институт природопользования» НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь*

Ксенолиты горнблендитов и мегакристы амфибола, встречающиеся в щелочных эффузивах, известны как во внутриплитных, так и надсубдукционных обстановках. Они несут информацию о процессах взаимодействия и эволюции расплавов в верхней мантии и нижней коре. Предполагается их образование как в качестве кумулатов, так и путём реакционного замещения более ранних минеральных ассоциаций мантийных перидотитов, пород нижней коры и более ранних кумулатов.

Ксенолиты горнблендитов обнаружены в девонских щелочных эффузивах Припятского палеорифта - как на его периферии (Жлобинское поле диатрем), так и в области развития позднедевонского магматизма Припятского палеорифта (Уваровичское поле палеовулканов и Гомельское вулканическое поле).

Ксенолит горнблендита из Жлобинского поля диатрем обнаружен в автолитовой брекчии. Он состоит из амфибола (95%), магнетита (1%) и мелкодисперсного агрегата более поздних минералов (биотит, рутил, апатит, сульфиды Fe, Cu и Pb, хлорит, карбонат, реже барит), который развивается между зёрнами амфибола (4-5%). Зёрна амфибола имеют размер до 15 мм, идиоморфные и субидиоморфные очертания и демонстрируют концентрическую осцилляторную зональность - до 10 чередующихся тёмных и светлых зон на снимках в РЭМ (в обратно-отражённых электронах), с чёткими границами между зонами. Согласно номенклатуре амфиболов IMA2012 (Hawthorne et al., 2012) данный амфибол входит в подгруппу Ca-амфиболов и относится к магнезиогастингситу, иногда к титанистому магнезиогастингситу. Его Mg# варьирует в пределах 0,54-0,76. По малым и редким элементам амфибол незонален, а его спектры являются наиболее деплетированными среди спектров амфиболов ксенолитов, имеют положительные аномалии Ba, K, Sr, Hf и Ti и отрицательные аномалии Th, U. Общая степень фракционирования (La/Yb)n для амфибола в среднем составляет 5,9 (разброс от 3,38 до 12,59).

Подобные ксенолиты горнблендитов, вынесенные девонскими эффузивами в пределах Жлобинского поля диатрем, ранее были изучены в работе (Markwick et al., 2001), авторами которой для данных ксенолитов был получен возраст 381 ± 2 млн лет $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по амфиболу.

Ксенолиты из Гомельского вулканического поля обнаружены в палеотипных трахиандезитах и представляют собой плагиоклазовые горнблендиты и клинопироксеновые горнблендиты.

Ксенолиты плагиоклазовых горнблендитов имеют линейную текстуру, средне-мелкозернистую, нематобластовую структуру и состоят из амфибола (70-50%), полностью изменённого плагиоклаза (20-40%), титаномагнетита (до 5-7%), акцессорных апатита (до 3-4%), титанита, рутила и пирротина (вместе до 3%). Основная часть зёрен амфибола имеет идиоморфный облик и демонстрирует зональность (до 3 зон), порой осцилляторную, с диффузными границами между зонами. Амфибол входит в подгруппу Ca-амфиболов и относится к титанистому магнезиогастингситу, реже к титанистому феррисаданагаиту, магнезиогастингситу и гастингситу. Его Mg# составляет 0,38-0,57.

Ксенолиты клинопироксеновых горнблендитов имеют мелко-среднезернистую структуру и состоят из амфибола (60-70%), клинопироксена (20-40%), биотита (до 3-4%), и акцессорных

титанита (до 2%), апатита (2-3%), титаномагнетита и ильменита (1-2%), пирротина, халькопирита (доли %). Зёрна амфибола зональны (прямая зональность), с диффузными границами зон. Данный амфибол входит в подгруппу Ca-амфиболов и относится к титанистому магнезиогастингситу, реже – к феррикерсутиту. Его Mg# колеблется в пределах 0,47-0,72. Он зонален также по малым и редким элементам. Внешняя зона исследованного нами зерна амфибола наиболее деплетирована, в то время как средняя зона наиболее обогащена, а ядро по степени обогащённости занимает промежуточное положение. Спектры данных зон имеют положительные аномалии Ba, K, Sr и Ti, а в отношении Nb, Ta, Zr и Hf их поведение различно. Клинопироксен демонстрирует зональность по главным компонентам и по примесным элементам, как с диффузными, так и с чёткими границами зон. По составу он относится к глинозёмистому диопсиду с Mg# 0,56-0,86. Ядро исследованного нами зерна клинопироксена имеет наиболее обогащённый спектр, край – наиболее обеднённый, имеется также промежуточная зона. Все зоны данного зерна клинопироксена имеют отрицательные аномалии Rb, Ba, Nb, Ta, а в отношении Sr, Ti, Zr и Hf их поведение различно. Биотит встречается в виде отдельных зёрен, а также образует шлиры. Он обогащён Al, Ti, Ba и имеет Mg# 0,64-0,68. Биотит в шлирах по составу относится к флогопиту и имеет Mg# 0,77-0,80.

Вмещающими породами для ксенолита из Уваровичского поля палеовулканов являются палеотипные кристалло-литокластические туфы, содержащие обломки титаномагнетита, амфибола, а также полностью изменённых эффузивных пород (вероятно субщелочных пород основного/ультраосновного состава). Сам ксенолит представляет собой гранат-биотитовый горнблендит. Он имеет средне-мелкозернистую структуру и состоит из амфибола (80%), биотита (10%), граната (7%) апатита (до 2%), калиевого полевого шпата (до 1%), шпинели, рутила, сульфидов Fe и Cu. Гранат имеет гроссуляр-пироп-альмандиновый состав и содержит 38-45% альмандина, 36-44% пиропа, 15-19% гроссуляра, 1-3% спессартина и до 1% андрадита. Его Mg# колеблется от 0,45 до 0,54, центральные части зёрен более железистые, краевые - более магнезиальные. По малым и примесным элементам гранат незональный, его спектры обеднены LILE (Rb, Ba, Sr) и HFSE (Nb, Zr, Hf, Ti). Зёрна амфибола имеют размеры от долей мм до 3-4 мм, идиоморфны и субидиоморфны, образуют гранобластовую структуру. По составу амфибол входит в подгруппу Ca-амфиболов и относится к феррисаданагаиту с Mg# 0,63-0,67. Амфибол не является зональным ни по главным, ни по примесным элементам, его спектры имеют положительные аномалии LILE (Ba, K, Sr) и отрицательные аномалии HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti). Степень фракционирования (La/Yb)n для амфибола составляет 2,18-2,36. Биотит имеет ксеноморфный облик. Он обогащён Al, Ti и Ba, его Mg# составляет 0,64-0,68. Калиевый полевой шпат и апатит в виде мелких зёрен располагаются в интерстициях между зёрнами амфибола.

Все вышеуказанные ксенолиты по содержанию SiO_2 (до 41 мас. % при пересчёте на 100 %) относятся к ультраосновным породам. На диаграмме TAS их составы попадают в поля щелочных пикробазальтов (ксенолит из Жлобинского поля диатрем) и щелочных пикритов (остальные ксенолиты). Mg# ксенолита из Жлобинского поля диатрем составляет 0,62, ксенолита из Уваровичского поля палеовулканов – 0,64, ксенолитов из Гомельского вулканического поля – 0,52 (клинопироксеновый горнблендит) и 0,44 (плагиоклазовый горнблендит).

По примесным элементам ксенолит из Жлобинского поля диатрем является наиболее деплетированным, с положительными аномалиями Rb, Ba, K, Sr, Ti и отрицательной аномалией Th. Его общая степень фракционирования (La/Yb)n составляет 10,97. Спектр ксенолита из Уваровичского поля палеовулканов имеет положительные аномалии Rb, Ba, K и отрицательные аномалии Th, U, Zr, Hf, Ti. Его общая степень фракционирования (La/Yb)n составляет 4,77. Спектры ксенолитов из Гомельского вулканического поля являются наиболее обогащёнными и располагаются на уровне спектров OIB и эффузивных пород Припятского палеорифта. Они имеют отрицательные аномалии K, Sr, Th, U, Zr, Hf, Ti. Общая степень фракционирования (La/Yb)n составляет 28,19 (клинопироксеновый горнблендит) и 21,00 (плагиоклазовый горнблендит).

Изотопный состав Sr и Nd был изучен для ксенолитов из Жлобинского поля диатрем и Гомельского вулканического поля. При пересчёте на 381± 2 млн лет точки ксенолитов попадают в поле девонских эффузивов Припятского палеорифта, изотопные составы Sr и Nd которых взяты

из работ (Wilson, Lyashkevich, 1996; Markwick et al., 2001; Первов и др., 2004; Михайлов и др., 2011).

При оценке T-P-параметров по моноамфиболовому геотермобарометру (Ridolfi, Renzulli, 2012) для клинопироксенового горнблендита были получены значения 1034-1060 ºC и 12,4-14,3 кбар, для плагиоклазового горнблендита - 1005-1015 °C и 11,1-14,8 кбар, для гранат-биотитового горнблендита - 1015-1020 °C и 12,6-13,5 кбар.

Также нами были смоделированы расплавы, находящиеся в равновесии с амфиболом ксенолитов, с использованием коэффициентов распределения амфибол-расплав (Adam, Green, 2006; Tiepolo et al., 2007). Спектры модельных расплавов для амфиболов ксенолита горнблендита из Жлобинского поля диатрем по степени обогащения близки к спектрам девонских эффузивных пород Жлобинского поля, в то время как спектры модельных расплавов для амфиболов ксенолита клинопироксенового горнблендита из Гомельского вулканического поля по форме и степени обогащения близки к спектрам эффузивных пород Гомельского вулканического поля (Волкова и др., 2017) (рис. 1).

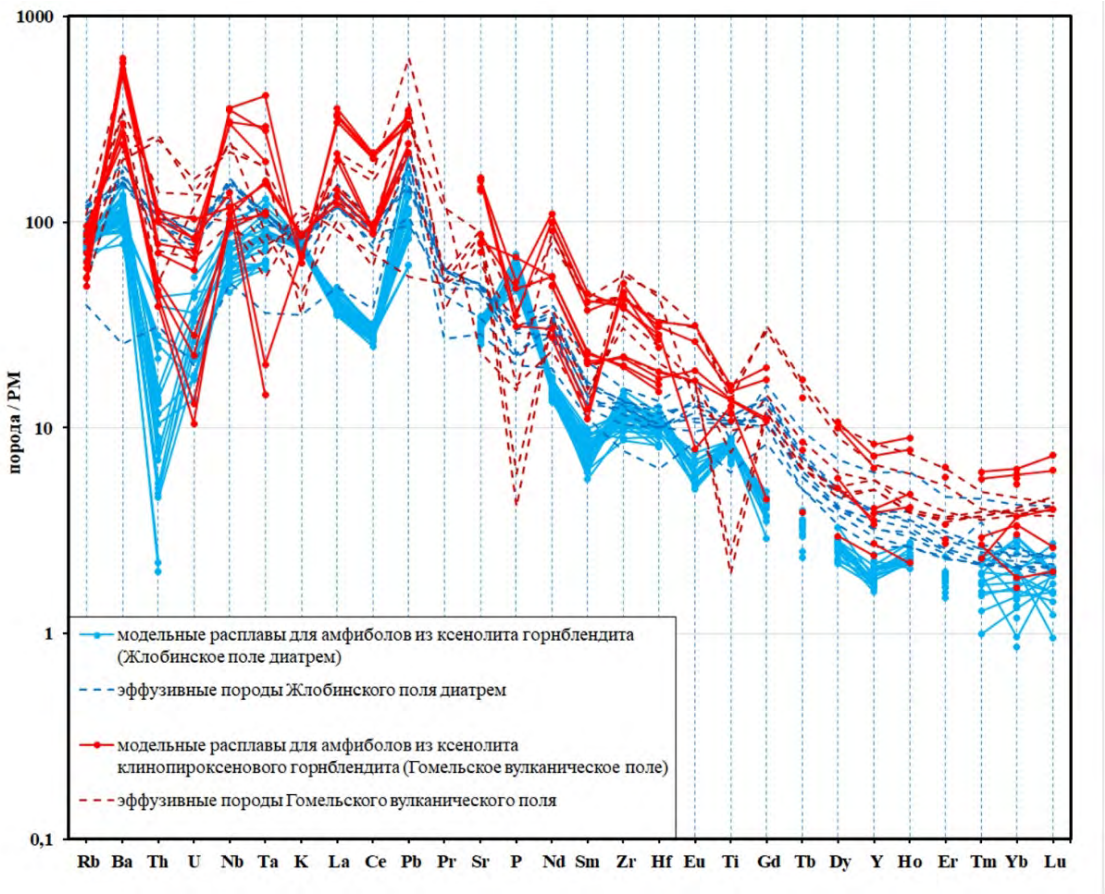


Рисунок 1. Сравнение модельных расплавов, равновесных с амфиболами ксенолитов, с составами вмещающих эффузивных пород Припятского палеорифта.

При сравнении амфиболов на бинарных диаграммах по содержаниям главных компонентов (рис. 2) амфиболы горнблендита из Жлобинского поля диатрем оказываются близки к амфиболам из пикритов, айлликитов, нефелинитов и фонолитов даек и трубок взрыва Кандалакшского грабена (Рухлов, 1999), а также к отдельным амфиболам из нефелинитов и фонолитов даек Ковдорского массива (Арзамасцев и др., 2009) и к отдельным амфиболам даек Кандалакши (наши неопубликованные данные). Амфиболы из плагиоклазового горнблендита и клинопироксенового горнблендита (Гомельское вулканическое поле) на бинарных диаграммах близки к амфиболам из тефрифонолитов, трахиандезитов и сиенит-порфиров скв. Прибор, расположенной в пределах Гомельского вулканического поля (наши неопубликованные данные). Амфиболы из гранат-биотитового горнблендита (Уваровичское поле палеовулканов) на бинарных диаграммах образуют компактное поле, часто на некотором отдалении от полей амфиболов других ксенолитов горнблендитов. Кроме того, на отдельных бинарных диаграммах

к данным амфиболам близки анализы амфибола из гранат-клинопироксеновых гранулитов докембрийского кристаллического фундамента (Волкова и др., 2018). При этом состав граната из данных гранулитов соответствуют составу граната из ксенолита.

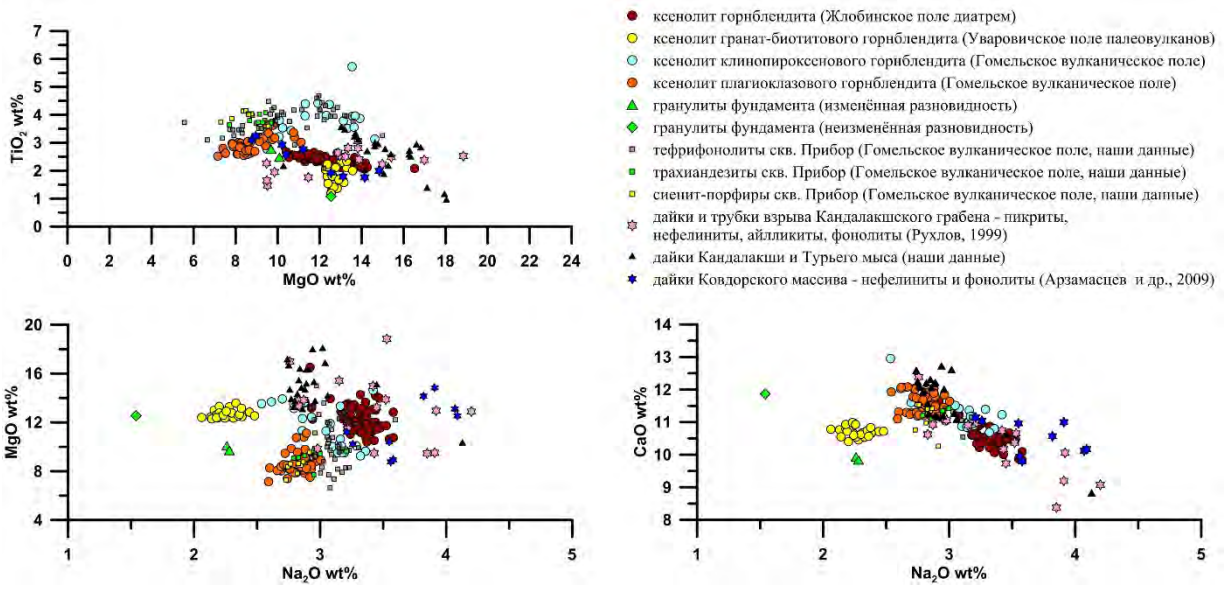


Рисунок 2. Сравнение амфиболов из ксенолитов с амфиболами скв. Прибор, амфиболами из гранулитов фундамента и с амфиболами из ультраосновных щелочных пород Кольской щелочной провинции.

Петрографические и геохимические признаки горнблендита из Жлобинского поля диатрем (идиоморфизм амфибола, ростовая осцилляторная зональность по главным компонентам, отсутствие зональности по малым и редким элементам, деплетированные спектры амфиболов и породы в целом, близость модельных расплавов для амфиболов к составам вмещающих пород Жлобинского поля диатрем, близость составов амфибола к амфиболам из ультраосновных щелочных пород Кандалакши и Ковдорского массива) указывают на его кумулусную природу. Амфибол данного горнблендита, по-видимому, образован из ультраосновных щелочных магм, породивших эффузивы Жлобинского поля диатрем, в спокойной обстановке (без внедрения новых порций магмы иного состава).

Для ксенолитов из Гомельского вулканического поля нами так же предполагается кумулусное происхождение. Родоначальными магмами для них являлись магмы, подобные тем, что образовали щелочные породы (тефрифонолиты, трахиандезиты, сиенит-порфиры) скв. Прибор, а также вмещающие девонские эффузивы Гомельского вулканического поля. При этом в процессе их образования состав магмы в камере менялся, возможно в результате поступления в камеру новых порций магмы иного состава и фракционирования, на что указывает наличие зональности по малым и редким элементам в амфиболе и клинопироксене из клинопироксенового горнблендита.

Для ксенолита гранат-биотитового горнблендита из Уваровичского поля палеовулканов нами предполагается метасоматическое происхождение за счёт замещения пород нижней коры (гранатовых гранулитов), на что указывают наличие граната, схожего по составу с гранатом из гранулитов, отсутствие зональности амфибола как по главным, таки по примесным элементам, положительные аномалии LILE и отрицательные аномалии HFSE в спектре данного горнблендита, а также обособленное положение поля амфибола на бинарных диаграммах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 17-05-00534 и проект № 18-05-00006, а также БРФФИ, проект № Х18Р-109.

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб: Наука, 2009. 383 с.

Волкова Г.Д., Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Лапцевич А.Г., Кузьменкова О.Ф. Ксенолиты гранулитов из щелочных ультрамафитов Жлобинского поля (Припятский прогиб): минералого-геохимические особенности и P-T условия образования // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXIX молодежной

научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Петрозаводск, 1–5 октября 2018 г. 2018. С. 23-26.

Волкова Г.Д., Юткина Е.В., Сазонова Л.В., Кондрашов И.А. Петрогеохимические особенности девонских вулканитов северо-западной части Припятско-Днепрово-Донецкой рифтовой зоны (Беларусь): типизация пород и вопросы их генезиса // Новое в познании процессов рудообразования: Седьмая Российская молодежная научно-практическая

Школа, Москва, 13 - 17 ноября 2017 г. Сборник материалов. М.: ИГЕМ РАН. 2017. С. 78-81.

Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г., Владыкин Н.В. Изотопный состав Sr и Nd щелочных магматических пород девона Беларуси // Літасфера. 2011. № 2 (35). С. 113-122.

Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К. Ультраосновные щелочные вулканиты Жлобинского поля (республика Беларусь): источники и эволюция магм // Петрология. 2004. Т. 12. № 2. С. 354-373.

Рухлов А.С. Дайки и трубки взрыва Кандалакшского грабена (Кольская щелочная провинция): модели магматических процессов и эволюции субконтинентальной мантии: диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук: 04.00.08 / А. С. Рухлов. СПб, 1999. 16 с.

Adam J., Green T. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 152. Iss. 1. P. 1–17.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. V. 97. Iss. 11-12. P. 2031–2048.

Markwick A.L.W., Downes M., Veretennikov M. The lower crust of SE Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths // Tectonophysics. 2001. V. 339. Iss. 1–2. P. 215-237.

Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. V. 163. Iss. 5. P. 877–895.

Tiepolo M., Oberti R., Zanetti A., Vannucci R., Foley S.F. Trace-Element Partitioning Between Amphibole and Silicate Melt // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2007. V. 67. P. 417–452.

Wilson M., Lyashkevich Z.M. Magmatism and geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // Tectonophysics. 1996. V. 268. Iss. 1-4. P. 65-81.

Процессы выветривания и их влияние на технологические свойства титаномагнетитовых руд

Володина Ю.В.[1]

[1]*АО «Евраз КГОК», г. Качканар Yulia, Volodina@Evraz.com*

Качканарский горно-обогатительный комбинат разрабатывает Гусевогорское месторождение титаномагнетитовых малотитанистых ванадийсодержащих руд, которое локализуется в пределах одноименного пироксенитового массива (Бузмаков, Володина 2018). Руды представляют собой совокупность минералов, сросшихся в результате застывания становления ультраосновной магмы и последующих метасоматических процессов. Рудные минералы – магнетит, титаномагнетит и ильменит. Нерудные минералы – моноклинный пироксен (диаллаг), амфибол, оливин, плагиоклаз (Фоминых и др, 1987). Вторичные минералы – серпентинит, хлорит, цоизит, пренит, эпидот, вторичный магнетит. В отдельных случаях наблюдаются также зерна сульфидов (в основном пирита) и скопления гидроокислов железа. В результате контрактации интрузивного массива формировались трещины, по которым внедрялись плагиоклазовые дайки (сложенные плагиоклазом, с примесью кварца и амфибола) (Иванов, 1997).

Выветривание пород в значительной степени зависит от внешних условий, в том числе географических факторов. По орографическому районированию данное месторождение относится к области горно-останцового рельефа водораздельной части Среднего Урала. Климат гумидный, континентальный, температура колеблется от –50 °С до +35 °С, среднегодовая – около 0 °С. Осадки в июле и августе составляют 360-426 мм, а в январе–феврале – 100-200 мм. Поэтому в районе более значительно развито физическое (морозное) выветривание и замедлено химическое выветривание. Вследствие высокой скорости неотектонических движений (Бачманов и др, 2001) и низкой скорости химического выветривания на месторождении проявлены только два нижних этапа гипергенеза (преобладание механического разрушения и химического разложения в щелочных условиях). Породы второго этапа (верхняя часть) в основном размывают территорию месторождения и уносятся на Западно-Сибирскую низменность. На отдельных участках, в понижениях рельефа, по плагиоклазитам, могут встречаться и породы третьего этапа в виде каолина.

По профилю выветривания в пределах массива выделяются три типа пород (сверху вниз):

– рыхлые элювиально-делювиальные отложения, представленные суглинками, супесями с дресвой, щебнем и мелкими валунами коренных пород, в значительной степени ожелезненными;

– валунчатый горизонт, располагающийся по разрезу ниже делювиальных отложений и в редких случаях непосредственно выходящий на поверхность. По составу валуны не отличаются от нижележащих коренных пород, глинистый материал представлен иллитом, гидрослюдами и нонтронитом;

– коренные скальные породы, представленные оруденелыми диаллаговыми, оливиновыми, плагиоклазовыми пироксенитами часто уралитизированными и серпентинизированными, в верхней своей части подверженные процессам выветривания (дезинтеграции), в большинстве своем отражающейся значительной трещиноватостью. Открытых трещин практически не наблюдается. В большинстве своем они заполнены глинистым материалом, представленным минералами группы гидрослюд, нонтронита и выветрелого серпентина в различном сочетании. Большинство трещин несут налеты гидроксидов железа.

Встречаются также трещины, выполненные глинкой трения, серпентином и с зеркалами скольжения, но они образовались не в результате действия агентов выветривания, а при неотектонических движениях. Процессы выветривания по ним проникают в массив более значительно.

Титаномагнетит и ильменит достаточно устойчивы в приповерхностных условиях (Бергер, 1986), как следствие они накапливаются в продуктах выветривания.

Лейкоксенитизированный ильменит и чистый магнетит менее устойчивы и частично окисляются с образованием гидроксидов железа. Нерудные минералы разрушаются, при этом происходит частичный вынос окислов и гидроокислов кальция, магния, кремния и алюминия, поэтому верхняя часть месторождения обогащена гидроксидами железа.

Руды имеют сидеронитовую структуру, в которой титаномагнетит находится в виде тонких зерен между зернами диаллагового пироксена, и также минеральные агрегаты более устойчивы к выветриванию. Вследствие устойчивости рудных минералов, в верхней части месторождения происходит природное обогащение, за счет разрушения пироксенов и выноса менее устойчивых в зоне выветривания гидрооксидов. Титаномагнетит здесь находится в выветрелых обломках пироксенита, амфиболита и серпентинита и, очень редко, в виде свободных зерен в глинистой массе.

Основными технологическими свойствами, влияющими на горнотранспортные работы и обогатительный передел, являются содержание железа в магнитной фракции (показатель обогатимости) и предел механической прочности. От первого зависит доля железа в получаемом концентрате и извлечение, а второй влияет на затраты на взрывание, погрузку, дробление и измельчение.

Показатель обогатимости (ПО) определяется на трубке Дэвиса при измельчении до 0,1 мм (85 % класса -0,071 мм) и изменяется в зависимости от размеров кристаллов титаномагнетита и примесей кристаллов ильменита и шпинели в структурах распада твёрдых растворов. При выветривании происходит отделение части зерен титаномагнетита от пустых пород и окисление, что сказывается на данном показателе.

По результатам анализа керна буровых скважин, пройденных при разведке (обобщены результаты 18 скважин), получены следующее данные. В верхней части зоны выветривания происходит некоторое увеличение доли железа и рост показателя обогатимости. Это связано с накоплением титаномагнетита и гидроксидов железа в элювии при выносе кремнезема и алюминия (глин). Но так как мощность данного слоя незначительна, повышение составляет не более 5 % от доли исходного материала. При этом возрастает доля железа и в магнитной фракции, и в немагнитной, что объясняется отделением зёрен титаномагнетита от вмещающих пород и гидроксидов железа.

В нижней части верхнего горизонта ПО уменьшается на 2-3 ед. Это связано с окислением поверхности магнетита и нарастанием тонких пленок гидроксидов железа, в которых доля железа снижается. На последующих горизонтах доля железа и показатель обогатимости практически равны значениям в нижележащих коренных породах, однако выход магнитной фракции слегка повышенный, за счет разрушения силикатов и сохранения магнетита.

Механическая прочность руд определяется измельчаемостью руды, сопротивлением сжатию и растяжению, коэффициентом Протодьяконова и микротвердостью. Измельчаемость характеризуется коэффициентом измельчаемости в стержневой мельнице по классу -0,56 мм (Кизм. -0,56), численно равным отношению удельной производительности стержневой мельницы в оптимальном режиме на исследуемой руде к удельной производительности мельницы на эталонной руде. За эталон приняты верлиты Главной залежи. Коэффициент дробимости находится прямым замером результатов разрушения руды.

Установленные ранее закономерности характерны для руд, не затронутых выветриванием, каждого из карьеров. Наиболее прочными являются руды Главного карьера (Кизм =2,44), менее прочными – Западного карьера (Кизм. =3,2), сравнительно легко измельчаются руды Северного карьера (Кизм. =3,34). Средневзвешенный коэффициент измельчаемости руд в стержневой мельнице по классу минус 0,56 мм составляет 3,1, однако, показатель измельчаемости при совместной переработке смеси сортов руд текущей добычи составляет в среднем 2,7 (против 3,1), что указывает на ухудшение измельчаемости при совместной переработке смеси руд, против расчетного прогнозируемого показателя.

Выветрелые руды измельчаются значительно легче. С начала работ карьеры углубились в неизменные породы, что сказалось на производительности обогатительной фабрики. Начало разработок по Южной залежи показало рост производительности дробилок и мельниц. В Качканарском ГОК применяется методика оценки «Относительной измельчаемости» (Бузмаков, 2016), по которой оценивается прочность пород с помощью автоматического пробоpазделочного

комплекса «ESSA». За последние 8 лет исследований по данной методике (с 2010 года) установлено, что по мере углубления карьера на Южной залежи возрастает прочность пород. По усредненным данным опробования всех карьеров (верхние и нижние горизонты) снижение прочности пород под действием выветривания достигает глубины 150-200 м (в зависимости от рельефа и петрографического состава пород). В отдельных случаях, по тектоническим нарушениям процессы выветривания продолжаются до 300 м, а на более низких горизонтах измельчаемость остается неизменной, практически не увеличиваясь с глубиной.

Таким образом, установлено, что выветривание затрагивает руды на значительную глубину и существенно влияет на их технологические свойства. По доле железа и Показателю Обогатимости до глубины 100 м, а по прочности на глубину до 250 м, что необходимо учитывать, что при проектировании открытых горных работ и при расчете показателей работы горного предприятия.

Бачманов Д.М. и др. Неотектоника Урала (проблемы и решения). 2001 г.// Геотектоника №5, 2001 г. С. 61-75

Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М. Недра. 1986 г. 227 с.

Бузмаков В.Н. Определение физико-механических свойств руды при пробоподготовке. // Геомеханика в горном деле: доклады Всероссийской НТК с международным участием 1-3 октября 2013 г. – Екатеринбург: ИГД УрО РАН. 2014 с. 424-427

Бузмаков В.Н., Володина Ю.В. Влияния массовой доли ильменита в руде Гусевогорского месторождения на качество производимого концентрата. // Научные основы и практика переработки руд и техногенного сырья: материалы XXIII МНТК, проводимой в рамках XVI Уральской горнопромышленной декады. – Екатеринбург: Изд-во «Форт Диалог-Исеть». 2018. С. 174-177.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). - Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та. 1997. 488 с.

Фоминых В.Г. и др. Петрология и рудогенезис Качканарского массива / В.Г. Фоминых, В.П. Краева, Н.В. Ларина. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. -84с.

Типы сульфидного оруденения в Ценральной Атлантике

Габлина И.Ф.[1]

[1]*ГИН РАН, г. Москва gablina@ilran.ru*

На основе материалов, полученных в рейсах НИС «Профессор Логачев», изучены условия локализации, морфология, структура и особенности минерального состава современных океанских сульфидных руд в районе 13-20□с.ш. Срединно-Атлантического хребта (гидротермальные поля Семенов, Ашадзе-1, Логачев, Краснов, Победа, Зенит-Виктория и Петербургское). Все они расположены в пределах Российского разведочного района. Привлечены также результаты исследований и опубликованные материалы по полю Рейнбоу, расположенному севернее (36°14' с. ш.) (Barriga et al., 1997; Богданов и др., 2002; Габлина и др., 2004; Мозгова и др. 2002; Бородаев и др., 2004 и др.).

Изученные гидротермальные поля расположены в бортах рифтовой долины на глубинах от ≈ 2400 до 4200м. В их строении принимают участие базальты, габбро и перидотиты, карбонатные, металлоносные и рудоносные осадки с включениями сульфидных руд, реликтовые и активные трубообразные постройки на поверхности дна. Фоновые карбонатные (до 75-90% $CaCO_3$) осадки представлены кальцитовыми раковинами фораминифер, кокколитов и птеропод с примесью глинистого и эдафогенного материала. Они имеют максимальную вскрытую мощность 100-150см. Возраст осадков голоцен-позднеплейстоценовый (0-128 тыс.лет). В металлоносных и особенно в рудоносных осадках карбонатность существенно снижается (до 0 - нескольких %) и возрастает содержание рудных элементов.

Выделяется три типа сульфидных руд, сформированных в различных физико-химических и геологических обстановках:: 1) на поверхности дна при взаимодействии: гидротермальный раствор – морская вода («черные курильщики»); 2) под поверхностью дна при взаимодействии: гидротермальный раствор – осадок (гидротермально-метасоматические руды); 3) под поверхностью дна в измененных породах субстрата (штокверковые руды). Штокверковые руды описаны в сульфидных образованиях поля Рейнбоу (Barriga et al., 1997), Рейнбоу и Лост-Сити (Богданов и др., 2002 и др.), нами изучены в поле Зенит-Виктория. Они развиты в виде прожилково-вкрапленного оруденения в измененных базальтах (поле Зенит-Виктория) и серпентинизированных перидотитах (Рейнбоу). В изученных нами рудах поля Зенит-Виктрия штокверковые руды представлены вкрапленностью (7-10%) халькопирита, реже пирита и многочисленными прожилками халькопирит-кварцевого, реже пирит-кварцевого состава. По вкрапленности халькопирита и в зальбандах прожилков развиты борнит и сульфиды меди.

Про представлениям Ю.А.Богданова с соавторами (2002) образование штокверковых сульфидных руд происходит в породах ложа, где рудоносный гидротермальный раствор, разогретый до 400°С, обогащенный метаном и водородом, «встречается с проникающей сюда морской водой и охлаждается до температуры менее 100°С. При этом раствор теряет значительную часть металлов, которые переходят в твердую фазу». Предполагается, что в зоне подповерхностного смешения горячего раствора с океанской водой, содержащей сульфат-ион, происходит водородная сульфатредукция с участием термофильных микроорганизмов. Образующийся сероводород способствует осаждению металлов в сульфидной форме.

В настоящей работе основное внимание уделено двум первым типам сульфидных руд.

Руды первого типа образуются на геохимическом барьере в зоне взаимодействия рудоносных термальных кислых восстановительных растворов, поступающих из фокусированного источника, и холодной, щелочной, О- и SO_4-содержащей морской воды.

Вторые формируются в биогенных карбонатных осадках под воздействием диффузных гидротермальных флюидов. Рудообразование происходит на геохимическом барьере в толще осадков в зоне взаимодействия металлоносных флюидов, морской воды, насыщающей осадки, и неустойчивого в кислой среде биогенного кальцита. Карбонатные донные илы служат и геохимическим барьером (присутствие реакционноспособного карбонатного материала, $C_{орг}$, кислород- и сульфатсодержащей морской воды), и физическим - затрудняющим быструю

миграцию рудоносных растворов, способствующим снижению температуры рудоносных флюидов, осаждению и накоплению полезных компонентов.

Минеральный и химический состав руд обоих типов близок: это серно-колчеданные, медно-колчеданные и медно-цинково-колчеданные руды, представленные преимущественно сульфидами Fe, Cu, Zn. В обоих типах в значительном количестве присутствуют гидроксиды и сульфаты Fe, хлориды Cu. Из нерудных наиболее распространенным, общим для них является опал.

В то же время, различные условия миграции растворов (свободный водообмен для первых и затрудненный для вторых), снижение температуры флюидов при медленном просачивании сквозь осадки, и метасоматические реакции при взаимодействии флюидов с карбонатным осадком приводят к значительному различию этих генетических типов по форме и строению сульфидных построек, текстурам и структурам руд, а также – по типоморфным минералам и минеральным парагенезиса (таблица 1).

Таблица 1. Отличительные признаки руд, сформированных на поверхности дна, и гидротермально-метасоматических руд в осадках

Основные характеристики	Руды, сформированные на дне	Руды, сформированные в осадках
Признаки генетической связи с осадками	Отсутствуют	Околорудные изменения осадков Арагонитовые корки на поверхности рудосодержащих осадков Корки литифицированных осадков на сульфидных постройках
Форма сульфидных построек	Трубы, плиты, рыхлые руды, брекчии, реже диффузоры	Диффузоры грушеобразные, грибообразные, пластообразные
Внутреннее строение	Наличие центрального канала в трубах Четкая концентрическая минеральная зональность	Многоканальное строение Отсутствие четкой зональности Реликты слоистости
Текстура руд	В основном массивная	Пористая в сочетании с массивной
Структура руд	Кристаллически- зернистая, коломорфная, дендритовая	Метасоматическая биоморфная, дендритовая
Типоморфные минералы	Пирротин Ангидрит Тетрагональный и гексагональный халькозин Пентландит	Роксбиит Арагонит Новообразованный кальцит

Для массивных сульфидных руд первого типа характерен парагенезис: ангидрит – пирротин – (±пентландит) - изокубанит (и/или) промежуточный твердый раствор (iss) – дигенит+борнит – тетрагональный и гексагональный халькозин. Этот парагенезис образуется в условиях высоких температур (≥350□C) и формирует концентрическую зональность сульфидных построек, обусловленную ростом Eh, щелочности среды, и снижением температуры в направлении от канала к стенкам: высокотемпературный и богатый железом изокубанит сменяется халькопиритом, борнитом и сульфидами меди (рис. 1). Взаимодействие гидротермальных растворов с морской водой, содержащей $[SO_4]^{2-}$, приводит к осаждению ангидрита – типоморфного минерала трубного комплекса «черных курильщиков». Высокотемпературные сульфидные минералы не устойчивы в поверхностных условиях и под воздействием холодной (~4□C) кислородсодержащей морской воды начинают замещаться

низкотемпературным парагенезисом минералов. Происходит распад изокубанита (и/или) промежуточного твердого раствора (Мозгова и др., 2005), замещение сульфидов меди и железа нестехиометрическими сульфидами меди (джарлеит, анилит, джирит, сульфиды ковеллинового ряда) (Габлина и др., 2000), сульфатами и гидроксидами железа (Мозгова и др., 2007).

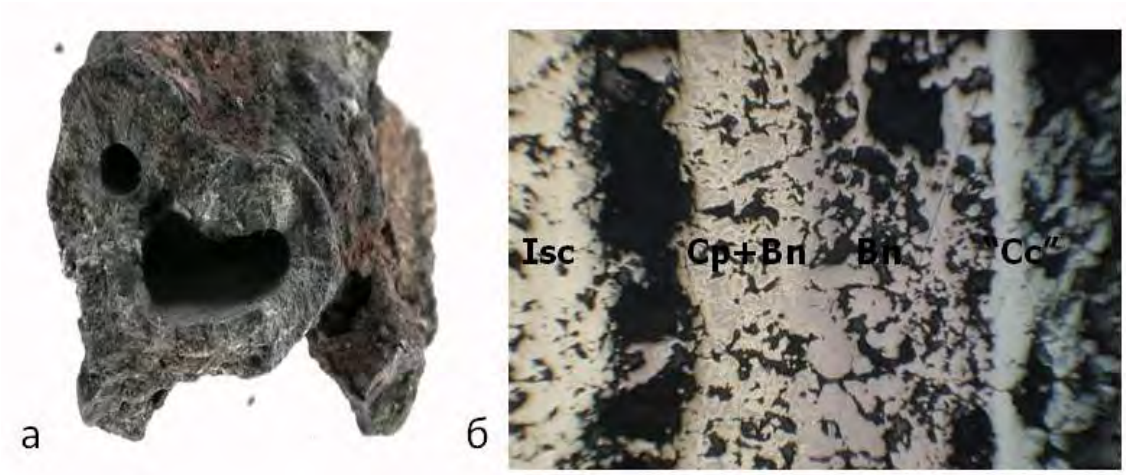


Рисунок 1. Минеральная зональность сульфидной постройки поля Рейнбоу (Бородаев и др., 2004)

а – поперечное сечение сульфидной трубы; б – минеральные зоны: isc - изокубанитовая, cp+bn – халькопирит-борнитовая, bn - борнитовая, "cc" – халькозиновая (микрофотография)

Сульфидные постройки в осадках (руды второго типа) существенно отличаются от построек черных курильщиков: они имеют форму и строение диффузоров, не имеют четкой минеральной зональности, несут признакам метасоматического замещения вмещающих биогенных осадков – следы слоистой текстуры, реликты микрофауны (табл. 1, рис. 2). Высокотемпературные сульфиды в них отсутствуют. Типоморфными минералами этих руд являются джарлеит, роксбиит, анилит, новообразованные арагонит и кальцит.

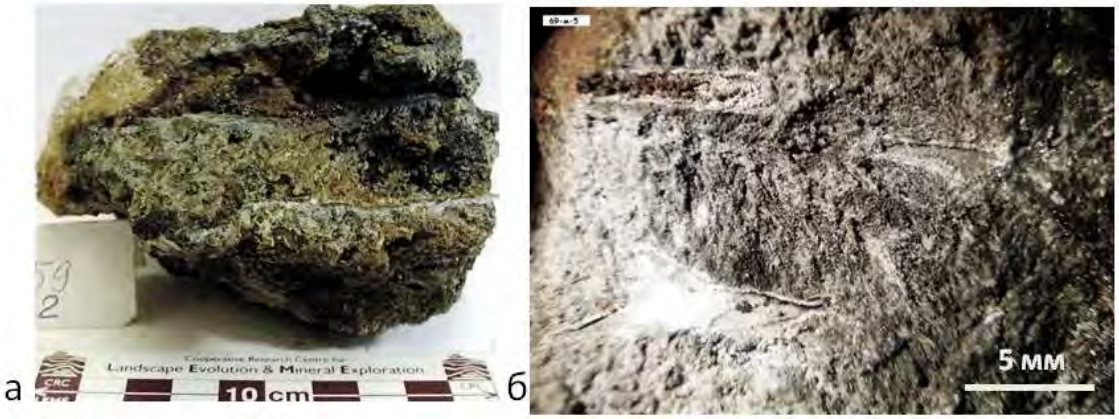


Рисунок 2. Текстуры и структуры гидротермально-метасоматических руд в осадках.

б – реликты слоистой текстуры в сульфидной постройке, фрагмент постройки с арагонитовой коркой на поверхности (вверху слева) (поле Петербургское, ст. 33L159); б – реликты фауны птеропод в халькопирит-сфалеритовых рудах (поле Зенит-Виктория, ст. 33L69, микрофотография)

Роксбиит – нестехиометрический высокомедистый сульфид меди ($Cu_{1.75-1.86}S$), не типичный для вторичных минералов поверхностных построек (1-го типа). В то же время он пользуется широким распространением в гидротермально-метасоматических рудах в осадках (2-ой тип), что свидетельствует о растворении ранее образованных халькозина и джарлеита в условиях кислой среды (Flamini et al., 1973; Габлина и др., 2000; Семкова и др., 2006), а анилит, устойчивый при температуре, не превышающей +30ºС (Morimoto, Koto, 1970), является индикатором относительно низких температур этого процесса.

Нерудными минералами - индикаторами сульфидных образований в осадках являются вторичный кальцит и арагонит (см. рис. 2а), образующиеся в результате переотложения растворенного под влиянием кислых растворов и замещенного сульфидами биогенного кальцита осадков.

Работа выполнена в рамках государственного задания (темы № 0135-2016-0003 и 0135-2019-0050) при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00480).

Богданов Ю.А., Бортников Н.С., Викентьев И.В. и др. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет (36°14' с. ш.) // Геология рудных месторождений. 2002. Т.44. № 6. С. 510-542.

Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Бортников Н.С., Сагалевич А.М. // Гидротермальные рудопроявления океанического дна, приуроченные к серпентинитовым массивам. Известия секции наук о Земле РАЕН. 2004. № 12. С. 63-90.

Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., И.Ф. Габлина и др. Зональные трубки черных курильщиков из гидротермального поля Рейнбоу (САХ, 36°14′с.ш) // Вестник МГУ. Сер.4. геология. 2004. N 3. С.35-48.

Габлина И.Ф., Мозгова Н.Н, Ю.С.Бородаев и др. Ассоциации сульфидов меди в современных океанских рудах гидротермального поля Логачев (Срединно-Атлантический Хребет, 14° 45′ с.ш.) // Геология рудных месторождений. т.42. № 4. 2000 г. С. 329-349.

Габлина И.Ф., Н.Н.Мозгова, Ю.С.Бородаев и др. Тетрагональная форма Cu_2S в современных гидротермальных рудах Рейнбоу (САХ, 36°14′с.ш) // Новые данные о минералах. М. 2004. Вып.39. С.102-109.

Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф. и др. Изокубанит из сульфидных руд гидротермального поля Рейнбоу (САХ, 36°14′ с.ш.) // Записки ВМО. 2002. № 5. С. 61-70.

Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С., Габлина И.Ф., Черкашев Г.А., Степанова Т.В. Минеральные ассоциации как показатели зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 4. С. 339-367.

Мозгова Н.Н., Ю.С.Бородаев, И.Ф.Габлина и др. Особенности преобразований минеральных парагенезисов в медных сульфидных рудах гидротермального поля Краснов (16^0 38’ с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Новые данные о минералах. 2007. Вып. 43. С. 62-76.

Семкова Т.В., Габлина И.Ф., Степанова Т.В., Горькова Н.В. Роксбиит и условия его образования в современных рудоносных осадках гидротермального поля Логачев-1 (Срединно-Атлантический хребет, 14º45' с. ш.) // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 33-45.

Barriga F.F.A., Costa I.M.A.,Relvas J.M.R. et al. The Rainbow serpentinites and serpentinite – sulfide stockwork (Mid-Atlantic Ridge, AMAR segment): a preliminary report of the FLORES results.// EOS. Amer. Geophys. Res. – 1997. 78, 46. P.F832.

Flamini A., Graziani G., Grubessi O. A new synthetic phase in the Cu-S system // Periodico di Mineralogia. 1973. V. 42. P. 257-260.

Morimoto N, Koto K. Phase relations of the Cu-S system at low temperatures: Stability of anilite. // Amer. Mineral. 1970. V. 55. P. 106-117.

Особенности состава силикатных минералов ультрамафитов Узянского Крака (Южный Урал)

Гатауллин Р.А.[1,2], Савельев Д.Е.[1]

[1]*ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, rusgatln97@gmail.com*
[2]*БашГУ, г. Уфа*

Офиолитовые ультрамафиты пользуются широким распространением в пределах складчатого пояса Урала. Один из наиболее значительных по размеру офиолитовый комплекс на Южном Урале - Кракинский, который включает четыре массива общей площадью около 900 км^2. Массив Узянский Крака по площади наименьший из четырёх массивов, около 45 км^2. Он представлен в виде овала, вытянутого в меридиональном направлении на 12 км при ширине около 3,5 км. Узянский Крака сложен на 75 % породами дунит-гарцбургитового комплекса, на 20-25 % краевыми серпентинитами.

Целью исследования являлось изучение породообразующих минералов ультрамафитов мантийного разреза Узянского Крака. Химический состав изучался на электронном микроскопе VEGA-3 Tescan с применением энерго-дисперсионного анализатора. Также было проведено исследование шлифов на оптическом микроскопе. Основным минералом ультрамафитов является оливин, он составляет матрикс породы, в котором выделяются таблитчатые кристаллы пироксена. Серпентин слагает петли и каймы зёрен оливина, при этом в ядрах оливин остаётся неизменённым. В образцах с сильной серпентинизацией пироксены замещены баститовыми псевдоморфозами. Анализу подвергались неизменённые зёрна. Соотношения количеств оливина и пироксена могут быть различными. Дунит сложен оливином с незначительным количеством акцессорного хромшпинелида. Порода с первыми об.% пироксена определена как дунит-гарцбургит. Перидотит сложен главным образом оливином с подчинённым значением ортопироксена, в лерцолите также присутствует породообразующий клинопироксен.

В табл.1 приведены составы оливина из пород массива Узянский Крака. Его химический состав отличается выдержанностью. Одной из важных характеристик оливина является доля форстеритового минала (Fo). Наблюдается увеличение форстеритовой составляющей, и соответственно, снижение железистости оливина при переходе от лерцолита к гарцбургиту и дуниту (0,887-0,905 Fo в лерцолите, 0,900-0,923 в гарцбургите, от 0,912-0,937 в дуните).

Из элементов-примесей в оливине повсеместно распространён только никель (от 0,28 до 0,54 мас.% NiO). Вариации содержания оксида никеля в оливине в целом не обнаруживают связи с изменением форстеритового минала в нём, однако средние содержания NiO в дунитах и дунит-гарцбургитах выше, чем в гарцбургитах и лерцолитах. Лишь в одном образце лерцолита установлено содержание марганца выше предела обнаружения в количестве 0,09 мас.% MnO. Остальные элементы-примеси методом энерго-дисперсионного анализа не были определены, поскольку находятся ниже предела обнаружения.

Составы пироксенов даны в табл.2. Вторым по значению минералом в исследованных образцах является ортопироксен. Он представлен высокомагнезиальной разновидностью – энстатитом. Доля энстатитового минала в нём варьирует от 0,872 до 0,900, значительно ниже доля ферросилитового (0,076-0,112) и волластонитового (0,007-0,025) миналов. Основными элементами-примесями являются алюминий и хром (1,34-4,15 мас.% Al_2O_3, 0,3-0,79 мас.% Cr_2O_3). Ранее для массивов Крака было установлено, что изменение концентраций этих элементов положительно коррелирует между собой, причём с увеличением степени деформации минерала их концентрации снижаются, но одновременно растёт содержание в породе акцессорных хромшпинелидов (Савельев, 2018).

Моноклинный пироксен представлен магний-кальциевой разновидностью – диопсидом. Доля энстатитового минала варьирует от 0,451 до 0,505, ферросилитового от 0,027 до 0,061, волластонитового от 0,460 до 0,511. Основные примеси, также как и в ортопироксенах, представлены алюминием (0,77-4,29 мас.% Al_2O_3) и хромом (0,47-1,21 мас.% Cr_2O_3). Из

примесей, содержащихся в меньших концентрациях в некоторых зёрнах обнаружен титан (до 0,28 мас.% TiO_2), марганец (до 0,07 мас.% MnO), никель (до 0,03 мас.% NiO).

Таблица 1. Химический состав оливина из ультрамафитов Узянского Крака.

№	№ обр.	мас.%				Формул. коэффициенты				Миналы	
		SiO_2	FeO	MgO	NiO	Si	Fe	Mg	Ni	Fo	Fa
1	UK-2143-01	43,33	8,25	48,02	0,40	1,064	0,169	1,759	0,008	0,912	0,088
2	UK-2144-2b	43,39	7,67	48,52	0,42	1,063	0,157	1,772	0,008	0,919	0,081
3	UK-2144-2б	44,07	7,75	47,76	0,42	1,083	0,159	1,750	0,008	0,917	0,083
4	УК-1790	43,60	5,99	49,87	0,54	1,060	0,121	1,808	0,011	0,937	0,063
	среднее	43,60	7,42	48,54	0,45	1,068	0,152	1,772	0,009	0,921	0,079
5	UK-2144-2a	43,36	7,89	48,26	0,49	1,064	0,161	1,765	0,010	0,916	0,084
6	UK-2145-03	43,60	7,55	48,35	0,49	1,069	0,155	1,767	0,010	0,920	0,080
7	UK-2145-04	43,70	7,45	48,35	0,49	1,071	0,152	1,767	0,010	0,921	0,079
8	Сод-103	40,81	9,16	49,61	0,42	0,997	0,187	1,808	0,008	0,906	0,094
9	Сод-126	43,09	8,54	47,96	0,40	1,059	0,175	1,758	0,008	0,909	0,091
	среднее	42,91	8,12	48,51	0,46	1,052	0,166	1,773	0,009	0,914	0,086
10	UK-2143-02	43,24	8,67	47,64	0,44	1,064	0,178	1,749	0,009	0,908	0,092
11	UK-2143-03	43,44	8,55	47,58	0,44	1,069	0,176	1,747	0,009	0,909	0,091
12	UK-2143-04	43,19	8,60	47,77	0,44	1,063	0,177	1,752	0,009	0,908	0,092
13	UK-2143-05	43,10	9,35	47,09	0,46	1,064	0,193	1,734	0,009	0,900	0,100
14	UK-2143-06	43,28	8,43	47,84	0,46	1,064	0,173	1,754	0,009	0,910	0,090
15	UK-2144-5	43,96	8,53	47,07	0,44	1,084	0,176	1,731	0,009	0,908	0,092
16	UK-2144-6	43,82	8,31	47,43	0,44	1,079	0,171	1,741	0,009	0,911	0,089
17	UK-2144-7	43,84	8,22	47,51	0,43	1,079	0,169	1,744	0,009	0,912	0,088
18	UK-2144-8	43,58	8,91	47,06	0,45	1,076	0,184	1,732	0,009	0,904	0,096
19	UK-2144-9	44,07	7,21	48,30	0,42	1,080	0,147	1,764	0,008	0,923	0,077
20	UK-2145-05	43,48	7,59	48,47	0,46	1,065	0,155	1,771	0,009	0,919	0,081
21	UK-2145-06	43,62	7,54	48,34	0,50	1,069	0,154	1,767	0,010	0,920	0,080
22	UK-2145-07	43,67	7,78	48,11	0,44	1,072	0,159	1,760	0,009	0,917	0,083
23	UK-2145-08	43,52	7,71	48,34	0,43	1,067	0,158	1,767	0,009	0,918	0,082
24	Сод-006	42,44	9,48	47,68	0,40	1,046	0,195	1,751	0,008	0,900	0,100
25	Сод-107	43,09	8,55	47,92	0,45	1,059	0,175	1,757	0,009	0,909	0,091
26	Сод-115	43,13	8,76	47,70	0,42	1,061	0,180	1,750	0,008	0,907	0,093
27	Сод-143/3	43,26	8,13	48,23	0,37	1,062	0,167	1,765	0,007	0,914	0,086
28	Сод-23	42,86	8,94	47,75	0,45	1,055	0,184	1,752	0,009	0,905	0,095
	среднее	43,40	8,38	47,78	0,44	1,067	0,172	1,752	0,009	0,911	0,089
29	Сод-128	41,41	9,99	48,23	0,28	1,019	0,205	1,768	0,006	0,896	0,104
30	Сод-135	42,51	8,97	48,13	0,39	1,045	0,184	1,764	0,008	0,905	0,095
31	Сод-138	43,07	9,30	47,11	0,53	1,063	0,192	1,734	0,010	0,900	0,100
32	Сод-140	42,65	10,59	46,34	0,42	1,058	0,219	1,714	0,008	0,887	0,113
	среднее	42,41	9,71	47,45	0,40	1,046	0,200	1,745	0,008	0,897	0,103

Примечание: 1-4 - дунит, 5-9 - дунит-гарцбургит, 10-28 - гарцбургит, 29-32 - лерцолит. Прочерки означают концентрации ниже предела обнаружения анализом. Содержание петрогенных оксидов дано в массовых процентах. В образце лерцолита Сод-128 также присутствует 0,09 мас.% MnO.

Таблица 2. Химические составы пироксенов из ультрамафитов Узянского Крака.

№ п/п	UK-2144	UK-2145	UK-2143	Сод-140	Сод-135	Сод-128	opx	UK-2144	UK-2145	UK-2143	Сод-140	Сод-135	Сод-128	cpx
SiO_2	58,23	59,22	58,14	56,73	56,73	55,90	57,49	53,94	55,89	54,61	53,50	52,30	52,88	53,85
TiO_2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,28	-	0,12	0,07
Al_2O_3	2,45	1,34	2,50	4,15	3,14	2,35	2,66	2,54	0,77	2,26	3,35	4,29	3,17	2,73
FeO	5,60	4,93	5,77	7,08	5,94	6,66	6,00	2,03	1,65	1,72	2,34	2,21	3,82	2,30
MnO	–	–	–	–	–	0,12	0,02	-	-	-	-	-	0,07	0,01
MgO	32,33	32,63	32,20	30,78	33,17	34,31	32,57	15,92	16,28	16,06	15,58	17,81	16,43	16,35
CaO	0,62	1,23	0,66	0,79	0,48	0,35	0,69	24,33	24,29	24,41	24,49	22,37	22,98	23,81
Cr_2O_3	0,79	0,64	0,73	0,48	0,54	0,30	0,58	1,21	1,13	0,94	0,47	1,01	0,52	0,88
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-	0,01
Si	2,021	2,053	2,019	1,979	1,960	1,926	1,993	1,974	2,044	1,993	1,955	1,893	1,931	1,965
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,008	-	0,003	0,002
Al	0,100	0,055	0,102	0,171	0,128	0,096	0,109	0,109	0,033	0,097	0,144	0,183	0,136	0,117
Fe	0,162	0,143	0,167	0,206	0,171	0,192	0,173	0,062	0,050	0,052	0,071	0,067	0,117	0,070
Mn	-	-	-	-	-	0,004	0,001	-	-	-	-	-	0,003	-
Mg	1,673	1,686	1,667	1,601	1,708	1,762	1,683	0,869	0,887	0,874	0,849	0,959	0,894	0,889
Ca	0,023	0,046	0,025	0,029	0,018	0,013	0,026	0,955	0,953	0,956	0,960	0,869	0,901	0,932
Cr	0,022	0,018	0,020	0,013	0,015	0,008	0,016	0,030	0,033	0,027	0,013	0,029	0,015	0,025
En	0,900	0,899	0,897	0,872	0,900	0,896	0,894	0,460	0,469	0,464	0,451	0,505	0,468	0,470
Fs	0,087	0,076	0,090	0,112	0,090	0,097	0,092	0,033	0,027	0,028	0,038	0,035	0,061	0,037
Wo	0,012	0,025	0,013	0,016	0,009	0,007	0,014	0,507	0,504	0,508	0,511	0,460	0,472	0,493

Примечание: Прочерки означают концентрации ниже предела обнаружения анализом.

Выводы. Главный породообразующий минерал - оливин - характеризуется высокой долей форстеритового минала, наблюдается закономерное её снижение от дунита к перидотитам. Содержание никеля в оливине пироксенсодержащих пород в среднем ниже, чем в дунитах, но явной зависимости между долей форстерита и содержанием никеля не обнаружено. Ортопироксены по составу входят в поле энстатита, составы очень близки. Клинопироксены по составу соответствуют диопсиду.

Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций - Уфа: Башкирская энциклопедия. 2018 - 204 с.

Границы смесимости фаз в системе Pd-Bi-Te при температуре 450°C

Герингер Н.В.[1], Евстигнеева П.В.[2], Никольский М.С.[2], Некрасов А.Н.[3], Ковальчук Е.В.[2], Vymazalová A.[4], Чареев Д.А.[1,3]

[1]*Университет «Дубна», г. Дубна, natasha.geringer@mail.ru,*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*
[3]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка*
[4]*Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic*

Введение

Предметом данного исследования является изучение фазовых отношений в трёхкомпонентной системе Pd-Bi-Te при температуре 450ºC и давлении ~1 атм. Минералы данной системы встречаются на Cu-Ni-PGE месторождениях и обычно ассоциированы с мафическими и ультрамафическими породами. Информация о фазовых отношениях важна для понимания процессов, происходящих в природных условиях, и помогает прогнозировать парагенетические ассоциации.

Материалы и методы

Фазовые отношения изучались закалочным методом. Синтез равновесных фазовых ассоциаций проводился методом «сухого» синтеза из простых веществ (чистота не менее 99 мас. %), согласно Kullerud (1971). Температурная экспозиция проводилась в горизонтальных трубчатых печах сопротивления в течение ~90 суток. Для ускорения прихода системы к равновесию производилось одно перетирание промежуточных продуктов реакции. После отжига ампулы извлекались из печи и быстро погружались в холодную воду.

Локальный фазовый состав полученных фазовых ассоциаций изучался на сканирующем электронном микроскопе TESCAN Vega II XMU с системой энерго-дисперсионного микроанализа INCA Energy 450/XT (20 кВ) и на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200 в режиме с дисперсией по длине волны.

В качестве стандартов использовались элементарные Pd, Bi и Te. Общий фазовый состав был изучен методом порошковой рентгеновской дифрактометрии (дифрактометр Rigaku D/Max2200, излучение CuK_{α}, Fe фильтр). Для расшифровки дифрактограмм использовались БД PCPDFWIN и Find It.

Результаты и их обсуждение

Предварительно был проведен анализ двухкомпонентных фазовых диаграмм Okamoto H. (1990) и Babanly MB (2017), на предмет температурной стабильности существующих фаз и растворимости компонентов друг в друге при 450°C. Ниже представлен треугольник Гиббса-Розебома, на котором отмечены существующие при 450°C фазы и соответствующие им минералы.

На данный момент синтезировано и изучено 24 образца из данной системы, исходные составы которых отмечены на рисунке 1.

Было найдено пять твердых растворов: ss-$PdTe_2$ (структура меренскита), ss-PdBiTe (структура майчнерита), ss-$PdBi_2$ (структура фрудита), ss-PdTe (структура котульскита), ss-PdBi (структура соболевскита). Обнаружено, что состав твердых растворов котульскита ss-PdTe и майчнерита ss-PdBiTe меняется по всем трем компонентам, в то время как у остальных твердых растворов содержание Pd остается постоянным.

На данный момент в системе обнаружены следующие равновесия:

1) Трехфазные: Bi_xTe_{1-x} – Bi(L) – ss-PdBiTe, ss-PdTe – Bi(L) – ss-$PdBi_2$, ss-PdBiTe – Bi(L) – ss-PdTe, ss-$PdTe_2$ – Te(L) – Bi_2Te_3

2) Двухфазные: ss-PdBiTe – Bi_xTe_{1-x}, Bi(L) – ss-PdTe, ss-PdTe2– ss-PdTe.

При определении фазовых отношений с участием расплава Bi были трудности, т.к. когда в расплаве было высокое содержание Pd, во время охлаждения происходил эвтектический распад расплава с образованием ss-PdBiTe и ss-$PdBi_2$ (рис. 2). Для того, чтобы примерно оценить состав исходного расплава, измеряли общий состав всего участка/зерна, где наблюдалась эвтектика.

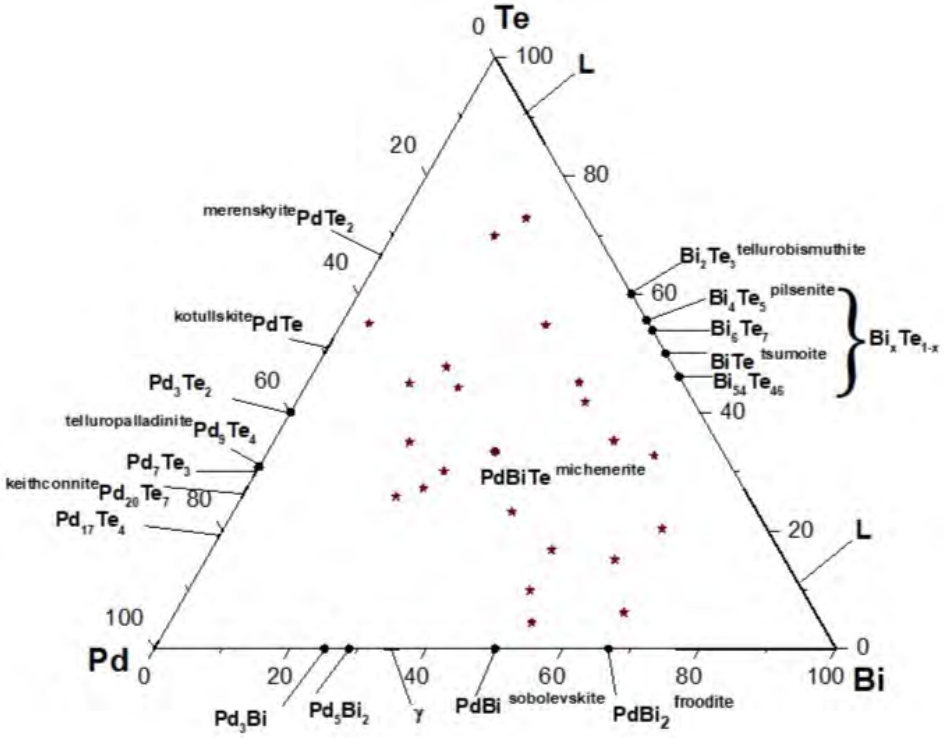


Рисунок 1. Треугольник Розебома-Гиббса, на котором отмечены существующие при 450°C фазы и соответствующие им минералы и исходные составы образцов.

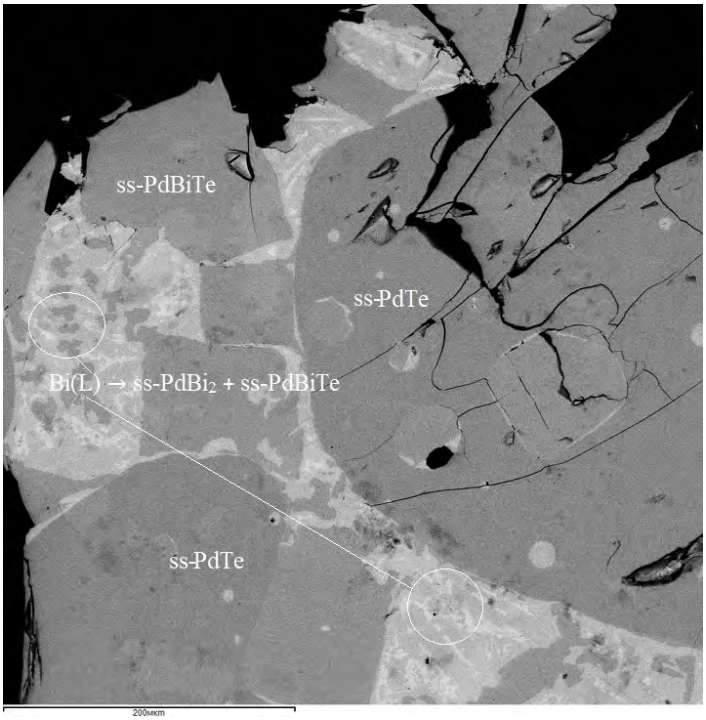


Рисунок 2. Электронная фотография (режим отражённых электронов) трехкомпонентной ассоциации ss-PdBiTe – Bi(L) – ss-PdTe, полученная при 450°C. При охлаждении висмутового расплава кристаллизовались фазы PdBiTe и PdBi2.

Выводы

Проведя эксперименты по синтезу системы Pd-Bi-Te при температуре 450°C , были найдены следующие трёхфазные равновесия: Bi_xTe_{1-x} – Bi(L) – ss-PdBiTe, ss-PdTe – Bi(L) – ss-$PdBi_2$, ss-PdBiTe – Bi(L) –ss-PdTe, ss-$PdTe_2$ – Te(L) – Bi_2Te_3 и двухфазные равновесия: ss-PdBiTe – Bi_xTe_{1-x}, Bi(L) – ss-PdTe, ss-PdTe2– ss-PdTe.

Babanly MB, Chulkov EV, Aliev ZS, Shevelkov AV, Amiraslanov IR Phase Diagram in Materials Science of Topological Insulators Based on Metal Chalcogenides // Rus J of Inorg Chem 2017.62(13). P. 1703-1729.

Kullerud G. Experimental techniques in dry sulfide research //Research techniques for high pressure and high temperature. – Springer, Berlin, Heidelberg, 1971. – С. 289-315.Golden-inform.ru [электронный ресурс]. URL: http://golden-inform.ru/prochee/palladij/ (дата обращения 20. 09. 2019).

Okamoto H., Tanner L.E. in: Massalski T.B. (Ed.) Binary Alloy Phase Diagrams. 2nd Ed. 1990.

Okamoto H. The Pd-Te system (PalladiumeTellurium) // J Phase Equil 1992. 13. P. 73 – 8.

Батиметрия и мощность донных осадков по данным георадиолокации

Гинга М.С.[1], Григорьева С.Д.[1]

[1]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург, mginga@list.ru*

Георадиолокация является эффективным инструментом при исследованиях пресноводных водоемов, в том числе при изучении замерзших пресноводных водоемов (Кашкевич и др. 2016). При применении данного метода возможно определение профиля дна и мощности донных отложений, а также обнаружение затопленных объектов (Попов и др. 2017). Новой областью применения георадаров является исследование границы между пресной и соленой водой в устьевых областях рек, впадающих в море. Использование данных об амплитуде отраженного сигнала открывает возможность определения коэффициента поглощения, электропроводности воды, и ее минерализации (Бобров и др. 2009).

Целью данного исследования является поиск каменистых развалов в донных отложениях озер, что позволит сделать выводы об обстановке их формирования в условиях физического выветривания.

Задачей данной работы является обработка полученных радарограмм, определение глубины озер, определение мощности доннных осадков, а также построение общего профиля дна. Работы проводились на территории Заповедника «Смоленское поозерье» на озерах Сапшо, Городище и Лошамье (рис. 1).

Рисунок 1. Расположение озер Сапшо, Лошамье и Городище.

Методика выполнения работ:

Георадар был установлен на дно лодки, после чего были пройдены профили через каждое из озер. В результате были получены следующие радарограммы (рис. 2). Радарограммы впоследствии были привязаны к навигации Garmin и подверглись дальнейшей обработке и фильтрации в программе «Gaea», после чего был произведен экспорт файлов ASCII, в которых содержалась информация о навигации и глубинах залегания разных слоев профиля. Далее в программе Surfer был построен общий профиль, на котором определена глубина дна, был составлен профиль дна, а также определена мощность иловых отложений. К тому же по характерным дифракционным картинам были обнаружены каменистые развалы в донных осадках.

Рисунок 2. Пример полученной радарограммы.

Выводы: Все эти данные позволят судить о характере осадконакопления донных отложений в озерах данного региона, а присутствие каменистых развалов в иловых отложениях

озер позволяет сделать вывод об обстановке физического выветривания и характерной неоднородности содержания химических элементов в ней.

Кашкевич М.П., Попов С.В., Миннебаев Д.Д., Салихов Т.М., Черненко Ю.И., Трушевский В.Л. Применение георадиолокации для изучения замёрзших пресноводных водоёмов (на примере озера Суури, Ленинградская обл.) // Труды V Всероссийской конференции «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». г. Владимир. 11–14 октября 2016 г. С. 231–237.

Попов С.В., Кашкевич М.П., Кашкевич В.И., Харитонов В.В., Йовенко Е.В. Удельное поглощение электромагнитных волн дециметрового диапазона в воде Ладожского озера, Ленинградская область // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 2(112). С. 43–49.

Бобров, Н. Ю., Крылов, С.С., Киселев, Е.Ю., Пряхина, Г.В., Федорова, И.В. // Применение георадиолокации гидрологии. В: Записки горного института. 2009. Т. 183. С. 219-223.

Флюидные включения в кварце золоторудных проявлений центральной части Хаутаваарской структуры (Южная Карелия)

Гордон Ф.А.[1] Дмитриева А.В.[2]

[1]*ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, fany.gordon@yandex.ru*
[2] *ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, dmitrievaa-v@yandex.ru*

Введение. В центральной части Хаутаваарской зеленокаменной структуры (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс) расположены золоторудные проявления Центральное, Раялампи, Виетукалампи и др., пространственно приуроченные к гранитоидам Хаутаваарского массива и (или) зоне дробления северо-восточного простирания (Горошко и др., 1998; Кулешевич и др., 2009; Дмитриева и др. 2016). Авторы предполагают, что существует генетическая связь между породами гранитоидного массива и рудопроявлениями, находящимися в его экзо- и эндоконтактактовых зонах (Гордон, 2017; Гордон, Дмитриева, 2018). Для подтверждения предложенной гипотезы проведено детальное изучение флюидных включений в кварце золотосодержащих пород рудопроявлений Центральное и Раялампи.

Геология объекта исследования. Хаутаваарская структура образована верхнеархейскими вулканогенно-осадочными толщами (~3,0-2,8 млрд лет) и прорывающими их интрузивными телами гранитоидной и базит-гипербазитовой ((2914±9 млн лет (Носова и др., 2013))) формаций. Гранитоидная формация представлена граносиенитами и монцогранитами многофазного Хаутаваарского массива (1 фаза – 2742±23 млн лет (Bibikova et al., 2005), 2 фаза - 2735±2 млн лет (Самсонов и др., 2011)).

Рудопроявление Центральное приурочено к кварцевому штокверку в северо-восточной части Хаутаваарского массива. Золото ассоциирует с минералами Bi-Te-Pb-S, галенитом, пиритом, молибденитом, халькопиритом, пирротином (Дмитриева и др., 2016).

Рудопроявление Раялампи приурочено к зоне рассланцевания (аз. пр. 310° и 70°) в южном экзоконтакте Хаутаваарского массива на контакте вулканогенно-осадочных пород с дайковым телом габбро-долеритов. Выделено 2 золотосодержащих ассоциации: ранняя золото-висмут-халькопиритовая и поздняя золото-серебро-полиметаллическая (Гордон, 2017).

Методика исследований и полученные результаты. Из образцов золотосодержащих кварцевых жил и прожилков проявлений Раялампи и Центральное была изготовлена 21 двусторонне полированная пластинка толщиной 0,3 мм. Для сравнения ассоциаций флюидных включений в кварце рудных и безрудных пород, были изготовлены препараты из «пустых» кварцевых жил - в монцогранитах центральной части Хаутаваарского массива и вмещающих железистых кварцитах лоухиваарской свиты (4 пластинки). Исследования морфологии и петрографии флюидных включений проводились на световом микроскопе Leica DM2700 P (Санкт-Петербургский горный университет). Микротермометрические исследования проводились с использованием термокриометрической установки Linkam THMSG 600 и микроскопа Olympus BX51 (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург). Для расчета плотности и солёности вещества флюидных включений использовался программный пакет Fluids v.2 (Bakker R.J., 2003, 2012, 2018).

При петрографическом изучении образцов кварцевых жил и прожилков было выделено 4 ассоциации флюидных включений (рис. 1):

1. Двухфазные включения округлой или ромбовидной формы, реже формы отрицательного кристалла кварца, содержащие пузырек газа и жидкость (рис. 1a, b). Размер включений не превышает 12 мкм. Образуют скопления, цепочки, не выходящие за пределы отдельных зёрен кварца, иногда наблюдаются единичные включения в центральных частях кварцевых зёрен;

2. Полигональные, изометричные, овальные 3-х фазные включения, размер которых достигает 15 мкм (рис. 1c). Содержат пузырек газа, кубический кристалл и жидкость. Наблюдаются как отдельные включения в краевых частях зёрен кварца, так и группы (до 3-х включений);

3. Ромбовидные, реже округлые 2-х фазные тёмноокрашенные включения, размер которых не превышает 9 мкм (рис. 1d). Расположены в краевых частях кварцевых зёрен, трещинах;

4. Группы многочисленных однофазных (газовых и жидких) включений, размером до 3 мкм.

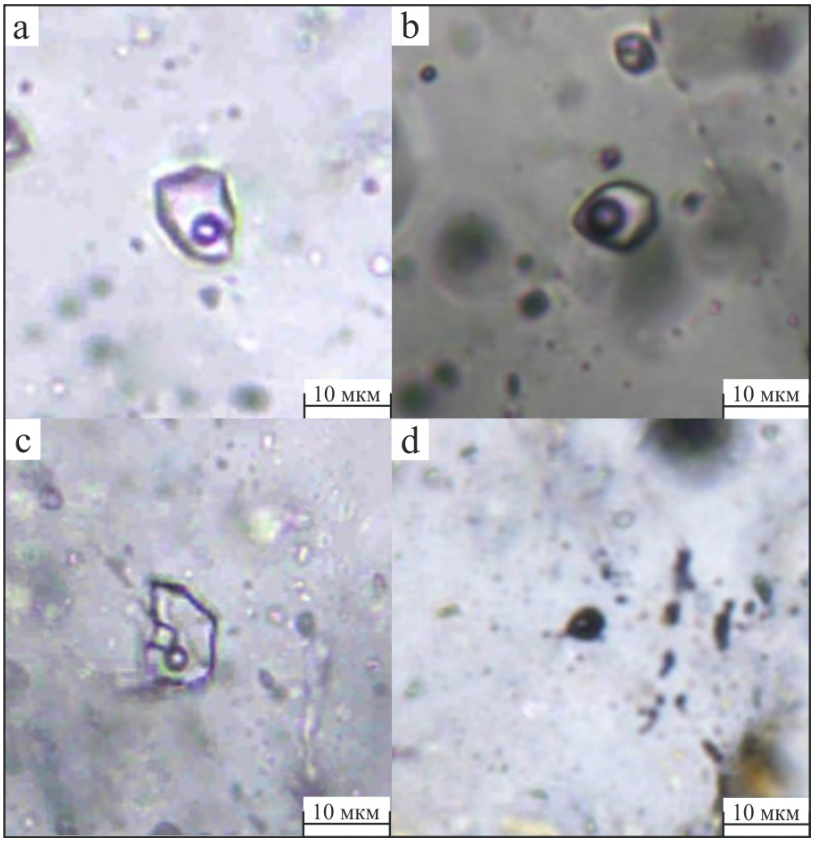


Рисунок 1. Флюидные включения в кварце пород рудопроявлений центральной части Хаутаваарской структуры.

a – газово-жидкое включение ассоциации 1a; b – включение ассоциации 1b, содержащее углекислоту; c – трехфазное включение ассоциации 2a, содержащее кристалл галита и пузырек газа; d – углекислотное включение 3-й ассоциации.

Обсуждение результатов и выводы. В результате термокриометрических исследований установлено, что 1 ассоциацию можно разделить на 3 группы:

Группа 1a представлена единичными овальными включениями, размер которых по длинной оси не превышает 7,5 мкм. Температура гомогенизации включений 440 - 490°C, температура эвтектики -18 -16°C (система H_2O-NaCl), температура плавления льда колеблется в интервале от -9°C до -6°C, солёность 9 - 13 мас. %-экв. NaCl. Включения этой группы вероятно могут быть отнесены к первичным (Рёддер, 1987), зафиксированы только в 2 пластинках кварцевой жилы рудопроявления Центральное.

Группа 1b – овальные, ромбовидные и полигональные включения, редко - единичные включения, чаще группы, образующие цепочки, не выходящие за границы отдельных зёрен кварца. По своим характеристикам, вероятно, соответствуют первично-вторичным включениям. Эта группа включений наиболее широко распространена в изученных пластинках. При нагревании включения гомогенизируют в жидкую фазу при температурах 288 - 337°C. По температуре плавления -57°C в составе включений определена CO_2. Температура плавления льда от -6,1 до -5,3, солёность 7,9 - 9,2 мас. %-экв. NaCl. Температура эвтектики составляет -34 - -31°C, что указывает на присутствие в растворе хлорида Mg (Борисенко, 1977).

Группа 1c представлена изометричными, реже овальными включениями, образующими цепочки, часто выходящие за границы отдельных кварцевых зерен. Включения этой группы отмечены только в кварце пород южного экзоконтакта Хаутаваарского массива (проявление

Раялампи) и приурочены к более поздним трещинам, чем включения группы 1b. Температура гомогенизации (в жидкость) колеблется от 175 до 195 °С, температура плавления льда от -1,1 до -0,8°С. Температура эвтектики варьирует от -35 до -32°С, что указывает присутствие хлоридов Mg и Na в растворе (Борисенко, 1977). Солёность флюида составляет 1,7 мас. %-экв. NaCl (Гордон, Дмитриева, 2018).

Включения 2-й ассоциации также отмечены практически во всех исследованных пластинках. Это преимущественно единичные включения, реже группы в залеченных трещинах внутри зёрен кварца. По своим характеристикам они могут быть отнесены к первично-вторичным включениям. В свою очередь, эту ассоциацию можно разделить на 2 группы:

2a – полигональные включения с кубическим кристаллом галита, температура растворения которого – 290-339°С, а температура растворения газового пузырька – 206-237°С. 2b – более редкие округлые включения, также содержащие кристалл галита, пузырек газа и жидкость, с температурой растворения газового пузырька – 150-192°С и галита – 188-209°С. Концентрация солей в растворе определялась с помощью программы AqSo (Bakker, 2018) по температуре растворения кристалла галита и составила 37 - 40 мас. %-экв. NaCl и 30-32 мас. %-экв. NaCl для включений групп 2a и 2b соответственно.

Углекислотные включения 3 ассоциации зафиксированы практически во всех изученных пластинках рудоносных кварцевых жил, особенно широко они распространены в кварце пород проявления Раялампи. Гомогенизация в жидкую фазу происходит при температурах от 5 до 30,5°С, температура эвтектики от -60,0 до -57,0°С.

Исследования физико-химических параметров включений 4 ассоциации не проводились, вследствие их малых размеров и приуроченности к наиболее поздним системам трещин (пострудным).

Таким образом, для золоторудных проявлений Хаутаваарской структуры характерна многоэтапная эволюция флюида (флюидов) – от газово-жидкого слабосоленого с углекислотой, к хлоридному рассолу(?) и затем (локально) вновь к углекислотному, высокой плотности. Для месторождений связанных с интрузиями характерен переход от углекислотно-водного к высокосолёному водному флюиду, а месторождения орогенного типа характеризуются обилием углекислотных включений, сопровождающих основной рудный этап (Wilkinson, 2001). Полученный тренд изменения характеристик флюидных включений можно интерпретировать как результат действия минимум 2-х механизмов: последовательного поступления эволюционирующего магматического флюида и смешения 2-х и более флюидов.

Дальнейшие исследования состава выделенных ассоциаций флюидных включений с применением рамановской спектрометрии позволят детально охарактеризовать физико-химические условия формирования золоторудной минерализации центральной части Хаутаваарской структуры.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН за всестороннее содействие в ходе проведения термокриометрических исследований и к.г.-м.н. Леонтьеву В.И. (Санкт-Петербургский горный университет) за помощь в изготовлении двусторонне полированных пластинок. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00447.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. No 8. С. 16-27.

Гордон Ф.А. Поисковые признаки и предпосылки золотого оруденения северо-восточной части Хаутаваарской структуры: дисс. …канд. геол.-минер. наук: 25.00.11. СПб. 2017. 136 с.

Гордон Ф.А., Дмитриева А.В. Первые результаты исследования условий формирования золотого оруденения центральной части Хаутаваарской структуры по данным изучения флюидных включений (Южная Карелия) // Материалы VIII Российской молодежной научно-практической школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», ИГЕМ. - 2018. – С. 115-117.

Горошко А.Ф., Смирнов А.А., Ефимов Б.А. и др. Отчет о результатах поисково-картировочных работ на золото в центральной и южной частях Хаутаваарско-Ведлозерской зеленокаменной структуры, проведенных в 1990-95 гг. (Нялмо-Шуйский объект). 1998. 324 с.

Дмитриева А.В. Металлогеническая специализация неоархейского умереннощелочного магматизма Центральной Карелии: дисс. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.11. Петрозаводск. 2016. 130 с.

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

Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2009. № 12. С. 12-25.

Носова А.А., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ковальчук Е.В., Ларионов А.Н. Архейский возраст габбро и гранат-биотит-амфибол-кварцевых метасоматитов Au-PGE проявления Виетуккалампи в Хаутаваарской структуре // Золото Фенноскандинавского щита: материалы международной конференции. Петрозаводск. 2013. С. 131-134.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1978. Т. 1. 360 с. Т. 2. 632 с.

Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Ручьев А.М. Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карельского блока: опыт комплексных реконструкций // Докл. моск. отд. РМО, 2011. URL: http:// http://www.minsoc.ru/E2-2011-10-0/

Bakker R.J. AqSo_NaCl: Computer program to calculate p-T-V-x properties in the H2O-NaCl fluid system applied to fluid inclusion research and pore fluid calculation // Computers & Geosciences 115. 2018. P. 122-13.

Bakker R.J. Package FLUIDS. Part 4: thermodynamic modelling and purely empirical equations for H2O-NaCl-KCl solutions // Mineralogy and Petrology. 2012. V.105. P. 1–29.

Bakker R.J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties // Chem. Geol. 2003. V.194. P.3-23.

Bibikova E.V. Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons / E.V. Bibikova, A. Petrova, S. Claesson // Lithos. 2005. V. 79. P. 129-145.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. V. P. 1–30.

Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos. 2001. V. 55. P. 229–272. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00047-5

История развития 2D интерпретации данных магнитотеллурического зондирования

Гришков Г.А.[1,2], Новиков П.В.[2]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, gorgulini@yandex.ru*
[2]*МГРИ, г. Москва, noviptr@mail.ru*

Методы магнитотеллурического зондирования (МТЗ) основаны на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли. Отличительной особенностью методов МТЗ является отсутствие необходимости в применении генераторных устройств для возбуждения электромагнитного поля в Земле. Источники магнитотеллурического и аудиомагнитотеллурического поля имеют естественное происхождение. Методы МТЗ применяются при расчленении слоистого разреза на глубинах от 100 м до 10 км и более (Жамалетдинов, 2014).

Магнитотеллурические зондирования представляют собой разновидность электромагнитных зондирований, основанных на регистрации колебаний магнитотеллурического поля в широком диапазоне частот (от тысячных долей герца до первых десятков килогерц) (Бердичевский и др., 1997). Глубина зондирования благодаря скин-эффекту определяется частотой регистрируемых колебаний и сопротивлением изучаемой толщи.

Информацию о строении разреза несут горизонтальные компоненты электрического и магнитного полей, измеряемые на поверхности Земли.

Зависимость импеданса от периода колебаний изображают в виде амплитудных и фазовых кривых МТЗ, являющихся частотными характеристиками изучаемого разреза.

Амплитудные и фазовые кривые зондирования в случае горизонтально-слоистых сред (ГСС) отражают изменение сопротивления горных пород с глубиной. С целью использования привычного для электроразведчиков параметра, производят пересчет зависимости импеданса от периода в зависимость кажущегося сопротивления от периода.

Первоначально, методика интерпретации кривых МТЗ была разработана для ГСС. Практические кривые МТЗ, полученные в условиях горизонтально-неоднородных сред, отличаются от кривых для ГСС. Эти отличия называются искажениями кривых МТЗ.

Количественную интерпретацию кривых МТЗ в рамках модели ГСС выполняют с помощью следующих способов: 1) асимптотических; 2) алгебраических или дифференциальных трансформаций; 3) палеточных; 4) по координатам экстремальных точек; 5) методом подбора на ЭВМ.

История магнитотеллурических методов берет начало с 1912 года, когда французский геофизик Конрад Шлюмберже предложил использовать вариации естественного переменного электромагнитного поля Земли для горно-геологических целей.

Датой рождения собственно магнитотеллурического метода принято считать 1950 год, когда была опубликована статья академика Андрея Николаевича Тихонова (Тихонов, 1950). В ней он впервые предложил использовать измерения входного импеданса для изучения электропроводности нижнего полупространства путем регистрации двух сопряженных (взаимно ортогональных) компонент магнитотеллурического поля (электрической и магнитной). Эта идея А.Н. Тихонова, основанная на более ранних исследованиях М.А. Леонтовича, была подхвачена и развита французским геофизиком Луи Каньяром, который впервые ввел понятие кажущегося сопротивления в практику МТЗ. Л. Каньяр первым построил кривые кажущегося сопротивления МТЗ, показав тем самым, что идеология и принципы интерпретации МТЗ могут быть построены по аналогии с методами постоянного тока, с методом вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ). Его статья, вышедшая в 1953 году, содержала одномерную схему интерпретации МТЗ, близкую современной (Cagniard, 1953).

Второе рождение магнитотеллурического метода электроразведки связано с исследованиями М.Н. Бердичевского, Б.Е. Брюнелли, А.А. Ковтун, Л.Л. Ваньяна, В.И. Дмитриева, М.С. Жданова (Бердичевский, 1968). Ими была создана теория обработки и

интерпретации МТЗ в условиях горизонтально-слоистых (одномерных) и горизонтально-неоднородных (2D и 3D) сред и разработана необходимая аппаратурно-методическая база для полевых наблюдений.

Для успешного внедрения метода МТЗ в практику нужно было выполнить две главные задачи: повысить точность наблюдений и научиться делать спектральную обработку получаемых данных. Проблема точности измерения магнитотеллурических вариаций была решена благодаря исследованиям профессора Б.Е. Брюнелли. Им в конце 50-х годов был создан магнитный вариометр (фотомагнитометр), основанный на принципе отрицательной обратной связи.

Последней задачей, которую надо было решить, для того, чтобы МТЗ начал массово применяться, была задача создания компактной и легкой цифровой аппаратуры. Аппаратура ЦЭС-2, использовавшаяся в СССР для МТЗ весила около 500 кг, что ограничивало возможности постановки измерений в труднопроходимой местности. С появлением компактных и легких станций MTU-5, ADU-06 МТЗ стал действительно массовым методом.

Дальнейшее развитие метода МТЗ происходило быстро и эффективно благодаря всеобщей компьютеризации процессов измерения, обработки и интерпретации данных. Было создано большое число компьютерных программ для математического моделирования МТЗ в двухмерных и трехмерных средах, а также для обработки, анализа и интерпретации полевых данных этого метода.

Программа ZondMT2d предназначена для двумерной интерпретации данных магнитотеллурических зондирований. Модуль обработки магнитотеллурических данных в этой программе позволяет проводить ряд операций (сглаживание, вращение и др.) и визуализировать основные и дополнительные параметры в площадном или профильном варианте. В ZondMT2d реализовано несколько вариантов решения обратной задачи магнитотеллурических зондирований, важнейшими из которых являются: сглаживающая инверсия – для получения гладкого, блочная для получения блокового и фокусирующая – для получения кусочно-гладкого распределения геоэлектрических параметров с глубиной.

Также для интерпретации данных МТЗ стали использовать нейросети, обучая их имеющейся априорной информацией и эталонными ошибками (Оборнев, 2013).

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН № 0136-2018-0016 «Развитие интегрированной информационной системы для пространственно-временного моделирования рудообразующих систем месторождений стратегических металлов на основе ГИС технологий».

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ. 1997. – 161 с.

Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра. 1968. – 253 с.

Жамалетдинов А.А. Магнитотеллурический метод изучения строения массивов горных пород. Учебное пособие. Петрозаводск: Изд-во Петр. ГУ. 2014. – 103 с.

Оборнев И.Е. Повышение эффективности интерпретации данных МТЗ на основе использования нейронных палеток. М.: МГРИ-РГГРУ. 2013. – 155с.

Тихонов А.Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры // Доклады АН СССР. 1950 Т. 73. № 2. С. 295–297.

Cagniard L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting // Geophysics. 1953. N 18. P. 605–635.

Ключевые факторы формирования контактового платинометалльного оруденения в палеопротерозойском Мончегорском комплексе, Кольский регион

Грошев Н.Ю.[1]

[1]*ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, nikolaygroshev@gmail.com*

Палеопротерозойский Мончегорский комплекс, расположенный в восточной части Фенноскандинавского щита, представляет собой одну из крупнейших мафит-ультрамафитовых интрузий в Европе (Шарков, Чистяков, 2014). Ультрамафитовая часть комплекса (Мончеплутон) вмещает протяженное контактовое медно-никелево-платинометалльное оруденение вдоль своей границы, приуроченное к различным типам пород, варьирующих от перидотитов до пироксенитов и габброноритов. Содержание Pt + Pd в оруденелых породах достигает 3 ppm при их мощности до 50 м в центральных частях интрузии и утончении к ее периферии.

Геохимические исследования краевых частей Мончеплутона показывают, что одним из главных процессов, контролирующих размеры и качество руд контактовых месторождений, является эффективное накопление сульфидов в различных зонах интрузии (Karykowski et al., 2018a). Наиболее оруденелые базальные контакты всегда связаны с интенсивным брекчированием пород и присутствием больших объемов кислых пегматитов, предполагающих многостадийное внедрение мафит-ультрамафитовых толщ. Термальное моделирование показывает, что многочисленные эпизоды внедрения магмы необходимы для значительного частичного плавления фундамента. Взаимодействие между магмой и фундаментом приводит к локальному добавлению воды и диоксида углерода в магму, приводящему к мелкомасштабному растворению кумулусных фаз и понижению вязкости интерстициального расплава. Это увеличивает проницаемость кристаллической каши в области нижнего контакта интрузии, что, в свою очередь, усиливает предпочтительное накопление сульфидов вблизи основания, в то время как локальное снижение вязкости магмы облегчает гравитационное осаждение сульфидных капель. Все эти факторы приводят к эффективному гравитационному накоплению сульфидной жидкости, особенно в центре комплекса, где проницаемость кристаллической каши для сульфидной жидкости поддерживается наиболее долго, благодаря более медленному остыванию в сравнении с периферийными частями.

С другой стороны, необходимо понимать, что многостадийное развитие рудно-магматической системы Мончегорского комплекса требует существования на различных глубинах в коре серии промежуточных камер, в которых также реализуется процесс гравитационного накопления сульфидов в базальных частях и из которых время от времени приходят новые порции магмы. Геохимия халькофильных элементов в рифовых толщах комплекса, представленных «пластом 330» и рудной рифовой пачкой Вуручуайвенч, указывает на то, что они, по-видимому, были сформированы в результате внедрения уже обогащенной сульфидами новой магмы (Karykowski et al., 2018b). Однако внедрение новой рудоносной магмы можно наблюдать не только в центральные части расслоенных толщ, но и вдоль контактов интрузии, где формируется особый тип контактовых месторождений и реализуется два сценария в зависимости от временного разрыва между кристаллизацией главного и дополнительного объема магмы. При незначительном разрыве внедрение происходит в разогретый эндоконтакт и частично расплавленный фундамент, благодаря чему наблюдается накопление сульфидной жидкости вблизи контакта поздней фазы и ее миграция в породы основания (Грошев и др., 2018; Грошев, Припачкин, 2018). В случае большого временного разрыва и внедрения в успевшие остыть породы новая порция магмы кристаллизуется практически без дополнительного гравитационного обогащения сульфидной жидкостью, остающейся, как правило, в пределах поздних рудоносных интрузивных тел (Groshev et al., 2019).

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Грошев Н.Ю., Припачкин П.В., Karykowski B.T., Малыгина А.В., Родионов Н.В., Беляцкий Б.В. Генезис магнетитового пласта массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион: данные U-Pb SHRIMP-II датирования метадиоритов // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 6. С. 546–557.

Грошев Н.Ю., Припачкин П.В. К вопросу о геологической позиции и платиноносности массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 4–13.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni-оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. №. 3. С. 171–194.

Groshev N.Yu., Stepenshchikov D.G., Karykowski B.T., Junge M., Sushchenko A.M. Thermal modelling of the Paleoproterozoic Fedorova layered intrusion, Kola Region, Russia: implications for the origin of contact-style PGE mineralisation // Proceedings of the 15th SGA Biennal Meeting, 27–30 August 2019. Glasgow, Scotland. P. 553–556.

Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.J., Pripachkin P.V., McDonald I., Savard D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018a. 113(4). P. 911–935.

Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.J., Pripachkin P.V., McDonald I. Origin of Reef-Style PGE Mineralization in the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018b. 113(6). P. 1333–1358.

Результаты микротермометрических исследований планарных систем флюидных включений в породах месторождения Антей в контексте изменения тектонической обстановки

Гусева А.С. [1], Устинов С.А.[1,2], Петров В.А.[1], Полуэктов В.В.[1], Прокофьев В.Ю.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, Москва, alexandra.guseva2011@yandex.ru*
[2]*МГРИ-РГГРУ, Москва, stevesa@mail.ru*

Планарные системы флюидных включений (ПСФВ) (Tuttle, 1949) представляют собой отчетливо проявленные системы микротрещин в горных породах, которые в определённое время выполняли функцию флюидопроводящих каналов и захватили так называемые «вторичные» флюидные включения (ФВ). Вторичные ФВ формируются в течение какого-либо процесса, например, гидротермального, имевшего место после того, как кристаллизация минерала-хозяина была, по существу, завершена (Roedder, 1984). ПСФВ очень хорошо визуально отличаются в шлифе от других типов микроструктур, что позволяет исследователю легко их выявлять и маркировать.

Благодаря тому, что ориентировка ПСФВ определяется вариациями параметров поля напряжений-деформаций (Петров, 2011), становится возможным использовать их в качестве структурных маркеров для воссоздания хронологии проницаемости пород, реконструкции геометрии путей миграции флюидов и установления динамики изменения термобарических и физико-химических условий на различных этапах деформации геологических тел (Lespinasse, 1999).

Ранее нами проведены исследования по выявлению структурных особенностей различных типов микроструктур – открытых, минерализованных и ПСФВ (Гусева и др., 2018). Работа осуществлена на основе применения авторского подхода – специальной методики микроструктурного анализа (СММА) (Устинов, Петров, 2018). Её реализация стала возможна благодаря разработанному авторами программному модулю, интегрированному с ГИС (Устинов, Петров, 2015). Важным условием для проведения СММА является отбор ориентированных образцов горных пород, из которых в дальнейшем изготавливаются ориентированные шлифы.

Изучение пространственных параметров микроструктур и микротермометрические исследования ПСФВ проводились на ориентированных образцах горных пород уникального по запасам молибден-уранового месторождения Антей, расположенного в юго-восточном Забайкалье. Месторождение является наиболее глубоко залегающим объектом Стрельцовского рудного поля. Жильно-штокверковое оруденение локализовано в фундаменте Стрельцовской кальдеры на глубине 400-1400 метров от дневной поверхности. Вмещающие породы представлены в основном биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также высоко- и низкотемпературными метасоматитами в рудоносных зонах, контролируемых системой копланарных разломов (Ищукова и др., 2007). Ориентированные образцы, отобрались по профилям, расположенным вкрест простирания основных рудных разломов 13 и 160, а также по мере удаления от них на 9-м, 11-м и 14-м горизонтах месторождения, на глубинах от поверхности ≈550, 670, 850 метров соответственно. Образцы представляли все зоны рудовмещающего разлома – центральную часть (ядро), зону динамического влияния и вмещающую породу (протолит). Всего были изучены порядка 170 000 микроструктур, для которых получены пространственно-геометрические параметры.

Представленные ранее результаты анализа структурных особенностей различных типов микрообъектов в образцах горных пород месторождения Антей позволили выявить основные генерации микротрещин, отражающие три основных этапа тектогенеза и, соответственно, последовательность поступления флюидов в микротрещиное пространство (Гусева и др., 2018). Однако применённый подход оставил некоторые вопросы и противоречия, которые необходимо разрешить. Прежде всего, при микроструктурном анализе ПСФВ использовался огромный объём данных. Поэтому выявленные с помощью СММА генерации ПСФВ являются наиболее проявленными и отражают самые интенсивные деформации, приведшие к их образованию. При

таком подходе существует вероятность, что будут утеряны менее выраженные, но не менее важные генерации ПСФВ, отражающие ранние или поздние этапы тектогенеза и гидротермальной активности. Кроме того, бывает так, что результаты действия деформаций, приведших к образованию разновозрастных систем микротрещин, захвативших ФВ, могут накладываться друг на друга, отражая при этом абсолютно различные этапы тектогенеза и миграции флюидов, характеризующиеся разными физико-химическими условиями. В таком случае исследователь будет наблюдать ярко выраженную протяженную систему одной ориентировки. Наиболее вероятно, что он отнесёт данную систему микротрещин к единому этапу тектогенеза, что приведёт к ошибке. Подобные противоречия могут быть сняты, например, за счёт применения термобарогеохимии и рамановской спектроскопии вторичных ФВ, входящих в ПСФВ. Так как различные этапы гидротермальной активности характеризуются определёнными параметрами, то и ФВ будут фиксировать данные параметры. Таким образом, исследователь, восстановив некоторые физико-химические показатели, зафиксированные ПСФВ, сможет выявить все имеющиеся значимые и разделить разновременные генерации микротрещин, совпадающие по ориентировке, а также охарактеризовать физико-химические условия гидротермального процесса на каждом конкретном этапе тектогенеза. В данной работе для решения описанных выше задач и определения физико-химических условий миграции флюидов на определённых этапах тектогенеза, авторы воспользовались микротермометрическими исследованиями ФВ. Это позволило получить температуру гомогенизации включений и солёность. Данной информации вполне достаточно, чтобы судить о последовательности формирования и участии микроструктур в процессе миграции флюидов в рамках гидротермальной активности и смены тектонической обстановки.

Микротермометрия флюидных включений выполнялась в ИГЕМ РАН в лаборатории геологии рудных месторождений имени академика А.Г. Бетехтина. Исследования ФВ проводились при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Англия), микроскопа «Amplival» (Германия), снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамерой и управляющим компьютером. Комплекс имеет автоматический режим нагревания и охлаждения образца со скоростью от 0,1 до 90 °/мин и позволяет в режиме реального времени производить измерения температур фазовых переходов внутри включений в рабочем температурном интервале от –196 до 600 ºС, наблюдать за ними при больших увеличениях и получать цифровые микрофотографии фазовых переходов в исследуемых включениях. Приборная точность измерений соответствовала ± 0,1 ºС.

Для проведения микротермометрического анализа из отобранных образцов изготавливались специальные шлифы, толщина которых составляла 0,3-0,5 мм. Шлифы были строго ориентированы, и поверхность шлифа лежала в горизонтальной плоскости. На начальном этапе в шлифах изучались преимущественно зерна кварца на предмет наличия ФВ различного генезиса, а также ФВ, формирующих ПСФВ. В итоге были выявлены участки кварцевых зерен, содержащих необходимые ФВ, для которых в дальнейшем, благодаря методам термобарогеохимии, возможно провести интерпретацию микротермометрических данных. Всего было изучено 128 индивидуальных ФВ в кварце.

Полученные результаты микротермометрических исследований ФВ, формирующих ПСФВ, вполне согласуются с частотой встречаемости значений солености и температур гомогенизации ФВ изученных на гидротермальных месторождениях и занесенных в базу данных, включающую более 18500 публикаций по флюидным и расплавным включениям в минералах (Наумов Г.Б. и др., 1987; Наумов В.Б. и др., 2011).

Проведенные микротермометрические исследования ФВ позволили дополнить результаты микроструктурного анализа ПСФВ информацией о свойствах ФВ, захваченных в планарных системах микротрещин различных генераций. Благодаря подобному подходу могут быть выявлены те генерации ПСФВ, которые не могли быть выделены или отделены друг от друга с помощью одной лишь СММА. Также появилась возможность восстановить последовательность образования микроструктур и, соответственно, установить их роль в процессе миграции флюидов.

По результатам микротермометрических исследований ФВ для рассматриваемых горизонтов месторождения Антей были построены стандартные диаграммы «температура

гомогенизации – солёность», но, что важно, на данных диаграммах также был отражен структурный параметр – ориентировка ПСФВ, к которым относятся исследуемые ФВ.

На основе диаграмм была построена таблица последовательности формирования различных генераций ПСФВ по горизонтам месторождения (рис. 1). Полученные значения температур гомогенизации также сопоставлялись с изученными в отобранных образцах процессами метасоматического преобразования пород, широко проявленными на месторождении (Полуэктов и др., 2013).

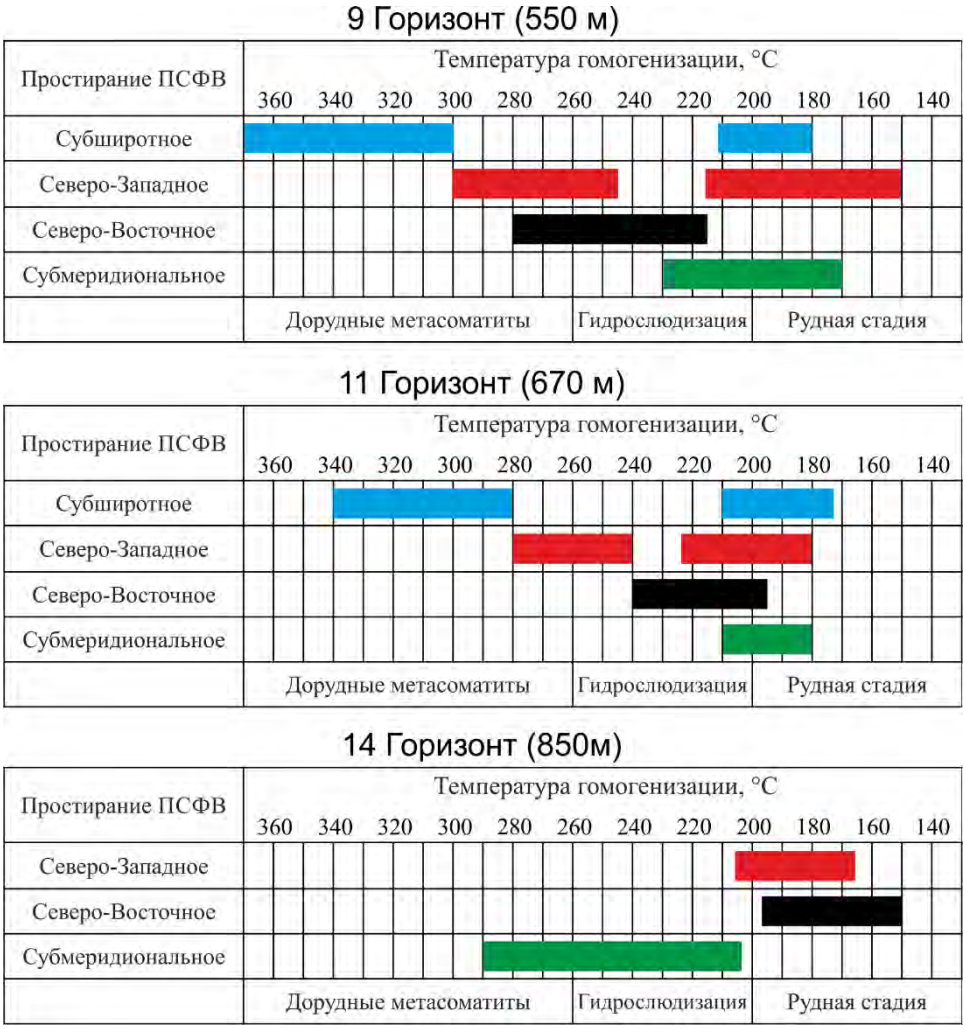


Рисунок 1. Последовательность формирования различных генераций ПСФВ в породах месторождения Антей на основе микротермометрических данных в контексте изменения тектонической обстановки.

Проведённые исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Изучение ориентировки ПСФВ в контексте изменения тектонического поля напряжений во времени с пространственной привязкой анализируемых образцов, позволяет выявлять различные генерации систем вторичных флюидных включений, свидетельствующих о неоднородности поля напряжений-деформаций.

2. Сочетание методов структурной геологии и термобарогеохимии с привлечением данных по геодинамике и разрывной тектонике позволяет определять вариации термобарических и физико-химических условий рудообразования на различных этапах деформации геологических тел.

3. Гидротермальный процесс на месторождении Антей протекал в крайне неоднородном поле напряжений-деформаций, о чем свидетельствует большое количество разновозрастных систем микротрещин, выполненных вторичными ФВ с различным составом и свойствами, отражающих три структурных эпизода поступления флюидов в микротрещинное пространство.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00109 мол_а.

Гусева А.С., Устинов С.А., Петров В.А. Выявление структурных особенностей различных типов микроструктур на месторождении Антей с помощью специальной методики микроструктурного анализа // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 26-30 ноября 2018 г. Сборник материалов. М.: ИГЕМ РАН. 2018. С. 120-123.

Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Наумов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: Типография Глазовская. 2007 – 260 с.

Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Физико-химические параметры формирования гидротермальных месторождений по данным исследования флюидых включений. I. Месторождения олова и вольфрама // Геохимия. 2011. № 10. С. 1063-1082.

Наумов Г.Б., Салазкин А.Н., Миронова О.Ф. и др. Ореолы флюидных включений и методы их изучения при поиске гидротермальных руд // Геохимия. 1987. № 2. С. 250-259.

Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы из изучения // Современная тектонофизика: Методы и результаты. В 2-х т. М.: ИФЗ РАН, 2011.Т. 2. С. 94-108.

Полуэктов В.В., Петров В.А., Прокофьев В.Ю., Устинов С.А., Андреева О.В., Щукин С.И. Этапы метаморфических, метасоматических и деформационных преобразований флюидопроводящих пород Стрельцовской кальдеры, ЮВ Забайкалье / Материалы четырнадцатой международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва: ИФЗ РАН. 2013. С. 222-225.

Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. – 2015. – № 2. – С. 33-46.

Устинов С.А., Петров В.А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 125-131.

Lespinasse M. Are fluid inclusion planes useful in structural geology? // J. Struct. Geol. 1999. № 21. P. 1237-1243.

Roedder E. Fluid Inclusions // Reviews in Mineralogy. – 1984. – № 12. – 644 p.

Tuttle O.F. Structural petrology of planes of liquid inclusions // Journal of Geology. 1949. № 57. P. 331–356.

Извержение вулкана Безымянный 20 декабря 2017 года: оценки P-T-fO_2 параметров кристаллизации магм

Давыдова В.О.[1], Щербаков В.Д.[1], Плечов П.Ю.[1,2]

[1] *МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, vestadav@gmail.com*
[2] *Минмузей РАН, г. Москва*

Вулкан Безымянный расположен в центральной части Ключевской группы вулканов и с 1956 года является одним из наиболее активных островодужных андезитовых вулканов мира. С 70-х годов прошлого века до 2012 года для вулкана характерны регулярные эксплозивные извержения, продукты которых закономерно для многоуровневой магматической системы, функционирующей за счет регулярного поступления более основных и флюидонасыщенных магм, смещались согласно антидромному тренду эволюции валового химического состава от роговообманковых андезитов к двупироксеновым андезибазальтам последних перед перерывом извержений (Turner et al., 2013; Давыдова и др., 2017).

В декабре 2016 года начался новый этап современного эруптивного цикла вулкана, произошло три эксплозивных извержения в 2017 году (Гирина и др., 2018), и одно 20 января 2019 г. Первые два извержения (9 марта и 16 июня) произошли на фоне активного выжимания свежих лавовых потоков, тогда как до извержения 20 декабря 2017 г. было отмечено снижение эффузивной деятельности вулкана, выжимание свежего лавового потока началось только после эксплозивной фазы (Гирина и др., 2018). В результате извержения 20 декабря 2017 года сформировались пирокластические потоки длиной до 6 км в долине Восточной и в долине р. Сухая Хапица (Гирина и др., 2018).

По составу породы извержения отвечают умеренно-калиевым, умеренно-железистым андезитам-андезибазальтам.

Температура кристаллизации двупироксеновых сростков из андезитов 20 декабря 2017 года, оцененная по (Wells, 1977) варьирует от 1050 до 960 °C. Для твердофазных включений ортопироксена в крупных кристаллах клинопироксена температура отвечает ~1030 °C. Для небольших (50-150 мкм) сростков зональных кристаллов характерны T~960-970 °C в центральных частях и 980-1000 °C в краевых. Похожие значения (1005-1010 °C) характерны для контактов кайм крупных (более 300 мкм) кристаллов, в том числе – для контакта клинопироксена и высокомагнезиальных кайм ортопироксена. Наиболее высокие температуры (1030-1050 °C) получены для микролитов (менее 50 мкм).

Для гломеропорфировых сростков, описанных в плотных образцах пород, характерны более низкие температуры кристаллизации двупироксеновых сростков – порядка 940 °C. В реакционных каймах по амфиболу двупироксеновый термометр показывает максимальные температуры – 1040-1090 °C.

Условия кристаллизации амфибола из андезитов-андезибазальтов извержения 20 декабря 2017 года отвечают давлению в 3-4 кбар и температуре 890-960 °C, оценки воды и фугитивности кислорода варьируют в пределах 5.8-6.9 мас.% H_2O и ΔNNO +0.7-0.9, за исключением одной магнезиальной внутренней зоны, которая отвечает давлению порядка 7 кбар, температуре ~1040 °C, фугитивности кислорода ΔNNO +0.3 и содержанию воды в расплаве 2.6 мас.% (по Ridolfi, Renzulli, 2012).

Формирование ильменит-магнетитовых пар отвечает ΔNNO – ΔNNO +0.5 (Anderson, Lindsley, 1985).

Гирина О. А., Лупян, Е. А., Мельников, Д. В., Маневич, А. Г., Сорокин, А. А., Крамарева, Л. С., Кашницкий, А. В. Извержение вулкана Безымянный 20 декабря 2017 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15. – №. 3. – С. 88-99.

Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю., Перепелов А.Б. Петрологическая характеристика мафических включений в продуктах современных извержений вулкана Безымянный, Камчатка, 2006-2012 гг. // Петрология. 2017. Т. 25. №. 6. С. 1-25.

Andersen D. J., Lindsley D. H. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer // Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union. 1985. V. 66. №. 18. P. 416.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 160. №. 1. P. 45-66.

Turner S. J., Izbekov P., Langmuir C. The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 108-121.

Wells P. R. A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contributions to mineralogy and Petrology. 1977. V. 62. №. 2. P. 129-139.

Характер распределения детритовых и аутигенных минералов в торфяной залежи восточной части Васюганского болота (Западная Сибирь)

Даулетова А.Б.[1], Рудмин М.А.[1], Рубан А.С.[1], Мазуров А.К.[1]

[1]*ТПУ, г. Томск, ikerimdb@gmail.com*

Васюганское болото представляет собой уникальный научный объект для понимания состояния и развития минералого-геохимического облика специфической и самоорганизующейся геологической среды. Огромные залежи торфа (около 18,7 млрд. т (Инишева, 2003)) служат хранилищем многих металлов и их соединений в различной форме. Дальнейшее поведение этих соединение в процессе геологического развития среды остаётся достаточно спорным и неизученным. Различные биогеохимические процессы, протекающие в торфяных залежах, способствуют формированию аутигенных минеральных форм, включая карбонаты, сульфиды, сульфаты (Cabala et al., 2013; Rudmin et al., 2018; Shotyk, 1988; Арбузов et al., 2016). Изучение этих минералообразующих процессов в условиях современного торфяного болота позволит расширить фундаментальное понимание условий концентрирования металлов в подобных обстановках. Последнее несёт практическое значение для геологических аналогов торфа и пород в которые он преобразуется, таких как уголь (Арбузов et al., 2016), лигнит (Kalaitzidis and Christanis, 2002), сапропели (Strakhovenko et al., 2018) и пр., что послужит базой для прогнозирования и обоснования перспектив месторождений твердотопливного сырья. Так как имеются вопросы касательно источников металлов, условий минералообразования и последующей эволюций минералов в торфяных залежах, обогащение металлами торфов обьясняется взаимодействием с окружающими породами и диффузией из грунтовых вод (Steinmann and Shotyk, 1997), выпадением атмосферной пыли (Арбузов et al., 2016), вызванное естественным или антропогенным факторами. Исследования минералообразующих процессов и источников металлов являются ключевыми пунктами для построения концепции эволюции геологических аналогов торфяной среды с формированием их металлогенического облика.

Цель данной работы заключалась в изучении условий концентрирования и характера распределения аутигенныех минеральных форм в торфяной среде с оценкой источников и механизмов мобилизации микроэлементов.

В качестве объекта исследования был выбран восточный участок Васюганского болота, расположенный в междуречье рек Бакчар и Икса (притоки р.Чая). Торфяная залежь в исследуемом районе имеет мощность от 1.75 до 5 м. Материалом для проведения данного исследования послужили образцы торфяного керна диаметром 7.5 см, отобранные с интервалом 25 см в области ряма сосново-сфагново-кустарничкового болота. Минералогические исследования проводились с использованием методов рентгенодифракционного анализа (Bruker D2 Phaser) и сканирующей электронной микроскопии (TESCAN Vega 3 SBU).

Изучаемый разрез представлен олиготрофным (0-100 см), мезотрофным (100-175 см), эвтрофным (175-275 см) торфом, который подстилается базальными суглинками (от 275 см). С использованием сканирующей электронной микроскопии и рентгенодифракционного анализа было выявлено около 30 минеральных фаз в составе неорганической фракции торфа и в составе базальных отложений. Минеральный состав можно разделить на три группы по происхождению: детритовые, глинистые и аутигенные. Среди детритовых выявлены: кварц, полевые шпаты, ильменит, рутил, магнетит, циркон, монацит, амфиболы (роговая обманка). К глинистым минералам относятся иллит, каолинит, смектит, хлорит. Аутигенные минералы представлены следующими фазами: карбонаты (кальцит и доломит), галит, кристобалит, окислы и гидроокислы железа, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, фаза Zn-Pb-S, барит, баритоцелестин, целестин, стибнит, касситерит, фосфат рзэ и др (Rudmin et al., 2018).

Совместное нахождение характерных для осадочных сред аутигенных минеральных фаз (кальцит, доломит, фрамбоидальный пирит, галенит, сфалерит, барит, (гидро-)окислы железа)

исключает интерпретацию их приноса в торфяную залежь атмосферным аэрозолем. Напротив, обогащение этих минералов приурочены к определённым частям в разрезе торфянной последовательности. Базальные отложения с щелочной средой обогащены карбонатами, галенитом, сфалеритом и баритом. Эвтрофная часть торфяной залежи характеризуется сменой вверх по разрезу ассоциациями аутигенных минеральных фаз: карбонатно-Fe-(гидро-) оксидная сменяется пиритовой, которая переходит в галенит-сфалеритовой с подчиненным количеством карбонатов и пирита. Эта область тождественна зоне метаногенеза в сообществе с сульфат-редукцией, как следствие интенсивного разложение органического вещества. Результатом двух этих процессов являются новообразованные карбонатные и сульфидные фазы. Мезотрофный торф обогащен кальцитом (рис. 1) с подчиненным количеством Fe-(гидро-)оксидов в нижней части и преобладанием барита в верхней. Максимум кальцита в интервале 1.25-1.5 м можно интерпретировать анаэробным окислением метана, поступающего из эвтрофной толщи, с сульфат-редукцией в интервале 1-1.25 м. Карбонаты формируются в месте, где происходит смена олиготрофного торфа в эвтрофный через мезотрофный слой, то есть в слой с комплексным источником водного питания (поверхностные и грунтовые воды). Это глубины на которых водный и геохимических баланс не нарушается в следствии сезонных колебаний. Обеднение этой части разреза металлами, такими как Pb, Zn, приводило к концентрированию барита при, вероятно, биогенном источнике бария (Rudmin et al., 2018). И наконец олиготрофная толща характеризуется развитием Fe-(гидро-)оксидов с локальным проявлением карбонатизации и сульфидизации как следствие сезонных колебаний окислительно-восстановительного режима.

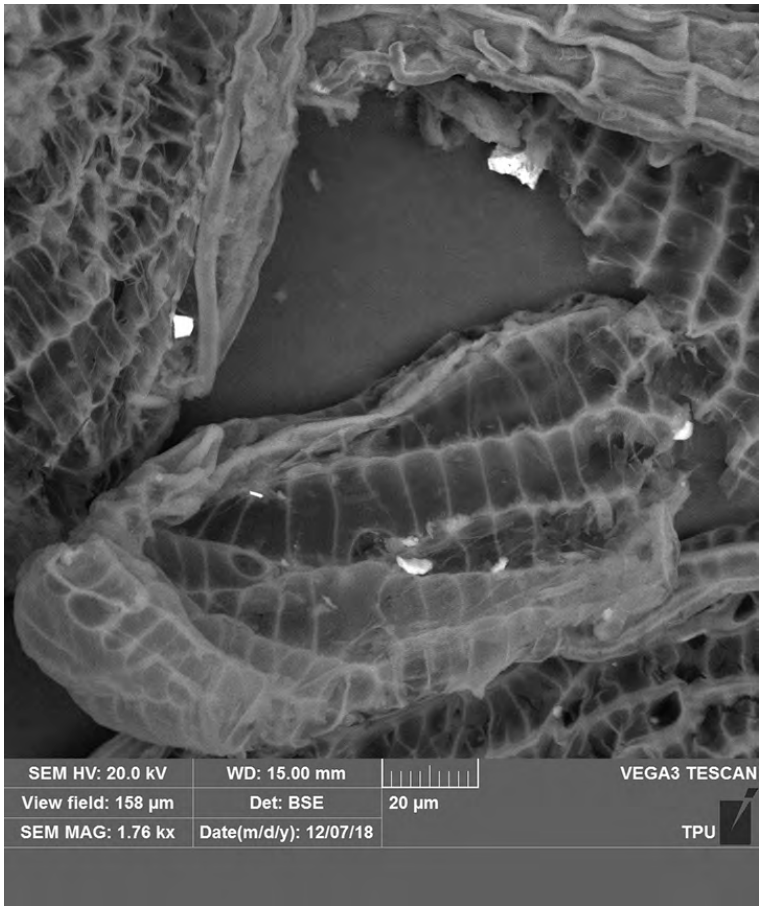


Рисунок 1. Нахождение карбонатных минералов в торфе восточной части Васюганского болота.

Формирование сульфидов Zn, Pb и Sb приурочено к анаэробным условиям эвтровного торфа и базальных отложений. Образование фрамбоидов пирита связано с зоной перехода от органоминеральных отложений в эвтрофный торф и интерпретируется как результат активной бактериальной сульфат-редукции. Выше этого интервала начинается формирование карбонатных фаз и уменьшение количества глинистых минералов параллельно с локальным сульфидообразованием (галенит, сфалерит, халькопирит, стибнит). Максимум карбонатизации

приходится на толщу мезотрофного торфа, где происходило анаэробное окисление метана, что заканчивалось кристаллизацией барита как продукта остаточной сульфат-редукции в верхней части. В толще олиготрофного болота отмечается преобразование глинистой фазы в каолинит или его привнос, среди которой отмечаются фазы гипса, галенита, халькопирита, сфалерита и реликты карбоната. Изменение кислородных условий отражается в ассоциации минеральных новообразование в соответствующих интервалах торфяной залежи. Это можно объяснить активностью микробиологических процессов, таких как анаэробное окисление метана и сульфат-редукция, выраженные в карбонатизации (100-225 см) и сульфидизации (175-250 см), соответственно. Среди факторов, определяющих формирование геохимических барьеров, следует отметить, прежде всего, резкое сокращение доступа кислорода в верхнем деятельном слое 0,25–0,50 м, биоаккумуляция, ее сезонные и многолетние изменения, условия пространственно-временной дифференциации водно-минерального питания, включая условия выноса или трансформации токсичных для микро- и макрофлоры продуктов, различную доступность твердого вещества, различия фильтрационных свойств органического и минерального грунта и их многолетняя динамика с учетом типов и видов торфа.

Учитывая предложенную модель, следует рассматривать торфяную залежь Васюганского болота как динамически растущую систему, концентрирующую в себе различные металлы. При продолжении ее эволюции с течением геологического времени можно прогнозировать дальнейшую консолидацию олиготрофной и мезотрофной толщ с трансформацией в эвтрофную с пирит-барит-карбонатной ассоциацией. Тем самым ископаемая часть торфяной залежи при сценарии устойчивости формирующихся минеральных фаз, то есть отсутствии их ремобилизации, должна иметь слоистый характер распределения минеральной фракции в своём разрезе как это описывается в некоторых лигнитовых месторождениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 18-35-00302 и Программы повышения конкурентоспособности ТПУ (ВИУ-ОГ-61/2019).

Cabala, J., Smieja-Król, B., Jablonska, M., Chrost, L., Mineral components in a peat deposit: looking for signs of early mining and smelting activities in Silesia–Cracow region (Southern Poland) // Environmental Earth Sciences. 2013.69. P. 2559–2568. https://doi.org/10.1007/s12665-012-2080-6

Kalaitzidis, S., Christanis, K., Mineral Matter in the Philippi Peat in Relation to Peat/Lignite-Forming Conditions in Greece // Energy Sources. 2002. 24. P. 69–81. https://doi.org/10.1080/00908310252712316

Rudmin, M., Ruban, A., Savichev, O., Mazurov, A., Dauletova, A., Savinova, O., Authigenic and Detrital Minerals in Peat Environment of Vasyugan Swamp, Western Siberia // Minerals. 2018. 8. P. 1–13. https://doi.org/10.3390/MIN8110500

Shotyk, W., Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters // Earth-Science Reviews 1988. 25. P. 95–176. https://doi.org/10.1016/0012-8252(88)90067-0

Steinmann, P., Shotyk, W., Geochemistry, mineralogy, and geochemical mass balance on major elements in two peat bog profiles (Jura Mountains, Switzerland) // Chemical Geology.1997. 138. P. 25–53. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00171-4

Strakhovenko, V.D., Subetto, D.A., Ovdina, E.A., Belkina, N.A., Efremenko, N.A., Maslov, A. V., Modern Bottom Sediments of Lake Onega: Structure, Mineralogical Composition, and Systematization of Rare-Earth Elements // Doklady Earth Sciences. 2018. 481. P. 988–992. https://doi.org/10.1134/S1028334X1808010X

Арбузов, С.И., Маслов, С.Г., Ильенок, С.С., Перегудина, Е.В., Формы нахождения редкоземельных элементов в торфах западной Сибири // Известия Томского политехнического университет.2016. 327. P. 42–53.

Инишева, Л.И., Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование). ЦНТИ. Томск. 2003.181 с.

Золотое оруденение Центральных Кызылкумов: минералого-геохимическая характеристика и их поисковое значение

Джурабаев А.Б.[1], Амиров Э.М.[1], Оролов А.К.[1], Садиров Р.М.[1]

[1]*ГП ИГГ, Узбекистан, г. Ташкент, alisher.djurabayev@gmail.com*

Выявление вещественного состава руд и характера распределения основных и сопутствующих оруденению элементов, обусловленные условиями их формирования, несут важную информацию о характере рудообразующей системы и которые используются как поисковые признаки (Исамухамедов И.М., 1970). В данном сообщении приведены результаты изучение минерального состава золотого оруденения гор Кульджуктау в Центральных Кызылкумах и особенностей распределения элементов, а также выяснение возможности использования полученных результатов в прогнозно-поисковых работах.

Материалы и методы. Исследования проводились по материалам месторождения Таушан (и частично рудопроявления Перевальное), который является наиболее значимым, в промышленном отношении, золоторудным объектом гор Кульджуктау. Минералого-геохимические изыскания включали оптическое изучение шлифов, содержания элементов определялись методом масс-спектрометрии в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) в ГП «Центральная лаборатория».

Исследуемые золоторудные объекты находятся на северных склонах центральной части гор Кульджуктау Южно-Тяньшанской структурно-фациальной зоны, входящий в Кызылкумский горно-рудный район, размещающийся в Южно-Тяньшанском орогеническом поясе, который представляет собой региональную зону смятия, рассланцевания и дробления субширотно-северо-западного простирания. Это определяет общее сходство черт магматизма и металлогении района с другими горными возвышенностями Центральных Кызылкумов. Вместе с тем краевая позиция этих гор в общем плане зоны обусловливает и некоторые их особенности: появление в значительных масштабах габброидных формаций, широкий размах постмагматической графитизации и наличие среди гранитоидов щелочных эгиринсодержащих пород. По этим особенностям Кульджуктау резко отличается от близлежащих горных массивов Ауминзатау и Нуратау и тяготеет к Султанувайсу и Зирабулакской группе.

В геологическом строении описываемого района принимают участие осадочно-метаморфические и изверженные породы палеозойского возраста, слагающие горные возвышенности и образующие складчатый фундамент, а также отложении меловой, палеогеновой, неогеновой систем, развитые в основном на предгорных равнинах (Айсанов Я.Б. 1969). В тектоническом отношении Кульджуктау представляет собой сложное складчатое сооружение, состоящее из серии узких, сильно сжатых асимметричных складок с резко подчеркнутой линейной ориентировкой их осей в северо-западном направлении (Ахмедов Н.А. 2000).

Магматические породы в этом районе имеют большое распространение и характеризуются значительным разнообразием. Судя по минералогическому и вещественному составам, геологическим особенностям и возрасту, они могут быть объединены в следующие комплексы: верхнесилурийский вулканогенный; габброидов (условно C_2); гранитоидных интрузивов (условно C_3— P). Интрузивные образования занимают около 15 % палеозойских выходов гор Кульджуктау. По петрохимическим признакам всё многообразие интрузивных пород района можно объединить в три основные формации: габбро-диоритовую, сиенит-диоритовую и гранодиорит-гранитовую.

Участок месторождения Таушан сложен терригенными отложениями таушанской свиты. Подстилающие и перекрывающие мраморизованные известняки девона прослеживаются на севере площади и в виде тектонических линз в южной и западной части месторождения (Далимов Т.Н. 2010).

Литологический состав свиты довольно пестрый, и представлен чередованием песчаников, алевролитов, филлитовидных сланцев.

В южной части месторождения залегают кремнистые сланцы, типичные для низов свиты. Кремнистые сланцы серого, светло - серого цвета тонкоплитчатые, местами чередуются с рассланцованными алевролитами и углистыми сланцами, и известняками. Эти породы прослеживаются в виде линз субширотного простирания и ограничивают с юга минерализованную зону (Бискэ Ю.С. 1996).

Терригенно - осадочные отложения прорваны дайками лампрофиров. Наиболее широко проявлены дайки спессартитов(диоритвых порфиритов, микродиоритов). Эти дайки имеют субширотное простирание (300 - 340°), мощность от 1 до 20 и более метров и протяженностью до 200 м. Углы падения крутые (60 - 80°) на север.

Основными структурами, вмещающими месторождение золота является складки и сопровождающие их разломы различной ориентировки. В структурном плане месторождение Таушан представляет собой систему сближенных субпараллельных складок синформной морфологи и разделенных разрывами субширотного и северо- восточного простирания. Они сопровождаются окварцеванием, перераспределением углеродистого вещества и сульфидной минерализацией.

Вторым стержневым элементом, влияющим на локализацию золотого оруденения, являются крутопадающие разломы субширотного простирания (300-340°СЗ) представленные зонами смятия, дробления и сопровождающиеся гидротермально — метасоматическими изменениями. Разломы этого типа располагаются кулисообразно и субпараллельно осевым поверхностям складок, разграничивая и смещая их. С этими разрывами связано внедрение даек микродиоритов и диоритовых порфиритов, метасоматитов типа лиственито - березитов, к которым приурочены интервалы с относительно высоким содержанием золота.

В результате последовательного проявления складчато - разрывных структур при формировании месторождения образовалась сложная мозаично - блоковая инфраструктура, которую в целом можно охарактеризовать как линейно — ориентированный штокверк (Бискэ Ю.С. 1996).

С поверхности минерализованные зоны и рудные залежи имеют значительный горизонтальный размах - 50 - 200 м. В вертикальном разрезе, с глубиной они закономерно уменьшаются и объединяются в крутопадающие зоны (рудные столбы), образуя структуру типа так называемого «конского хвоста».

Рудовмещающими породами месторождений являются углерод содержащие терригенно-осадочные отложения таушанской свиты – алевропелиты, алевролиты, песчаники и гравелиты кварцевого и кварц-серицитового состава, и магматические изверженные породы основного состава – дайки лампрофиров, андезитовые и диабазовые порфириты.

В зоне окисления в приповерхностной части месторождения рудовмещающие породы в значительной степени ожелезнены, обогащены арсенатами железа, гидроксидами марганца в результате чего рудные зоны приобретают буроватые оттенки до охристой, темно-коричневой и красноватой окраски. По массе окисленных руд неравномерно распределены сильно катаклазированные гнездовидные выделения окислов марганца, по составу относящиеся, вероятнее всего, к группе псиломелана (криптомелан, голландит, коронадит). Под микроскопом в иммерсии и при больших увеличениях отчетливо видна небольшая разница на уровне отражательной способности, а также в строении зерен – одни более плотные и компактные, другие же чешуйчатые, волокнистые. Из чего следует вывод, что эти выделения представляют собой тонкую смесь вышеперечисленных минералов.

Содержания, средние содержания, кларки концентрации и геохимический ряд степени накопления главных, рудосопровождающих и редкоземельных элементов отражены в таблице 1. Более высокие степени концентрации элементов характерны для теллура (101), селена (95), мышьяка (93), менее – золота (24), сурьмы (13), серебра (10), висмута (9) и вольфрама и молибдена (4). Значения других элементов низкие. Содержания редкоземельных элементов в изученных пробах низкие, имеют ниже кларковое значения.

Золото образует значимую корреляционную связь (табл.2) с мышьяком (0,9), молибденом (0,7), теллуром, висмутом (до 0,6), вольфрамом (0,75). Эти связи свидетельствуют о проявлении более высокотемпературных минерально-геохимических ассоциаций при формировании золотого оруденения месторождения Таушан.

Таблица 1. Характер распределения элементов в рудах месторождения Таушан (по данным масс-спектрометрического анализа; в г/т)

Главные и сопутствующие элементы (кол-во проб 43)														
	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Sn	Sb	Te	W	Au	Bi	Th	U
Средн. содер.	35,68	28,6	167	4,72	5,34	0,74	3,96	2,72	0,10	5,49	0,10	1,56	4,27	2,26
Кларк (Taylor, 1964)	55,00	70,0	1,80	0,05	1,50	0,07	2,00	0,20	0,00	1,50	0,004	0,17	9,60	2,70
Кларк концен..	0,65	0,41	93	95	3,6	10,5	2	14	101	3,7	24	9,2	0,4	0,8
Геохимический ряд степени накопления: Te-Se-As-Au-Sb-Ag-Bi-W-Mo-Sn-U-Cu-Th-Zn														
Редкоземельные элементы														
	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Средн. содер.	5,3	11	20	2,9	10,7	2,2	0,3	1,8	0,2	1,2	0,2	0,6	0,1	0,6	0,1
Кларк (Taylor, 1964)	33	30	60	8,2	28	6	1,2	5,4	0,9	3	1,2	2,8	0,5	3	0,5
Кларк концен..	0,2	0,4	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2

Таблица 2. Корреляционные связи главных и сопутствующих элементов в рудах месторождения Таушан

	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Sn	Sb	Te	W	Pt	Au	Pb	Bi	Th	U
Cu	1,0	0,5	-0,2	0,2	-0,1	-0,2	0,8	0,2	0,1	0,1	0,4	-0,2	0,8	0,7	0,4	0,2
Zn	0,5	1,0	0,0	0,2	-0,1	-0,2	0,2	0,5	-0,1	0,2	0,6	0,0	0,4	0,1	0,4	0,0
As	-0,2	0,0	1,0	0,4	0,6	-0,1	0,2	0,1	0,6	0,7	0,2	0,9	-0,1	-0,1	0,3	0,3
Se	0,2	0,2	0,4	1,0	0,2	0,0	0,2	0,1	0,3	0,2	0,3	0,4	0,1	0,1	0,2	0,1
Mo	-0,1	0,1	0,6	0,2	1,0	-0,3	0,2	0,1	0,1	0,7	-0,1	0,7	-0,1	-0,1	0,2	0,1
Ag	-0,2	0,2	-0,1	0,1	-0,3	1,0	0,1	-0,2	0,0	-0,2	-0,4	-0,1	-0,2	-0,1	-0,3	-0,1
Sn	0,8	0,2	-0,2	0,2	-0,2	-0,1	1,0	0,1	0,2	-0,1	0,3	-0,2	0,9	0,9	0,4	0,1
Sb	0,2	0,5	0,1	0,1	0,1	-0,2	0,1	1,0	0,1	0,2	0,5	0,2	0,2	0,2	0,1	-0,2
Te	0,1	0,1	0,6	0,3	0,1	0,0	0,2	0,1	1,0	0,4	0,1	0,6	0,2	0,4	-0,1	0,5
W	0,1	0,2	0,7	0,2	0,7	-0,2	0,1	0,2	0,4	1,0	0,1	0,8	0,0	-0,1	0,2	0,2
Pt	0,4	0,6	0,2	0,3	-0,1	-0,4	0,3	0,5	0,1	0,1	1,0	0,2	0,4	0,1	0,7	0,0
Au	-0,2	0,0	0,9	0,4	0,7	-0,1	0,2	0,2	0,6	0,8	0,2	1,0	-0,1	0,3	0,2	0,3
Pb	0,8	0,4	-0,1	0,1	-0,1	-0,2	0,9	0,2	0,2	0,0	0,4	-0,1	1,0	0,8	0,5	0,2
Bi	0,7	0,1	-0,1	0,1	-0,1	-0,1	0,9	0,2	0,4	-0,1	0,1	-0,1	0,8	1,0	0,0	0,2
Th	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	-0,3	0,4	0,1	-0,1	0,2	0,7	0,2	0,5	0,0	1,0	0,3
U	0,2	0,0	0,3	0,1	0,1	-0,1	0,1	-0,2	0,5	0,2	-0,1	0,3	0,2	0,2	0,3	1,0

Выводы:

1.Минерализованные зоны площади представлены зонами дробления и окварцевания. Сложены гетит-гидрогетитом, развивающимися по трещинам в породах и отдельно в виде гнезд и вкрапленностей. В кварце из зоны окисления встречаются реликты пирита - в трещиноватой кварцевой породе изредка встречаются вкрапленные микрозерна пирита, размером не более 0,01 мм (м-фото), форма зерен неправильная полигональная.

2. Характер распределения главных и сопутствующих элементов показывает, что золото образует сильную корреляционную связь с мышьяком, вольфрамом. молибденом, теллуром, и менее свисмутом. Эти связи свидетельствуют о проявлении более высокотемпературных минерально-геохимических ассоциаций при формировании золотого оруденения месторождения Таушан.

Хотя кларки концентрации вольфрама и молибдена не высокие, эти элементы, также могут быть использованы как поисковые критерии золотого оруденения, наряду с мышьяком, теллуром, сурьмой и др.

3. Содержания редкоземельных элементов в рудах низкие - имеют ниже кларковое значение.

Айсанов Я.Б. Тектоническое строение палеозоя гор Кульджуктау // Узб. геол. журнал. №5. 1969.

Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история южного Тянь-Шаня // Санкт-Петербург: С.Петербургский ун-т. 1996.

Гранитоидные формации Узбекистана. Под редакцией И.М. Исамухамедова. // Ташкент. 1970 г.

Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана. Под редакцией Ахмедова Н.А. // Ташкент. 2000 г.

Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Под редакцией Далимова Т.Н., Ганиева И.Н // Ташкент. 2010г.

Taylor, S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1964.

Растворимость серебра в концентрированных растворах NaCl (до 50 вес %) при 425 – 450 °C и давлении 0.5 – 1 кбар: эксперимент и расчёт

Дягилева Д.Р.[1,2], Трофимов Н.Д.[1,2], Зотов А.В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, Москва.* andrdr2@gmail.com
[2]*МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет. Москва.*

Цель проведённого экспериментального исследования – оценить возможность применения уравнения Дебая-Хюккеля (Харнед, Оуэн, 1952) для расчёта термодинамических равновесий в концентрированных водно-солевых растворах при повышенных температурах и давлениях (425 – 450°C, 500 – 1000 бар).

Принято считать, что при комнатных температурах уравнение Дебая-Хюккеля строго применимо только до ионной силы I=0.1. В более концентрированных растворах (до I=4) в основное уравнение вводится дополнительный эмпирический член $b*I$, зависящий от фонового электролита. Функция b от температуры достоверно не установлена, но предполагается, что величина b снижается до нуля при 250 – 300°C (программный пакет HCh, Shvarov, 2015).

Вместе с тем, в некоторых работах, исследующих гидротермальные равновесия методом растворимости, с успехом используется уравнение Дебая-Хюккеля во втором приближении (без параметра b) до концентрации (1 – 3) mNaCl (Зотов и др, 1986) и даже до таких высоких концентраций как 10 – 20 вес. % NaCl (Zotov et al., 2018) по экспериментальным данным (Guo et al., 2018). Для проверки этой гипотезы экспериментально определена растворимость хлорида серебра (хлораргирита) и серебра в растворах NaCl переменной концентрации до 50 вес.% NaCl (от 0.1 до 15 – 18 mNaCl) при 425 – 450°C и давлении 500 – 1000 бар. Выбор системы определен надёжностью термодинамических данных для хлоридных комплексов серебра (Seward, 1976; Зотов и др., 1986; Акинфиев, Зотов, 2010) и простотой системы - преобладанием при температуре >300°C одного комплекса $AgCl_2^-$ в широком интервале концентраций NaCl. Отсутствие других комплексов (например, $AgCl_3^{2-}$) при концентрации 7m NaCl подтверждено рентгеновской спектроскопией поглощения (Pokrovski et al., 2013).

Выполнено 2 серии экспериментов: 1) растворимость $AgCl_{cr}$ при 425°C и 1000 бар в растворах NaCl (0.1 – 10m) и 2) растворимость Ag_{cr} при 450°C и 500 бар в растворах NaCl(0.1 – 18m)+HCl(0.05 – 0.1m)+H_2(0.4 – 0.6m).

Методика эксперимента

В опытах использовали таблетки, спрессованные из порошка AgCl (х.ч.), диаметром ~5 мм и толщиной 2 – 3 мм, и серебряную проволоку 99.99, диаметром 1 мм. Растворы готовили на дистиллированной воде из реактива NaCl (о.с.ч.) и фиксанала 0.1н HCl. Водород получали в ходе опыта при нагревании из навески металлического Al (99.99) по реакции:

$Al_{cr} + 2\ H_2O = AlOOH_{бёмит} + 1.5\ H_{2\ aq}$

Все опыты проведены в автоклавах, объемом ~20 см^3, из титанового сплава ВТ 8 с затвором конструкции Сорокина-Капустина (с использованием шайбы из нержавеющей стали). Автоклавы нагревали в вертикальной печи. Погрешность измерения и поддержания температуры ±3° С. Нужное давление создавали степенью заполнения автоклава раствором, рассчитывая его согласно свойствам системы NaCl – H_2O (Driesner, 2007). NaCl в автоклав вводился в виде твёрдой фазы. После опыта автоклавы закаливали в воде. Концентрацию растворившегося серебра определяли весовым методом (по потере массы). При этом твёрдые фазы после опыта тщательно промывались и просушивались.

В опытах с $AgCl_{cr}$ равновесие достигается быстро – за первые часы (Seward, 1976; Зотов и др., 1986), поэтому длительность опытов составляла 1 сутки. В опытах с серебром и водородом была проведена кинетическая серия. Она показала, что постоянная концентрация серебра наблюдается при длительности выдержки 0.5 – 2 суток, затем после 3 суток начинается монотонное увеличение растворимости из-за потери раствором водорода. К 7 суткам концентрация серебра возрастает примерно в 2 раза. В результате, мы приняли как оптимальную продолжительность опытов 1 – 2 суток – когда равновесие уже достигнуто, а потери водорода

составляют не более 10%. Потеря водорода может быть связана как с диффузией в месте уплотнения, так и за счет сорбции титановым сплавом автоклава.

Методика термодинамических расчетов

Обработка результатов экспериментов проводилась с помощью программы OptimA, входящей в программный пакет HCh (Shvarov, 2015). При этом использовались следующие термодинамические данные: H_2O (Wagner, Pruss, 2002), OH^- (Bandura, Lvov, 2006), $NaCl_{aq}$ (Ho, Palmer, 1994), HCl_{aq} (Tagirov et al., 1997), H_{2aq} и O_{2aq} (Akinfiev, Diamond, 2003), $AgCl_{aq}$ (Акинфиев, Зотов, 2010), $AgCl_{cr}$, Ag_{cr}, Na^+, Cl^- (база данных SUPCRT92, Johnson et al., 1992). Расчет коэффициентов активности ионов проводился по уравнению Дебая-Хюккеля во втором приближении (Helgeson et al., 1981):

$$\lg\gamma_i = -\frac{Az_i^2\sqrt{I}}{1+4.5B\sqrt{I}} - \lg(1+0.018m^*)$$

Параметр сближения для всех ионов *å* принят одинаковым – 4.5Å.

Логарифм коэффициента активности нейтральных частиц принят равным:

$$\lg\gamma_i = -\lg(1+0.018m^*),$$

где I – ионная сила, m^* - сумма моляльных концентраций всех компонентов раствора.

Результаты эксперимента

Растворимость $AgCl_{cr}$ при 425°C и 1000 бар в растворах NaCl (0.1 – 10*m*)

Найденная равновесная с $AgCl_{cr}$ концентрация серебра (рис. 1) дана как функция рассчитанной концентрации иона Cl^- и моляльности NaCl. Результаты сопоставляются с оптимизированными значениями концентрации комплекса $AgCl_2^-$. До концентрации 1*m* NaCl согласие очень хорошее (среднеквадратичное отклонение σ^2=0.05), что подтверждает надёжность принятого способа расчёта коэффициентов активности компонентов водного раствора. При *m*NaCl>1, концентрация серебра настолько велика (до 2 – 5 моль Ag/кг H_2O), что, по-видимому, образуются полимерные ионы. Экспериментальные данные в этих условиях хорошо описываются при предположении об образовании тримера $Ag_3Cl_6^{3-}$. Чтобы уменьшить равновесные концентрации серебра и избежать этого осложнения, мы перешли к экспериментам с металлическим серебром (вместо AgCl) при фиксированных и достаточно высоких содержаниях водорода.

Растворимость Ag_{cr} при 450°C и 500 бар в растворах NaCl(0.1 – 18*m*)+HCl(0.05 – 0.1*m*)+H_2(0.4 – 0.6*m*)

Определена растворимость серебра в широком интервале концентраций NaCl – от 0.1 до 18 моль/кг H_2O. Во всём этом интервале определённые экспериментально равновесные концентрации серебра хорошо согласуются со значениями, рассчитанными по термодинамическим данным с использованием принятого способа определения коэффициентов активности (среднеквадратичное отклонение σ^2=0.06). Наклон линейной зависимости в принятых координатах (0.999) соответствует теоретическому значению (1.00) с R^2=0.99 (рис. 2). Таким образом, экспериментальные определения lg*m*Ag с погрешностью меньше 0.1 логарифмической единицы соответствуют значениям, рассчитанным по соответствующим термодинамическим данным с использованием модели Дебая-Хюккеля во втором приближении во всём интервале концентрации NaCl – вплоть до 18 моль/кг H_2O.

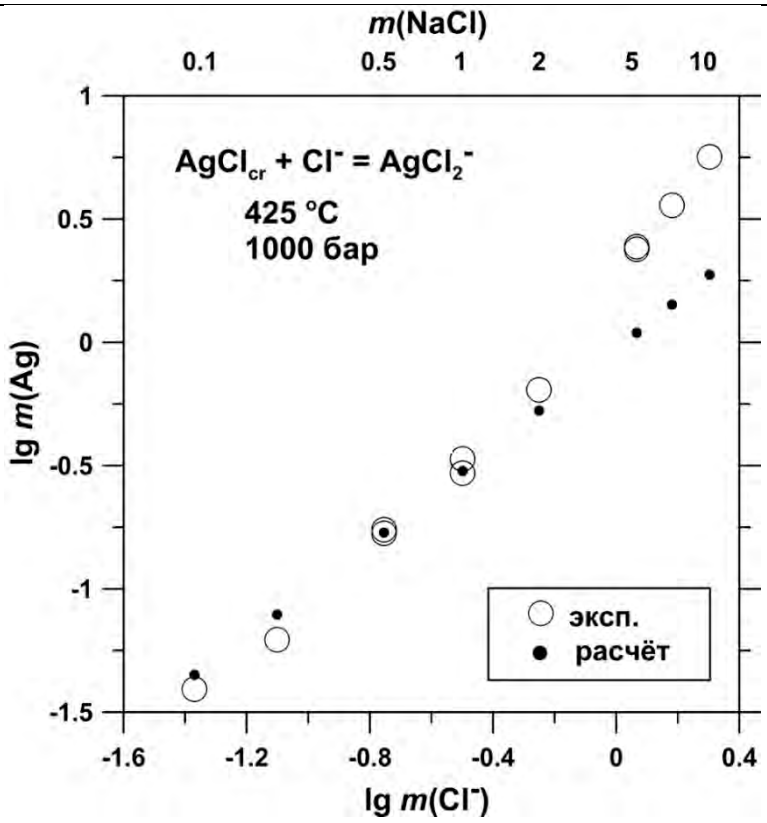
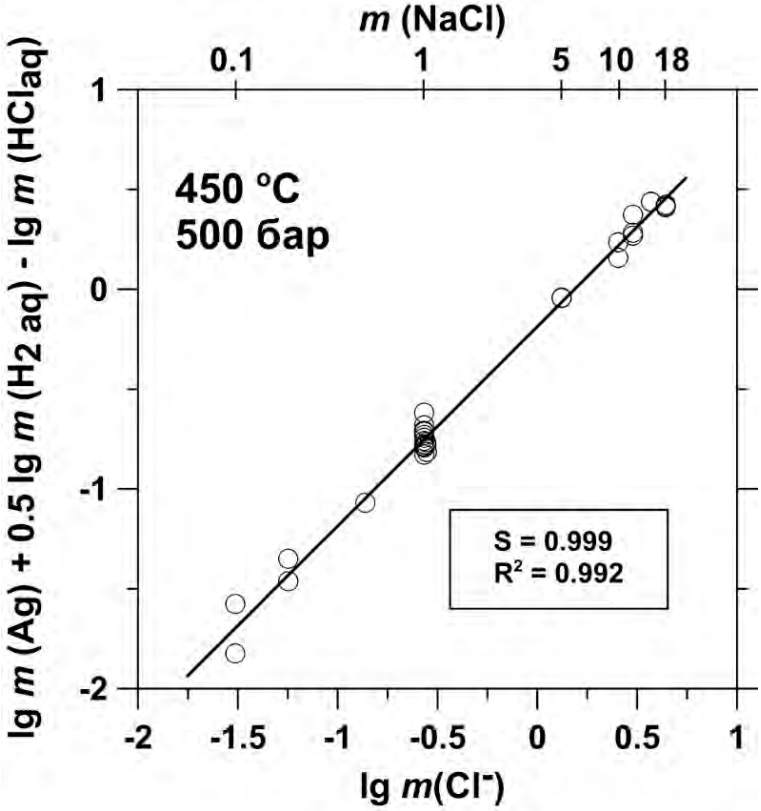


Рисунок 1. Сопоставление экспериментальной и рассчитанной растворимостей хлораргирита ($AgCl_{cr}$) в широком интервале (0.1 – 10 моль/кг H_2O) концентраций NaCl при 425°C и 1000 бар.



$$Ag_{cr} + HCl_{aq} + Cl^- = AgCl_2^- + 0.5H_{2\,aq}$$

Рисунок 2. Прямая зависимость моляльности серебра, приведённой к единичным (1 моль/кг H_2O) концентрациям HCl_{aq} и $H_{2\,aq}$, от моляльности хлорид-иона в диапазоне концентраций NaCl от 0.1 до 18 моль/кг при 450°C и 500 бар.

Заключение

На примере хлоридного комплекса серебра ($AgCl_2^-$) установлено, что при температурах 425 – 450°C, давлении 500 – 1000 бар и фоновом NaCl электролите для термодинамического описания водного раствора возможно использовать уравнение Дебая-Хюккеля даже в сильно концентрированных растворах (0.1 – 18 моль NaCl/кг H_2O).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-05-00604.

Акинфиев Н.Н, Зотов А.В. Термодинамическое описание водных компонентов системы Cu–Ag–Au–S–O–H в диапазоне температур 0–600°C и 1–3000 бар // Геохимия. 2010. № 7. С. 761–767.

Зотов А.В., Левин К.А., Ходаковский И.Л., Козлов В.К. Термодинамические свойства хлоридных комплексов Ag(I) в водном растворе // Геохимия. 1986. №5. С. 690–702.

Харнед Г., Оуэн Б. Физическая химия растворов электролитов. Москва: Изд-во ИЛ, 1952. 628с.

Akinfiev N.N., Diamond L.W. Thermodynamic description of aqueous nonelectrolytes at infinite dilution over a wide range of state parameters // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 613–627.

Bandura A.V., Lvov S.N. The ionization constant of water over wide ranges of temperature and density // J. Phys. Chem. Ref. Data. 2006. V. 35. P. 15–30.

Driesner T. The system H_2O-NaCl. II. Correlations for molar volume, enthalpy, and isobaric heat capacity from 0 to 1000 °C, 1 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 4902–4919.

Guo H., Audétat A., Dolejš D. Solubility of gold in oxidized, sulfur-bearing fluids at 500 – 850 °C and 200 – 230 MPa: A synthetic fluid inclusion study // Geochim. Cosmochim. Acta. 2018. V. 222. P. 655–670.

Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.C. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb. // Amer. J. Sci. 1981. V. 281. P. 1249–1516.

Ho P.C., Palmer D.A., Mesmer R.E. Electrical conductivity measurements of aqueous sodium chloride solutions to 600°C and 300 MPa. // J. Sol. Chem. 1994. V. 23. P. 997–1018.

Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000°C. // Comp. Geosci. 1992. V. 18. P. 899–947.

Pokrovski G. S., Roux J., Ferlat G., Jonchiere R., Setsonen A. P., Vuilleumier R., Hazemann J.-L. Silver in geological fluids from in situ X-ray absorption spectroscopy and first principles molecular dynamics // Geochim. Cosmochim. Acta. 2013. V. 106. P. 501–523.

Seward T. M. The stability of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350°C // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 1329–1341.

Shvarov Y. A suite of programs, OptimA, OptimB, OptimC, and OptimS compatible with the Unitherm database, for deriving the thermodynamic properties of aqueous species from solubility, potentiometry and spectroscopy measurements // Applied Geochemistry. 2015. V. 55. P. 17–27.

Tagirov B.R., Zotov A.V., Akinfiev N.N. Experimental study of dissociation of HCl from 300 to 500°C and from 500 to 2500 bars: Thermodynamic properties of HCl(aq) // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 4267–4280.

Wagner W., Pruss A. The IAPWS formulation 1995 for the thermodynamic properties of ordinary water substance for general and scientific use // J. Phys. Chem. Ref. Data. 2002. V. 31. P. 387–535.

Zotov A.V., Kuzmin N.N., Reukov V.L., Tagirov B.R. Stability of $AuCl_2$ from 25 to 1000 °C at pressures to 5000 bar and consequences for hydrothermal gold mobilization. // Minerals. 2018. V. 8. № 7. 286.

Исследование электронного состояния платины в двойных соединениях методами рентгеновской спектроскопии поглощения и квантово-химических расчетов

Евстигнеева П.В.[1], Тригуб А.Л.[2], Чареев Д.А.[3, 4], Никольский М.С.[1], Некрасов А.Н.[3], Тагиров Б.Р.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, evstpolinav@gmail.com*
[2]*НИЦ «Курчатовский институт», г. Москва*
[3]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка*
[4]*Университет "Дубна", г. Дубна*

1 Введение. Метод рентгеновской спектроскопии поглощения XAS (X-ray absorption spectroscopy) получил широкое распространение при исследовании ближнего порядка атомной структуры вещества и зарядового состояния атомов. Информация, заключенная в спектре XAS, а именно в околокраевой области спектра поглощения – XANES (X-ray Absorption Near Edge Structure), отражает реальный характер распределения электронной плотности, а заряды, полученные путем интерпретации этой информации, отличаются от формальных степеней окисления, которые рассчитываются в предположении, что в соединении существует только ионный тип связи между атомами. В настоящее время прямая интерпретация данных XANES представляет собой сложную задачу. Решению проблемы определения зарядового состояния элемента может помочь комбинация методов XAS и квантово-химических вычислений.

Исследованиям зарядового состояния атома в соединении комбинацией вышеперечисленных методов и влиянию зарядового состояния на особенности XANES области спектра посвящено много работ. Так, в работе Li et al. (2013) была изучена зависимость положения края поглощения (измеренного на Mo *K*-крае) от заряда Mo на примере ряда твердых кристаллических соединений Mo. Kaur et al. (2019) проводили подобные исследования для соединений Dy. Подобные исследования проводились не только для твердых кристаллических соединений. Например, в работе Fogarty et al. (2017) исследования были посвящены установлению влияния атомного заряда серы на положение края поглощения (измеренного на S *K*-крае) в различных ионных жидкостях. Аналогичная работа (Fogarty et al., 2018) была проведена и для азота в ионных жидкостях.

Исследования в данной области разнообразны не только в плане выбора объектов изучения, но и в подходах, используемых для вычисления зарядового состояния интересующего элемента. В вышеперечисленном ряде работ встречаются такие методы, как QTAIM (Quantum Theory of Atoms in Molecules), NBO (Natural bond orbital population analysis), ChelpG (Charges from Electrostatic Potentials using a Grid-based method) и недавно разработанный метод DDEC (Density Derived Electrostatic and Chemical method).

Одним из важнейших ресурсов для науки, техники и промышленности является платина. В природе Pt встречается как в самородном виде и в виде собственных минералов (соединения с халькогенами, полуметаллами, интерметаллиды), так и в качестве примеси в других минералах (например, в пирите, пирротине, пентландите). Физико-химические условия образования платиносодержащих руд оказывают сильное влияние на форму нахождения Pt. Знание зарядового состояния Pt необходимо при интерпретации условий рудообразования и при определении формы ее нахождения. Определение зарядового состояния и формы нахождения примесной Pt в минерале-матрице необходимо при разработке и совершенствовании технологии переработки руд. Кроме того, информация о зарядовом состоянии Pt в ее соединениях важна для решения фундаментальных проблем в кристаллографии и химии твердого тела. Настоящая работа посвящена изучению влияния зарядового состояния Pt на особенности XANES области спектра и установлению взаимосвязи между ними.

2 Материалы и методы.

Синтез и аттестация модельных соединений. Исследование взаимосвязи зарядового состояния Pt с параметрами XANES области спектра рентгеновского поглощения были

проведены на ряде соединений Pt (стандартов), синтезированных «сухим» способом, согласно Kullerud (1971). Все соединения синтезировали из простых веществ, чистотой не менее 99 мас. %.

Локальный химический состав образцов-стандартов был изучен на сканирующем электронном микроскопе TESCAN Vega II XMU с системой энерго-дисперсионного микроанализа INCA Energy 450/XT (20 кВ). Общий фазовый состав был изучен методом порошковой рентгеновской дифрактометрии с использованием дифрактометра Rigaku D/Max 2200 (CuKα, 40 кВ, 20 мА, Fe фильтр) в угловом диапазоне от 5 до 90°2θ. Расшифровка дифрактограмм осуществлялась с помощью БД PCPDFWIN, Find It и PDF-4+ 2018.

Рентгеновская спектроскопия поглощения (XAS). Рентгеновские спектры поглощения снимались на станции «Структурное материаловедение» Курчатовского источника синхротронного излучения. Используемый источник синхротронного излучения – накопительное кольцо с энергией электронного пучка 2.5 ГэВ и током 50-120 мА. Для монохроматизации пучка рентгеновского излучения был использован монокристальный Si(111) монохроматор с вырезом типа «Бабочка», обеспечивающий энергетическое разрешение $\Delta E/E = 2\times10^{-4}$.

Для измерения интенсивности исходного и прошедшего излучения использовались три последовательно расположенные ионизационные камеры (атмосфера N_2+Ar): исследуемый образец помещался между 1-ой и 2-ой камерами, а образец сравнения, необходимый для дальнейшей калибровки спектра по энергии (Pt фольга), – между 2-ой и 3-ей.

Рентгеновские спектры поглощения каждого исследуемого образца снимались на L_1-, L_2- и L_3- краях Pt, энергия которых составляет 13880 эВ, 13273 эВ и 11564 эВ и отвечает электронным переходам $2s^{1/2}\rightarrow6p^{j(j=1/2,\ 3/2)}$, $2p^{1/2}\rightarrow5d^{3/2}$ и $2s^{1/2}\rightarrow5d^{j(j=3/2,\ 5/2)}$, соответственно. Шаг по энергии в диапазоне 30 эВ до и 80 эВ после края поглощения составлял 0.6 эВ, время накопления сигнала – 1 с. Полученные спектры обрабатывались в ПО IFFEFIT (Ravel et al., 2005).

Квантово-химические расчеты. Квантово-химические расчеты проводились в программе QUANTUM ESPRESSO в рамках теории функционала плотности DFT. Расчеты электронной структуры модельных соединений производились в рамках обобщенно-градиентного приближения DFT с использованием функционала Perdew-Burke-Ernzerhaf (Perdew et al., 1996) для описания обменно-корреляционного взаимодействия и метода проектирования присоединенных волн (Blöhl, 1994, Kresse and Joubert, 1991). При слоистых структур, для описания ван-дер-ваальсовых взаимодействий также был учтен нелокальный корреляционный функционал rVV10 (Vydrov and Van Voorhis, 2010). Обрезка кинетической энергии плоских волн составляла 100 Ry, а зарядовой плотности – 1500 Ry. Для всех соединений была взята 8×8×8 *k*-сетка *Монкхорста-Пака.* Самосогласованные расчеты завершались при сходимости лучше 10^{-9} Ry. Исходные кристаллографические данные были взяты из БД PDF-4+ 2018.

Локальный атомный заряд Pt в каждой структуре считали двумя методами: методом QTAIM в программном пакете Critic2 (Otero-de-la-Roza et al., 2014) и методом DDEC6 (Manz and Gabaldon Limas, 2016) с использованием одноименного кода.

3 Результаты и их обсуждение. Используемые в работе стандарты были условно поделены на 6 групп: $PtHal_2$ (PtS_2, $PtSe_2$, $PtTe_2$ и готовый реактив PtO_2), $PtPn_2$ ($PtAs_2$, $PtSb_2$, $PtBi_2$), Pt_xGa_y (PtGa, Pt_2Ga_3, Pt_5Ga_3, Pt_3Ga_7), Pt_xSn_y (PtSn, Pt_2Sn_3, $PtSn_2$), Pt_xIn_y (PtIn, Pt_2In_3, Pt_3In_7) и группа Other с фазами, не вошедшими ни в одну из вышеперечисленных групп: Pt, PtTe и K_2PtCl_4 (готовый реактив).

Для построения зависимостей использовали заряды Pt, рассчитанные для структур без оптимизации геометрии, поскольку геометрическая оптимизация (по параметрам ячейки и координатам атомов) не оказывает значительного влияния на величину заряда.

Полученные спектры поглощения (на примере Pt L_3-края) представлены на рисунке 1а. Для каждого стандарта во всех трех случаях (Pt L_1-, L_2- и L_3- край поглощения) были экспериментально определены следующие параметры XANES области спектра: 1) положение края поглощения – E_0, 2) положение белой линии (первый интенсивный пик на спектре) – $E_{W.L.}$, 3) интенсивность (высота) белой линии – $I_{W.L.}$, 4) площадь под белой линией – $S_{W.L.}$, которая вычислялась путем разложения пика на сумму тангенса и лоренциана (рис 1б).

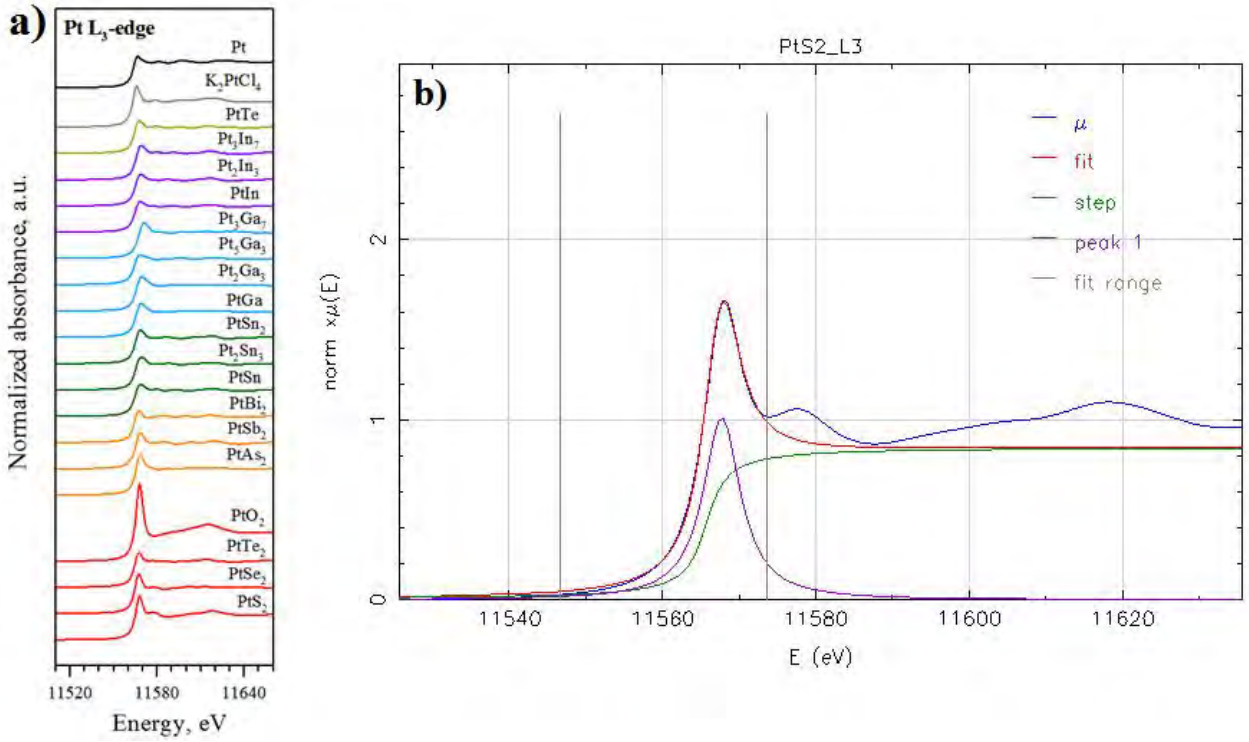


Рисунок 1. a) Рентгеновские спектры поглощения стандартов, снятые на Pt *L3*-крае и b) Пример разложения XANES области спектра PtS_2 (Pt *L3*-край поглощения).

На рисунке 2 представлены графики взаимосвязи интенсивности и площади белой линии от заряда Pt, посчитанного методом DDEC6, для Pt *L3*-края. При рассмотрении всей совокупности соединений строгой зависимости между зарядом Pt и интенсивностью ($I_{W.L.}$)/площадью ($S_{W.L.}$) не наблюдается из-за разброса точек, что может быть связано как с недостаточной точностью определения величин, так и с недостаточно широким зарядовым диапазоном. Однако виден общий тренд к увеличению данных величин при росте положительного заряда на Pt. Эти данные могут быть использованы для «грубой» оценки заряда Pt.

В случае рассмотрения отдельных групп соединений ($PtHal_2$, $PtPn_2$ и т.д.) взаимосвязь становится более очевидной. Так, при росте заряда на Pt $I_{W.L.}$ растет в группах $PtHal_2$ и $PtPn_2$ и убывает в Pt_xGa_y, Pt_xSn_y и Pt_xIn_y. Изменения $S_{W.L.}$ при увеличении заряда на Pt ярко выражены только в группах $PtHal_2$ и $PtPn_2$, что, вероятно, связано с бóльшим зарядовым диапазоном по сравнению с остальными группами. Эти данные также могут быть использованы при определении зарядового состояния Pt в схожих по химической природе соединениях.

Результаты, полученные для Pt *L1*- и *L2*-края, в целом похожи на результаты для Pt *L3*-края, однако использование этих результатов для решения прикладных задач затруднительно в связи с недостаточной выраженностью белой линии, что увеличивает ошибку при определении параметров спектра.

4 Выводы. В рамках работы было исследовано влияние зарядового состояния Pt на особенности XANES области рентгеновского спектра поглощения. Для Pt *L3*-края поглощения обнаружена общая тенденция к росту интенсивности белой линии/площади под белой линии при росте положительного заряда на платине, однако строгой зависимости не наблюдается. При рассмотрении отдельных групп соединений взаимосвязь приобретает более явный вид и отличается направленностью тренда в зависимости от рассматриваемой группы. Полученные взаимосвязи могут быть использованы для оценки «реального» заряда на Pt.

Работа выполнена за счёт гранта РНФ № 17-17-01220.

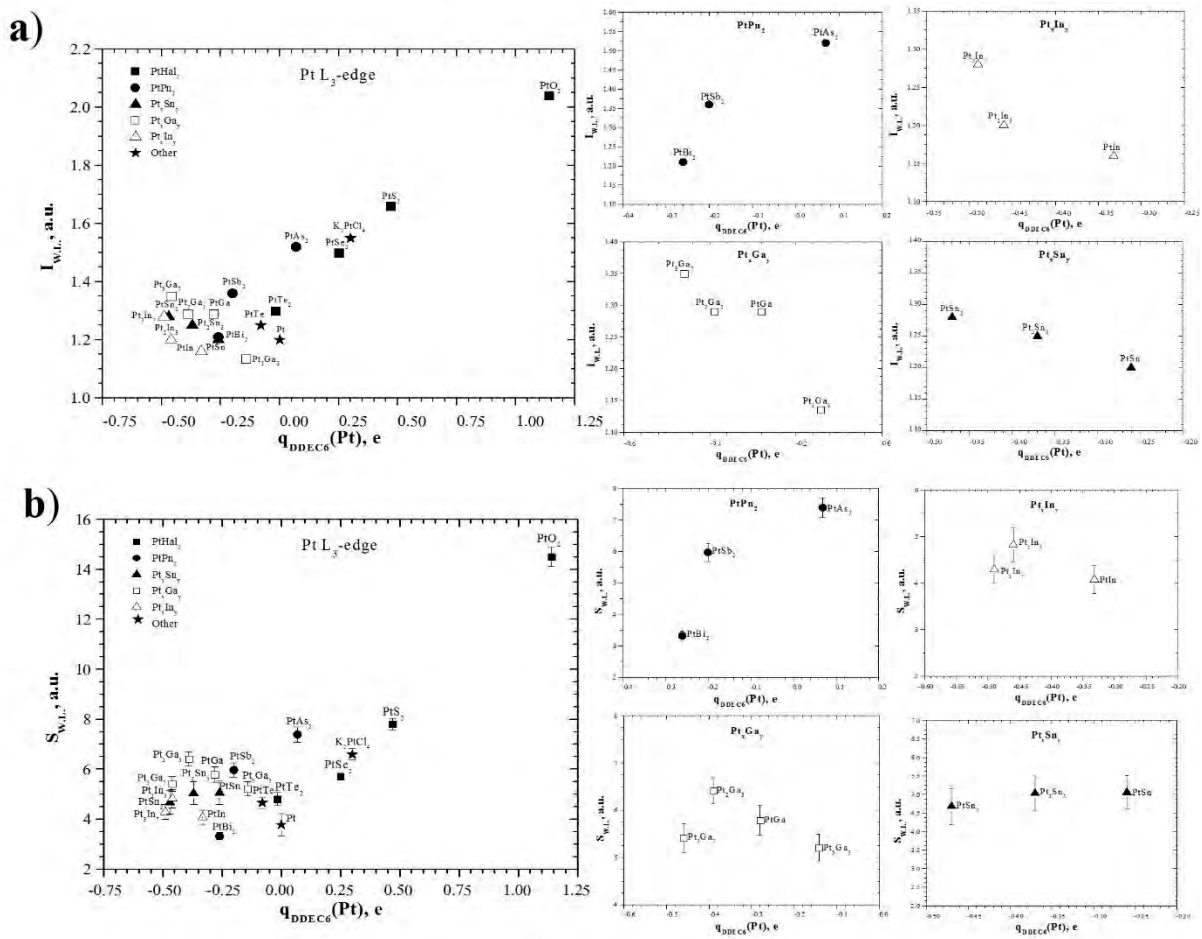


Рисунок 2. Связь a) интенсивности белой линии ($I_{W.L.}$) и b) площади под белой линией ($S_{W.L.}$) с зарядом Pt в случае Pt L_3-края поглощения.

Blöhl, P.E. Projector augmented-wave method // Physical Review B. 1994. Vol. 50. pp. 17953-17979.

Fogarty R.M., Rowe R., Matthews R.P., Clough M.T., Ashworth C.R., Brandt A., Corbett P.J., Palgrave R.G., Smith E.F., Bourne R.A., Chamberlain T.W., Thompson P.B.J., Hunt P.A., Lovelock K.R.J. Atomic Charges of Sulfur in Ionic Liquids: Experiments and Calculations // Faraday Discussion. 2017. Vol. 206. pp. 183-201.

Fogarty R.M., Matthews R.P., Ashworth C.R., Brandt-Talbot A., Palgrave R.G., Bourne R.A., Vander Hoogerstraete T., Hunt P.A., Lovelock K.R.J. Experimental validation of calculated atomic charges in ionic liquids // The Journal of Chemical Physics. 2018. Vol. 148. 193817. 11 pp.

Giannozzi P., Baroni S., Bonini N., Calandra M., Car R., Cavazzoni C., Ceresoli D., Chiarotti G.L., Cococcioni M., Dabo I., Dal Corso A., de Gironcoli S., Fabris S., Fratesi G., Gebauer R., Gerstmann U., Gougoussis C., Kokalj A., Lazzeri M., Martin-Samos L., Marzari N., Mauri F., Mazzarello R., Paolini S., Pasquarello A., Paulatto L., Sbraccia C., Scandolo S., Sclauzero G., Seitsonen A.P., Smogunov A., Umari P., Wentzcovitch R.M. Quantum ESPRESSO: a modular and open-source software project for quantum simulations of materials // J. Phys.: Condens. Matter. 2009. Vol. 21. 395502. 19 pp.

Kaur R., Kumar A., Czyzycki M., Migliori A., Karydas A. G., Puri S. A study of the influence of chemical environment on the L_i (i=1-3) subshell X-ray intensity ratios and the L_3 absorption-edge energy for some compounds of $_{66}$Dy using synchrotron radiation // X-Ray Spectrometry. 2019. P. 1-12.

Kresse G., Joubert D. From ultrasoft pseudopotentials to the projector augmented-wave method // Physical review B. 1991-I. Vol. 59(3). P. 1758-1175

Kullerud, G. Experimental techniques in dry sulfide research in: Research Techniques for High Pressure and High Temperature (G.C. Ulmer, editor). 1971. Spinger-Verlag, New York. P. 288–315.

Li L., Morill M.R., Shou H., Barton D.G., Ferrari D., Davis R.J., Agrawal P.K., Jones C.W., Sholl D.S. On the Relationship between Mo K-Edge Energies and DFT Computed Partial Charges // The Journal of Physical Chemistry C. 2013. Vol. 117. P. 2769-2773.

Manz T.A. and Gabaldon Limas N. Introducing DDEC6 atomic population analysis: part 1. Charge partitioning theory and methodology // RSC Advances. 2016. Vol. 6. pp. 47771-47801.

Otero-de-la-Roza, A., Johnson, E.R., and Luaña, V. Critic2: A program for real-space analysis of quantum chemical interactions in solids // Computer Physics Communications. 2014. Vol. 185. P. 1007–1018.

Perdew J.P., Burke K., Ernzerhof M. Generalized Gradient Approximation Made Simple // Physical review letters. 1996. Vol. 77(18). P. 3865-3868.

Vydrov O.A. and Van Voorhis T. Nonlocal van der Waals density functional: The simpler the better // The Journal of chemical physics. 2010. Vol. 133. 244103. 9 pp.

Ассоциация минералов платиновой группы в породах месторождения Лойпишнюн Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия)

Еременко Е.Г.[1], Борисенко Е.С.[2]

[1] *СПбГУ, г. Санкт-Петербург, st013196@student.spbu.ru*
[2] *ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты*

Мончетундровский массив располагается в центральной части Кольского региона и относится к базит-ультрабазитовым интрузиям Кольского пояса Восточно-скандинавской базитовой обширной изверженной провинции (Митрофанов и др., 2013), с которым связаны Cu-Ni-Cr и ЭПГ месторождения и рудопроявления. Месторождение Лойпишнюн приурочено к нижним частям разреза Мончетундровского массива и расположено вблизи его сочленения с Мончеплутоном. В строении месторождения выделяются две рудные зоны локализованные преимущественно в ортопироксенитах и норитах. Пространственно и генетически руды связаны с сульфидной минерализацией (Чащин и др., 2018).

Для изучения рудоносных пород месторождения Лойпишнюн, а так же ассоциаций МПГ в них, были отобраны образцы из керна скважины МТ-70, предоставленной ЗАО «Терская горная компания», г. Мончегорск. Минералы платиновой группы изучались в полированных аншлифах и комбинированных шлифах посредствам оптической и электронной микроскопии. Химический состав минеральных фаз был определен на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM-3000 с приставкой энергодисперсионного микроанализатора Oxford (СПбГУ «РЦ микроскопии и микроанализа», Санкт-Петербург). Расчет формул минералов проводился по (Булах и др., 2014).

Скважина МТ-70 располагается в юго-восточной части массива Мончетундра и проходит через породы рудной зоны 1 месторождения Лойпишнюн, в рудах которой средние содержания ЭПГ 0.5 – 2.0 г/т и более (Чащин и др. 2018). В результате проведенного минералогического анализа было установлено, что минералы платиновых металлов образуют в основном самостоятельные мелкие зерна в сульфидах (пирротин, халькопирит, пентландит) и на контакте сульфидов с породообразующими силикатными минералами, реже в массе силикатных минералов и гидроксидов железа. Наиболее часто встречаемыми минеральными фазами являются: мончеит, котульскит, сперрилит, холингвортит и минералы куперит-брэггит-высоцкитового ряда.

Одним из самых распространенных минералов является мончеит ($Pt_{1.08}Te_2$–$Pt_{0.98}(Te_{1.54}Bi_{0.46})_2$). Представлен изометрическими, реже вытянутыми кристаллами, в интерстициях силикатных минералов, в срастаниях с сульфидами, а так же в виде включений в халькопирите, в единичном случае встречен в срастании с фазой $Pd_{2.02}Sn$ (паоловит?). Размер зерен варьирует от 1-2 мкм до 50 мкм. Химический состав (мас. %): Pt 39.4– 45.3; Te 40,0– 54.7; Bi 0– 20.6.

Чуть менее распространен котульскит ($Pd_{1.03}(Te_{0.9}Bi_{0.1})$ – $Pd_{1.06}(Te_{0.62}Bi_{0.38})$). Образует мелкие кристаллы изометричной или округлой формы. Встречается в срастаниях с сульфидами (халькопирит, пирротин), а также в интерстициях силикатных минералов. Размер зерен варьирует от 2-5 мкм до 20 мкм. Химический состав (мас. %): Pd 44.7 – 41.7; Te 47 – 29.2; Bi 8.3 – 29.2.

Минералы куперит-брэггит-высоцкитового ряда встречаются лишь в одном из препаратов верхней части разреза скважины. Расположены на контакте сульфидных минералов в ассоциации с пирротином, пентландитом, халькопиритом, а так же в виде включений в халькопирите Размер зерен варьирует от 330 мкм до 10 мкм. Химический состав представлен в таблице 1 (мас. %).

Сперрилит ($Pt_{1.02}As_2$ – $Pt_{1.07}As_2$) в изученных образцах представлен мелкими единичными зернами неправильной формы. Размер – до 15 мкм. Минерал встречен в срастаниях с фазой (RhPt)-As-S (холлингвортит) и на контакте пирротина с амфиболом. Химический состав (мас. %): Pt 57.0 – 58.2; As 41.8 – 43.0.

Таблица 1. Химический состав минералов куперит-брэггит-высоцкитового ряда (мас. %)

№	S (w%)	Ni (w%)	Pd (w%)	Pt (w%)	Формула
1	20.203	4.537	24.912	47.983	$(Pt_{0,45}\ Pd_{0,43}\ Ni_{0,06})\ S$
2	19.697	4.915	22.505	52.883	$(Pt_{0,44}\ Pd_{0,34}\ Ni_{0,14})\ S$
3	23.046	4.127	35.732	37.095	$(Pd_{0,47}\ Pt_{0,26}\ Ni_{0,1})\ S$

Минеральная фаза (RhPt)-As-S (холлингвортит) представлена единичным зерном в срастании со сперрилитом. Размер зерна менее 10 мкм. Химический состав (мас. %): Pt 26.1; Ph 26.2; As 34.9; S 12.8; однако, ввиду тесного соседства со сперрилитом и мелкого размера кристалла, стоит предположить завышенные значения содержаний для Pt и As.

Минеральная фаза $Pd_{2,02}Sn$ (паоловит) представлена единичным зерном в срастании с мончеитом в халькопирите. Размер зерна менее 5 мкм. Химический состав (мас. %): Pd 65.0; Sn 35.0. Минеральные фазы разделены посредствам электронно-зондового микрокартирования.

Минеральная фаза $(Pt_{2.3}Pd_{1.2})_{3.5}Sn$ (рустенбургит?) представлена единичным продолговатым зерном на контакте халькопирита с силикатным минералом. Размер зерна менее 5 мкм. Химический состав (мас. %): Pt 63.9; Pd 19.1; Sn 17.0.

Минеральная фаза $Pd_{1.02}(Bi_{0.59}Te_{0.41})$ (соболевскит) представлена единичным округлым зерном на контакте халькопирита с силикатным минералом. Размер зерна менее 5 мкм. Химический состав (мас. %): Pd 38.2; Bi 43.2; Te 18.6.

Минеральная фаза Pd_5Te_4 (?) встречается лишь в одном препарате и представлена в виде изометрических и округлых зерен на контакте пирротина с плагиоклазом, либо в силикатной массе. Размер варьирует от 20 до 5 мкм. Химический состав (мас. %): Pd 50.75 – 50.2; Te 49.8 – 49.25.

Так же в рудах встречены самородное серебро и акантит ($Ag_{1.72}S$). Размер серебра не превышает 10 мкм, акантит не превышает 15 мкм. Представлены в виде ксеноморфных образований.

Помимо перечисленного, также были встречены минеральные фазы Re; Ru-Os-Ir; Pd-As-Te; Pd-Ni-Ag-Au-Te, однако ввиду их мелкого размера (<5 мкм) их диагностика не представляется возможной.

В результате проведенных исследований была выявлена ассоциация минералов платиновой группы скважины МТ-70 по породам рудной зоны 1 месторождения Лойпишнюн. Согласно наблюдениям, ЭПГ-минерализация тесно связана с сульфидами, в частности халькопиритом, пентландитом, пирротином.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-35-00152.

Булах А.Г., Золотарёв А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 2014. 133 с;

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. т. 55. № 5. с. 357-373;

Чащин В.В., Петров С.В., Дрогобужская С.В. Малосульфидное платино-палладиевое месторождение Лойпишнюн Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2018. т. 60. № 5, с. 472-503.

Физико-химические условия образования халькогенидов серебра на эпитермальных месторождениях Северо-Востока России

Журавкова Т.В.[1], Пальянова Г.А.[1]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, zhur0502@rambler.ru*
[2]*НГУ, г. Новосибирск*

Халькогениды серебра – акантит (α-Ag_2S), науманнит (α-Ag_2Se), гессит (α-Ag_2Te) и другие являются важными рудными минералами на многих гидротермальных месторождениях. Многочисленные исследования химического состава этих минералов свидетельствуют о широких вариациях серы и селена, а также теллура. Интерес к сульфоселенидам серебра (S-науманниту, $Ag_2(Se,S)$, и Se-акантиту, $Ag_2(S,Se)$) вызван тем, что они характеризуются наличием фазовых переходов, и их можно рассматривать как минералы-геотермометры и индикаторы физико-химических условий рудообразования.

Целью данной работы является проведение комплексных исследований, выявляющих особенности химического состава халькогенидов серебра и их взаимоотношения в рудах эпитермальных месторождений Роговик, Лунное, Джульетта, Ольча и Валунистое (Северо-Восток России), и определение наиболее благоприятных условий формирования этих минералов на данных объектах. Изученные месторождения относятся к низкосульфидизированному типу эпитермальной формации и располагаются в пределах Охотско-Чукотского и Кедонского вулканогенных поясов. Интерес к этим месторождениям вызван наличием специфических признаков, а именно повышенными концентрациями благородных металлов, Se и Te, а также весьма необычным минеральным составом руд.

Минералого-геохимические особенности халькогенидов серебра эпитермальных месторождений Северо-Востока России:

Комплексные исследования минерального состава руд исследуемых месторождений позволили установить присутствие халькогенидов серебра – акантита (Ag_2S), науманнита (Ag_2Se), ютенбогаардтита (Ag_3AuS_2), петровскаита (AgAuS), фишессерита (Ag_3AuSe_2), кервеллеита (Ag_4STe) и других.

Данные микрорентгеноспектрального анализа руд месторождения Роговик показали, что одни сульфоселениды серебра науманнитового ряда (примеси серы достигают 0.4 мас.%) находятся в виде микровключений в пирите (рис.1а), другие (с примесями серы 1.3-2.9 мас.%) часто содержат ламели галенита и образуют срастания с халькопиритом и акантитом (примеси селена <7.45 мас.%) (рис.1б). Сульфоселениды серебра науманнитового ряда часто находятся в срастании с сульфосолями серебра (стефанитом, пирсеит-полибазитом). Более поздний акантит (без примесей) образует каймы по сфалериту и галениту, а также встречается в виде микровключений в пирите или заполняет трещины в зернах или в межзерновом пространстве кристаллов пирита.

В рудах месторождения Джульетта халькогениды Ag и Au представлены науманнитом, акантитом, ютенбогаардтитом и петровскаитом. Науманнит совместно с Se-галенитом образует срастания, в его составе отмечаются примеси серы (до 3.1 мас.%), иногда теллура (1.4-2.1 мас.%) и железа (0.6-1.1 мас.%). Акантит первой генерации совместно с галенитом встречается во включениях округлой или ксеноморфной формы в пирите, а также образует срастания с Ag-содержащей блеклой рудой (фрейбергитом), сфалеритом, селенополибазитом и науманнитом. Состав акантита-I характеризуется наличием примесей селена (6.8 – 14.6 мас.%) и железа (0.9 – 2.7 мас.%). Более поздний акантит-II образует каймы и прожилки во внешних зонах пирита и содержит примеси цинка (до 1.4 мас.%), свинца (~2 мас.%) и селена (до 2.4 мас.%). Au-Ag сульфиды совместно с галенитом в виде включений располагаются на границе зон мышьяковистого и безмышьяковистого пирита. В составе ютенбогаардтита и петровскаита отмечены примеси селена (до 2.3 мас.%).

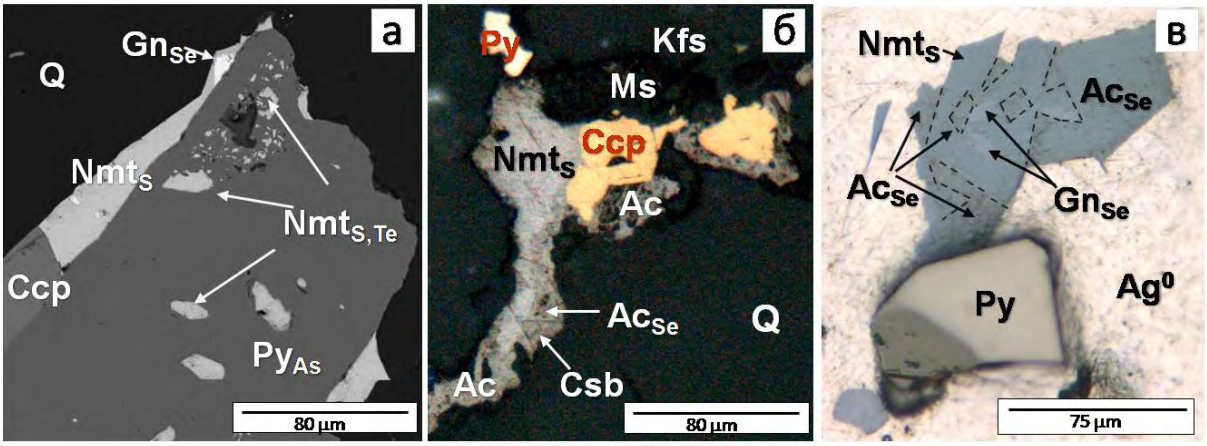


Рисунок 1. а. S,Te-науманнит ($Nmt_{S,Te}$) в виде отдельных микровключений в As-пирите (Py_{As}) и в срастании с халькопиритом (Ccp) и галенитом (Gn_{Se}) по периферии зерна As-пирита (месторождение Роговик); б. S-науманнит с халькопиритом и пиритом, окружённый каймой из Se-акантита (Ac_{Se}) и халькостибита (Csb) в мусковит-калишпат-кварцевом (Ms-Kfs-Q) агрегате (месторождение Роговик); в. Se-акантит ($Ag_2S_{0.4}Se_{0.6}$) в срастании с S-науманнитом ($Ag_2S_{0.3}Se_{0.7}$), Se-галенитом и пиритом в самородном серебре (месторождение Лунное).

Результаты исследования руд месторождения Ольча показали, что сульфоселениды серебра присутствуют как на ранних, так и на поздних стадиях минералообразования. Акантит первой генерации образует тонкие срастания с электрумом, кюстелитом, и самородным серебром в кварце колломорфной структуры, в его составе обнаружены концентрации Se (1 – 6.1 мас.%) и Cu (1 – 2.2 мас.%). Гипергенный акантит (вторая генерация) в ассоциации с блеклой рудой и ковеллином является более поздним и образует каймы и структуры замещения вокруг других рудных минералов. В частности, науманнит с примесями серы (до 2.6 мас.%) и теллура (~2 мас.%) замещается акантитом, вплоть до образования реликтов в данной структуре. Ютенбогаардтит встречается в ассоциации с акантитом в краевых частях электрума. Состав ютенбогаардтита отклоняется от стехиометрии и характеризуется избытком S.

В рудных образцах месторождения Лунное установлены халькогениды серебра (акантит, науманнит, кервеллеит), самородное серебро, пирит, халькопирит, галенит и другие рудные минералы. Науманнит образует включения в пирите, кроме того он в ассоциации с галенитом и халькопиритом установлен в прожилках и в краевых частях ксеноморфных зерен самородного серебра. В составе науманнита обнаружены примеси серы (1.4-4.3 мас.%). Кроме того, S-науманнит ($Ag_2S_{0.3}Se_{0.7}$) образует редкие срастания с Se-акантитом ($Ag_2S_{0.4}Se_{0.6}$) в самородном серебре (рис1в). Акантит совместно с кервеллеитом (Ag_4STe) находится в виде включений в халькопирит-сфалеритовом агрегате. Более поздний акантит, в составе которого установлены примеси селена (до 2.9 мас.%) и меди (до 1.3 мас.%), образует каймы замещения и выполняет прожилки в рудных минералах.

На месторождении Валунистое минералы Au и Ag представлены самородным золотом разной пробности (от высокопробного золота к электруму вплоть до самородного серебра), а также амальгамами, акантитом, ютенбогаардтитом, петровскаитом, науманнитом, кервеллеитом и минералами пирсеит-полибазитового ряда ($(Ag,Cu)_{16}(Sb,As)_2S_{11}$). Акантит с электрумом или галенитом образует включения в пирите, а также срастания с науманнитом и халькопиритом. В акантите присутствуют примеси Se от 1.6 до 8.4 мас.%, в науманните – примеси S до 2.1 мас.%. Более поздний акантит-II с Au-Ag или Cu сульфидами встречается в виде кайм и прожилков в рудных минералах. Состав Au-Ag сульфидов характеризуется избытком S и широкими вариациями Au и Ag; в минеральной фазе, близкой к ютенбогаардтиту, установлены примеси Se до 3.62 мас.%, в акантите-II - до 3.3 мас.%. Кервеллеит (примеси Se до 0.8 мас.%) с галенитом образуют микровключения в пирите. Содержание серы и теллура в кервеллеите превышает стехиометрическое.

Физико-химические условия рудообразования (по данным термобарогеохимии):

Непосредственно авторами были исследованы флюидные включения из рудного кварца месторождения Роговик и оценены данные по T, P и концентрациям солевого состава рудообразующих флюидов (Zhuravkova et al., 2017). Для месторождений Джульетта, Лунное, Ольча и Валунистое приведен обзор имеющихся литературных данных по физико-химическим условиям их рудообразования (Винокуров и др., 2012; Волков и др., 2013; Пальянова и др., 2016; Рыжов и др., 2000).

Исследования показали, что рудообразование на месторождении Роговик связано с двумя гидротермальными флюидами. Формирование Au-Ag руд в первый вулканогенный этап происходило из низкосоленых растворов при температурах от 300 до 90^{0}C и решающей роли процессов кипения и дегазации. Образование руд второго этапа связано со среднетемпературными (195–220^{0}C) растворами с более высокими концентрациями солей, которые могли охлаждаться до температуры 120^{0}C (Zhuravkova et al., 2017).

Условия формирования золотосеребряной минерализации месторождения Джульетта представлены нами в работе (Пальянова и др., 2016). Установлено, что рудообразование происходило при температурах 230–105°C на фоне вскипания гидротермальных среднеконцентрированных растворов, соленость которых достигала 5–9.2 мас.% NaCl-экв. Соли в растворах представлены хлоридами Mg, Na и K. Наличие существенно газовых включений в кварце и крупных пор в пирите свидетельствуют о высокой роли летучих компонентов в процессах минералообразования на данном объекте.

Месторождение Лунное: Согласно данным Рыжова с соавторами (2000), формирование халькогенидов серебра на золото-кварц-селенидной и кварц-серебро-сульфидной стадиях происходило последовательно при температурах 180-260°C и 120-230°C, соответственно. Соленость растворов не измерялась.

Месторождения Ольча: Температуры образования Au–Ag–S–Se минерализации охватывают широкий интервал от 99 до 306°C (Волков и др., 2013). Оценка давления при температурах 306–278°C составила 60–90 бар. Растворы характеризуются низкой концентрацией солей NaCl и KCl - не более 6.3 мас.% NaCl-экв. По данным КР-спектроскопии газовая фаза представлена CO_2 и CH_4.

Месторождение Валунистое: Исследования флюидных включений в кварце и карбонате показали, что в составе растворов преобладали хлориды Na и K (Винокуров и др., 2012). Гомогенизация флюидных включений происходит при температурах 248 - 354°C (в кварце) и 174 - 237°C (в карбонате), а концентрация солей составляет от 0.2 до 1.4 мас. % экв. NaCl. Оценка давления составила 110–160 бар.

По температурным показателям минералообразование на исследуемых объектах характеризуется низко- и среднетемпературными диапазонами, рудообразующие растворы являются преимущественно слабоконцентрированными, что хорошо согласуется с условиями формирования низкосульфидных эпитермальных месторождений. Для месторождения Роговик наблюдается корреляция с данными по месторождению Джульетта – растворы характеризуются широким диапазоном температур и средних концентраций солей, в то время как для месторождений Ольча и Валунистое при широком разбросе температур характерен узкий диапазон содержания солей.

Результаты оценки физико-химических параметров (T, fO_2, fS_2, fSe_2) рудообразования:

Проведены термодинамические расчёты с учетом образования фаз твердых растворов акантитового и науманнитового ряда, Au-Ag сложных сульфидов и других минералов. На основе построенных диаграмм log fS_2 (fSe_2, fTe_2) – T, log fS_2 – log fSe_2 (fTe_2), log fS_2-log fO_2 выявлены поля устойчивости продуктивных минеральных ассоциаций в интервале температур 25-350°C и давлений 1-100 бар и определены предельные значения фугитивности серы, серена, теллура и кислорода для исследуемых месторождений, а также установлены общие закономерности в последовательности отложения халькогенидов серебра: 1. Сульфоселениды серебра образуются на низкотемпературных стадиях образования рудной минерализации; 2. S-науманнит и Se-содержащие минералы (Se-ютенбогаардтит, Se-галенит, Se-стефанит) ранних парагенезисов замещаются акантитом на поздних стадиях.

Наличие в составе руд исследуемых месторождений халькогенидов серебра совместно с сульфидами полиметаллов и самородными золотом и серебром позволило провести оценку ряда

физико-химических параметров рудообразования (рис.2). Установлено, что образование Au-Ag-S-Se минерализации происходит на низкотемпературных стадиях с уменьшением фугитивности селена в системе, при этом фугитивность серы либо возрастает, как в рудах месторождений Валунистое, Ольча, Роговик и Лунное, либо понижается (Джульетта). Фугитивность кислорода изменяется от пирит-(магнетитового)-гематитового буфера при высоких температурах в область галенит-англезитового буфера при низких температурах.

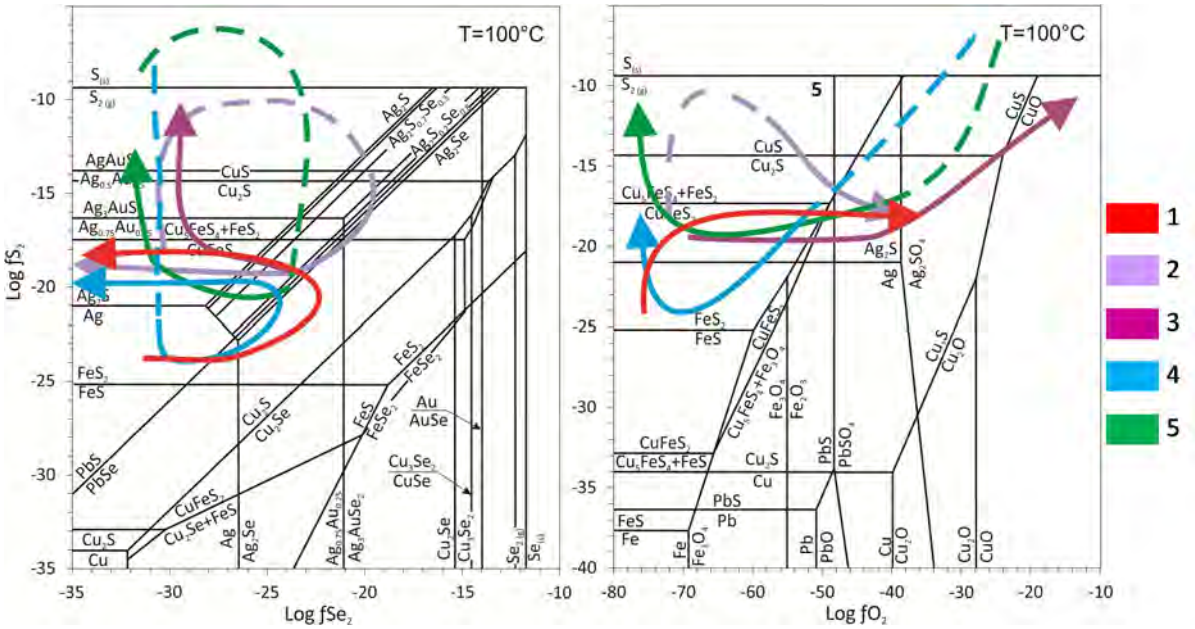


Рисунок 2. Изменения фугитивностей серы, селена и кислорода при образовании халькогенидов серебра на исследуемых месторождениях: 1. Роговик; 2. Джульетта (уч. Тихий); 3. Ольча; 4.Лунное; 5. Валунистое (уч. Горный). Пунктирными линиями показаны проекции при 200°С.

Винокуров С.Ф., Андреева О.В., Киселева Г.Д., Прокофьев В.Ю., Нестерова М.В., Стрелкова Е.А. Отчет о результатах изучения околорудных изменений пород, минерального состава и геохимической специализации золоторудных жил месторождения Валунистое, участков Горный, Огненный и Жильный. Москва: ИГЕМ. 2012. 92 с.

Волков А.В., Прокофьев В. Ю., Савва Н. Е., Колова Е.Е., Сидоров А.А. Геохимические особенности рудообразующего флюида палеозойского Au-Ag-эпитермального месторождения Ольча (северо-восток России) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 450. № 1. С. 71–75.

Пальянова Г.А., Савва Н.Е., Журавкова Т.В., Колова Е.Е. Минералы золота и серебра в пиритах малосульфидных руд месторождения Джульетта (северо-восток России) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С.1488-1510.

Рыжов О.Б., Стружков С.Ф., Аристов В.В., Двуреченская С.С., Остапенко Л.А., Сандомирская С.М., Зайцев В.И., Корж В.Д. Золото-серебряное месторождение Лунный (Северо-Восток России): геологическое строение и минеральный состав руд // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 4. С. 309-328.

Zhuravkova T.V., Palyanova G.A., Chudnenko K.V., Kravtsova R.G., Prokopyev I.R., Makshakov A.S., Borisenko A.S. Physicochemical models of formation of gold–silver mineralization at the Rogovik deposit (Northeastern Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. V.91. P.1-20.

Хлориты месторождения золота Муртыкты (Ильинское рудное поле, Башкортостан)

Заботина М.В.[1], Чухарева Н.С.[1]

[1]*ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, mary_7-88@mail.ru*

На сегодняшний день золотосульфидное месторождение Муртыкты является крупнейшим по разведанным запасам золота в Республике Башкортостан. Месторождение принадлежит Ильинскому рудному полю, включающему месторождение Ик-Давлят и ряд рудопроявлений. Расположено в Учалинском районе в 25 км к северо-востоку от г. Учалы и одноименного гигантского колчеданного месторождения. В настоящее время отрабатывается ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». На месторождении посчитаны запасы по категории C_1+C_2 для золота и по категории C_2 для попутных компонентов – цинка, серы, кадмия, индия и теллура (http://www.mineral.ru/News/45147.html).

В мире цинк добывается преимущественно из полиметаллических руд, содержащих 1–4 % Zn в виде сульфида. Руды обогащают селективной флотацией, получая цинковые концентраты. Самый распространенный сульфид Zn, хорошо поддающийся флотации и извлечению из него металла – это сфалерит. Однако часть цинка в виде изоморфной примеси может находиться в плохо флотируемых слоистых силикатах, в частности в хлорите, а также в карбонатах (https://www.mindat.org). Статья посвящена характеристике несульфидных форм цинка, с которыми связаны потери цинка при флотационном обогащении руд Муртыктинского месторождения и попытке оценки условий формирования руд месторождения с использованием хлоритового геотермометра.

Структурно-текстурные особенности руд и вмещающих их метасоматитов изучены оптико-микроскопическим (поляризационный микроскоп Axioscope A.1), валовые содержания минералов – рентгеноструктурным методом (рентгеновский дифрактометр Shimadzu XRD-6000, Cu K-α излучение с монохроматором, количественная оценка методом полнопрофильного анализа (Ритвельда), программный пакет SiroQuant V.4, аналитик П.В. Хворов), содержание цинка в рудах оценено рентгенофлюоресцентным анализом (портативный анализатор Innov_Xalfa), химический состав минералов определен на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ Vega3 Tescan, аналитики И.А. Блинов, М.А. Рассомахин).

Месторождение Муртыкты залегает в северо-восточной части Магнитогорского мегасинклинория, в зоне Тунгатаровского разлома, на контакте ирендыкской и карамалыташской (D_2) вулканогенно-осадочных толщ (Знаменский, 2010; Novoselov, Belogub, 2005). На месторождении выделены три рудные зоны: Промежуточная, Западная и Восточная.

В изученных подсечениях Промежуточной зоны породы, вмещающие золотое оруденение, представлены пиритсодержащими хлоритовыми сланцами с подчиненным количеством кварца, серицита и карбонатов, образованными по базальтоидам и вулканомиктовым осадкам (Знаменский, 2010).

Вмещающие породы Западной зоны сложены пирит- и карбонатсодержащими кварц-серицит-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами, образованными по вулканитам основного состава, вулканомиктовым песчаникам и алевропелитам. Также в разрезе присутствуют кремнистые пелитолиты (Падучина и др., 2019).

Рудные тела выделяются по результатам опробования. Руды преимущественно вкрапленные, гнездово-вкрапленные, прожилково-вкрапленные, участками массивные. Среди рудных минералов преобладает пирит, подчиненное значение имеют сфалерит, галенит и халькопирит. Редкими являются пирротин, блеклая руда (теннантит, тетраэдрит), арсенопирит (только в Промежуточной зоне), теллуриды (алтаит, гессит, петцит (в обеих зонах), калаверит, волынскит, колорадоит и раклиджит (только в Западной зоне)), самородное золото, а также рутил, магнетит и гематит. В нерудной матрице преобладают хлорит, кварц, серицит, менее широко распространены карбонаты (доломит, анкерит, кальцит и, редко, сидерит), иногда присутствует альбит, гипс (Белогуб, 2018ф; Падучина и др., 2019). В поздних жилах

диагностированы халькопирит и продукты его изменения, самородное золото, турмалин шерл-дравитового ряда, ксенотим и монацит. Среди продуктов гипергенного изменения руд установлены гидроксиды железа (гетит), замещающие железосодержащие карбонаты и пирит, гидроксиды марганца, цинкистый родохрозит, ярозит, ковеллин, халькозин, малахит, вторичные минералы свинца (церуссит, англезит, глет) (неопубликованные материалы ЗАО НПФ «БЗК»).

Минералогический анализ руд показал, что основными минералами-носителями цинка являются сфалерит (собственная форма) и хлорит (изоморфная примесь), примесь цинка также зафиксирована в блеклых рудах и сидерите, но эти минералы встречаются относительно редко.

Хлорит в метасоматитах Промежуточной зоны имеет доминирующее значение (~30–60 мас. %), менее широко распространен (~15–20 мас. %) в метасоматитах Западной зоны (рис. 1). Развивается как в основной массе рудоносных метасоматитов в виде тонко- мелкочешуйчатых агрегатов бледно-зеленого цвета, гнезд, просечек, интерстициальных выделений, иногда радиально-лучистых, сферолитовых форм, так и в реликтовых обломках в тех же метасоматитах. Совместно с кварцем формирует каймы вокруг пирита, участками тесно ассоциирует со сфалеритом и галенитом (рис. 2). В хлорит могут прорастать чешуйки серицита. Состав хлоритов варьирует. Содержание основных оксидов в хлоритах как из основной матрицы метасоматитов, так и из реликтовых обломков сходно и составляет (мас. %, мин. –макс.): MgO (10.72–20.78), FeO (18.73–27.92), Al_2O_3 (18.62–26.26), SiO_2 (21.88–28.69), примесей – ZnO (0–1.95) и MnO (0.24–3.89), редко Na_2O (0.15–0.19), K_2O (0.99) и CuO (0.54). В пределах отдельных индивидов примесь цинка распределена достаточно равномерно, хотя в одном образце, но в разных индивидах содержание ZnO может отличаться почти на 0.5 мас. % от близкого к пределу обнаружения метода до 0.58 мас. %. Хлориты принадлежат ряду шамозит-клинохлор (рис. 3). Хлорит, наиболее обогащенный цинком (ZnO > 1 мас. %), приурочен к сфалерит-галенитовой ассоциации прожилков и линз, хлорит с содержанием ZnO <0.5 мас. % слагает вмещающие их метасоматиты.

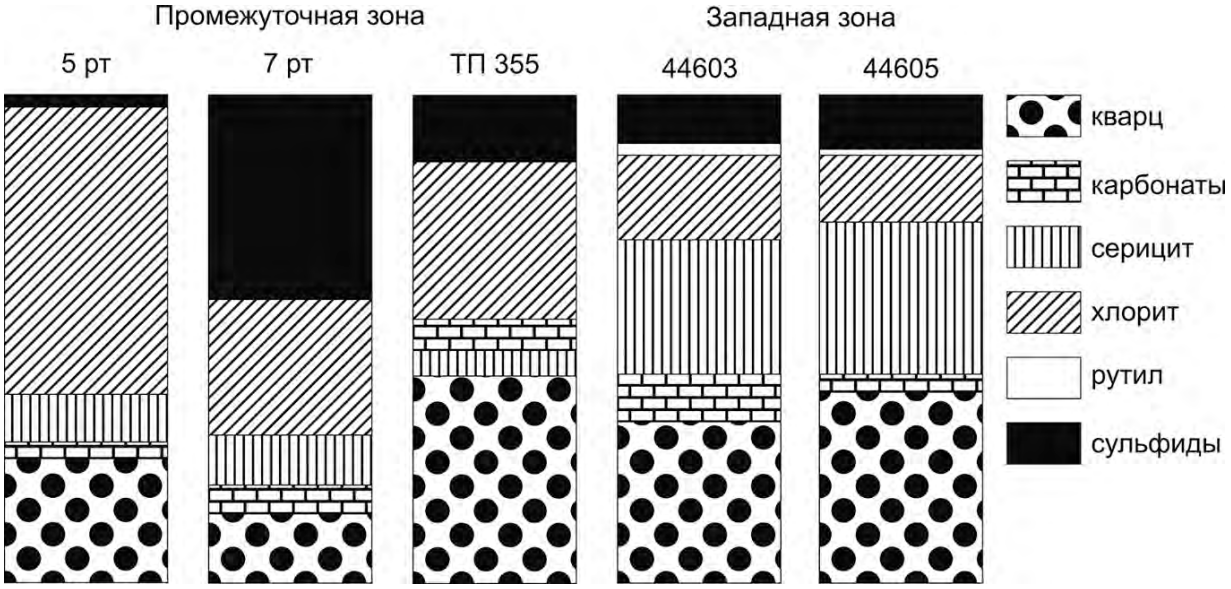


Рисунок 1. Минеральный состав рудовмещающих метасоматитов (№ проб 5 рт, 7 рт, ПР62, ТП355 – Промежуточная зона).

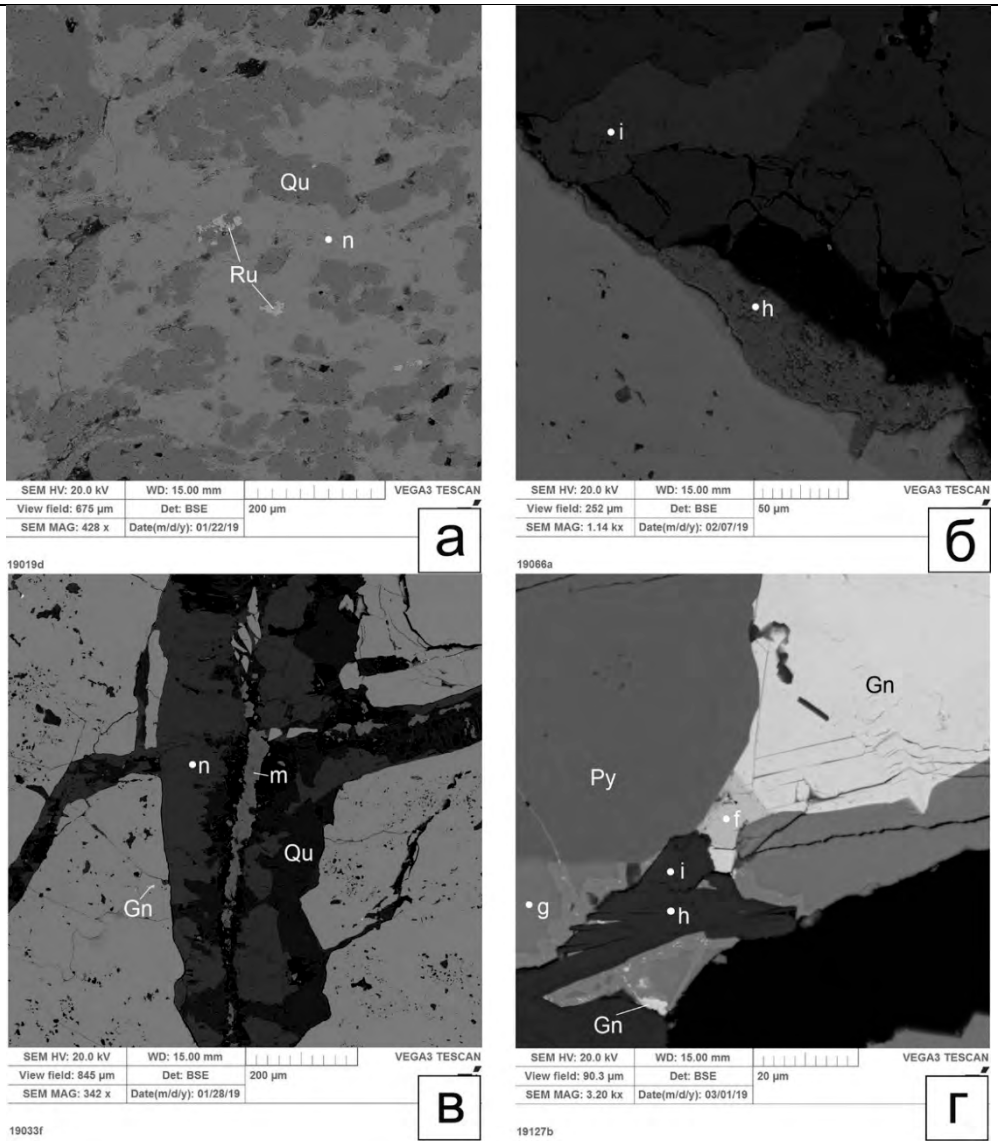


Рисунок 2. Морфология выделений хлоритов: а) хлорит (n) с кварцем (Qu) и рутилом (Ru) в основной массе рудоносного метасоматита; б) хлорит (i) с гипергенным цинкистым родохрозитом (h) по периферии зерна пирита из реликтового обломка тонкозернистой породы; в) хлорит (n) с кварцем (Qu) и гипергенным цинкистым родохрозитом (m) в трещине пирита с включением галенита (Gn); г) хлорит (i, h) в сростке с галенитом (Gn), сфалеритом (g), пиритом (Py) и гесситом (f).

Для оценки условий образования рудоносных метасоматитов были рассчитаны хлоритовые геотермометры по Kranidiotis, MacLean (1987), Cathelineau (1988) и Jowett (1991). Результаты расчета температур показали близкие значения (306–390 ºС) практически для всех хлоритов из матрицы метасоматитов и из реликтовых обломков, характеризующих руды с преобладанием вкрапленного типа минерализации, и более высокие для большинства хлоритов 7 рудного тела (399–464 ºС) Промежуточной зоны и Западной зоны (400–405 ºС), где в рудах существенную роль играют гнездовые и прожилковые текстуры (табл. 1).

Другой несульфидной формой цинка на месторождении является карбонатная, где он образует изоморфную примесь в сидерите.

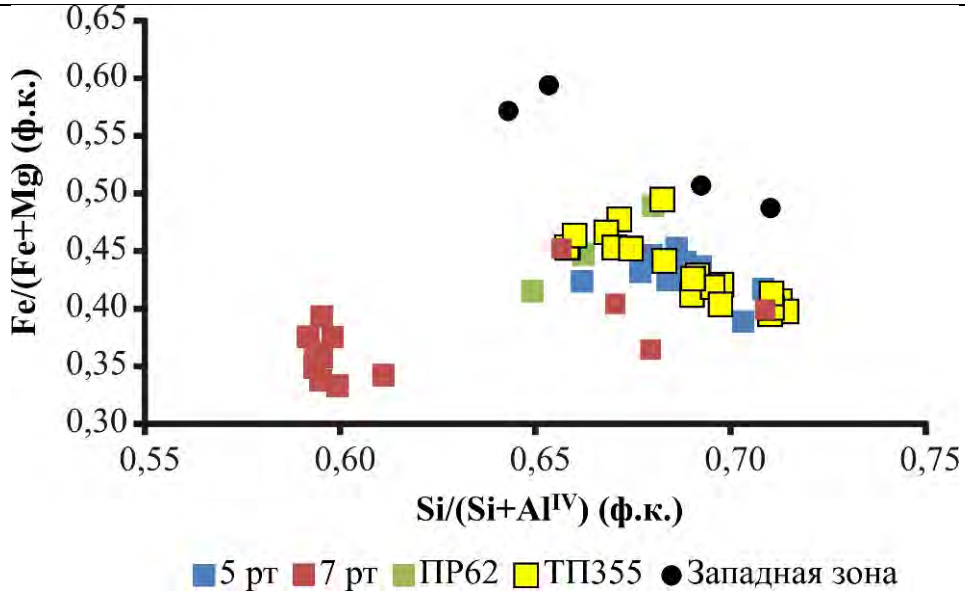


Рисунок 3. Состав хлоритов на бинарной диаграмме в координатах Fe/(Fe+Mg) и Si/(Si+Al^{IV}) по формульным коэфициентам (ф.к.).

Таблица 1. Температуры формирования хлорита Ганеевского месторождения.

Формулы расчета хлоритовых геотермометров	Авторы	T, °C (месторождение Муртыкты)				
		Промежуточная зона				Западная зона
		5 рт	7 рт	ПР 62	ТП 355	44603
T(°C) = 106AlcIV + 18 AlcIV=AlIV+0.7(Fe/[Fe+Mg])	Kranidiotis, MacLean, 1987	327-367	324-376 399-420	362-377	319-375	336-354 400-405
T(°C) = –61.92 + 321.98AlIV	Cathelineau, 1988	314-373	313-338 439-464	350-390	306-378	311-398
T(°C) = 319AlcIV – 69 AlcIV=AlIV+0.1(Fe/[Fe+Mg])	Jowett, 1991	316-376	313-338 438-464	355-392	308-382	316-404

Карбонаты развиты в метасоматитах в виде гипидиоморфных зерен размером 0.2–0.5 мм, скоплений гнездообразной формы, кристаллов с ромбическим сечением, часто зональных, входят в состав секущих кварцевых жил с сульфидами полиметаллов. Карбонаты тесно ассоциируют с серицитом. Выделяется несколько разновидностей карбонатов: промежуточные члены ряда доломит-анкерит, кальцит, реже встречается марганцовистый сидерит, обычно приуроченный к жилам, отмечен гипергенный цинкистый родохрозит (см. рис. 2). Состав карбонатов ряда *доломит-анкерит* (мас. %): CaO 26.81–28.19, MgO 9.26–13.75, FeO 9.29–16.17, MnO 3.71–6.04. Состав *кальцита* (мас. %): CaO 39.64–54.12, MgO 0.0–1.09, FeO 0.94–1.13, MnO 1.74–9.02. Состав *сидерита* (мас. %): FeO 42.09–46.36, MgO 0.0–1.97, CaO 0.74–1.53, MnO 4.34–11.43, ZnO 3.93–10.08. Состав *родохрозита* (мас. %): FeO 2.12–7.79, MgO 0.3–0.52, CaO 0.98–11.08, MnO 32.44–41.58, ZnO 0.39–20.63, PbO 0.84–1.52.

В среднем, в рудах месторождения Муртыкты содержится примерно 30 мас. % хлорита, при этом содержание цинка в хлорите, пространственно связанном с гнездовой и прожилковой полиметаллической минерализацией, может достигать 2.2 мас. %, из которых до 0.2 мас. % приходится на силикатную форму – хлорит, т.е. до 10 % цинка в руде может находиться в силикатной форме. Несмотря на высокие содержания карбонатов в метасоматитах, примесь цинка характерна только для сидерита, развитого локально в прожилках, и не вносит существенный вклад в баланс цинка в рудах.

Известно, что золото-сульфидное месторождение Муртыкты имеет полигенное происхождение и локализовано в карамалыташской вулканогенно-осадочной толще, вмещающей колчеданные месторождения крупнейшего на Урале Учалино-Верхнеуральского рудного района (Сазонов, 1999; Знаменский, 2010; Novoselov, Belogub, 2005). На месторождении широко развиты процессы метаморфизма и метасоматоза, проявлено рассланцевание пород. Цинк в составе хлоритов из гидротермально-измененных рудовмещающих пород колчеданных месторождений был известен и ранее (Русинов, 1989).

Установленная нами тесная ассоциация наиболее обогащенных цинком хлоритов и сфалерита из прожилков и линз, и близкие температуры образования хлоритов, слагающих основную матрицу метасоматитов и реликтовые обломки, и хлоритов в прожилках косвенно могут указывать на одновременность процессов образования рудоносных метасоматитов и сульфидной минерализации. Температуры образования большинства хлоритов (306–390 ºС) близки полученным ранее температурам (410–360 ºС) начала кристаллизации руд (Бахтина, 1985). Источником цинка в рудах могли служить первичные концентрации сульфидов вулканогенно-осадочного генезиса. Переотложение цинка в зоне рассланцевания в форме не только сульфидов, но также силикатов и карбонатов произошло в результате гидротермальных процессов, связанных с коллизионным этапом развития Урала.

Работа поддержана проектом фундаментальных научных исследований по программам РАН (АААА-А18-11060900540). Авторы благодарны Е.В. Белогуб и К.А. Новоселову за предоставленные материалы и консультации.

Бахтина А.П. состав и закономерности формирования метасоматитов золотополиметаллического месторождения Урала: Дисс. … канд. геол.-мин. Наук. Свердловск. 1985. 298 с. (библиотека ИГГ УрО РАН).

Белогуб Е.В. Информационный отчет по результатам минералого-петрографического изучения руд и вмещающих пород месторождения Муртыкты (Башкортостан) в 2017–2018 гг. Миасс. 2018ф. 47 с.

Знаменский С.Е. Геологические условия образования и генезис золото-сульфидных месторождений Магнитогорской мегазоны // Магматизм и метаморфизм в истории земли. XI Всероссийское петрографическое совещание. Екатеринбург, УГГУ. 2010. С. 257–258.

Падучина Ю.А., Чухарева Н.С., Новоселов К.А., Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Артемьев Д.А., Рассомахин М.А.. Минералогия благородных металлов месторождения золота Муртыкты, Южный Урал // Минералогия. Миасс. 5(2). 2019. С. 57–68.

Русинов В. Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука. 1989. 214 с.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (1999) Месторождения золота Урала. Екатеринбург, УГГГА. 570 с.

Novoselov K., Belogub E. (2005) Gold-polymetallic mineralisation of the Il'inskoe ore field (South Urals) // Mineralogy and Petrology, 43. P. 138–142.

http://www.mineral.ru/News/45147.html

https://www.mindat.org

Халькогениды золота в системе Au-S-Se-Te: экспериментальные и природные данные

Зинина В. Ю.[1,2], Пальянова Г. А.[1,2]

[1]*НГУ, г. Новосибирск*
[2]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, veronikazinina@ya.ru*

В системе Au–S–Se–Te известно несколько халькогенидов золота – калаверит или креннерит (α- и β-$AuTe_2$) и монтбрейит Au_2Te_3, а также два полиморфа селенида золота (α- и β-AuSe). По результатам экспериментальных работ в системе Au–Se–Te получены фазы Au_2SeTe (Cranton et al., 1968), $Au_3Te_6Se_4$ (Tuhý et al., 2018) и твердый раствор $Au_2Se_3Te_4$ – $Au_4Se_5Te_8$ (Wang, 2000). Открыт новый минерал малетойваямит $Au_3Te_6Se_4$ (Tolstykh et al., 2019) и выявлено присутствие других новых халькогенидов золота разного состава в золоторудном проявлении Гачинг Малетойваямского рудного поля (Центрально-Камчатский вулканический пояс) (Tolstykh et al., 2018). Из-за мелкого размеров зерен природных халькогенидов их состав определен приблизительно и соотношение Au/X (X = Σ(Te+Se+S) ≈ 1 и 3–4. Цель работы — синтезировать четверные халькогениды в системе Au–S–Se–Te, устойчивые и близкие к природным соединениям, установленным на рудопроявлении Гачинг, установить состав и изучить свойства синтетических фаз, а также выявить сходство с природными соединениями золота.

В нашей работе халькогениды золота получены методом сухого синтеза — при нагревании в вакуумированных кварцевых ампулах смеси элементарных веществ, взятых в заданных соотношениях X/Au (X = Σ(Te+Se+S)) от 1 до 4: AuX ($AuTe_{0.667}Se_{0.167}S_{0.167}$), AuX_2 ($AuTeSe_{0.5}S_{0.5}$), $AuX_{3,5}$ ($AuTe_2Se_{1.125}S_{0.375}$, $AuTe_2Se_{0.75}S_{0.75}$) и AuX_4 ($AuTe_{2.5}SeS_{0.5}$) (табл. 1).

Ампулы в экспериментах с исходными составами $AuTe_{0.667}Se_{0.167}S_{0.167}$, $AuTe_2Se_{0.75}S_{0.75}$, $Au_2Te_5Se_2S$ нагревали до 600 °C со скоростью 100 °/час, до 700 °C со скоростью 10 °/час, выдерживали при этой температуре 5 дней, затем охлаждали до 400 °C (№6 – до 500°C) со скоростью 50 °/час и отжигали в течение 14 дней. Ампулы в экспериментах с исходными составами $AuTeSe_{0.5}S_{0.5}$, $AuTe_2Se_{1.125}S_{0.375}$, $AuTe_2Se_{0.375}S_{1.125}$ нагревали до 400 °C со скоростью 100 °/час, до 550°C, через сутки до 600 °C со скоростью 20 °/час, выдерживали при этой температуре в течение 3 дней, затем охлаждали до 400 °C со скоростью 50 °/час и отжигали в течение 14 дней. После отжига ампулы охлаждали до комнатной температуры в выключенной печи.

Во всех экспериментах установлено от 3 до 5 фаз. Фазы AuX_2 ($AuTe_{1,8}S_{0,1}Se_{0,1}$) и Au_3X_{10} ($Au_3Te_6Se_3S_1$ – $Au_3Te_6Se_{2,5}S_{1,5}$) присутствуют во всех синтезированных слитках. В экспериментах № 1–4 есть фаза AuX ($AuTe_{0,7}Se_{0,2}S_{0,1}$). В продуктах синтеза экспериментов № 1–4 и № 6 присутствует золото. В экспериментах № 2–5 установлены фазы из смеси халькогенов (Te, Se, S), в которых преобладает Te или Se (табл. 1, мас.%).

Согласно XRD-результатам, в продуктах синтеза всех экспериментов присутствует фаза, идентичная калавериту α-$AuTe_2$ (PDF card 01-074-7043). Пики металлического золота (PDF card 03-065-8601) отмечаются на дифрактограмме эксперимента с исходным составом $AuTe_{0.667}Se_{0.167}S_{0.167}$, в котором его было большего всего. Фаза, представленная смесью Te, Se и S, в экспериментах № 2–5 (табл. 1) имеет пики, сходные с теллуром (PDF card 04-003-2449) или $Te_{0,5}Se_{0,5}$ (PDF card 01-003-7043). На дифрактограммах также присутствуют пики малетойваямита и его синтетического аналога (Tuhý et al., 2018; Tolstykh et al., 2019). Неидентифицированные пики принадлежат, по-видимому, фазам состава AuX, S-содержащего малетойваямита и/или халькогенной фазы X (S,Se,Te) (Palyanova et al., in press) (рис. 1а).

Таблица 1. Исходные составы и результаты микрорентгеноспектрального анализа продуктов синтеза экспериментов.

№	Исходный состав	X/Au	масс. %					Формула
			Au	S	Se	Te	Сумма	
1	$AuTe_{0.667}Se_{0.167}S_{0.167}$	1	36,61	3,96	10,62	49,22	100,41	$Au_3Te_6Se_{2,5}S_{1,5}$ (30%)
			44,27	0,23	2,86	52,47	99,83	$AuTe_{1,8}Se_{0,1}S_{0,1}$ (20%)
			63,64	1,67	5,8	29,11	100,22	$AuTe_{0,7}Se_{0,2}S_{0,1}$ (10%)
			98,8	1,63	0	0	100,43	Au (40%)
2	$AuTeSe_{0.5}S_{0.5}$	2	36,87	2,77	12,82	47,98	100,44	$Au_3Te_6Se_{2,5}S_{1,5}$ (25%)
			44,85	0	3,16	52,25	100,26	$AuTe_{1,8}Se_{0,2}$ (40%)
			63,34	1,25	5,01	30,84	100,44	$AuTe_{0,7}Se_{0,2}S_{0,1}$ (15%)
			101,69	1,58	0	0,4	103,67	Au (10%)
			0	23,75	42,17	33,7	99,62	$Te_{0,16}S_{0,5}Se_{0,34}$ (10%)
3	$AuTe_2Se_{1.125}S_{0.375}$	3.5	36,42	1,82	14,39	47,73	100,36	$Au_3Te_6Se_3S_1$ (35%)
			44,67	0,28	4,07	51,41	100,43	$AuTe_{1,8}S_{0,1}Se_{0,1}$ (20%)
			63,02	0,74	6,19	30,25	100,2	$AuTe_{0,7}Se_{0,2}S_{0,1}$ (15%)
			97,25	0	0	2,39	99,64	Au (5%)
			0	6,24	42,52	50,68	99,44	$Te_{0,29}S_{0,25}Se_{0,45}$ (25%)
4	$AuTe_{2.5}SeS_{0.5}$	4	36,6	2,89	12,02	48,16	99,67	$Au_3Te_6Se_{2,5}S_{1,5}$ (20%)
			43,83	0,21	2,66	52,92	99,62	$AuTe_{1,8}S_{0,1}Se_{0,1}$ (30%)
			62,34	0,99	4,81	32,07	100,21	$AuTe_{0,7}Se_{0,2}S_{0,1}$ (10%)
			99,34	1,42	0	0,37	101,13	Au (5%)
			0	15	32,13	50,48	97,61	$Te_{0,37}S_{0,32}Se_{0,31}$ (35%)
5	$AuTe_2Se_{0.75}S_{0.75}$ 400□C	3.5	36,14	2,47	12,51	49,07	100,19	$Au_3Te_6Se_{2,5}S_{1,5}$ (50%)
			44,06	0,22	1,84	54,16	100,28	$AuTe_{1,8}S_{0,1}Se_{0,1}$ (10%)
			0	2,69	21,78	72,27	96,74	$Te_{0,61}S_{0,09}Se_{0,30}$ (40%)
6	$AuTe_2Se_{0.75}S_{0.75}$ 500□C	3.5	37,17	2,96	12,42	47,45	100	$Au_3Te_6Se_{2,7}S_{1,3}$ (60%)
			44,54	0,00	2,72	52,74	100	$AuTe_{1.85}Se_{0.15}$ (35%)
			99,47	0	0	0,62	100,09	Au (5%)

Получен идентичный характер КР-спектров природных и синтетических фаз состава AuX, которые показывают три различимые полосы поглощения с пиками 130, 170 и 208 см$^{-1}$. КР-спектры природных и синтетических фаз состава Au_3X_{10} имеют пики 101, 137 и 178 см$^{-1}$ (рис. 1б). Они в пределах точности совпадают с положением пиков природных и синтетических фаз $Au_3Se_4Te_6$, определённые (Tuhy et al., 2018). Возможно, что синтетические фазы состава $Au_3Te_6Se_3S$ и $Au_3Te_6Se_{2,5}S_{1,5}$ – это S-содержащий малетойваямит (Tolstykh et al., 2019).

Полученные в работе данные по составам синтетических и природных халькогенидов золота находятся в хорошем соответствии между собой (рис. 2). Для природных халькогенидов золота установлены следующие вариации составов: для AuX – $Au_{0.99\text{-}1.00}Te_{0.70\text{-}0.71}Se_{0.25\text{-}0.27}S_{0.03\text{-}0.06}$, для фазы Au_3X_{10} – $Au_{2.91\text{-}3.08}Te_{5.85\text{-}6.06}Se_{1.57\text{-}3.66}S_{0.44\text{-}2.63}$. Синтезированные фазы AuX ($AuTe_{0,7}Se_{0,2}S_{0,1}$) и Au_3X_{10} ($Au_3Te_6Se_3S_1$–$Au_3Te_6Se_{2,5}S_{1,5}$) являются синтетическими аналогами ранее неизвестных в природе соединений, обнаруженных на участке Гачинг Малетойваямского рудного поля (Tolstykh et al., 2018; Пальянова и др., 2019).

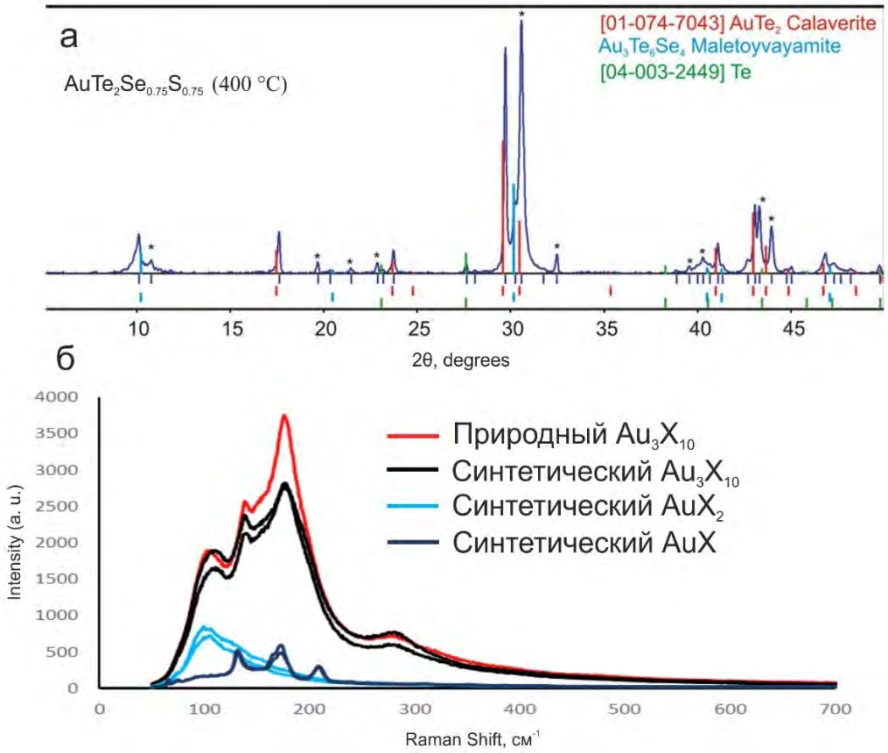


Рисунок 1. а – дифракционный профиль фрагмента образца из эксперимента с исходным составом $AuTe_2Se_{0.75}S_{0.75}$ (табл. 1) и температурой отжига 400°C, б – КР спектры синтетических фаз AuX, AuX_2, Au_3X_{10} и природного соединения $Au_3Te_6(S,Se)_4$ с рудопроявления Гачинг.

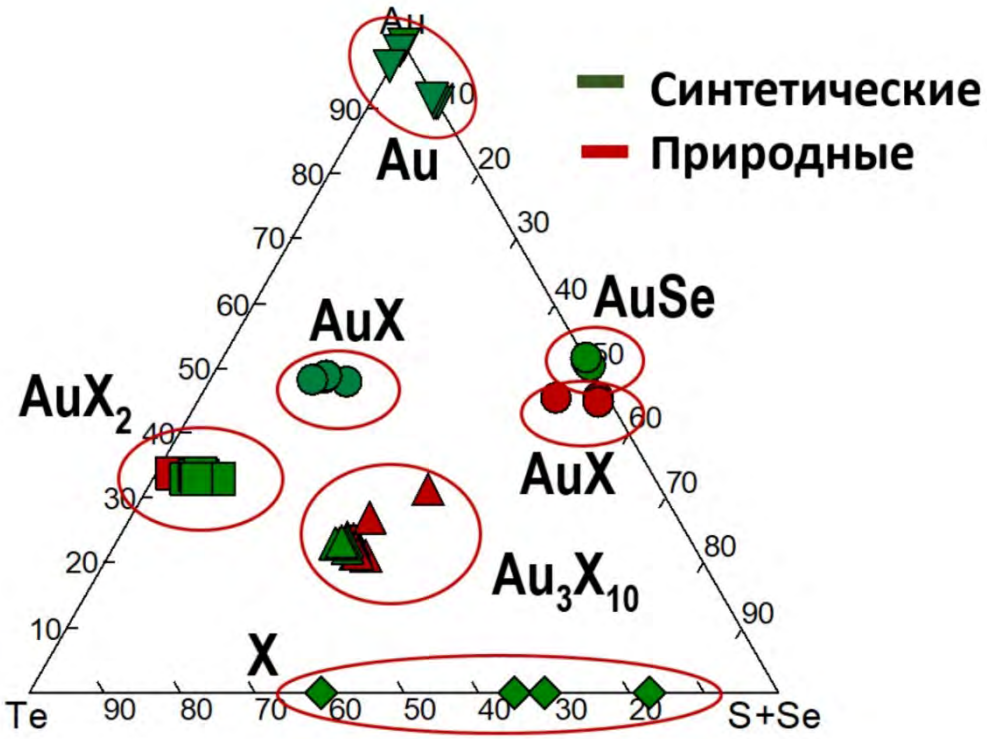


Рисунок 2. Диаграмма составов Au-Te-S(+Se) (ат.%) природных (участок Гачинг) и синтетических фаз.

Авторы благодарны к.г.-м.н. Н.С. Карманову и М.В. Хлестову (ИГМ СО РАН, ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН) за микрорентгеноспектральное определение состава минералов и И.Н. Куприянову (ИГМ СО РАН) за помощь в съёмке КР-спектров. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (грант 19–05–0031а).

Cranton G. E. and Heyding R. D., The gold/selenium system and some gold seleno-tellurides // Canadian Journal of Chemistry. Vol. 46. No.16 August 15. 1968.

Palyanova G., Mikhlin Yu., Zinina V., Kokh K., Seryotkin Yu., Zhuravkova T. New gold chalcogenides in the Au-Te-Se-S system // Journal of Physics and Chemistry of Solids. 2019 (in press).

The Powder Diffraction File PDF-4+. International Centre for Diffraction Data, Release. 2009.

Tolstykh N., Vymazalova A., Tuhy M., Shapovalova M., Conditions of formation of Au-Se-Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoivayam ore field), Kamchatka, Russia // Mineralogical Magazine. 2018. V. 82. No3. P. 649-674.

Tolstykh, N.D.; Tuhý, M.; Vymazalová, A.; Plášil, J.; Laufek, F.; Kasatkin, A.V.; Nestola, F. Maletoyvayamite, IMA 2019-021. CNMNC Newsletter No. 50. Mineral. Mag. 2019. 31.

Tuhy M., Vymazalova A., Tolstykh N.D., Plašil J., Laufek F., Drabek M. Abstract of 13 Pt Simposium, Polokwane. 2018.

Wang N.D. New synthetic ternary chalcogenides // Neues Jahrbuch für Mineralogie. 2000. V. 8. P. 348–356.

Пальянова Г.А., Толстых Н.Д., Зинина В.Ю., Кох К.А., Серёткин Ю.В., Бортников Н.С. Синтетические халькогениды золота в системе Au-Te-Se-S и их природные аналоги // ДАН. 2019. том 487. № 4. с. 84–89.

К минералогии ореолов пропаривания Мутновского геотермального резервуара (Южная Камчатка)

Зобенько О.А.[1,2], Округин В.М.[1,2], Чернев И.И.[3]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, zobenko.olesya@yandex.ru*
[2]*КамГУ им. В. Беринга, г. Петропавловск-Камчатский*
[3]*АО «Геотерм», г. Петропавловск-Камчатский*

Мутновский геотермальный район (МГР) крупнейший на Камчатке. Он расположен в 70 км юго-западнее г. Петропавловск-Камчатский в непосредственной близости с такими активными вулканами как Горелый и Мутновский. МГР входит в состав Южно-Камчатского горнорудного района (ЮКГР), который включает в себя: - Мутновское Au-Ag-полиметаллическое, Родниковое и Асачинское Au-Ag месторождения; - рудопроявления Вилючинское, Быстринское. В южной части МГР находится одна из крупнейших в России Мутновская геотермальная высокотемпературная система с одноименным месторождением парогидротерм, на базе которого успешно функционирует Мутновский геотермальный энергетический комплекс общей мощностью 62 МВт (Карта…, 1999).

В геологическом строении МГР участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования олигоцен-четвертичного возраста (Леонов В.Л., 1986).

Приведены первые результаты изучения вещественного состава пород по разрезу скважины Гео-6 в интервале глубин от 208 до 1872 м. Скважиной вскрыты три толщи вулканитов, отнесенных к верхнеалнейской (плиоцен), нижнеалнейской (верхний миоцен-плиоцен) и нижнеасачинской (средний миоцен) свитам и субвулканическое тело силлообразной формы (плиоцен; рис. 1). Породы представлены: - андезитами, андезибазальтами, базальтами, их туфами, пемзокластическими туфами, конгломератами и песчаниками (верхнеалнейская толща); - туфами риолитов и дацитов, игнимбритами, туфоконгломератами (нижнеалнейская толща); - андезибазальтами, базальтами, их туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами (нижнеасачинская подсвита) и андезибазальтами и андезитами силлообразного тела.

Отложения верхналнейской толщи (до глубины 786 м) отличаются незначительными гидротермальными изменениями (рис. 2а). Имеют как правило, порфировую структуру – до 10-15% вкрапленников представлены кристаллами средних плагиоклазов (андезин-лабрадор), ортопироксенов, роговой обманки (?) и биотита (?). Их размер варьирует от 50-80 до 750-800 мкм. Основная масса криптокристаллическая, состоит из микролитов плагиоклазов и пироксенов. Рудные минералы распространены неравномерно, занимают около 1% общей массы. Это убогая вкрапленность магнетита и титаномагнетита с размерами от 250 до 500 мкм.

Эффузивы нижнеалнейской толщи (до 1078 м) представлены более кислыми разностями и отличаются значительным количеством и разнообразием рудных минералов. Пирит присутствует в виде радиально-лучистых агрегатов, изометричных зерен и их срастаний в ассоциации с кварцем и кальцитом. Содержание примесей в нем достигает: - 4-6 вес.% мышьяка и 1,5 вес. % меди. В качестве микровключений (5-15 мкм) диагностированы халькопирит и Se-содержащий галенит (1,6 вес.%). Выявлены призматические кристаллы апатита до 50 мкм, в которых установлены аномальные количества летучих: фтора до 3-4 вес.%, хлора 0,3 вес.%.

В андезитах субвулканического тела (1156-1490 м) выявлены кварц-карбонатные и кварц-полевошпатовые агрегаты с микропрожилками пирита. В нем установлены максимальные содержания мышьяка (до 6 вес.%). В качестве микровключений размером до 10-20 мкм диагностированы халькопирит и сфалерит.

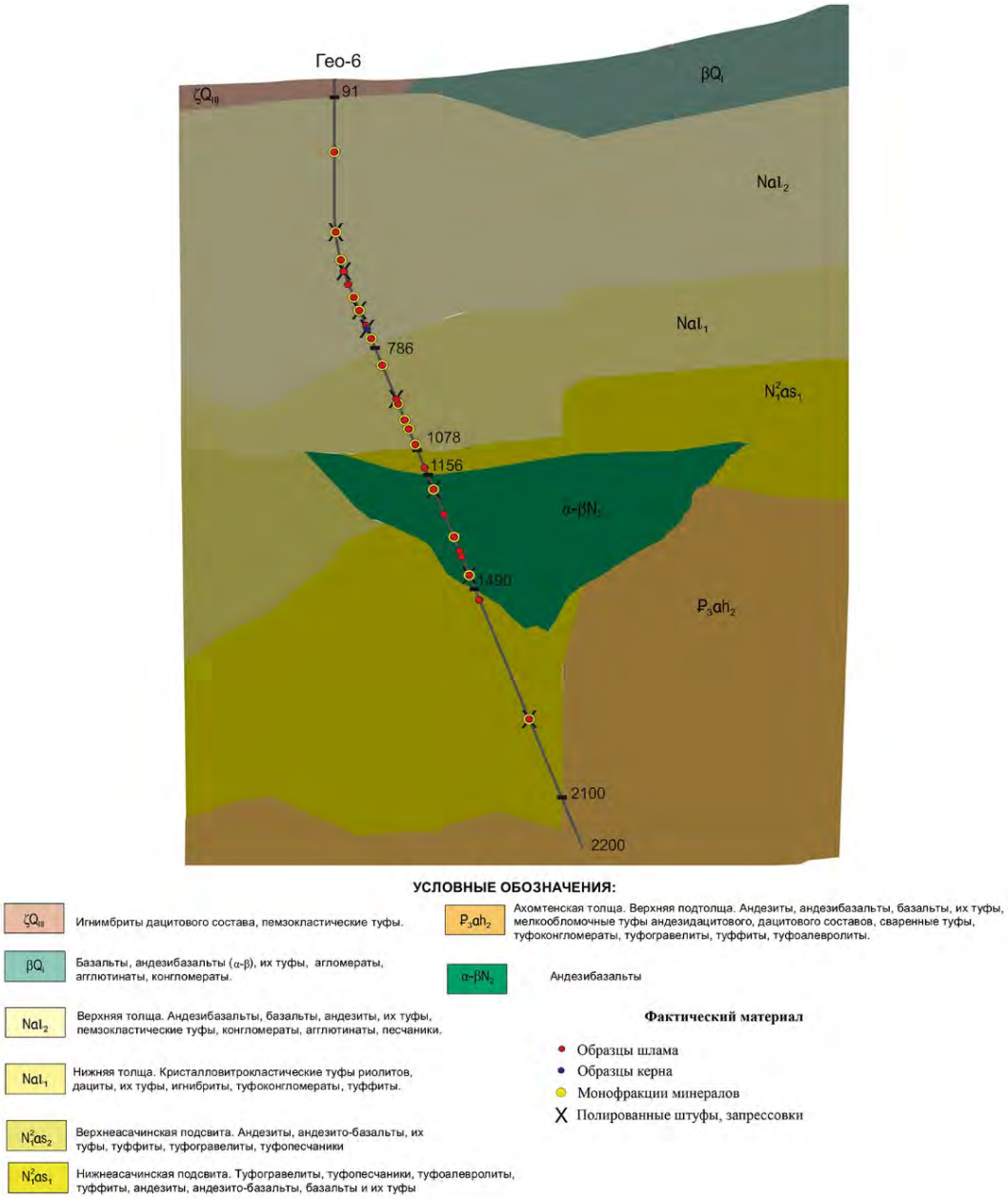


Рисунок 1. Разрез по скважине Гео-6. Материал АО Геотерм с дополнениями.

Породы нижнеасачинской подсвиты (1078-1156; 1490-1872 м) подвержены интенсивным гидротермальным изменениям (рис. 2б). Они выражены карбонатизацией, адуляризацией и замещением темноцветных минералами группы хлорита. Среди рудных минералов диагностированы пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и арсенопирит. Пирит представлен двумя разностями: 1) массивные близкие к изометричным зерна размером до 100 мкм с неоднородным строением за счет обогащения отдельных зон мышьяком от 1 до 3 вес.% (рис. 2д); 2) фрамбоиды (10-25 мкм), состоящие из мелких кристаллов размером первые микроны, образующие скопления до 50-100 мкм (рис.2е). Изометричные кристаллы халькопирита до 20 мкм находятся в срастаниях с пиритом и в виде микровключений в нем (первые мкм). Пирротин слагает прожилки мощностью до 50-70 мкм в основной массе, а также встречается в тесных срастаниях с пиритом (рис. 2г). Акцессорные минералы представлены сфеном, рутилом, апатитом (рис.2б). Апатит содержит F до 3,22 вес% и Cl до 1,58 вес.%. Сфен образует агрегаты неправильной формы и содержит от 1,3 до 2 вес.% F.

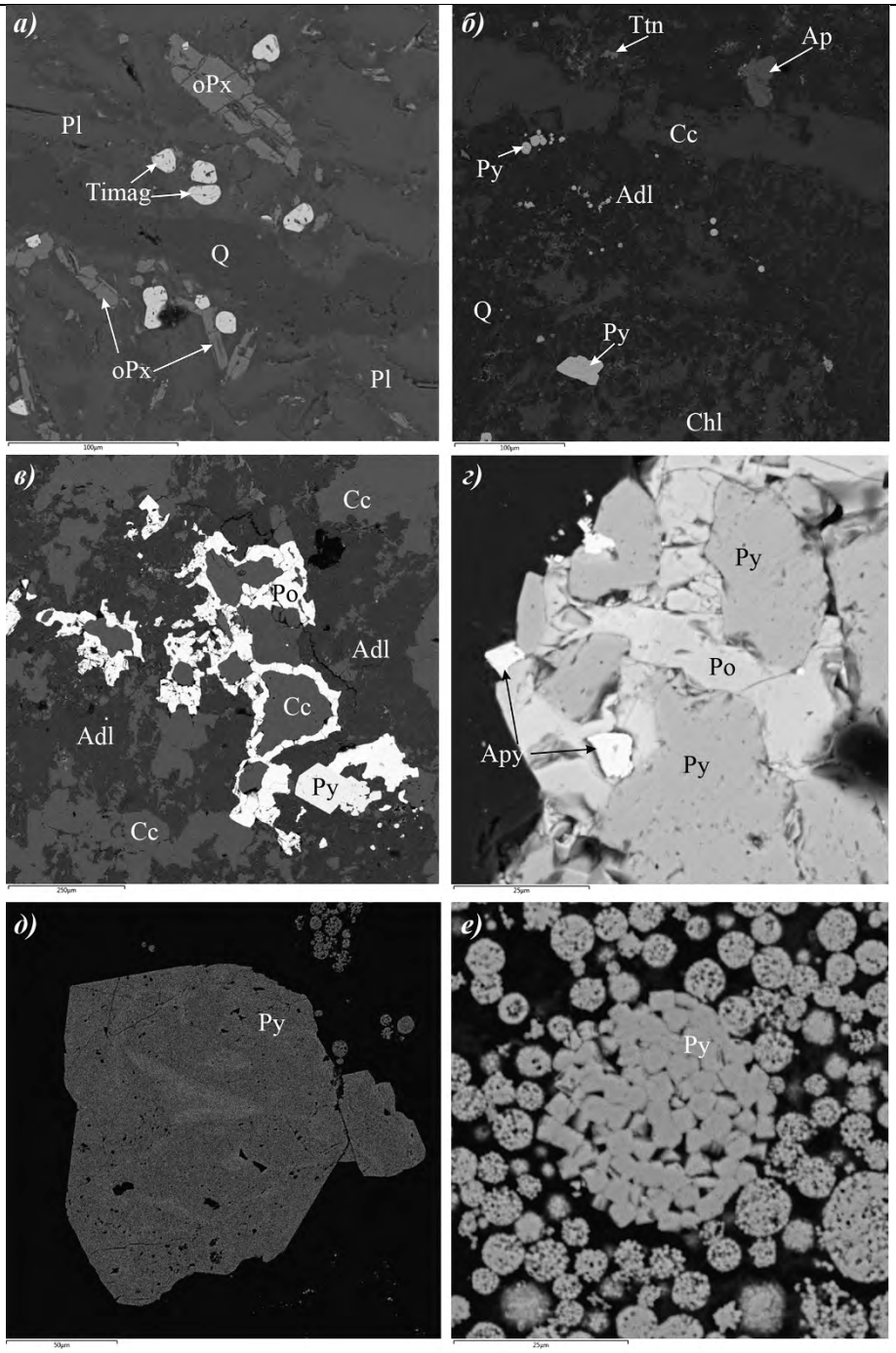


Рисунок 2. Минеральный состав пород верхнеалнейской (а) и нижнеасачинской (б-г) толщ.

а – вкрапленники ортопироксенов (oPx) в основной массе - кварц (Q) и плагиоклазы (Pl) с микровключениями титаномагнетита (Timag); б – кварц-адуляровая (Adl) основная масса с включениями F-апатита (Ap), сфена (Ttn), пирита (Py), минералы группы хлорита (Chl) замещают роговую обманку; в – пирит и пирротин (Po) в основной массе из кальцита (Cc) и адуляра; г – тесные срастания пирита и пирротина с микровключениями арсенопирита (Apy) в кварц-адуляровом прожилке; д – неравномерное распределение мышьяка (до 3,7 вес.%) в пирите; е – фрамбоиды пирита. Фото в обратно-рассеянных электронах.

Выводы

1. С глубиной увеличивается: - интенсивность гидротермальных изменений пород (окварцевание, адуляризация; карбонатизация, хлоритизация); - резко возрастает количество рудных минералов, их разнообразие с высокими количествами элементов-примесей (мышьяк, селен); - появление и масштабы развития минералов содержащих воду и летучие (фтор, хлор); - впервые в ореолах гидротермальных изменений (ЮКГР), установлены апатит и сфен с аномальными количествами фтора. Их присутствие и масштабы проявления свидетельствуют о

наличии литолого-структурных ловушек, в которых могут быть локализованы перспективные продуктивные высокотемпературные гидротермальные резервуары. Такие резервуары относятся к "слепым рудным телам" и могут обнаруживаться при проведении геофизических работ.

2. Наличие зон адуляризации, появление на забое таких сульфидов как арсенопирит и пирротин, увеличение с глубиной по разрезу скважины рудной минерализации (такие сульфиды, как халькопирит, мышьяксодержащий пирит - типомофный минерал золотоносных жил, селенсодержащий галенит известный на крупных золоторудных месторождениях Камчатки - Асачинском и Агинском) указывают на присутствие жильных зон схожих с главной жилой Определяющей Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения, расположенного на расстоянии менее километра от продуктивных скважин одноименного геотермального комплекса.

3. В связи с этим рекомендуется увеличить глубину проходки скважин на 50-60 м в районе скважины Гео-6.

Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1: 500 000. Краткая пояснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализаций и ореолов рассеяния полезных ископаемых // Главные редакторы: Литвинов А.Ф., Патока М.Г. (Камчатгеолком), Марковский Б.А. (ВСЕГЕИ). Петропавловск-Камчатский: Изд-во СП КФ ВСЕГЕИ, 1999, 560 с.

Леонов В.Л. Методика и результаты крупномасштабного геокартирования // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука. 1986. 10-11 с.

Округин В.М. Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. кн. 1. С. 712-716.

Особенности строения Нижнего расслоенного горизонта на участке малосульфидного платинометалльного месторождения Северный Каменник.

Иванов А.Н.[1], Грошев Н.Ю.[1], Корчагин А.У.[2]

[1]*Геологический институт КНЦ РАН, г.Апатиты, aniva51@mail.ru*
[2]*ОАО «Пана», г. Апатиты*

Выявление на территории Кольского региона серии малосульфидных месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ) является крупным достижением отечественной геологии начала XXI века (Митрофанов и др.,2013). Малосульфидные месторождения составляют основу минерально-сырьевой базы ЭПГ в мире (Naldrett, 2013). Начало освоения этих месторождений является делом ближайшего будущего и требует попутно с наращиванием МСБ более глубокого понимания процессов формирования рудных концентраций и их перераспределения в платиноносных рифовых толщах (Додин и др., 2001).

Процессы малосульфидного платинометалльного рудообразования наиболее детально изучены в рифе Меренского, Бушвельдский комплекс, ЮАР (Latypov et al., 2015; Naldrett, 2013). Характерной и во многом загадочной особенностью рифа, протягивающегося на многие сотни километров при средней мощности всего лишь один метр, являются так называемые «потхолы» (potholes), или рытвины, обусловленные трансгрессивно-интрузивным проникновением порции горячей рудоносной магмы в полосчатые толщи и эрозией подстилающих кумулатов (Latypov et al., 2015). Трансгрессивные структуры рифа Меренского, усложняя моноклинальное залегание рудных тел и соответственно работу горнодобывающих компаний, являются предметом разносторонних исследований (Latypov et al., 2015; Naldrett, 2013).

Северный платинометалльный риф Западно-Панского массива (ЗПМ), вмещающий несколько малосульфидных месторождений (Корчагин и др, 2009; Корчагин и др, 2016), является ближайшим аналогом рифа Меренского на территории Кольского региона. Северный риф в широком смысле слова представляет собой ряд минерализованных уровней мощностью первые метры, ассоциирующих с Нижним расслоенным горизонтом (НРГ). В восточной части ЗПМ, на месторождении Киевей, этот горизонт имеет ритмично-расслоенное строение, обусловленное чередованием анортозитов, габброноритов, норитов, пироксенитов и, реже, оливиновых пород. Как правило, выделяется четыре ритма общей мощностью около 40 м, образующие нормальную фацию НРГ (рис. 1) с платинометалльным оруденением в подошве всех следующих за первым ритмов. Формирование ритмов связывается с последовательным пополнением камеры рудоносным расплавом (Корчагин и др., 2009). Фациальные вариации НРГ в пределах месторождения Киевей ограничиваются выклиниванием третьего и последующих ритмов при выдержанном по простиранию и падению основном рудном теле, которое ассоциирует со вторым ритмом и залегает моноклинально с падением на юг под углом 30°. Оруденение содержит в среднем 4 г/т ЭПГ и Au, Pd/Pt и Cu/Ni отношения равны 6,3 и 1,2 соответственно.

При разведке аналогичного месторождения Северный Каменник (Корчагин и др., 2016) на западном фланге Северного рифа, вблизи предполагаемого питающего магматического канала, были установлены широкие вариации углов падения основного рудного тела (от 25° до 50°) и геологических фаций НРГ (от фации затухания до полной русловой фации; рис. 1). Эти вариации сопровождаются многочисленными случаями выклинивания рудного тела (рис. 2, а). В отличие от месторождения Киевей, на Северном Каменнике возникновение новых фаций обусловлено появлением ниже основного рудного тела толщи такситовых габброноритов (рис. 1), вероятно, перекристаллизованных. Необходимо отметить, что в толще такситовых габброноритов залегает платинометалльная сульфидная минерализация, которая по своим геохимическим свойствам отличается от основного оруденения: отношение Pd/Pt варьирует в широких пределах (2–6), Cu/Ni увеличивается (от 0,9 до 2,3) и сульфиды обогащаются ЭПГ вниз по разрезу (отношение (Pt+Pd)(г/т)/(Cu+Ni)(мас.%) достигает 34). В некоторых скважинах отмечается до четырех геолого-геохимических типов оруденения (Грошев и др., 2014).

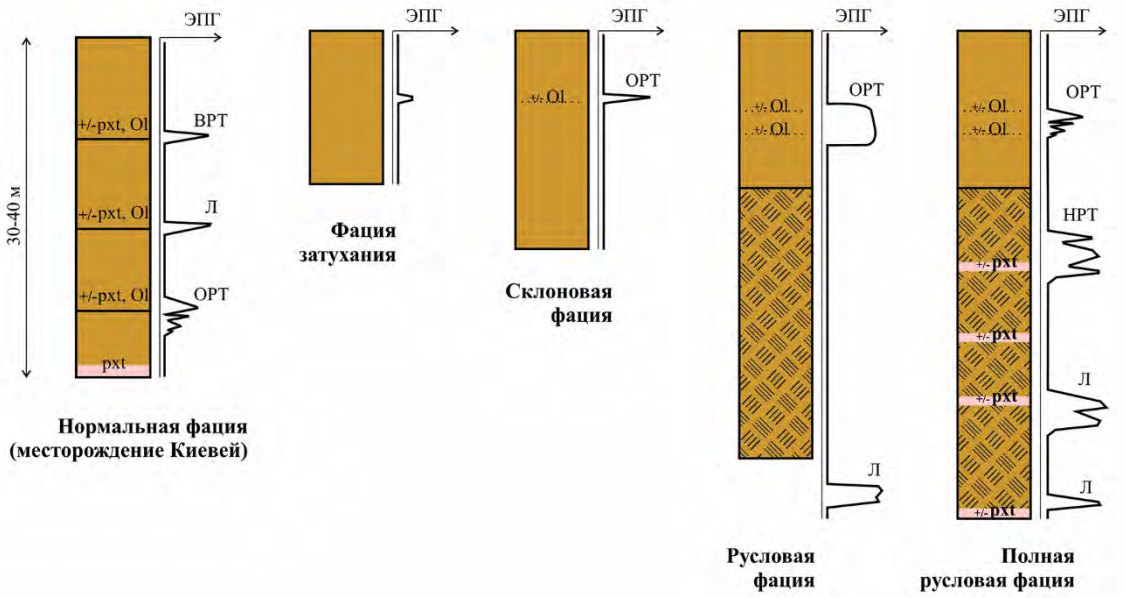


Рисунок 1. Ряд геологических фаций Нижнего расслоенного горизонта на западном участке месторождения Северный Каменник в сравнении с месторождением Киевей. Коричневым показаны габбронориты, лейкогаббро и анортозиты, розовым – пироксениты; штриховкой – такситовые до пегматоидных габбронориты.

Сокращения: ВРТ – верхнее рудное тело, ОРТ – основное рудное тело, НРТ – нижнее рудное тело, Л – линза, Ol – оливин, pxt – среднезернистый пироксенит, +/- pxt – пегматоидный пироксенит.

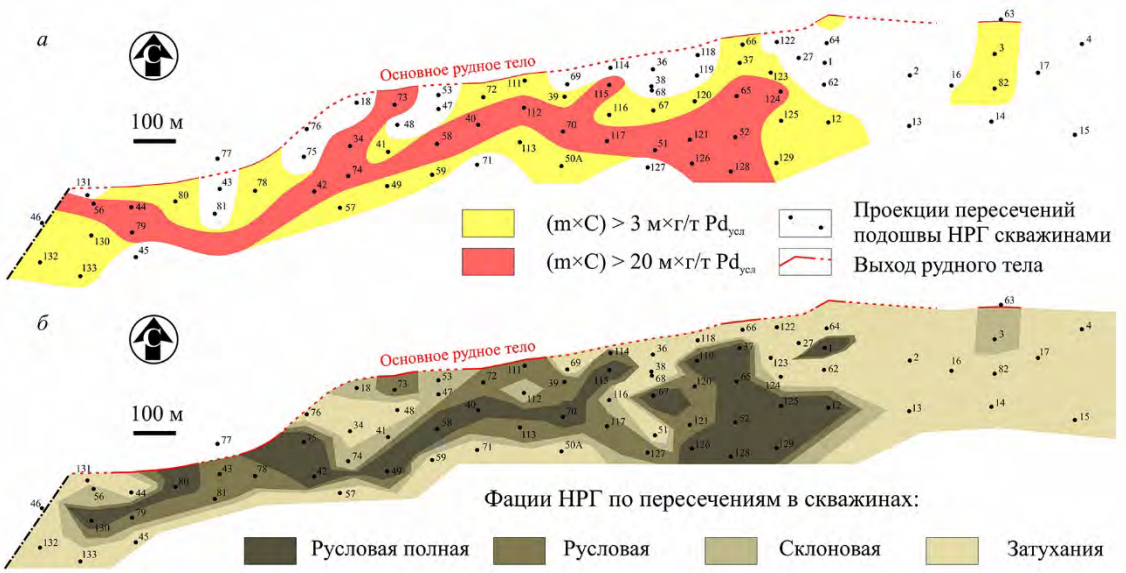


Рисунок 2. *а* – Проекция основного рудного тела западного объекта месторождения Северный Каменник на горизонтальную плоскость при бортовом содержании Pd$_{усл}$ 3 г/т до глубины 250 м, по (Корчагин и др, 2016) с изменениями. *б* – Распределение фаций НРГ в той же проекции.

Перечисленные особенности НРГ на участке Северный Каменник вместе с отсутствием базального кумулятивного норит-пироксенитового слоя, развитого почти повсеместно в нормальных фациях НРГ (рис. 1), свидетельствуют о высокой подвижности поступившей вновь магмы на этом участке рифа. Движущаяся горячая магма, прогревая, эродируя и частично расплавляя подстилающие породы, выработала в них углубления, напоминающие русла потоков (рис. 2) или потхолы рифа Меренского (Latypov et al., 2015). Предположительно, впоследствии углубления были заполнены кристаллической кашей, на которую продолжал воздействовать поток более поздних рудоносных магматических импульсов. В конечном счете, это приводило к

перекристаллизации первичных кумулатов с образованием такситовых текстур и пегматоидов (рис. 1), дифференциации мигрирующего вниз сульфидного расплава (см. типы оруденения) и его просачиванию, в том числе, ниже подошвы НРГ.

Распределение склоновой и русловых фаций НРГ, образующих углубления в нижележащих кумулатах (рис. 2, б), в большинстве случаев соответствует распространению кондиционных руд основного рудного тела (рис. 2, а). Таким образом, явно развитые трансгрессивные структуры НРГ, устроенные подобно потхолам рифа Меренского аккумулируют в себе, по-видимому, большую часть платинометалльного оруденения одного из участков месторождения Северный Каменник. В связи с этим при дальнейших исследованиях месторождений Северного рифа необходимо проведение фациального анализа рудоносных толщ.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Грошев Н. Ю., Корчагин А.У., Иванов А.Н. Нижний расслоенный горизонт на участке Каменник Западно-Панского массива (Кольский полуостров): геология, петрография и платинометальная минерализация // Материалы 25-й молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР Кратца К.О. и академика РАН Митрофанова Ф.П., Санкт-Петербург, ИГГД РАН, 2014. С. 54–60

Додин Д. А. Чернышов Н. М., Чередников О. И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: Геоинформмарк. 2001. 302 с.

Корчагин А.У. и др. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения / Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основы устойчивого развития Севера. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. С. 12–32.

Корчагин А.У. и др. Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометального месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2016. № 1. С. 42–51.

Митрофанов Ф. П. и др. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. 55(5). С. 357-373.

Latypov R., Chistyakova S., Page A., Hornsey R. Field evidence for the in situ crystallization of the Merensky Reet // Journal of Petrology. 2015. 56(12). P. 2341-2372.

Naldrett A. J. Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration. Springer Science & Business Media. 2013. 727 p.

Петрография мезозойских щелочных пород массивов Северный Босхо, Западный Босхо и Верхний Хохой (Верхнеамгинский район, Алдано-Становой щит)

Иванов М.С.[1], Иванов А.И.[1], Лоскутов Е.Е.[1], Кравченко А.А.[1]

[1]*ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, ivanov.michil@bk.ru*

Верхнеамгинская площадь (рис. 1А, Б) расположена на стыке двух крупных единиц Алдано-Станового щита – Олекминской гранит-зеленокаменной области и Алданской гранулит-гнейсовой области, в зоне меридионального глубинного Амгинского разлома (Тектоника и геодинамика …, 2001). Щелочные и субщелочные магматические породы изученной площади, относимые к Лебединскому монцонит-сиенит-гранитовому комплексу, связаны с наиболее продуктивным этапом – мезозойской тектоно-магматической активизации (Кононова, 1995; Кравченко, Власова, 1962; Максимов, 1975; Терехов, 2012). Основная масса интрузивных тел приурочена к периферии Ямалахского горста. Это разнообразные по форме залегания (лакколиты, лаколитообразные залежи, штокообразные, пластовые тела и дайки) магматические тела локализованы в сравнительно узкой полосе северо-восточного и субмеридионального простирания, и обособлены в качестве самостоятельного Верхнеамгинского района мезозойского магматизма, в пределах которого выделен Хохойский рудный узел. На территории последнего, детально изучены мезозойские щелочные массив Северный Босхо, Западный Босхо и Верхний Хохой (Иванов, 2019), изучению которых до последнего времени не уделялось значительного внимания.

Для определения количественно вещественного состава мезозойских магматических пород рассматриваемых объектов было изучено 60 петрографических шлифов на поляризационном микроскопе МИН-8, фото шлифов сделаны на электронном поляризационном микроскопе Olympus BX 50, при увеличении 25, 40, 100 камера Zeiss Axio Cam ICc 3.

Массив Северный Босхо сложен лейкократовыми, гипидиоморфнозернистыим разностями сиенит-порфиров, образующими штокобразное тело без фациальных переходов. В составе пород отмечается преобладание калиевого полевого шпата (КПШ) 52% над плагиоклазом 35 %, присутствие кварца до 3 % в зоне закалки западного контакта массива и в виде редких ксенолитов размером 3х1,5 см (рис. 2а). Лейкократовость пород массива объясняется низким содержанием темноцветных минералов в сумме до 7 % и ниже (роговая обманка 4 %, авгит 2 %, биотит 1 %). Из акцессорных минералов выделены единичные зерна апатита. Для пород массива характерно присутствие рудного минерала до 3 % развитого по темноцветным минералам. Для основных породообразующих минералов (КПШ, плагиоклаз и пироксен) характерно присутствие двух генераций.

Массив Западный Босхо по петрографическому составу, а также по структурным особенностям является штокообразным телом монцонитов. Породы характеризуются монотонностью состава и представлены лейкократовыми существенно полевошпатовыми разностями, с монцонитовой, фрагментами гипидиоморфнозернистой, а также порфировой структурой обусловленной наличием вкрапленников КПШ, плагиоклаза (рис. 2б) и пироксена. Минеральный состав пород имеет заметное отличия от массива Северный Босхо и характеризуется повышенным содержанием плагиоклаза до 65 % при низком – КПШ до 20 %, более высоком – темноцветных минералов (в сумме до 10 %) при преобладание пироксена 7 % над роговой обманкой 3 %. В составе пород так же отмечается незначительное количество рудного минерала до 2 % образованного по зернам амфибола. В породах также присутствует позднемагматический кварц до 3 %. В кристаллах КПШ плагиоклаза и пироксена выделяется по две генерации минералов.

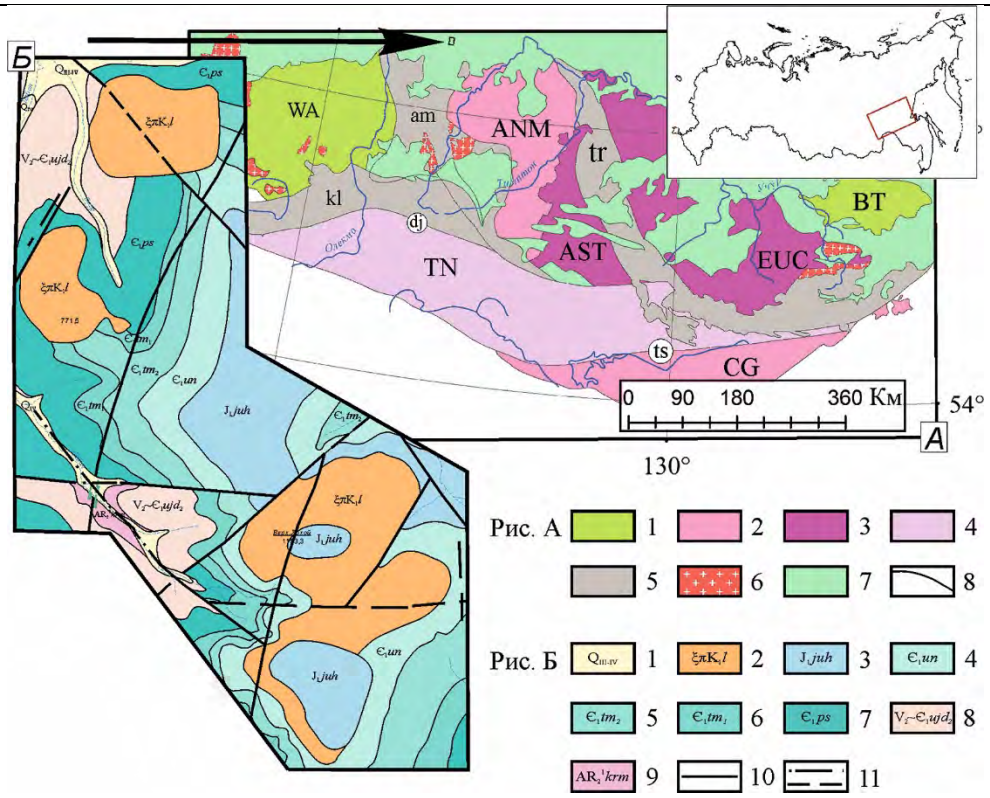


Рисунок 1. А - Тектоническая схема Алданского щита (Тектоника, геодинамика…, 2001). Б - Геологическая карта центральной части Хохойского рудного поля (Соколов и др., 2018).

Условные обозначения: Рисунок 1А. 1 – гранит-зеленокаменные террейны (WA – Западно-Алданский, BT – Батомгский); 2 – гранулит-ортогнейсовые террейны (ANM – Нимнырский, CG – Чогарский); 3 – гранулит-парагнейсовые террейны (AST – Сутамский, EUC – Учурский); 4 – Тоналит-трондьемит-гнейсовые террейны (TN – Тындинский); 5 – Зоны тектонического меланжа (am – Амгинская, kl – Каларская, tr – Тыркандинская); 6 – сшивающие раннепротерозойские граниты; 7 – чехол Сибирской платформы; 8 – разломы (dj – Джелтулакский, ts – Таксакандинский). Рисунок 1Б. 1 - аллювиальные отложения. 2 - Лебединский плутонический комплекс монцонит-сиенит-гранитовый. Лакколиты, лакколитообразные залежи, штоки, пластовые тела эгирин-авгитовых, роговообманково-пироксеновых, роговообманковых сиенитов, сиенит-порфиров, биотит-авгитовых сиенитов. Лакколитообразные залежи и штоки сиено-диоритов, монцонитов, микросиенитов. 3 - Юхтинская свита. Песчаники разнозернистые, олигомиктовые, линзы и прослои гравелитов, конгломератов, алевролитов. 4 - Унгелинская свита нерасчлененная. Светло-серые и желтовато-серые доломиты с прослоями пестроцветных мергелей и мергелистых доломитов. 5 - Тумулдурская свита. Верхняя подсвита. Серые и светло-серые доломиты с желваками и линзами кремней, с редкими прослоями мергелистых доломитов. 6 - Тумулдурская свита. Нижняя подсвита. Светло-серые, кремовые и серые доломиты. Вверху пласт строматолитового доломитового известняка. 7 - Пестроцветная свита. Красновато-бурые и зеленовато-серые мергели и мергелистые доломиты. 8 - Усть-юдомская свита. Верхняя подсвита. Серые, темно-серые битуминозные доломиты с маломощными прослоями мергелистых доломитов. 9 - Курумканская свита. Кварциты с пачками гнейсов и кристаллических сланцев. 10 - Разрывные нарушения главные, 11 - Разрывные нарушения второстепенные.

Породы массива Верхний Хохой близки монцонитам и являются лейкократовыми разностями, с преобладающей фельзитовой, характерной монцонитовой (с четким идиоморфизмом плагиоклаза относительно КПШ, а также наличие идиморфных кристаллов плагиоклаза, включенных в зерна калишпата структурой, на фоне которой выделяются порфировые зерна КПШ, плагиоклаза и темноцветных минералов (рис. 2в). Породы массива характеризуются относительно равным содержанием КПШ до 30 % и плагиоклаза до 50 %. Распределение темноцветных минералов в них не равномерное, отмечается существенное преобладание роговой обманки 10 % над авгитом 5 %. Основная масса состоит из трудно диагностируемого полевого шпата и мелкого биотита 2 %. В породах также присутствует кварц до 2 %. Количество рудного минерала до 1 %.

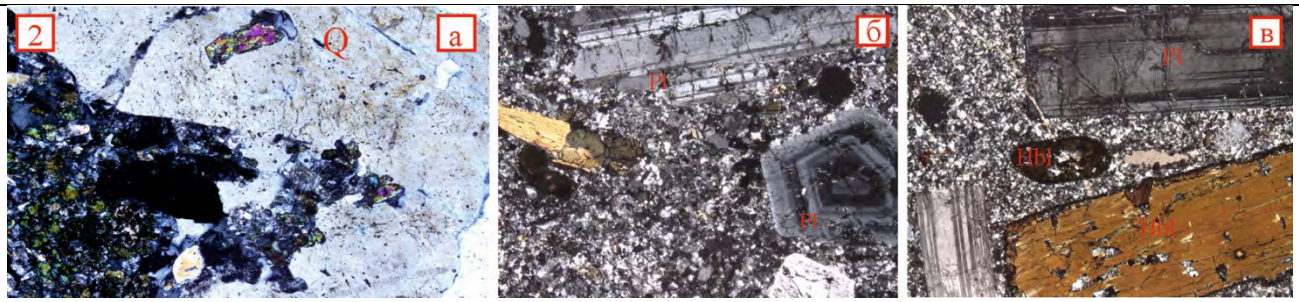


Рисунок 2. Шлиф А17-1. Ксенолит (?) кварца (а) в сиенит-порфире. Увел. 40, николи Х. Порфировые зерна плагиоклаза и темноцветных минералов первой генерации, на фоне общей массы породы массива Западный Босхо (б). Роговая обманка (в) в монцонитах массива Верхний Хохой.

Увел. 40, николи Х.

Таким образом при кристаллооптическом изучении магматических тел Хохойского рудного поля, авторами не было выделено фациальных переходов или различий фаз внедрения в каждом отдельном массиве. Составы магматических образований однообразны и отличаются только в целом между массивами.

Породы массива Северный Босхо сложены существенно лейкократовыми сиенит-порфирами с преобладающей гипидиоморфнозернистой и порфировой структурой. Сильно изменены и несут следы пелитизации, серицитизации и опацитизации. Характерно пертитовое строение КПШ, зачастую наблюдаются сутуровые швы, каймы плавления, как плагиоклаза, так и ПШ.

Не редко пироксен замещается амфиболом до полных псевдоморфоз. Стоит отметить количественное преобладание роговой обманки над пироксеном.

Породы массива Западный Босхо по количественному минеральному составу, в первую очередь по структурным особенностям отличаются от сиенитов Северного Босхо и являются монцонитами. Породы обладают монцонитовой, с элементами гипидиоморфнозернистой и порфировой структурой. Плагиоклаз часто зональный. Отмечается количественное преобладание плагиоклаза над КПШ и пироксена над роговой обманкой. Породы массивов подвергались вторичным изменениям (пелитизация, серицитизация).

Породы массива Верхний Хохой имеют заметное отличие от таковых массива Северный Босхо, а по структурным особенностям, близки монцонитам массива Западный Босхо. Породы характеризуются выраженной монцонитовой (с четким идиоморфизмом плагиоклаза относительно КПШ) структурой, относительно равным содержанием КПШ и плагиоклаза, преобладанием роговой обманкой над пироксеном.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 18-45-140002 р_а

Иванов А.И., Лоскутов Е.Е., Журавлев А.И., Кравченко А.А., Прокопьев И.Р. Мезозойские щелочные магматические образования Хохойского рудного поля (Верхнеамгинский район) // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Серия: Науки о Земле. 2019. № 1 (13). С. 5-14.

Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35-45.

Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. М. Изд-во АН СССР. 1962. 127 с

Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Известия АН СССР: серия геологическая. 1975. № 4. С. 16-32.

Терехов А.В. Рудоносность гидротермально-метасоматических образований Эльконского золото-урановорудного узла: Южная Якутия: дис. … к.геол.-мин.н.: 25.00.11. Санкт-Петербург: Всерос. науч.-исслед. геол. ин-т им. А.П. Карпинского, 2012. 220 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. – М.: Наука/Интерпериодика. 2001. 570 с.

Первые результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований циркона из редкометальных гранитоидов Тургинского массива (Восточное Забайкалье)

Иванова А.А.[1], Сальникова Е.Б. [1], Сырицо Л.Ф. [2]

[1]*ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, anna_al_ivanova@mail.ru*
[2]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург*

Тургинский массив редкометальных гранитоидов кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье отличается от других массивов редкометальных гранитоидов этого региона иной геохимической специализацией и отсутствием типичного для них танталового оруденения. Поэтому было предложено относить гранитоиды этого массива к особому подтипу редкометальных плюмазитовых гранитов повышенной щелочности (Иванова, Сырицо, 2019). Согласно существующим представлениям Тургинский массив имеет многофазное строение (Иванова, Сырицо, 2018). Первая фаза представлена порфировидными биотитовыми гранитами, вторая – гранитами с Li-сидерофиллитом, и, наконец, третья фаза – амазонитовыми гранитами.

Нами было проведены U-Pb геохронологические исследования цирконов из порфировидных биотитовых гранитов и гранитов с Li-сидерофиллитом с использованием методики предварительного высокотемпературного отжига с последующей кислотной обработкой (CA-ID-TIMS). Циркон из амазонитовых гранитов имеет очень плохую сохранность, сильно метамиктен, поэтому для геохронологических исследований он не использовался.

Циркон из порфировидных биотитовых гранитов представлен полупрозрачными, светло-коричневыми идиоморфными кристаллами длиннопризматического (100–350 мкм, $К_{удл.}$=3.5–6.0) и короткопризматического облика (50–250 мкм, $К_{удл.}$=1.5–2.5). Они характеризуются преимущественным развитием граней призмы {100} и пирамиды {111} в совокупности с призмой {110} и пирамидой {311}. Кристаллы трещиноваты, поверхности их граней, как правило, сильно корродированы. Для их строения характерна тонкая осцилляторная зональность и присутствие унаследованных ядер в кристаллах короткопризматического габитуса. Кроме того, циркон содержит много включений (апатит, ксенотим и монацит).

Циркон из гранитов с Li-сидерофиллитом представлен преимущественно полупрозрачными и непрозрачными, окрашенными в темно-бурый цвет кристаллами. Они идиоморфны, имеют призматический габитус. Их огранка представлена гранями пирамиды {111} и призмы {110}. Размер кристаллов изменяется в широких пределах – от 100–300 мкм до 1 мм ($К_{удл.}$=1.7–3.0). Очень часто они образуют незакономерные срастания. Кристаллы циркона характеризуются осцилляторной зональностью. В них часто присутствуют метамиктные ядра, обогащенные ураном до 3–5 масс.% UO_2 и торием до 1–2 масс. % ThO_2, (Иванова и др., 2018). Минеральные включения в цирконе представлены торитом, ксенотимом, монацитом, флюоритом, турмалином, ильменитом, магнетитом, галенитом, которые часто приурочены к ядрам. Во внешних зонах кристаллов фиксируются радиальные трещины.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы микронавески циркона из биотитовых гранитов и гранитов с Li-сидерофиллитом. В результате предварительной обработки большая часть кристаллов циркона была фрагментирована, что, по-видимому, связано с высоким содержанием урана и тория и интенсивной трещиноватостью.

Нижнее пересечение дискордии с конкордией, построенной для точек изотопного состава циркона из гранитов с Li-сидерофиллитом, соответствует возрасту около 132 млн лет, который согласуется с возрастом гранитов других массивов кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья (U-Pb метод по циркону, Rb-Sr метод) (Абушкевич, Сырицо, 2007; Костицын и др., 2004). Для циркона из порфировидных биотитовых гранитов получена конкордантная оценка возраста 261±1 млн лет. Возрастными аналогами этих гранитоидов являются граниты ундинского комплекса (275–250 млн лет) (Козлов и др., 2003).

Полученные данные свидетельствуют о том, что порфировидные биотитовые граниты Тургинского массива не имеют генетической связи с редкометальными гранитами, принимающими участие в его геологическом строении.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-00957.

Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф. Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F-гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. – СПб.: Наука, 2007. 148 с.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф. Геохимические предпосылки безрудности Тургинского массива амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье // Вопросы естествознания. № 3 (17). 2018. Иркутск.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф. Особенности акцессорной минерализации Тургинского массива амазонитсодержащих Li-F гранитов в Восточном Забайкалье и её петрогенетическое значение // Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2019. С. 94-96.

Иванова А.А., Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Сагитова А.М. Циркон полиформационного Тургинского массива с амазонитовыми гранитами (Восточное Забайкалье) и его петрогенетическое значение // ЗРМО. 2018. № 6.

Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2003. № 4, с. 408—424

Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. №9, с. 940-948.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. No 2. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. No 2. P. 359–362.

Характеристика продуктивной (U-Mo-Re) части разреза бобриковского горизонта Подмосковного буроугольного бассейна

Кайлачаков П.Э.[1, 2]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва*
[2]*РУДН, г. Москва, KPlaton@yandex.ru*

В ходе оценочных работ на рений и попутные компоненты, проводимых ФГУП ИМГРЭ (с участием автора) с 2013 по 2015 гг., в пределах листа N-37-XXII (Рязанская область) был изучен разрез бобриковского горизонта нижнего отдела каменноугольной системы.

Вертикальные колонковые скважины бурились на Брикетно-Желтухинском U-Mo-Re месторождении от поверхности до забоя со вскрытием горизонтально залегающих перекрывающих неогеновых отложений и продуктивных горизонтов визейского яруса (C_1v) с углубкой на 1-2 метра в «известняковый фундамент» (D_3fm). Диаметр бурения составлял 93 мм. По скважинам до установки обсадных труб проведены геофизические исследования скважин методами ГК, КС, ПС, кавернометрия и инклинометрия.

Документация керна (включающая описание литологических характеристик пород и фотодокументирование) и измерение его радиометрических свойств осуществлялись после механической зачистки доступной для наблюдения верхней части поверхности уложенного в ящик керна (преимущественно рыхлого) от налипших на нее фрагментов пород чуждых и следов от бурового инструмента.

Свежий срез, уложенного в ящики и зачищенного керна фотодокументировался для фиксирования текстуры и исходной окраски пород. После этого проводилось изучение свежего среза внешней поверхности керна для установления литологических разностей пород, их соотношений, характера аутигенной минерализации и др. (рис.1) (Карась и др., 2017).

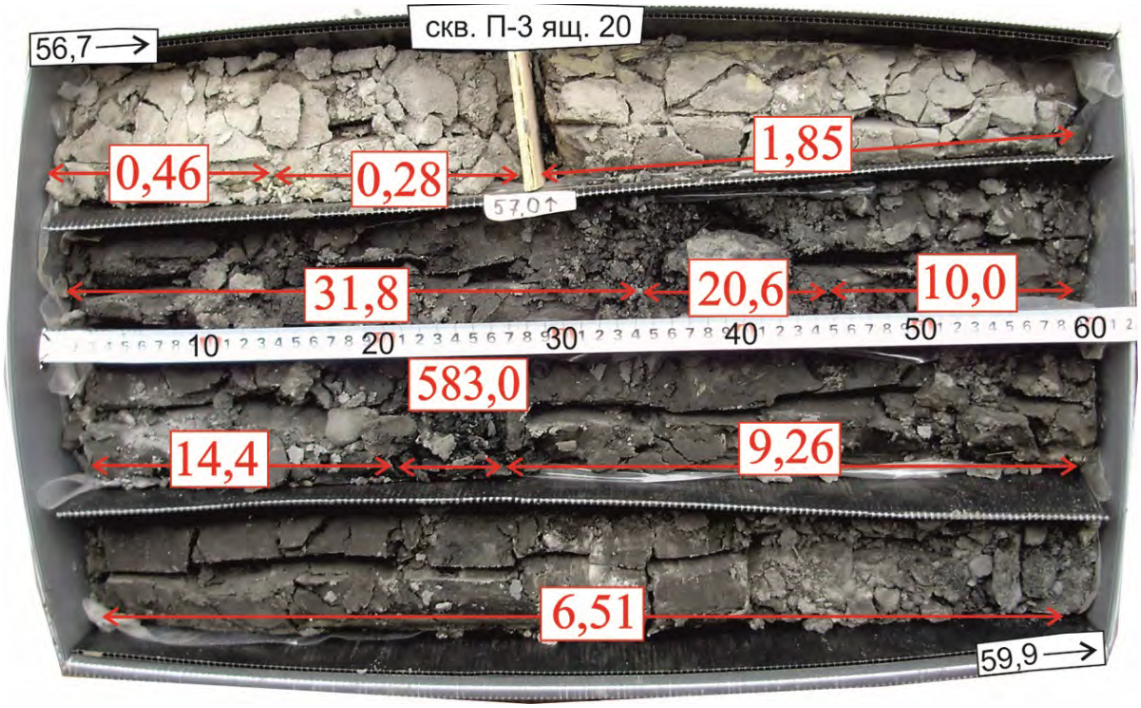


Рисунок 1. Фото рудного керна Брикетно-Желтухинского месторождения с поинтервальными содержаниями Re (г/т).

На Брикетно-Желтухинском U-Mo-Re месторождении основными рудовмещающими породами являются аллювиальные отложения бобриковского горизонта которые залегают на «известняковом фундаменте» (D_3fm) и с размывом перекрываются мелководно-морскими

песчано-глинистыми отложениями (J_3-K_1), на которых, также с размывом залегают неоген-четвертичные осадки.

Вскрышная неоген-четвертичная толща представлена чередованием песков, глин и смешанных типов пород преимущественно бурой, коричневатой и желтоватой окраски. Мощность составляет от 40 до 50 метров в зависимости от гипсометрической позиции устья конкретной скважины. В низах толщи расположен базальный горизонт, сложенный песками до грубозернистых, мощностью до первых десятков сантиметров, насыщенный гравийными обломками кварца, кремней, нередко обломков окремнелых известняков поздневизейско-серпуховского возраста. К данному прослою приурочен горизонт вторичного окремнения, в большинстве случаев фиксирующий верхнюю границу рудоносной толщи. Однако локализация оруденения исключительно в бобриковской толще по результатам работы не подтверждается, так как оруденение частично распространяется и в вышележащую толщу неогена.

Рениевое оруденение на месторождении локализовано в каменноугольных палеорусловых песчаных отложениях бобриковского горизонта. Рудоносная толща представлена мелко-среднезернистыми кварцевыми песками, обогащенными органическим детритом и содержащими рассеянные скопления сульфидов. Весь разрез аллювиальных песчаных отложений характеризуется повышенными содержаниями Re (>0.01 г/т). Максимальные содержания Re зафиксированы в пропластках угля и глин (10-583 г/т). В песках содержания Re достигают 10-50 г/т (Кайлачаков, 2016, Карась и др., 2017) (рис.2). Детальное описание колонки скважины П-3 приведено в таблице 1.

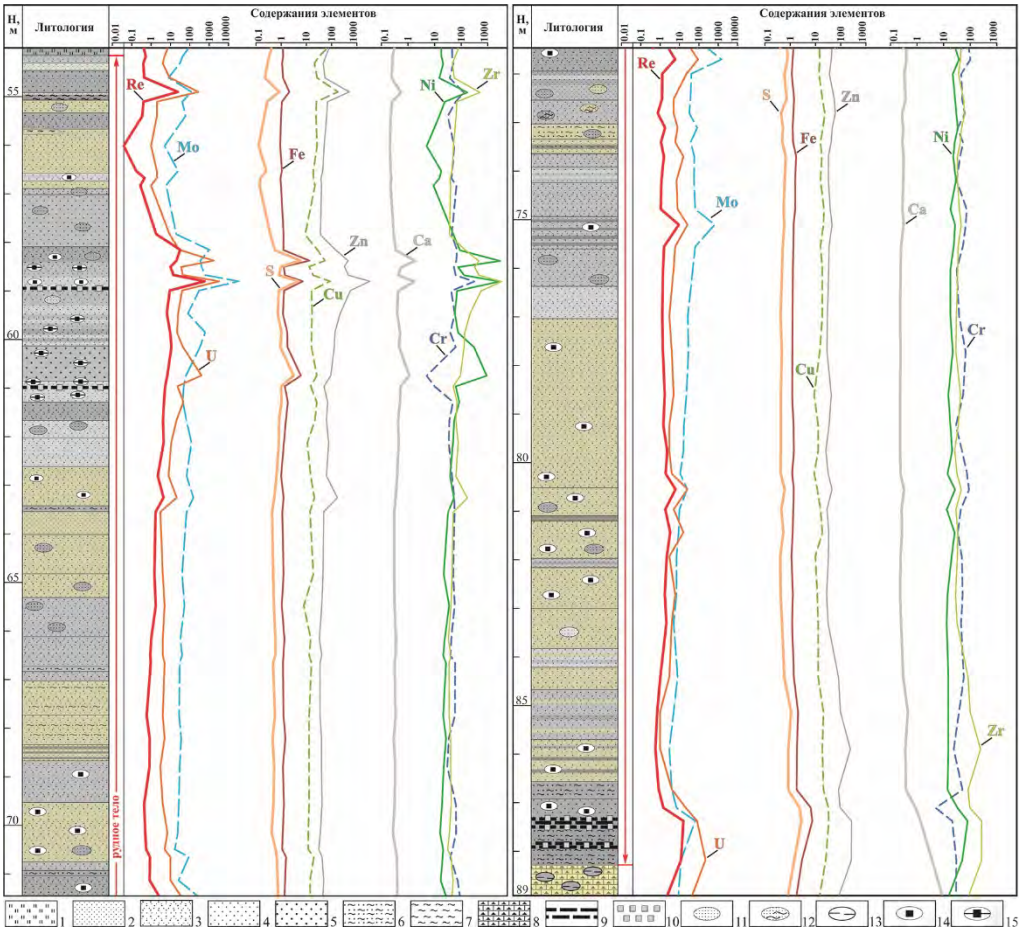


Рисунок 2. Геологическая колонка скважины П-3 с природной окраской пород и химией элементов.

1 - прослой кремней; 2 - пески мелкозернистые; 3 - пески мелко-среднезернистые; 4 - пески среднезернистые; 5 - пески крупнозернистые; 6 - песок глинистый; 7 -глины плотные; 8 - доломиты раздробленные; 9 - прослои углей; 10 - сульфиды; 11 - 15 - конкреционные стяжения: 11 - песка; 12 - песка глинистого; 13 - аргиллитов; 14 - сульфидов; 15 - сульфидов с обломками углей. Графики содержаний элементов для Ca, S, Fe приведены в мас. %, для остальных – в г/т.

Породы бобриковского горизонта характеризуются преобладанием сероцветных и темно-сероцветных окрасок, что типично не только по отношению к глинисто-угольным прослоям, но и к проницаемым песчано-алевролитовым отложениям. Природа этих окрасок обусловлена главным образом высокой насыщенностью их углистым детритом, а также обилием дисульфидов железа, часто образующими псевдоморфозы по углистому детриту. Прослои углей обычно фиксируются в кровле седиментационных ритмов. По латерали темно-сероцветные разности замещаются светло-сероцветными и обеленными породами. Окраска последних имеет в основном первичную природу, связанную с отсутствием органических остатков и пирита, но в ряде случаев обусловлена процессами вторичного восстановления. В последнем случае, как правило, среди осветленных песков отмечаются реликтовые участки желтых и оранжевых окрасок, отвечающие, главным образом, уплотненным разностям: песчаникам, глинам.

Таблица 1. Детальное описание колонки скважины П-3.

Н, м	Описание пород
	54.0 - 54.15 м - Слабоокатанные обломки кремня размером около 2 см.
	54.15 - 54.9 м - Переслаивание песков от тонко-до среднезернистых различных оттенков серого цвета и с светло-серыми пятнами.
55	54.9 - 55.05 м - Глина черная с прослоем 2 мм песка м/з светло-серого.
	55.05 - 55.65 м - Песок мелко-среднезернистый темно-серый и коричневато-серый с серыми пятнами.
	55.65 - 56.55 м - Песок мелко-среднезернистый коричневато-серый.
	56.55 - 57.0 м - Переслаивание песков мелко-среднезернистых коричневато- и светло-серых с сульфидными конкрециями.
	57.0 - 58.1 м - Песок среднезернистый серый с темно-серыми пятнами.
	58.1 - 58.9 м - Переслаивание песков мелко-среднезернистых различных оттенков серого цвета с серыми и темно-серыми пятнами. Отдельные прослои насыщены стяжениями (размером до 6х3 см) песчаника темно-серого углистого с прослойками сульфидов.
	58.9 - 58.95 м - Уголь черный с слойками сульфидов мощностью 2 мм.
60	58.95 - 60.1 м - Переслаивание песков мелко-среднезернистых различных оттенков серого цвета с серыми и светло-серыми пятнами. Встречаются редкие обломки угля черного с прослойками (мощностью 1-2 мм) сульфидов размером первые сантиметры.
	60.1 - 60.8 м - Песок крупнозернистый серый с редкими обломками угля с прослойками сульфидов размером первые сантиметры.
	60.8 - 61.0 м - Песок мелко-среднезернистый серый со стяжениями и прослоями песка уплотненного с углем с прослойками сульфидов.
	61.0 - 62.6 м - Переслаивание песков мелко-среднезернистых различных оттенков серого цвета с темно-серыми пятнами, в кровле редкие стяжения песка углистого мелко-среднезернистого уплотненного с пиритом.
	62.6 - 63.4 м - Песок мелко-среднезернистый коричневато-серый с редкими конкрециями сульфидов.
	63.4 - 63.5 м - Песок глинистый темно-серый до черного.
65	63.5 - 65.3 м - Песок мелко-среднезернистый коричневато-серый с редкими пятнами темно-серого цвета.
	65.3 - 67.0 м - Песок мелко-среднезернистый серый с редкими пятнами темно-серого цвета и прослоем песка глинистого.
	67.0 - 68.65 м - Песок мелко-среднезернистый коричневато-серый с прослоями песка глинистого мощностью 2-3 см и песка темно-серого мощностью 1-2 см.
	68.65 - 69.5 м - Песок мелко-среднезернистый серый с редкими конкрециями сульфидов.
70	69.5 - 70.7 м - Песок мелко-среднезернистый коричневато-серый с конкрециями сульфидов и редкими темно-серыми пятнами в подошве слоя.
	70.7 - 71.9 м - Песок мелко-среднезернистый темно-серый с конкрециями сульфидов, местами глинистый. Контакт с вышележащим песком постепенный.

Н, м	Описание пород
	Продолжение интервала 71.9 - 72.5 м.
	71.9 - 72.5 м - Песок тонкозернистый, уплотненный, серый до темно-серого с пятнами темно- и коричневато-серого песка .
	72.5 - 73.6 м - Песок мелко-среднезернистый, местами глинистый, коричневато-серого и серого цвета, с прослойками и пятнами песка тонкозернистого глинистого темно-серого мощностью около 0.5 см.
	73.6 - 74.9 м - Песок мелко-среднезернистый серый с прослойками (2-3 мм) светло-серого цвета.
75	74.9 - 77.0 м - Песок мелко-среднезернистый серый с прослойками и пятнами (около 0.5 см) песка темно-серого цвета, местами уплотненного, с редкими конкрециями сульфидов.
80	77.0 - 80.4 м - Песок мелко-среднезернистый коричневато-серый с редкими конкрециями сульфидов.
	80.4 - 83.6 м - Песок мелко-среднезернистый, часто уплотненный, коричневато-серый с прослойками и пятнами песка тонкозернистого серого и темно-серого цвета мощностью от первых миллиметров до 1-2 см с конкрециями сульфидов.
85	83.6 - 85.45 м - Переслаивание песков мелко-среднезернистых темно-серых, серых и коричневато-серых.
	85.45 - 86.3 м - Песок мелко-среднезернистый коричневато-серый с прослоями 3-5 см темно-серого цвета.
	86.3 - 86.65 м - Песок глинистый темно-серый.
	86.65 - 87.05 м - Песок среднезернистый темно-серый с редкими конкрециями пирита размером первые сантиметры.
	87.05 - 87.3 м - Уголь черный с линзочками сульфидов мощностью до 1 мм.
	87.3 - 88.0 м - Песок мелкозернистый, плотный, темно-серый до черного цвета с прослойками песка черного глинистого и углей черных мощностью около 2 мм и линзочками сульфидов мощностью до 1 мм.
89	88.0 - 89.0 м - Доломиты выветрелые раздробленные с обломками черных аргиллитов.

Рудовмещающие отложения бобриковского горизонта в литолого-фациальном плане относятся к русловым и пойменно-болотным накоплениям. Русловые фации слагают основную часть разреза и представлены преимущественно мелко-среднезернистыми кварцевыми песками. Средне- и крупнозернистые разности песков развиты спорадически и присутствуют в основном в стрежневых участках палеорусел. Пойменные фации имеют подчиненное распространение и представлены глинами, реже алевролитами и прослоями бурых углей. Мощность их незначительная (2-4 м), редко достигает 15-20 м.

Опробование керна, анализ проб и обработка геохимических данных были проведены в лабораториях ИМГРЭ с участием автора. Эти данные включали результаты ICP-MS, спектрального, рентгенофлуоресцентного, кинетического (на Re) анализов на U, Mo и другие элементы.

По данным минералогических анализов, проведенных в ИМГРЭ, основная масса сульфидов в пробах представлена пиритом. Состав песчаников – преимущественно кварцевый, поэтому можно полагать, что установленное в пробах суммарное железо связано в основном с пиритом. Таким образом, поскольку фиксируется связь рения и железа, значит и рений в породе вероятнее всего приурочен к пириту.

Установленную связь подтверждает сопоставление содержаний пирита во фракциях и содержаний в них рения. Такие данные приводятся только для песчаных фракций, так как для фракций алевритовой размерности минералогического анализа не проводилось по причине малого размера зерен, хотя именно эти (алевритовые) фракции, по-видимому, содержат основную часть рения.

Надо отметить, что установленная связь рения с сульфидной частью пород (преимущественно с пиритом) может иметь и парагенетический характер, так как не были получены данные о содержании $C_{орг}$ в пробах, а повышенные содержания рения приурочены к темноцветным (сероцветные, темно-серые до черных) разностям песков, обогащенных углистым детритом, и реже к углям. Возможно, рений связан с углистым детритом, с которым постоянно ассоциируют сульфиды различного размера, от видимых крупных выделений, до микроскопических и, вероятно, вплоть до наноразмерных кристаллов.

Исследование подержано РФФИ, проект №19-35-90095_Аспиранты.

Кайлачаков П.Э. Сульфидная минерализация руд уран-молибден-рениевого Брикетно-Желтухинского месторождения (Подмосковный бассейн) // Вестник РУДН. Серия: Инженерные исследования. 2017. №3. С. 353-360.

Карась С.А., Кременецкий А.А., Орлов С.Ю., Культин Ю.В., Шлычкова Т.Б., Новый геолого-промышленный тип гидрогенных месторождений рения // Разведка и охрана недр. 2017. № 8. С. 20-26.

Ga^{3+} - содержащие системы, образованные в гидротермальных условиях - силикаты и алюмосиликаты

Калинин Г.М.[1], Ковальская Т.Н.[1], Варламов Д.А.[1], Котельников А.Р.[1]

[1]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка, garik@iem.ac.ru*

В природе достаточно редко встречаются собственные минералы галлия, ввиду того, что галлий относится к рассеянным элементом. Эпидоты и алланиты с высоким содержанием галлия (до 18 вес. %) были обнаружены на Приполярном Урале в рудопроявлении Тыкатлова, что положило начало экспериментальным исследованиям по синтезу галлийсодержащих силикатов и алюмосиликатов при различных P-T параметрах и одинаковой продолжительностью опыта в 10 суток.

В ранее опубликованных работах (Ковальская и др. 2016, 2017, Варламов и др. 2014) проводился синтез фаз в системе эпидот – эпидот-Ga и при помощи микрозондового анализа определён их состав (табл.1).

Таблица 1. Составы синтезированных галлиевых эпидотов.

	0.25 ф .е. Ga	0.5 ф .е. Ga	0.75 ф .е. Ga	1 ф .е. Ga	Super-Ga
SiO_2	37.66	38.41	39.17	36.93	37.12
Al_2O_3	24.67	23.84	21.58	20.89	-
CaO	21.15	20.72	21.37	22.98	21.18
Fe_2O_3	7.26	7.38	4.85	0.12	-
Ga_2O_3	8.86	8.66	12.28	19.00	41.23
Сумма	99.60	99.00	99.25	99.92	99.53

Исследования по синтезу, проводимые в течение нескольких лет показали, что галлий имеет возможность входить в кристаллические решетки различных силикатов и алюмосиликатов. В продуктах практически всех опытов были получены гетерогенные фазы галлиевого анортита и галлиевого граната, преимущественно синтезирован твердый раствор эпидот – Ga эпидот, для которого были определены параметры кристаллической ячейки (табл.2).

Таблица 2. Параметры элементарной ячейки для синтезированных галлиевых эпидотов.

	без Ga - Ep	0.5 ф.е. Ga	0.5 ф.е. Ga	0.75 ф.е. Ga	1 ф.е. Ga	Super-Ga
β (°)	115.4000	115.5443	115.5107	115.5689	116.1178	115.5421
a (Å)	8.8902	8.8947	8.8986	8.8942	8.9042	8.9043
b (Å)	5.6366	5.6648	5.6578	5.6636	5.571	5.6563
c (Å)	10.1600	10.2004	10.1948	10.1978	10.2406	10.2166
V($Å^3$)	459.79	463.729	463.4264	463.389	456.113	464.2783

Проведенные серии экспериментов показали, что Ga^{3+} может замещать как железо, так и алюминий в эпидотоподобных и шпатовых структурах. В продуктах практически всех опытов, помимо эпидота, содержащего галлий в различных количествах, диагностировался галлиевый анортит. В ходе опытов по синтезу полевых шпатов - Ga- альбит, Ga – анортит и Ga – калиевый полевой шпат, которые проходили при T=600℃ и P= 2 кбар в течение 10 суток на установке высокого газового давления, были получены мелкокристаллические агрегаты, однородные по составу и отвечающие полевым шпатам: CaGa2Si2O8, NaGaSi3O8 и KGaSi3O8 (табл.3).

Таблица 3. Средние химические составы Ga-полевых шпатов.

	Ca-Ga	Na-Ga	K-Ga
Na2O	0	12.5	0
SiO2	34.32	56.88	55.78
K2O	0.02	0.06	14.78
CaO	17.95	0.18	0.03
Ga2O3	47.19	30.4	29.77
Сумма	99.49	100.02	100

Варламов Д.А., Ковальская Т.Н., Котельников А.Р., Калинин Г.М. Синтез различных силикатных фаз в системе Ga-Ca-Fe-Al-Si-O-H2O // Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2014) 15-16 апреля 2014. Москва. ГЕОХИ РАН. 2014 с.14–15.

Ковальская Т.Н., Варламов Д.А., Котельников А.Р., Калинин Г.М. Проблема синтеза галлийсодержащих эпидотов в системе Ga-Ca-Fe-Al-Si-O-H2O // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии 2016 года (ВЕСЭМПГ-2016) с. 186-187.

Ковальская Т.Н., Варламов Д.А., Котельников А.Р., Калинин Г.М. Синтез и изучение твердых растворов галлийсодержащих минералов в гидротермальных условиях // IX Международный симпозиум Минеральное разнообразие: исследование и сохранение Тезисы докладов.2017 с.57–57.

Оценка химического состава включений гранатов в алмазах по данным Рамановской спектроскопии

Калугина А.Д.[1,2], Зедгенизов Д.А[1,2]

[1]*НГУ, г. Новосибирск, a.kalugina@g.nsu.ru*
[2]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск*

Рамановская спектроскопия как не разрушающий и быстрый метод с высоким разрешением обычно применяется в изучении структурно-химических особенностей минеральных включений (в том числе, минеральных включений в алмазах). Гранат, согласно петрологическим моделям, составляет вплоть до 15 % верхней мантии (Ringwood, 1967) и распространён в виде включений перидотитового (P-тип) или эклогитового (E-тип) парагенезисов в алмазах (Соболев, 1974). Включения гранатов в алмазах используются для характеристики состава и физико-химических параметров среды их образования. В настоящей работе выявлены зависимости между данными рентгеноспектрального микроанализа и Рамановской спектроскопии по обширной выборке таких включений (170 гранатов различных парагенезисов в алмазах Якутской алмазоносной провинции). Полученные данные могут быть использованными для идентификации гранатов разных парагенезисов, а также для оценки их химического состава без разрушения алмаза-хозяина.

Предварительно включения к поверхности, путем совместной их полировки с алмазом, с целью определения химического состава. Химический состав включений был определен на приборе JEOL JXA-8100 на базе ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (Новосибирск) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 20 нА, диаметр электронного пучка 1 мкм. В качестве стандартов были использованы сертифицированные натуральные гранаты (гранат O-145 и Cr-пироп Ud-92 – (Лаврентьев и др., 2015)).

Рамановские спектры снимались при комнатной температуре с использованием спектрометра LabRam HR800 фирмы Horiba Jobin Yvon в ИГМ СО РАН. Прибор оснащен лазером Nd:YAG с длиной волны 532 нм, для фокусировки на включениях использовался микроскоп Olympus BX41 (при увеличении x50). Спектральное разрешение ~1-1.5 см$^{-1}$, время накопления спектра – 5-10 с., количество циклов – 5-10, диаметр дифракционной щели 100 мкм, при решетке 1800 делений/мм. Спектры калибровали с использованием известных эмиссионных линий неоновой лампы и также стандартизировались на линию 520.6 см$^{-1}$ Si-пластины. Точность определения частотных максимумов спектра ±1 см$^{-1}$. Для части включений запись спектров проводилась до и после полировки, чтобы учесть влияние остаточного давления в алмазе.

Химический состав изученных включений гранатов варьируется в широких пределах. Гранаты P-типа имеют высокие содержания Cr_2O_3 (3.91-15.9 масс. %), MgO (18.3-23.9 масс.%) и относительно низкие содержания CaO (0.92-8.22 масс. %), FeO (5.94-8.44 масс. %). Гранаты E-типа имеют низкие содержания Cr_2O_3 (<0.2 масс. %), MgO (7.76-15.9 масс. %) и высокие содержания CaO (3.93-13.4 масс. %), FeO (12.4-20.3 масс. %). Рамановские спектры гранатов обыкновенно показывают три интенсивные моды во вращательном R[SiO_4] и колебательном (моды деформационных (ν_2) и валентных (ν_1) симметричных колебаний A1g связи Si-O) частотных диапазонах. Позиции этих мод могут быть описаны линейной функции взвешенных частот миналов (пироп(prp)-альмандин (alm)-гроссуляр(gro)-кноррингит(knorr)) от их относительного содержания в твердом растворе граната (Hofmeister, 1991; Kolesov, Geiger, 1997; Kolesov, Geiger, 1998; Bersani et al., 2009). Положения наблюдаемых интенсивных мод для включений разных по составу гранатов варьируется в диапазонах от нескольких см$^{-1}$ вплоть до ~16 см$^{-1}$ (R[SiO_4] -361.2-365.2 см$^{-1}$, ν_2 – 554.5-558.7 см$^{-1}$, ν_1 – 910.9-921.7 см$^{-1}$ для гранатов P-типа и R[SiO_4] – 355.9-361.2 см$^{-1}$, ν_2 – 557.8-559.2 см$^{-1}$, ν_1 – 918.5-919.3 см$^{-1}$ для гранатов E-типа). В спектрах высокохромистых гранатов P-типа проявлено характерное расщепление пика валентной моды ν_1 вместе с появлением низкоинтенсивного пика ~930 см$^{-1}$. Наблюдаемые Рамановские смещения интенсивных мод включений гранатов в алмазах коррелируются с вариациями химического состава. Для гранатов P-типа отмечены положительная (r=81) и

отрицательная (r=-83) корреляции между смещением позиции Рамановской моды ν_1 и содержаниями Mg и Ca, соответственно; смещение позиции Рамановской моды ν_2 также коррелируется с изменениями содержаний Al (r=89) и Cr (r=-85). Для гранатов E-типа наблюдались схожие зависимости между изменением частоты позиции валентной моды ν_1 и вариациями содержаний Ca (r=86) и Mg (r=-97), но для Рамановского смещения деформационной моды ν_2 значительные корреляции не были отмечены из-за относительно низкого содержания Cr в таких гранатах. Как для гранатов P-типа, так и для гранатов E-типа смещение вращательной моды $R[SiO_4]$ почти не коррелирует с изменениями химического состава, за исключением проявления слабой отрицательной зависимости от содержания Fe. Все отмеченные значимые корреляции могут быть описаны уравнениями линейной регрессии Деминга. Для включений гранатов P-типа и включений гранатов E-типа были выведены две разные системы уравнений, позволяющие количественно оценить химический состав в координатах (prp+knorr)-(alm)-(gro) только по данным Рамановской спектроскопии. В этих системах оцениваемые содержания Ca (доля gro) и Mg (доля суммарного содержания prp и knorr), вычисляются на основе полученных уравнений регрессий, а содержание Fe (доля alm) оценивается как разница от всего возможного количества формульных единиц в объёме позиции двухвалентного катиона ($n_{ф.е.}$ = 3) и рассчитанными содержаниями Ca и Mg (или (prp+knorr)+alm+gro=100%). Расхождения между данными метода, использующего выведенные системы уравнений, и результатами рентгеноспектрального микроанализа составляют всегда меньше 15 % компонента, при модовом значении 3-4 % компонента. Содержания Al и Cr (в ф.е). оцениваются по данным Рамановской спектроскопии с использованием линий регрессий для корреляций от смещений деформационной колебательной моды ν_2 с погрешностями от 0 до 0,3 ф.е. (при модовом значении в 0,05 ф.е.) для Al и от 0 до 0,3 ф.е. (при модовом значении в 0,06 ф.е.) для Cr.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (16-17-10067).

Лаврентьев Ю. Г., Королюк В. Н., Усова Л. В., Нигматулина Е. В. Рентгеноспектральный микроанализ породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 10. С. 1813-1824.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // М.: Наука, 1974. 264 с.

Bersani D., Ando S., Vignola P., Moltifiori G., Marino I.-G., Lottici P. P., Diella V. Micro-Raman spectroscopy as a routine tool for garnet analysis // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2009. V. 73. № 3. P. 484-491.

Hofmeister A. M., Chopelas A. Vibrational spectroscopy of end-member silicate garnets // Physics and Chemistry of Minerals. 1991. V. 17. № 6. P. 503–526.

Kolesov B. A., Geiger C. A. Raman scattering in silicate garnets: an investigation of their resonance intensities // Journal of Raman Spectroscopy. 1997. V. 28. № 9. P. 659-662.

Kolesov B. A., Geiger C. A. Raman spectra of silicate garnets // Physics and Chemistry of Minerals. 1998. V. 25. № 2. P. 142–151.

Ringwood A. E. The pyroxene-garnet transformation in the earth's mantle // Earth and Planetary Science Letters. 1967. V. 2. № 3. P. 255-263.

Сравнительная характеристика примесных элементов в касситеритах Пыркакайских оловорудных штокверков

Капарушкина Т.С.[1]

[1]*СПГУ, г. Санкт-Петербург, tan7034@yandex.ru*

Пыркакайский рудный узел располагается в пределах Чукотской мезозойской складчатой системы среди терригенных отложений средне- и верхнетриасового возраста. В пределах района из интрузивных пород обнажаются только дайки кислого и среднего состава, по геофизическим данным на глубине около 300 м находится невскрытая гранитная интрузия, которая проявляется на поверхности контактово-метаморфизованными породами. Структура рудного узла определяется развитием разломов северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания. Рудный узел включает в себя три рудных поля: Первоначальное, Нагорное, Незаметное, которые характеризуются сходной геолого-структурной обстановкой. Основной тип оловорудных тел - штокверковый (Цветков,1979). Геолого-промышленный тип руд - олово-кварцевый. Границы полей очерчиваются изолинией (0,002%) устойчивых содержаний олова в литохимическких пробах (Прудниченко, 1979).

Главные минералы, составляющие более 10% от массы рудых прожилков Нагорного штокверка Нагорного поля, являются кварц, арсенопирит, топаз, пирит, родохрозит. Второстепенными минералами, составляющими 1-10% массы рудных прожилков, являются касситерит, вольфрамит, сфалерит, мусковит, флюорит, менее 1% массы составляют минералы: галенит, станнин, блеклая руда, халькопирит, пирротин, аргентит, рутил, анатаз и самородное серебро. Характерной особенностью штокверка Нагорного по сравнению с однотипными штокверками Первоначального поля является заметно более высокое содержание в рудах топаза, родохрозита, пирита, галенита и вольфрамита, резкое падение значения пирротина.

В штокверке Центральном Первоначального рудного поля среди главных минералов с содержанием более 10% массы рудных прожилков кварц, мусковит, арсенопирит, пирит, среди второстепенных с содержанием 1-10% от массы - касситерит, сфалерит, халькопирит, феррокальцит, флюорит, альбит, гипс, ярозит, скородит, лимонит, и менее 1% массы рудных прожилков - галенит, пирротин, марказит, рутил, анатаз, апатит, вольфрамит, турмалин (Цветков, 1979 г.).

Известно, что в состав касситерита (SnO_2) могут входить Nb, Ta, Fe, W, Ti, In, Mn, Ti, V и другие элементы, как в виде изоморфных примесей, так и в виде минеральных включений. Количественное соотношение примесей весьма изменчиво. Оно зависит от металлогенических особенностей оловорудных провинций, формационной принадлежности оруденения, типа вмещающих пород, глубины кристаллизации минерала (Евзикова, 1984).

Для сравнительной характеристики примесных элементов в касситеритах Пыркакайских штокверков использовались результаты спектральных анализов Ag, Pb, As, Ga, W, V, Bi, Mn, Ti, Be, Cu, Ag, Zn,Zr, Sc штокверков Нагорного и Центрального по 12 пробам, а также обработана информация по результатам средних процентных содержаний элементов 11 рудных штокверков Пыркакайского узла (Цветков, 1979 г.). Результаты содержания химических элементов получены при помощи полуколичественного спектрального анализа мономинеральной порошковой пробы касситерита.Список определившихся элементов и чувствительность анализов можно увидеть в таблице 1. В настоящей работе использованы результаты содержаний не ниже порога чувствительности.

Для сравнения характера дисперсии и визуального представления числовых данных построены диаграммы размаха, позволяющие оценить степень разброса дисперсии и наличие точек выброса с вероятностью 95%. Результаты содержаний точек выброса не принимались для дальнейшего анализа. В целях сравнения количественной оценки элементов-примесей в составе касситеритов Нагорного и Центрального штокверков построен график отношений их средних содержаний (рис.1), из которого видно, что большинство элементов имеет более высокую концентрацию в касситеритах Нагорного штокверка, исключение - Be, концентрация которого в

6 раз больше в касситеритах Центрального штокверка. Выделяется группа элементов (Pb, V, Cu) с концентрацией в касситеритах Нагорного штокверка более, чем в 28 раз превышающая значения в касситеритах Центрального штокверка.

Таблица 1. Чувствительность полуколичественного спектрального анализа

Элемент	Нижний порог обнаружения	Элемент	Нижний порог обнаружения	Элемент	Нижний порог обнаружения
Pb	0.0001	W	0.0006	Be	0.0002
As	0.003	V	0.0003	Mn	0.001
Ga	0.0003	In	0.0003	Ti	0.01
Cu	0.0001	Zr	0.0001	Zn	0.003
Sc	0.0005	Nb	0.0008	Ag	0.000006

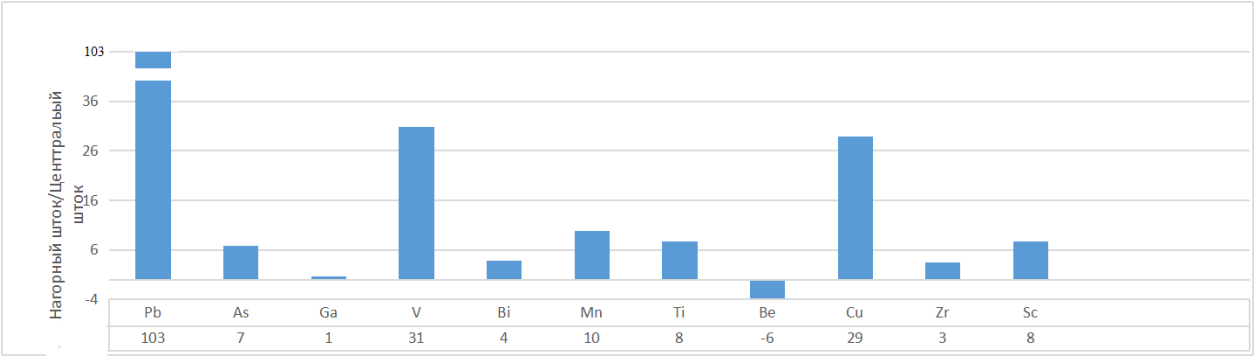


Рисунок 1. Отношения (Нагорный штокверк/Центральный штокверк) средних значений элементов-примесей в касситерите

При анализе корреляционных отношений между примесными элементами (Pb, As, Ga, V, Bi, Mn, Ti, Be, Cu, Zr, Sc) касситеритов Нагорного и Центрального штокверков выделены значимые связи с вероятностью 97% (рис.2). Интересно то, что значимые корреляционные связи элементов двух штокверков Пыркакайского узла не повторяются, что говорит о том, что концентрация тех или иных элементов происходила в каждом штокверке по собственным индивидуальным закономерностям.

При сравнении средних содержаний элементов касситеритов Пыркакайских штокверков обнаружились аномальные значения некоторых элементов:

- содержания Zn $390*10^{-3}$% в штокверке Нагорный в сотни раз превышает концентрации в других штокверках, где значения не превышают $55*10^{-3}$%, также как и среднее содержание Mn ($300*10^{-3}$%) по сравнению с другими участками, где значения не выше $73*10^{-3}$%

- штокверки Нагорный и Первоначальный образуют группу с аномально высокой концентрацией Pb (до $46*10^{-3}$%) по сравнению с другими штокверками, где значение среднего содержания не превышает $0.5*10^{-3}$%

- по содержанию Nb в группу с низким содержанием (до $2.2*10^{-3}$%) объединяются штокверки Нагорный, Первоначальный и Крутой, в то время, как в других штокверках значения колеблются в пределах $15*10^{-3}$%-$30*10^{-3}$%

- по среднему содержанию Cu выделяется штокверк Нагорный с аномальной концентрацией $43*10^{-3}$% и штокверк Базовый с относительно других объектов высокой концентрацией $16*10^{-3}$%, остальные штокверки содержат не более $6.44*10^{-3}$% Cu

- наибольшую концентрацию Be ($9.9*10^{-3}$%) содержит касситерит штокверка Центральный, в других штокверках значения содержаний колеблются в пределах $0.2*10^{-3}$%-$2.1*10^{-3}$%

- по среднему содержанию Ag выделяется штокверк Нагорный с аномальной концентрацией $2*10^{-3}$% и штокверк Центральный с относительно других объектов высокой концентрацией $0.37*10^{-3}$%, остальные штокверки содержат не более $0.1*10^{-3}$% Ag.

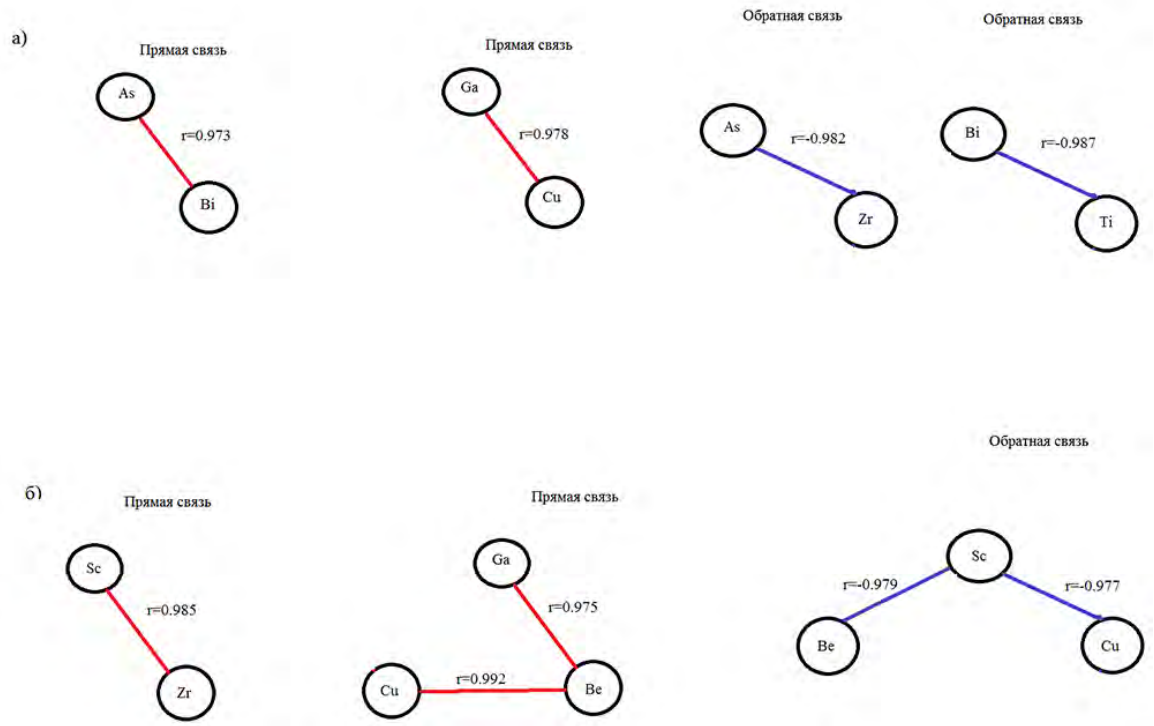


Рисунок 2. Значимые корреляционные связи элементов-примесей с вероятностью 97% : а) в касситеритах Нагорного штокверка б) в касситеритах Центрального штокверка

Обобщая полученные результаты сравнения содержаний элементов-примесей в касситеритах Центрального и Нагорного штокверков Пыркакайского оловорудного узла, стоит отметить, что отметить, что Нагорный штокверк имеет повышенную концентрацию примесей, исключение - Be. В ходе корреляционного анализа выяснилось, что значимые связи с вероятностью 97% между элементами касситеритов данных штокверков отличны друг от друга, что может говорить о различных механизмах концентрации примесей. В ходе сравнительного анализа средних содержаний элементов между 11 Пыркакайскими штокверками выяснилось, что такие элементы, как Zn, Mn, Cu, Pb, Nb, Be, Ag в качестве типоморфных примесей того или иного штокверка, так как образуют аномальные значения средних содержаний отличные от других участков.

Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. М., Недра, 1984, 143 с.

Прудниченко В.С., Пак С.И., Песков Н.И., Чеботков А.Ф. Отчет о проведении поисковых работ на западном фланге Пыркакайского оловорудного узла за 1975-1979 гг. Певек., 1979 г.

Цветков Л.П., Епифанов Л.Н. Отчет по теме «Закономерности размещения промышленного оловянного оруденения в пределах Нагорного рудного поля и других новых перспективных рудопроявлений Пыркакайского рудного узла».Магадан. 1979 г.

Влияние процессов фракционной кристаллизации и ассимиляции на состав ильменита в кимберлитах (пример Архангельской алмазоносной провинции, Россия)

Каргин А.В.[1], Пересецкая Е.В.[2], Носова А.А.[1], Сазонова Л.В.[2]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, kargin@igem.ru*
[2]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва*

Ильменит является одним из основных минералов – индикаторов кимберлитового магматизма. Состав ильменита также позволяет оценить потенциальную алмазоносность кимберлитовых объектов в пределах одного района (например, Carmody et al., 2014) и используется для расшифровки преобразования мантийной литосферы и эволюции кимберлитового или равновесного ильмениту расплава (Castillo-Oliver et al., 2017; Moore et al., 1992). Ильменит в кимберлитах может быть встречен в виде ксенокристов различного размера (мегакристы, макрокристы) и их крупных обособлений (т.н. желваки), в составе ильменитсодержащих мантийных и коровых ксенолитов, а также в срастании с другими индикаторными минералами (гранат, пироксены, флогопит, оливин и др.), формирующих ассоциацию минералов-мегакристов (например, Castillo-Oliver et al., 2017; Moore, 1987).

В девонских кимберлитах и родственных породах Архангельской алмазоносной провинции, расположенной на северо-западе Восточно-Европейского кратона (Богатиков и др., 1999), концентрации ильменита варьируют: в некоторых объектах он отсутствует или находится в незначительном количестве (например, алмазоносные кимберлиты Золотицкого поля), тогда как в других – широко распространен (например, алмазоносные кимберлиты трубки им. В. Гриба, неалмазоносные кимберлиты Кепинского поля).

Нами был изучен состав (EPMA, LA-ICP-MS) ксенокристов ильменита из промышленно алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба, Черноозерское поле и из неалмазоносных кимберлитов Кепинского поля – трубки ЦНИГРИ-Архангельская (К3а) и аномалия 688. Ильмениты изучались во вмещающей породе в прозрачно-полированных шлифах и в эпоксидных шашках, куда монтировались зерна минерала, отобранные вручную под бинокулярным микроскопом из проб-протолочек, а также непосредственно из образцов керна. Для изучения природы ксенокристов ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба нами также был изучен ильменит из ксенолитов ильменитовых перидотитов и сростков минералов мегакристной ассоциации (гранат-ильменитовые, гранат-ортопироксен-ильменитовые), подробная характеристика которых представлена в (Пересецкая и др., 2018).

Все изученные ильмениты обладают высокими концентрациями MgO (более 10 мас. %), что позволяет отнести их к Mg-ильменитам (пикроильменитам); по содержанию MgO-TiO_2 они сопоставимы с ильменитами, связанными с кимберлитовым магматизмом. По характеру распределения MgO ксенокристы ильменита из трубки им. В. Гриба близки к ильменитам из ксенолитов мантийных перидотитов этой же трубки, с интервалом преобладающих значений концентраций MgO от 14 до 15 мас. % (рис. 1). Ильмениты из кимберлитов Кепинского поля характеризуются более широким диапазоном значений MgO, при преобладании популяций с более низкими содержаниями MgO (интервалы около 11 мас. % и 12-14 мас. %). Содержание Cr_2O_3 в изученных ильменитах широко варьирует, при этом можно выделить два типа ильменитов – обогащенные Cr_2O_3 (1,34 – 3,16 мас. % при среднем 2,22 ± 0,41, n = 409), преобладают в кимберлитах трубки им. В. Гриба, и обедненные – Cr_2O_3 (0,76 – 2,15 мас. % при среднем 1,31 ± 0,45, n = 64) преобладают в кимберлитах Кепинского поля. Уменьшение концентраций MgO и Cr_2O_3 при переходе от ильменитов трубки им. В. Гриба к ильменитам Кепинского поля происходит с увеличением концентраций Fe_2O_3 и FeO, т.е. увеличением ильменитового (от 36 до 53 мол. %) и гематитового (от 2,5 до 11 мол. %) миналов соответственно. По концентрации гейкилитового, ильменитового и гематитового миналов подавляющее большинство изученных ильменитов попадают в поле 3 ильменитов из включений в алмазе, а также неалмазоносных перидотитов, в том числе метасоматизированных и катаклазированных

перидотитов, по классификации В.К. Гаранина (Гаранин et al., 2009). Несмотря на выявленные различия, составы изученных ильменитов из двух полей имеют область перекрытия (рис. 1) с диапазоном концентраций MgO от 13 до 14 мас. % и Cr_2O_3 от 1,5 до 2,0 мас. %. Данные составы близки к составу ильменита из мантийных ксенолитов типа PIC (флогопит-ильменит-клинопироксен) и ксенолитов полимиктовых брекчий из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Fitzpayne et al., 2018; Giuliani et al., 2013), которые могли кристаллизоваться из кимберлитового расплава или сформироваться в ходе мантийного метасоматоза литосферной мантии под воздействием кимберлитовых расплавов.

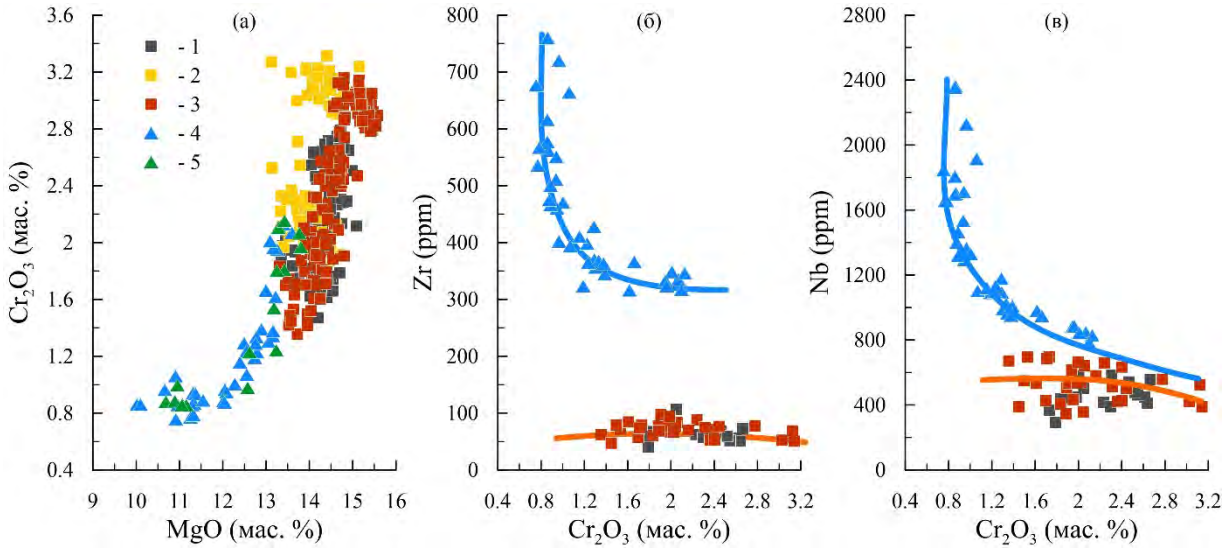


Рисунок 1. Диаграммы MgO-Cr_2O_3 (а), Cr_2O_3-Zr (б), Cr_2O_3-Nb (в) для изученных ильменитов. 1-3 – ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба.

1 – из ксенолитов мантийных перидотитов, 2 – из сростков с минералами (гранат, ортопироксен) низко-Cr мегакристной ассоциации, 3 – ксенокристы; 4-5 – ильмениты из кимберлитов трубок Кепинского поля: 4 – аномалия 688, 5 – трубка 3Ка. Линиями показаны тренды изменения состава ильменита.

Концентрации редких элементов, таких как Nb, Ta, Zr, Ni, Zn, V, широко варьируют в изученных ильменитах и в целом коррелируют с содержанием MgO: при понижении концентраций MgO, т.е. при переходе от ильменитов трубки им. В. Гриба к ильменитам из кимберлитов Кепинского поля, концентрации Nb, Ta, Zr, Zn, V увеличиваются, тогда как концентрации Ni – уменьшаются. Изученные ильмениты из кимберлитов двух полей отчетливо отличаются по содержанию Nb и Zr (рис. 1): несмотря на закономерное увеличение концентраций Nb и Zr, ильмениты из кимберлитов трубки им. В. Гриба имеют более низкие концентрации этих элементов, чем ильмениты из кимберлитов Кепинского поля. При этом стоит отметить наличие разрыва по концентрации Zr: в ильменитах из алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба концентрации Zr не превышают 110 ppm, тогда как ильмениты из неалмазоносных кимберлитов Кепинского поля характеризуются содержанием Zr более 300 ppm (рис. 1). По содержанию главных и редких элементов ксенокристы ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба полностью перекрывают составы ильменита из ксенолитов мантийных перидотитов, что в совокупности с петрографическими особенностями позволяет рассматривать их как фрагменты мантийных ксенолитов.

В работе (Afanasiev et al., 2013) на основании изучения редких элементов предполагается, что основными факторами, влияющими на состав ильменита из кимберлитов Архангельской провинции могут быть процессы фракционной кристаллизации и ассимиляции литосферного материала. Для тестирования этих предположений нами были рассчитаны соответствующие модели AFC.

Наиболее хромистые ильмениты из кимберлитов Кепинского поля обладают минимальными концентрациями Zr и Nb и характеризуются близостью по составу к ильменитам из ксенолитов PIC и полимиктовых брекчий (рис. 1), что позволяет рассматривать их как наиболее ранние (примитивные). В таком случае увеличение концентраций Zr и Nb, на фоне

уменьшения концентраций MgO, NiO, Cr_2O_3 соответствует модели фракционной кристаллизации ильменита и минералов мегакристной ассоциации (Moore et al., 1992), включая гранат, клинопироксен, ортопироксен или оливин. Как следует из расчётов (рис. 2), широкую вариацию состава ильменита из кимберлитов Кепинского поля можно объяснить в рамках эволюции расплава в ходе фракционирования силикатных минералов мегакристов (до 40 %) в следующих пропорциях: ильменит 10 %, гранат 30 %, клинопироксен 30 % и ортопироксен/оливин 30 %, при подчиненной роли процессов ассимиляции литосферного материала, в первую очередь ортопироксена (скорость ассимиляции, r <0.2).

В отличие от ильменитов из кимберлитов Кепинского поля, в ильменитах из кимберлитов трубки им. В. Гриба отсутствуют закономерности изменения концентраций Zr-Nb с содержанием Cr_2O_3 или MgO (рис. 1). В таком случае нет оснований считать ильмениты с низкими концентрациями Zr-Nb наиболее ранними (примитивными). По всей видимости кристаллизация ильменита из кимберлитов трубки им. В. Гриба началась с обогащенных Zr-Nb разновидностей (которые наиболее близки к ильменитам из ксенолитов типа PIC и полимиктовых брекчий) и продолжилась с уменьшением концентраций этих элементов, т.е. в противоположность ильменитам из кимберлитов Кепинского поля. Подобный сценарий возможен в ходе фракционной кристаллизации минералов мегакристной ассоциации (рис. 2) в пропорциях: ильменит 10 %, ортопироксен 10 %, гранат 80 %, что соответствует наблюдаемым ассоциациям ильменит-ортопироксен-гранатового парагенезиса (Пересецкая et al., 2018), при высокой скорости ассимиляции литосферного материала, в первую очередь ортопироксена (скорость ассимиляции, r = 0.9).

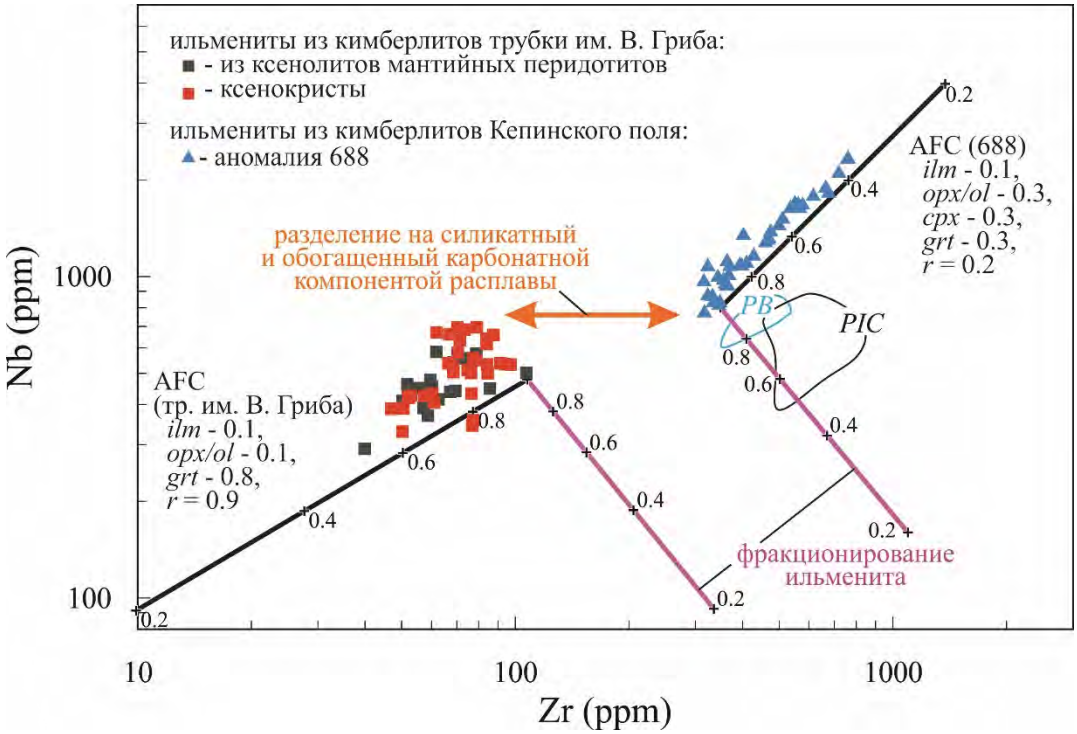


Рисунок 2. Диаграмма Nb-Zr (ppm) с расчетными линиями фракционирования ильменита (фиолетовые линии) и моделями AFC (черные линии) для изученных ильменитов.

Поля ильменитов из ксенолитов типа PIC (черная линия “PIC”) и ксенолитов полимиктовых брекчий (голубая линия “PB”) из кимберлитов провинции Кимберли, Южная Африка (Fitzpayne et al., 2018; Giuliani et al., 2013). В качестве ассимилянта был выбран ортопироксен. Цифрами на модельных линиях показана доля расплава. Для расчетов были использованы коэффициенты распределения для ильменита (*ilm*) согласно (Zack and Brumm, 1998), для граната (*grt*) и клинопироксена (*cpx*) согласно (Johnson, 1998), для ортопироксена (*opx*) согласно (Pilet et al., 2011).

При этом наблюдаемый разрыв по концентрации Zr в ильменитах двух полей может указывать на разделение равновесных ильмениту расплавов на обогащенные карбонатной и силикатной компонентами кимберлитовые (протокимберлитовые) расплавы, или предполагать исходно различный уровень карбонатной компоненты в этих расплавах для кимберлитов

различных полей. Из чего следует, что ильмениты из алмазоносных кимберлитов находились в равновесии с обогащенным карбонатной компонентой расплавом, тогда как ильмениты из промышленно неалмазоносных кимберлитов, кристаллизовались из преимущественно силикатного расплава.

Таким образом было установлено, что изученные ильмениты обладают широкой вариацией состава, которая коррелирует со степенью алмазоносности кимберлитов: при переходе от высоко-алмазоносных кимберлитов трубки им. В. Гриба к промышленно неалмазоносным кимберлитам Кепинского поля в ильменитах происходит уменьшение концентраций Mg, Ti, Cr, Ni, Cu на фоне увеличения содержаний Fe (как Fe^{3+} так и Fe^{2+}), Nb, Ta, Zr, Hf, Zn, V. При этом, при формировании ильменита из промышленно неалмазоносных кимберлитов на первую роль выходили процессы фракционной кристаллизации как самого ильменита, так и других индикаторных минералов (гранат, клинопироксен, ортопироксен, оливин) из преимущественно силикатных равновесных расплавов. Состав ильменита из алмазоносных кимберлитов контролировался процессами фракционной кристаллизации минералов-мегакристов на фоне интенсивной ассимиляции вещества литосферной мантии расплавами, обогащенными карбонатной компонентой.

Работа выполнена частично при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-57.2019.5.

Богатиков, О.А., Гаранин, В.К., Кононова, В.А., Кудрявцева, Г.П., Васильева, Е.Р., Вержак, В.В., Веричев, Е.М., Парсаданян, К.С., Посухова, Т.В., Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). МГУ, Москва. 1999. 524 С.

Гаранин, В.К., Бовкун, А.В., Гаранин, К.В., Ротман, А.Я., Серов, И.В., 2009. Микрокристаллические оксиды из кимберлитов России. ГЕОС, Москва. 498 С.

Пересецкая, Е.В., Каргин, А.В., Сазонова, Л.В., Носова, А.А. Ильменит из ксенолитов кимберлитов трубки им. В. Гриба: вариации состава, происхождение //Новое в Познании Процессов Рудообразования, 2018. ИГЕМ РАН, Москва, С. 291–294.

Carmody, L., Taylor, L.A., Thaisen, K.G., Tychkov, N., Bodnar, R.J., Sobolev, N. V., Pokhilenko, L.N., Pokhilenko, N.P. Ilmenite as a diamond indicator mineral in the Siberian Craton: A tool to predict diamond potential // Econ. Geol. 2014. V. 109. P. 775-783.

Castillo-Oliver, M., Melgarejo, J.C., Galí, S., Pervov, V., Gonçalves, A.O., Griffin, W.L., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y. Use and misuse of Mg- and Mn-rich ilmenite in diamond exploration: A petrographic and trace element approach // Lithos. 2017. V. 292–293. P. 348–363.

Fitzpayne, A., Giuliani, A., Phillips, D., Hergt, J., Woodhead, J.D., Farquhar, J., Fiorentini, M.L., Drysdale, R.N., Wu, N. Kimberlite-related metasomatism recorded in MARID and PIC mantle xenoliths // Mineral. Petrol. 2018. P. 1–14.

Giuliani, A., Kamenetsky, V.S., Kendrick, M.A.A., Phillips, D., Wyatt, B.A., Maas, R. Oxide, sulphide and carbonate minerals in a mantle polymict breccia: Metasomatism by proto-kimberlite magmas, and relationship to the kimberlite megacrystic suite // Chem. Geol. 2013. V. 353. P. 4–18.

Johnson, K.T.M. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures // Contrib. to Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 60–68.

Moore, A.E. A model for the origin of ilmenite in kimberlite and diamond: implications for the genesis of the discrete nodule (megacryst) suite // Contr. to Min. Petrol. 1987. V. 95. P. 245-253.

Moore, R.O., Griffin, W.L., Gurney, J.J., Ryan, C.G., Cousens, D.R., Sie, S.H., Suter, G.F. Trace element geochemistry of ilmenite megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // Lithos. 1992. V. 29. P. 1–18.

Pilet, S., Baker, M.B., Müntener, O., Stolper, E.M. Monte Carlo simulations of metasomatic enrichment in the lithosphere and implications for the source of alkaline basalts // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 1415–1442.

Zack, T., Brumm, R., 1998. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenites // 7th Int. Kimerlite Conf.

Сухопитское проявление – новый крупный объект свинцово-цинковых руд на Енисейском кряже

Касикова Т.И.[1], Дмитриев Г.А.[1]

[1]*АО «Сибирское ПГО»| АО «Росгеология», г. Красноярск, reganka@yandex.ru*

В пределах Ангаро-Вороговской полиметаллической металлогенической зоны в Ангарском свинцово-цинковом рудном районе (граф. прил.1) в 2017-2019 годах выявлен новый объект ранга крупного месторождения – Сухопитское проявление свинцово-цинковых руд.

По данным поисковых работ Приенисейской партии Сибирского ПГО АО «Росгео» в рудном поле Сухопитского проявления выделяется три обособленных участках: Центральный, Юго-Восточный и Северо-Западный (граф. прил 2).

В пределах проявления развиты три пачки метаморфизованных в хлоритовой субфации зеленосланцевой фации пород, отнесенных нами к нижнеиончихинской подтолще орловской серии верхнего рифея (в соответствии с действующей легендой Енисейской серии листов – Качевский, 1998).

Свинцово-цинковые руды приурочены к пачке (50-300 м) сероцветных доломитов, в пределах которой локально, в виде послойных линз, выделяются доломитовые брекчии, сцементированные «доломитовой мукой». В основании доломитовой пачки развит горизонт мощностью от 1 до 30 м осадочных брекчий (в обломках – подстилающие сланцы, реже доломиты, цемент доломитовый), а в средней части разреза зафиксирован линзующийся горизонт углеродистых метапелитов переменной мощности (0-60 м). В доломитах проявлены анкеритизация, окварцевание и сульфидизация.

Свинцово-цинковые руды массивные, брекчиевые, гнездово-прожилковые, прожилково-вкрапленные, сложены гидротермально-метасоматическими - пиритом, сфалеритом, галенитом, с вкрапленниками единичных зерен марказита, халькопирита, арсенопирита, блеклых руд, изредка магнетита. Повсеместно в рудах повышено содержание серебра (1-155 г/т) и кадмия (0,002-0,014%), содержание меди не превышает 0,008%.

Выше доломитовой пачки залегает мощная пачка (300-400 м) монотонных черных кварц-серицит-карбонат-углеродистых метапелитов. Содержание тонкодисперсного графита в них настолько велико (иногда более 50%), что прочие минералы (серицит, карбонат) в породах почти не диагностируются. Для этой пачки свинцово-цинковые руды не характерны, но иногда проявлены: в частности, в скважине 909 в подошве углеродистой пачки (интервал 113-118,5 м, истинная мощность 3,5 м) содержание цинка и свинца превышает в совокупности 4%, а в верхах этой скважины (в интервале 11,0-32,0) повышен свинец (среднее содержание 1,2% при содержании цинка 0,04%). В скважине 908, вскрывшей верхнюю часть углеродистой пачки, зафиксирована секущая (субвертикальная) зона сульфидной (существенно пиритовой) вкрапленно-прожилковой минерализации мощностью около 10 м, в которой суммарное содержание цинка и свинца превышает 2%.

Подстилается рудовмещающие доломиты пачкой (более 1000 м, мощность не установлена) зеленоватых хлорит-кварц-серицитовых тонкослоистых метаалевропелитов, которые вблизи рудовмещающей пачки часто метасоматически изменены, в них проявлены графитизация и анкеритизация. Иногда фиксируется наличие тонкослоистых пирититовых руд. На Северо-Западном участке в интенсивно пиритизированных «подрудных» метаалевропелитах сформированы обширные зоны полиметаллической минерализации, но рудные тела в них маломощны.

Вблизи рудной зоны выявлено крупное субвкулканическое тело – шток метариолит-порфиров (площадью около 0,8 км2) орловского базальт-риолитового комплекса. В рудном поле развиты дайки (мощность 5-15 м) метариолитов. Радиологический возраст риолитов, сингенетичных вулканогенно-осадочным породам орловской серии, варьирует в пределах 850-780 Ма. Можно предполагать, что тела метариолитов могли быть источником гидротерм, насыщенных свинцом, цинком и другими элементами, локализованных в карбонатных породах,

под экраном углеродистых пород. Породы серии формировались на активной окраине Сибирского континента.

Вблизи дневной поверхности породы и руды Сухопитского проявления затронуты выветриванием (в мел-палеоценовое время) с формированием профиля глин, а ниже – зоны щебнисто-глинистой дезинтеграции, часто с сохранением структурных особенностей субстрата. Мощность площадной зоны выветривания колеблется от первых метров до 20-50 м, иногда на «головах» рудных тел, в зонах некоторых разломов формируются линейные коры выветривания глубиной до 100 м (по скв. №910) и даже 200 м (по скв. №902). На головах сульфидных руд в зоне выветривания образованы окисные руды (с церусситом, смитсонитом, лимонитом) – при этом форма и мощность исходных рудных тел обычно сохранена, а содержание свинца и цинка близко к содержанию в первичных сульфидных рудах.

Рудное поле проявления с северо-запада и юго-востока обрамляется (перекрыто) аллохтонными пластинами пород, ограниченных надвиговыми зонами и представленных метапелитами удерейской свиты и метаалевропелитами горбилокской свиты сухопитской серии. Возраст надвигов определен как позднерифейский (на уровне 720-740 Ма), по отношению к полиметаллическому оруденению Енисейского кряжа надвиги являются пострудными. Еще более поздними (возможно меловые-неогеновые) являются взбросо-сдвиги северо-восточного направления, пересеченные многими скважинами. Вертикальные амплитуды взбросо-сдвигов колеблются от 50 до 300-400 м, а углы падения сместителей от 90 до 80°

Породы рудного поля смяты в три крупные симметричные складки (две антиклинали и синклиналь между ними) с размахом крыльев около 1 км, северо-восточным погружением шарниров: от 50-60° в антиклинали Центрального участка до 20° в антиклинали Северо-Западного участка. Падение крыльев складок варьирует от 60-70° (преобладают) до 90° (в скв. №910).

В пределах Центрального участка пробурено 11 поисковых скважин (с учетом скважин предшественников), плотность поисковой сети позволила оценить ресурсы по категории P_1 (Граф. Прил. 3). Рудными оказались 7 скважин, которыми пересечено 11 рудных тел. Из них 8 тел расположено поэтажно в разрезе рудовмещающей пачки доломитов. Истинная мощность рудных тел меняется от 0,8 до 26 м. Минимально промышленным содержанием в рудном теле принята сумма свинца и цинка в 4% при бортовом содержании в 1%.

Верхнее, наиболее мощное (12-26 м), рудное тело (№1) выделяется в кровле доломитового горизонта (граф. прл.4), прижато к подошве пачки углеродистых метапелитов характеризуется большой протяженностью (700 м) и высокой концентрацией цинка (3,9-7,8%) и свинца (0,9-3,0%). Выделенные под ним рудные тела 2 и 3 значительно меньше по мощности (от 1,5 до 10 м) и длине (470 и 210 м). Среднее содержание цинка в теле 3 максимальное - 9,5%. Нижележащие тела 4 и 5 более длинные (около 700 м), но резко меняются в мощности (от 1,5 до 25 м) и содержание цинка в них рядовое (около 4%) при низком содержании свинца (около 1 и 0,6% соответственно). Локализованные в средней части разреза сближенные тела 6 и 7 весьма коротки (250 м и 370 м соответственно), тяготеют к ядру антиклинали, мощность их изменяется от 1 до 26 м при высоком среднем содержании цинка (8,1%) и мизерном свинца (0,1%). Рудное тело 8 локализовано в низах карбонатной пачки (над горизонтом осадочных брекчий), среди тонкослоистых пирититовых (до 10-20% пирита) руд и является наиболее протяженным и выдержанным на участке: длина 880 м, длина по падению более 500 м при мощности 1-5,5 м. Содержание цинка в нем низкое (от 2,7 до 4,6%, среднее 3,36) при содержании свинца 0.02-1,8% (ср. 0,88).

Еще три незначительных рудных тела выявлены в северной части Центрального участка (за тектоническим нарушением). Они вскрыты в единичных пересечениях скважины №907 (тела 9 и 10), а также скважины №905 (слепое тело 11) и потому их ресурсы оценены по категории P_2. Мощность их 0,8-2,0 м, при содержании суммы цинка и свинца до 4,75%.

Оценка прогнозных ресурсов выявленных рудных тел велся методом блоков, с опорой на одно скважинное пересечение. Нижним ограничением длины тел по падению (при отсутствии зафиксированной естественной выклинки) принят горизонт минус 100 (до которого прослежены некоторые рудные тела), что соответствует глубинам 350-400 м.

Общая масса сульфидных руд в подсчетных блоках (при среднем объемном весе 3 т/м^3) составила 37,64 млн т, а масса окисных руд (при объемном весе 2,5 т/м^3) оценена в 6,56 млн т. Совокупная масса руд составила 44,2 млн т.

Содержание цинка в блоках сульфидных руд колеблется от 2,69 до 15,8% (среднее 6,15%), а свинца от 0,01 до 4,17% (среднее 0,57). Соотношение цинка к свинцу в сульфидных рудах Центрального участка составляет 10,8. Совокупные ресурсы свинца и цинка в сульфидных рудах оцениваются в 2,3 млн т.

Содержание цинка в блоках окисных руд варьирует в пределах 2,7-4,17% (среднее 6,5%), а свинца 0,02-3,0% (среднее 0,87%). Соотношение цинка и свинца в окисных рудах Центрального участка составляет 7,5. Совокупные ресурсы свинца и цинка в окисных рудах оцениваются в 0,483 млн т.

Общие ресурсы цинка и свинца Центрального участка сульфидных и окисных руд оценена в 2,7 млн.т.

В пределах Юго-Восточного участка пробурено 4 поисковых скважины, в том числе 2 рудные (скважины 906 и 909), расположенные вблизи друг от друга (в 100 м), по разные стороны взброса. Безрудная скважина 925 пройдена на стыке Центрального и Юго-Восточного участков (в 230 м от скважины 906 и в 370 м от скважины 127), а безрудная скважина 926 – на крайнем юго-востоке Сухопитского проявления, в 730 м от скважины 909. Ресурсы Юго-Восточного участка оценены нами по категории P_2.

В пределах участка выделены 2 субпараллельных рудных тела, разделенные субпластовым телом окварцованных метариолит-порфиров. Верхнее тело (№1) прижато к подошве пачки углеродистых метапелитов (соответствует уровню рудного тела №1 Центрального участка) и частично (на мощность 3 м) эти метапелиты захватывает. Истинная мощность тела в скважине 909, пересекшей его полностью, составила 43 м при вариациях цинка 0,1-24,8% (среднее содержание 4,45) и свинца 0,1-3,9% (среднее 0,96). Скважина 906 тело 1 полностью не пересекла (вскрытая мощность 23 м), содержание цинка в ней выше (до 31%, среднее 9,17) при среднем содержании свинца 1,34%, длина по простиранию – 400 м. Ниже пластообразного тела метариолитов скважина 909 вскрыла рудное тело №2 мощностью не менее 14 м (забой скважины остановлен в руде). Среднее содержание цинка в этом теле составило 3,97% при содержании свинца 1,45%. Его длина по простиранию тоже принята равной 400 м, а длина по падению ограничена массивом риолит-порфиров. Окисные руды на Юго-Восточном участке скважинами не вскрыты.

Ресурсы цинка этого участка оцениваются в 0,9 млн. т (при среднем содержании 4,74%), а свинца 0,21 млн.т (при содержании 1,12%). Совокупные ресурсы свинца и цинка оценены в 1,122 млн. т.

На Северо-Западном участке пробурено 9 скважин. Минерализованная зона этого участка вытянута в направлении юго-запад-северо-восток, пересечена на пяти профилях, пробуренных через 400 м. Это позволяет оценить ресурсы участка по категории P_2. Аналитические данные имеются только по скважине 910 и 927, в остальных сечениях рудные интервалы выделены визуально, при документации керна. Оруденение установлено в скважинах 910, 928, 932. Протяженность зоны с промышленным оруденением может быть принята в 750 м. В пределах минерализованной зоны участка, по данным скважины 910 и 927, выделяется два рудных тела мощностью 12 и 13 м, со средним содержанием свинца – 0,67%, цинка 4,43% и 0,94% и 3,8%. Совокупные ресурсы свинца и цинка Северо-Западного участка оцениваются на уровне 1,1 млн.т.

Суммарные ресурсы категорий P_1 и P_2 на Сухопитском проявлении предварительно оцениваются в 5 млн. т свинца и цинка.

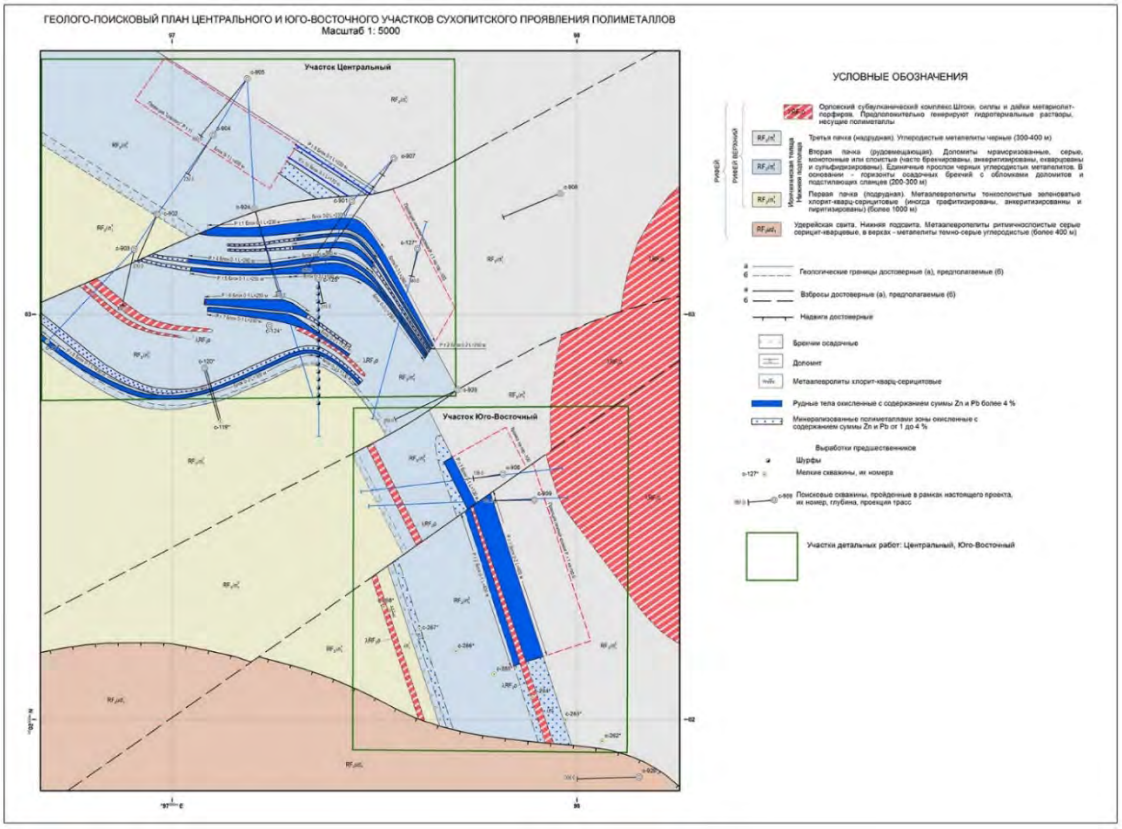


Рисунок 1. Геолого-поисковый план Центрального и Юго-Восточного участков Сухопитского проявления полиметаллов.

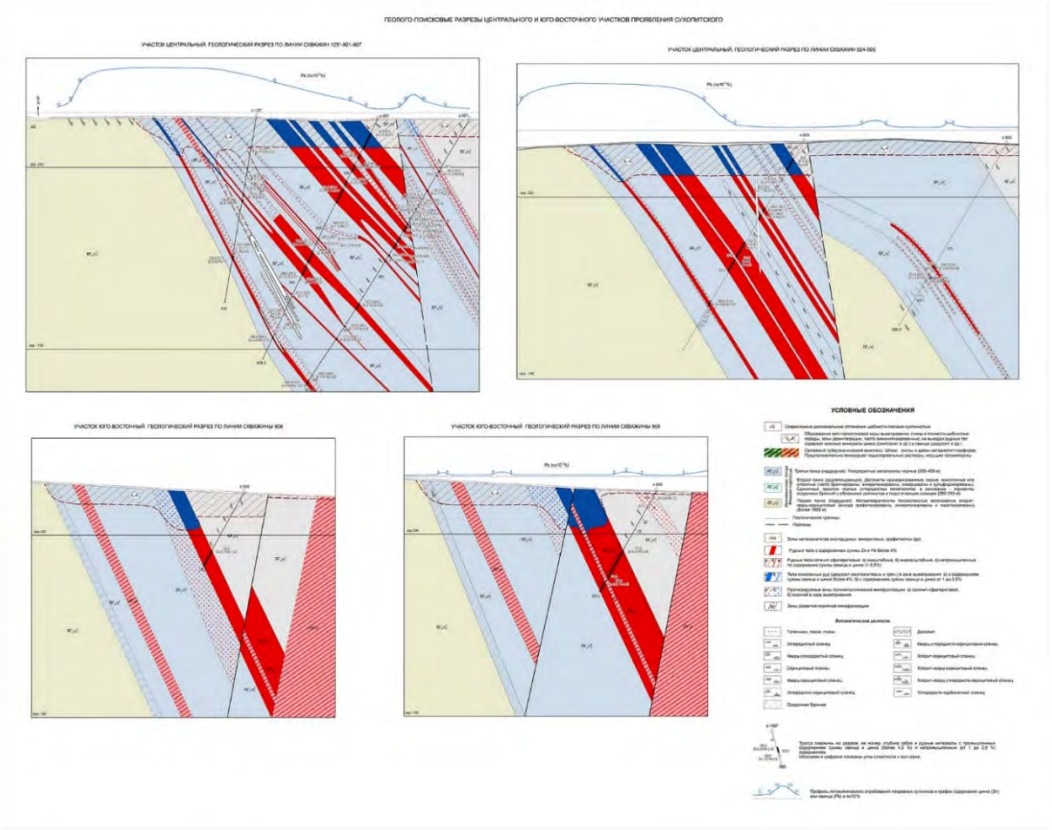


Рисунок 2. Геолого-поисковые разрезы Центрального и Юго-Восточного участков Сухопитского проявления полиметаллов

Радиоактивные элементы в лампрофирах Алтае-Саянского региона

Кенесбаев Б.К.[1]

[1]*НИ ТПУ, г. Томск, kenesbayevbk@gmail.com*

Лампрофирами считаются породы ультраосновного, основного и среднего состава, порфировой или порфировидной структуры с вкрапленниками темноцветных минералов, как правило, биотита/флогопита, амфибола и пироксена, и полевыми шпатами в основной массе. Они обычно встречаются как дайки или небольшие интрузии и часто проявляют признаки гидротермальных изменений. (Васюкова, 2017).

Лампрофиры Горного Алтая были изучены и описаны такими учеными как Михалева Л.А., Мельгунов С.В., Митропольский А.С., Оболенская Р.В. и др. Они представлены минеттами, камптонитами, вогезитами, мончикитами и керсантитами, последние менее распространены, но как правило, пространственно они разобщены (Ковалев и др., 1983; Мельгунов и др., 1985; Оболенская, 1971). Эти породы объединяются в чуйский дайковый комплекс.

Ербинский некк анкаратритов расположен в 2 км южнее станции Ербинской на левом склоне долины реки Бюря и образует небольшую высотку среди вмещающих гранодиоритов Уйбатского плутона. В плане тело имеет овалообразную форму сечением 190х320 м; юго-западный контакт падает под углом 35-50° к центру некка (Рихванов и др., 1991).

Минеральный состав Ербинского некка более сложный, чем состав лампрофиров чуйского комплекса. Основной отличительной чертой лампрофиров являются вкрапленники во всех без исключения породах даек представленные флогопитом. В Ербинском некке с помощью рентгенофазового анализа было определено две генерации флогопита, 2М1 и 1М. В породах чуйского комплекса содержания флогопита колеблются от 15% до 50%. В Ербинском некке породообразующие минералы представлены группой пироксена (40-45%), когда в чуйском комплексе – полевые шпаты.

Петрохимический состав рассматриваемых пород представлен от щелочных пикритов до трахитов. Содержание кремнезема в породах меняется от 36 до 60 % (Кенесбаев, Васюкова 2018). Породы обладают довольно высоким суммарным содержанием щелочей – точки составов располагаются вдоль условной границы между умеренно-щелочными и щелочными породами. Они лежат в одной области со слюдяными минеттами Erzgebirge (LD2a) и близки к слюдяному порфировому переходному типу кенсантит/минетта (LD2c) (Seifert, 2008). Породы Ербинского некка отличаются от лампрофиров чуйского комплекса и Германии более низкими содержаниями SiO_2 , и имеют ультраосновной состав.

Главной особенностью изучаемых лампрофиров являются повышенные содержания U и Th. По содержанию урана анкаратриты Ербинского некка (7,3 г/т (2,8 – 10,9 г/т)) и лампрофиры чуйского комплекса (9,3 г/т (4,2 – 16,1 г/т)) сопоставимы с слюдяными минеттами Рудных год Германии (8,6 г/т (1,6 – 14,6 г/т)) и с слюдяным порфировым переходным типом керсантит/минетта Рудных год Германии (7,9 г/т (3,5 – 14,5 г/т)). Из всех исследуемых пород лампрофиры чуйского комплекса выделяются высокой ториеносностью, достигающей в некоторых образцах свыше 100 г/т. Среднее содержание тория в породах чуйского комплекса равно 61,8 г/т (18-136 г/т), что близко к слюдяным минеттам Рудных гор 50,7 г/т (8,9 – 94,3 г/т). В Ербинском некке содержания тория 21,5 г/т (10,6 – 41,9 г/т) близки к слюдяному порфировому переходному типу керсантит/минетта Рудных гор 31,9 г/т (13,1 – 58,1 г/т). Данные по содержаниям элементов в породах получены посредством ИНАА. Следует также отметить, что по уровню накопления урана и тория ультраосновные породы Ербинского некка попадают в поле щелочных сиенитов Енисейского кряжа (Ножкин, 1972). А лампрофиры чуйского комплекса близки к калиевым щелочно-ультраосновным дайковым породам массива Томтор (Панина и др. 2018). Породы Ербинского некка также отличаются от пород чуйского комплекса торий-урановым отношением, в первом оно колеблется от 1,6 до 6 и равно в среднем 3, когда в последнем при среднем 6,6 колеблется от 3 до 17, что свидетельствует о различных петрологических процессах в данных комплексах (рис. 1).

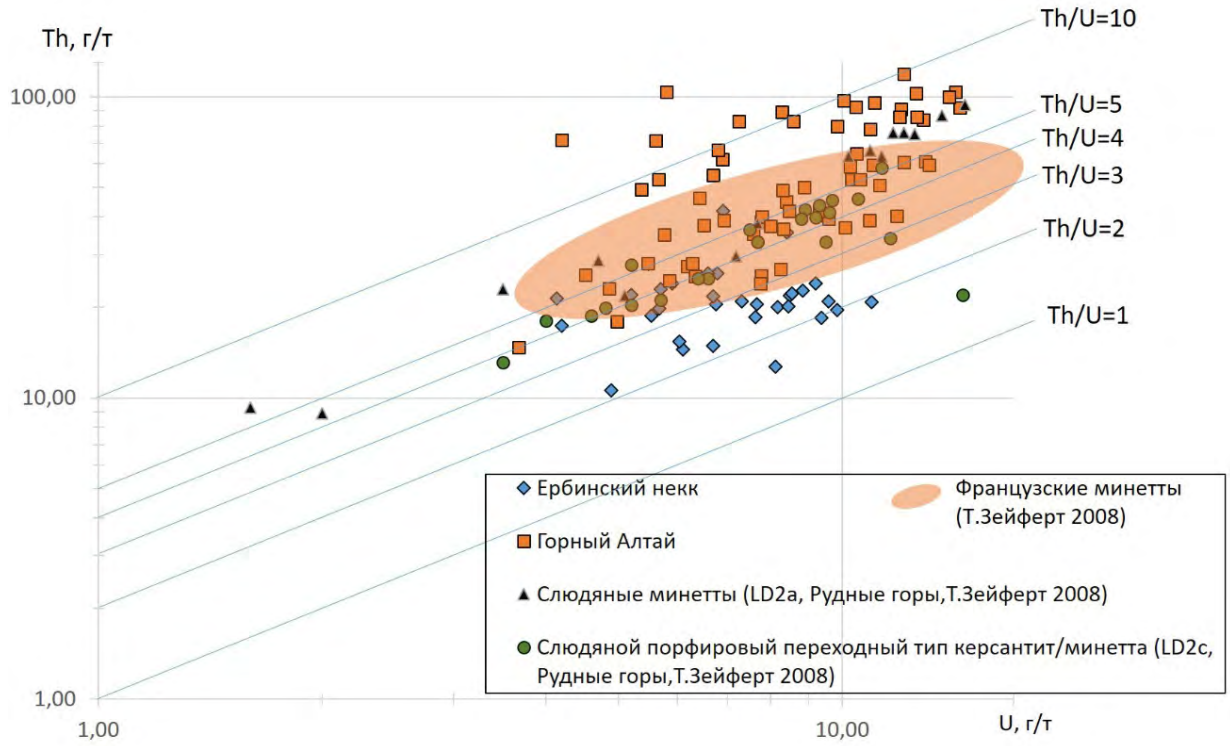


Рисунок 1. Положение пород в полях U-Th.

При помощи сканирующей электронной микроскопии в Ербинском некке были совершены находки галенита, торий-уранового пирохлора (по химическому составу). В образцах лампрофиров чуйского комплекса найден циркон с торием и ураном, оксид свинца.

Энергодисперсионный анализ позволил выявить апатит, в котором содержится торий, и титанониобат, в составе которого присутствуют уран и торий.

Изучение радиографий шлифов пород Ербинского некка и лампрофиров чуйского комплекса показало различные сосредоточение и распределение урана в породе.

Для шлифов образцов чуйского комплекса (южно-чуйский ареал) характерно равномерное распределение треков по всему шлифу (рис. 2а), иногда встречаются более плотные скопления треков, которые указывают на наличие урансодержащих минералов (рис. 2б). Также было найдено несколько звезд, в которых невозможно посчитать количество треков (рис. 2в), автор предполагает, что это собственные наноминералы урана. Следует отметить, что треков не было зафиксировано во флогопите некоторых шлифов. Для неизмененной части породы в шлифе Ербинского некка характерно равномерное распределение треков. В измененной части породы шлифа встречаются треки повышенной плотности, что свидетельствует о наличии урансодержащих минералов (рис. 2г).

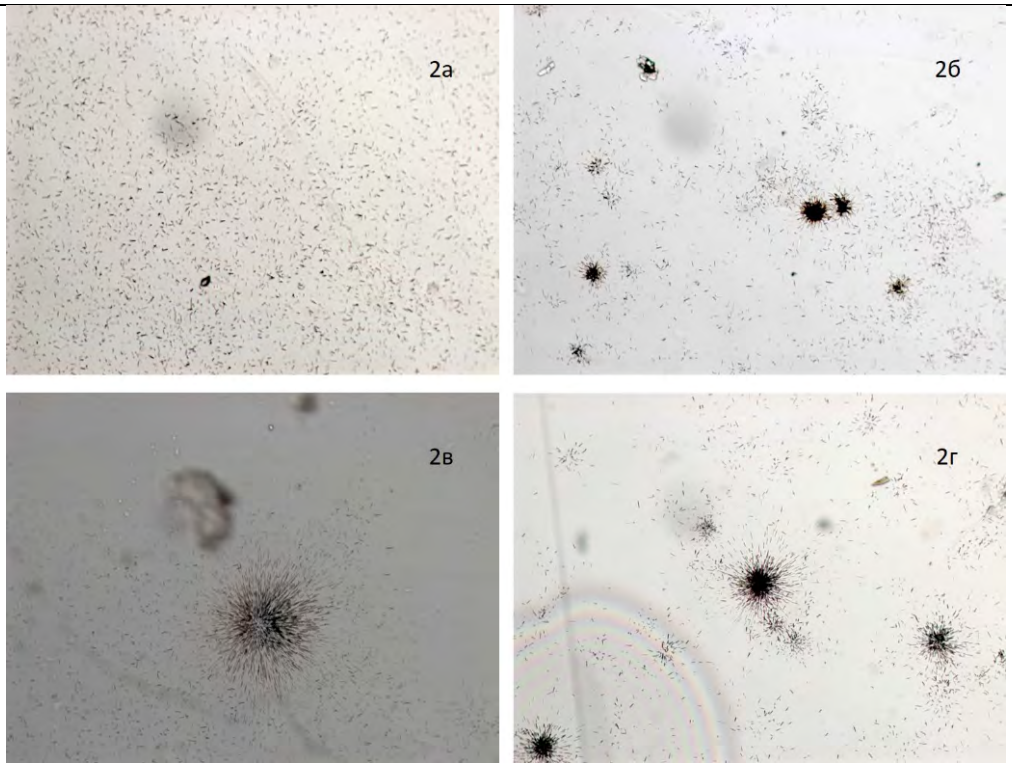


Рисунок 2. Характер распределения треков, увлечение х20.

Лампрофиры по всему миру обладают высокими содержаниями урана и тория. Причина необычайного накопления урана и тория в лампрофировых комплексах достоверно не установлена. Эта проблема требует детального изучения и выяснения причин аномального накопления урана и тория в данных горных породах.

Васюкова Е.А. Петрология и флюидный режим формирования лампрофиров чуйского комплекса (Юго-Восточный Алтай – Северо-Западная Монголия) / Е.А. Васюкова, отв. ред. А.С. Борисенко; Ин-т геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2017. 158 с.

Кенесбаев Б.К., Васюкова Е.А., К вопросу о высоких концентрациях урана и тория в лампрофирах Алтае-Саянского региона, в книге: Новое в познании процессов рудообразования Сборник материалов, Москва. 2018. С. 179-181.

Ковалев В.П., Мельгунов С.В., Ножкин А.Д., Митропольский А.С. и др. Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. Новосибирск: Наука. 1983. 184 с.

Мельгунов С.В. Радиогеохимия и генезис слюдяных лампрофиров. // Геология и радиохимия Средней Сибири, Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние. 1985. С. 141-157.

Ножкин А.Д., Кренделев Ф.П., Миронов А.Г., Бобров В.А., Радиоактивные элементы в гранитоидах и сиенитах Енисейского кряжа/ Радиоактивные элементы в горных породах, часть 1. Новосибирск. 1972. С. 142-143.

Панина Л.И., Росокова Е.Ю., Исакова А.Т., Толстов А.В., Элеметы-примеси в щелочных лампрофирах, клинопироксенах и амфиболах Томторского массива и рудоносность формировавших их расплавов / Геохимия №7. 2018. С. 641-660.

Рихванов Л.П., Ершов В.В., Сарнаев С.И., Геохимические особенности щелочных базитов и ультрабазитов Минусинского прогиба/ Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск: Наука. 1991. С. 97-109.

Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая // Новосибирск: Наука. 1971. 141 с.

Thomas Seifert, Metallogeny and petrogenesis of lamprophyres in the Mid-European Variscides. IOS Press. 2008. P 305.

Циркон и рутил в габбро-пегматитах Боярского массива Беломорской провинции Фенноскандии: строение, состав и условия кристаллизации

Кервинен А.В.[1], Егорова С.В. [1], Ковальчук Е.В.[2], Степанова А.В.[1]

[1]*ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, kervinen@mail.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*

Докембрийские подвижные пояса со сложной полиметаморфической историей часто сохраняют реликты нескольких тектоно-метаморфических процессов, которые бывает трудно отделить друг от друга из-за сходства PT-параметров разновозрастных событий.

Одним из таких объектов является Беломорский подвижный пояс (БПП), расположенный в восточной части Фенноскандинавского щита. Он сложен преимущественно архейскими комплексами, которые были метаморфизованы в условиях фаций высоких давлений как в архее, так и в палеопротерозое (Володичев, 2005). Большинство исследователей рассматривают БПП как глубоко эродированный юго-западный форланд Лапландско-Кольского орогена, возраст которого оценивается в 2.0–1.86 млрд лет (Daly et. al., 2006). Интрузии метабазитов Беломорской провинции часто используют в качестве маркеров, позволяющих разделить разновозрастные тектоно-метаморфические процессы (Babarina et al., 2017). Интрузивные базиты Беломорской провинции (друзиты) характеризуются наличием коронарных структур, что свидетельствует о неравновесности наблюдаемых парагенезисов и затрудняет оценку PT-условий метаморфических преобразований методами классической и мультиравновесной термобарометрии. В этом случае определение условий кристаллизации акцессорных минералов может быть альтернативным методом при расшифровке истории формирования пород.

Боярский габбронорит-троктолитовый массив расположен в центральной части БПП, имеет лополитообразную форму, его площадь составляет около 4.5 км^2 (Степанов, 1981). Породы массива в различной степени метаморфизованы. Краевая часть интрузива полностью переработана и сложена массивными или рассланцованными гранатсодержащими амфиболитами. Породы центральной части тела также амфиболитизированы, однако в них хорошо сохранились типичные для друзитов коронарные структуры и реликтовые первично-магматические структуры и минералы. В основании разреза интрузива, вблизи северного контакта с гнейсами, залегают меланократовые метатроктолиты с шлировидными обособлениями метаперидотитов и анортозитов, а к верхней его части приурочены относительно лейкократовые метагаббро. В южной части массива в тонкозернистых породах краевой части тела в виде небольших линзовидных тел обнажаются габбро-пегматиты (Степанов, 1981). Среди реликтовых магматических минералов в метагабброидах Боярского массива выделяются плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен и оливин. Новообразованные метаморфические минералы представлены плагиоклазом, диопсидом, гранатом, амфиболом, рутилом и титанитом.

Определение условий метаморфических преобразований, выполненное для пород Боярского массива, дало широкие вариации значений PT-параметров. Так, оценки температур, полученные с использованием Grt-Hbl термометра (Ravna, 2000), предполагают, что формирование гранат-амфиболовой ассоциации происходило в интервале температур 530-580 ℃. Оценка PT-параметров метаморфических преобразований методом мультиравновесной термобарометрии (TWEEQU, Berman, 1991) позволяют предполагать, что породы Боярского массива были метаморфизованы при T= 630-716 ℃и P= 8.0-9.4 кбар. Альтернативным методом оценки PT-параметров для метаморфизованных базитов может быть использование термометров Ti-в-цирконе (Ferry, Watson, 2007), и Zr-в-рутиле (Tomkins et.al.,2007).

В рамках данного исследования было проведено изучение цирконов и рутилов из габбро-пегматитов Боярского массива. Микрозондовые исследования проводились на СЭМ Tescan VEGA II LSH с ЭДС INCA Energy 350 (ЦКП ФИЦ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск), анализ содержаний рассеянных элементов в цирконе и рутиле проводился на EPMA JEOL JXA-8200 (ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА", г. Москва).

Циркон представлен частично сохранившими кристаллографические формы и неправильной формы кристаллами, размером от 0.16 до 0.5 мм, но преобладают короткопризматические зерна и их обломки. Циркон характеризуется однородной окраской коричневых тонов, преобладают полупрозрачные разновидности, однако отдельные участки зерен сохранили прозрачность. Изучение цирконов на СЭМ позволило установить два типа зерен: (1) мелкие зерна с однородной структурой, в которых присутствуют «пористые» участки, (2) относительно крупные кристаллы, имеющие зональное внутреннее строение. Зерна второго типа преобладают в выборке. В них от центра к краю кристаллов выделяются несколько зон: (1) реликтовые (вероятно, магматические) однородные в BSE ядра размером 10-20 мкм, окруженные (2) «пористым» и метамиктным цирконом; (3) краевые части зерен, сложенные однородным в BSE цирконом и содержащие включения титанита, кварца и амфибола. Наличие включений минералов метаморфической минеральной ассоциации позволяет предполагать метаморфическую природу краевых частей зерен циркона. Неоднородности внутреннего строения зерен отражаются и в составе циркона. Реликтовые ядра обогащены Y (2500-5250 ppm), Yb (400-600 ppm), и Dy (52-113 ppm). Содержание Ti варьирует от 54 до 66 ppm. Измерения концентраций рассеянных элементов в «пористом» и метамиктном цирконе не проводились, но они содержат CaO (до 1,7 мас. %). Краевые части кристаллов циркона характеризуются низкими содержаниями Y (990-1100 ppm), Yb (140-250 ppm) и Dy (17-26 ppm). Концентрации Ti=36-58 ppm. Оценка температуры кристаллизации циркона проводилась с использованием термометров Ti-в цирконе (Watson et al., 2006, Ferry, Watson, 2007). Оценки температур, полученные для центральных и краевых частей зерен циркона перекрываются: для центральных частей зерен они составляют 901-960 ℃.

Рутил, полученный из габбро-пегматитов Боярского массива, представлен удлиненными и короткопризматическими зернами, но чаще встречаются фрагменты зерен неправильной формы. Размер зерен варьирует от 0.05 до 0.5 мм. Цвет рутила преимущественно буровато-красных оттенков; встречаются и темно окрашенные (до черного) разновидности с характерным металлическим блеском. Микрозондовое изучение рутилов показало наличие единичных включений титанита и роговой обманки, размером 10-15 мкм. В некоторых зернах рутила наблюдаются тонкие (менее 10 мкм) прожилки ильменита. Так же выявлены сростки рутила с титанитом. В целом, рутил имеет довольно однородное внутреннее строение. По результатам анализа содержаний редких элементов в рутиле выявлены вариации в содержании Zr (259-688 ppm) и Nb (308-1601 ppm). Оценки температур, полученные для рутила (Tomkins et.al., 2007) из габбро-пегматитов Боярского массива, находятся в интервале 717-760°C при давлении 8 кбар, что позволяет предполагать его формирование в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Использование термометра (Ferry, Watson, 2007) дает значения в интервале 659-716 ℃.

Полученные результаты предполагают, что метаморфическая история пород Боярского массива включает в себя, типичные для БПП преобразования в условиях высокобарической амфиболитовой фации. Оценки PT-параметров, полученные для рутилов, в целом, совпадают с оценками, полученными методом мультиравновесной термобарометрии. Для цирконов требуются дополнительные исследования.

Исследования выполнены в рамках реализации госзадания ИГ КарНЦ РАН, номер гос. регистрации темы АААА-А18-118020290085-4.

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов на примере беломорского комплекса / О.И. Володичев – Л.: Наука. 2005. –170 с

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья // Л.: Наука. 1981. 216 с.

Babarina I.I., Stepanova A.V., Azimov P.Ya., Serebryakov N.S. Heterogeneity of basement processing in the Paleoproterozoic Lapland-Kola collision orogen, White Sea province of the Fennoscandian shield // Geotectonics. 2017. 5. 3–19

Berman, R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // The Canadian Mineralogist. 1991. 29. 833-85

Daly J.S., Balagansky V. V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London, Mem. 2006. T. 32. № 1. P. 579–598.

Harley S.L., Kelly M.N., Möller A. Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains // Elements. 2007. Vol. 3. P. 25–30.

Tomkins H.S., . Powell R , Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer // J. Metamorph. Geol. 25. 2007. pp. 703-713

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 151. 2006. pp. 413-433.

Интрузив круглогорского типа в западном обрамлении Хараелахского интрузива: геологическое строение, петрохимические и изотопно-геохимические особенности.

Кетров А.А.[1]

[1]*ООО «Норильскгеология», г. Санкт-Петербург, ketrov@mail.ru*

На наличие апофиз рудоносных интрузивов указывали многие исследователи, изучавшие Норильские медно-никелевые месторождения. Апофизы рудоносного интрузива Норильск-II были отмечены еще в 1936 г. Б.К. Рожковым.

В 1961, 1963 г. А.П. Лихачев детально описал апофизы лейкократовых габбро-интрузива Норильск-1 и указал, что они являются наиболее типичной составляющей фланговых ответвлений промышленно рудоносных массивов.

Г.Д. Маслов (1963, 1967) отмечал большое поисковое значение апофиз для практики геологопоисковых работ, рассматривал их, как «сигнальные дайки», «рога» и «уши» рудоносных интрузивов. Под его руководством были выполнены их первые детальные описания на участках интрузивов Норильск – 1, Норильск-II, г. Черной.

Характерной чертой интрузий круглогорского типа является наличие в их разрезе шлиров или слоев крупнозернистых лейкокогаббро, реже такситовых габбро-долеритов с сульфидной вкрапленностью (Лихачев, 1965; Служеникин, 2018).

Особое внимание апофизам (периферическим силлам) рудоносных интрузий уделяется в генетической модели, предложенной А.Дж. Налдреттом (2003). Согласно данной модели, уникальные месторождения образованы в результате длительного течения магмы через рудоносные интрузивы. Периферическим силлам отводится роль выводящих каналов, через которые магма изливалась в виде лав. Аргументом в поддержку данной концепции является близость петрохимического и редкоэлементного состава пород апофиз и полнодифференцированных тел.

В работе С.Ф. Служеникина с соавторами (2018), дается обобщенная геологическая характеристика интрузивам круглогорского типа, приводятся данные по редкоэлементному составу пород силла горы Круглой, развитого на периферии Черногорского массива, и силлам развитым в пределах Октябрьского и Талнахского интрузивов. Для силла горы Круглой и в целом для интрузий данного типа впервые приводятся изотопно-геохимические данные по составу Sr и Nd. Для сульфидов из Олорского интрузива и силла развитого в пределах Октябрьского месторождения приводятся данные по изотопному составу серы.

В результате поискового бурения на западном фланге Хараелахского рудоносного интрузива, предшественниками в скважине КЗ-9 был подсечен слабодифференцированный интрузив мощностью 10 м, локализованный в ангидритах среднего девона (D_2mt – мантуровская свита). В связи с неудовлетворительным выходом керна (<80%) силами ООО Норильскгеология указанная скважина была перебурена (скважина ЗФ-204) (рис. 1, 2). Кроме того, с целью опоискования данного участка были пробурены скважины, показанные на рисунке 1. Все скважины, на том же стратиграфическом уровне подсекли маломощное (до 23.3 м), силловидное интрузивное тело.

Характерной чертой изученных разрезов (рис. 2) является наличие горизонтов крупнозернистых лейкогаббро и такситовидных габбро-долеритов, содержащих вкрапленную, первично-магматическую сульфидную минерализацию. Минеральный состав оруденения, концентрации и отношения рудных элементов аналогичны таковым в рудоносных массивах Норильского района.

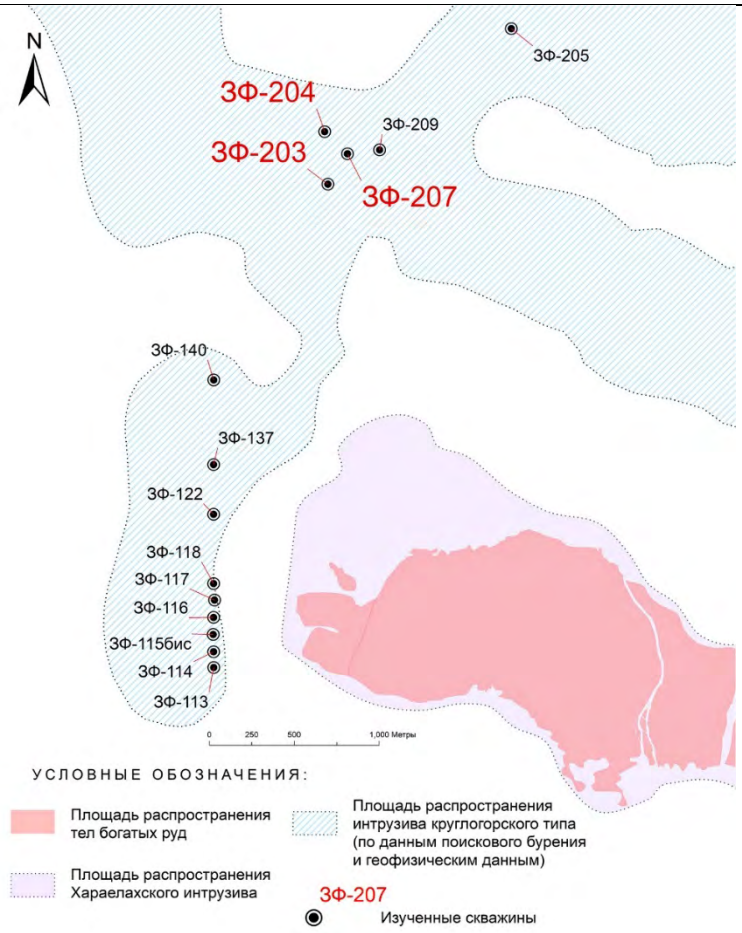


Рисунок 1. Объекты исследования.

По содержанию TiO_2 выделяются две дискретные группы пород с содержанием TiO_2 >1.2 и <1.1, которые отчетливо различаются по концентрации P_2O_5, редкоземельных и высокозарядных элементов (таб.1). В группу высоко-Ti пород попадают контактовые и некоторые оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты, слагающие преимущественно краевые части интрузива. В группу низко-Ti попадают лейкогаббро, такситовидные габбро-долериты и часть оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов.

Несмотря на установленные различия в содержании редких элементов, все изученные породы имеют однотипный характер редкоземельных спектров с низкими отношениями La/Sm<3, Gd/Yb<2, и, следовательно, являются продуктами кристаллизации магмы одного типа.

Впервые получены данные по изотопному составу гелия и аргона в интрузиве круглогорского типа. В исследованных образцах доля мантийного гелия варьирует в пределах 0.3-6%, в среднем составляет 2.6%. Во всех пробах установлена высокая доля аргона атмосферного происхождения: 84-100%, в среднем - 90%. Достаточно контрастно по данному показателю различаются высоко- Ti (от 92 до 100%) и низко-Ti (от 80.3 до 92.7%) группы. В целом, изотопный состав гелия и аргона в изученном интрузиве не отличается от такового в полнодифференцированном теле Хараелахского интрузива (Изотопная геология норильских месторождений, ВСЕГЕИ, 2017).

Все габбро-долериты и лейкогаббро характеризуются положительными величинами εNd (от +2 до +0.9) и перекрываются с диапазоном εNd, характерным для рудоносных интрузий (Талнахская, Норильск-I) (Hawkesworth et al., 1995). Положительные значения εNd пород свидетельствуют об их генерации из умеренно деплетированного мантийного источника.

Изученные породы характеризуются широким диапазоном отношений (87Sr/86Sr)i: 0.7055 – 0.7083. В результате исследований выявилась следующая особенность: наиболее высокие отношения характерны для метасоматически преобразованных пород, а наиболее низкие для пород с минимальными вторичными изменениями. Наличие вторичных изменений пород не зависит от их текстурно-структурных особенностей, минерального состава, положения в разрезе и рудоносности.

Таблица 1. Содержания петрогенных и редких элементов в интрузивных породах скважины ЗФ-203.

Проба/ глубина отбора	453.5	454.3	455.9	457.8	459.9	462	467	469.8
SiO2	47.5	48.3	46.2	46.8	46.5	43.7	47.5	48.3
Al2O3	14.4	15.5	18	15.9	17.3	14.6	14.5	15.1
TiO2	1.48	0.93	1	1.25	0.98	1	1.25	1.37
Fe2O3	13.3	11.2	10.5	12.8	11.8	17.6	12.5	12.6
MnO	0.21	0.18	0.2	0.22	0.18	0.18	0.22	0.2
MgO	7.37	8.38	7.01	8.42	7.31	7.96	8.84	7.24
CaO	9.71	7.5	8.89	7.24	8.39	9.52	8.24	11.5
Na2O	2.8	3.34	2.91	2.84	2.87	1.98	3.07	2.22
K2O	1.17	1.21	1.57	1.34	1.17	0.8	0.65	0.46
P2O5	0.14	0.084	0.082	0.11	0.093	0.1	0.12	0.14
П.П.П.	2.12	3.43	3.7	3.27	3.48	2.4	3.39	0.96
∑	100	100	100	100	100	99.8	100	100
Ce	18.9	9.9	10.4	14.1	10.9	11.1	15.2	16.3
Th	1.3	0.7	0.7	1	0.7	0.7	1	1
Zr	95.6	52	48.9	69.1	54.7	51.2	73.5	61
Nb	3.8	2.4	2.3	3.2	2.6	2.5	3.5	3.7

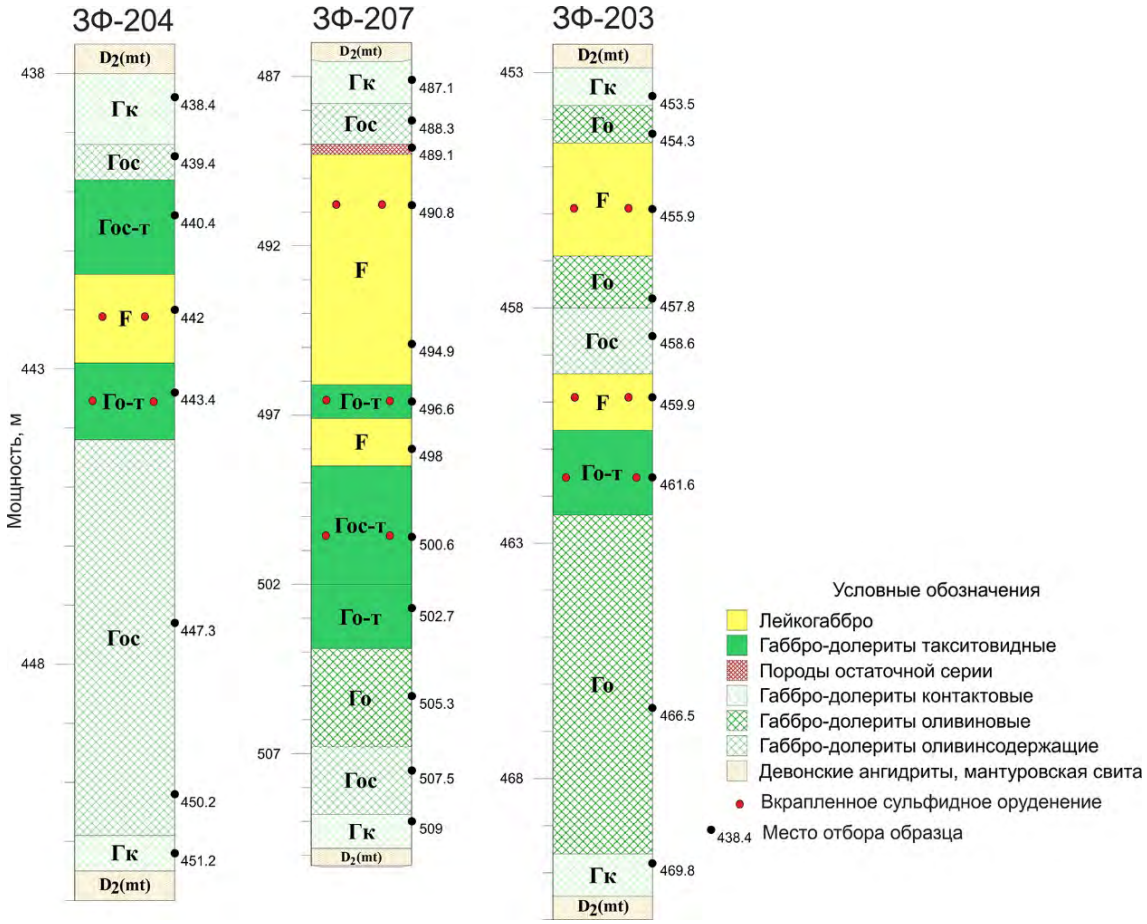


Рисунок 2. Внутреннее строение изученного интрузива.

Изотопный состав серы сульфидов (значение δ34S) варьирует в пределах +4.8 - +12.8. Наиболее легкая сера (+4.8 - +7.7) установлена в горизонтах лейкогаббро, а тяжелая (+8.1 - +12.8)

в такситовидных габбро-долеритах. Относительно облегченный изотопный состав серы в лейкогаббро возможно обусловлен присутствием наложенной сульфидной минерализации, в частности пирита.

Полученные данные по петрохимическому, редкоэлементному и изотопно-геохимическому составу интрузивных пород позволяют сформулировать следующие гипотезы:

1. Контрастный редкоэлементный состав двух групп габбро-долеритов (высоко-Ti и низко-Ti) с близкими концентрациями MgO и других петрогенных компонентов для каждой из групп, в совокупности с данными по изотопному составу аргона, предполагает их образование из самостоятельных порций магмы, фракционировавших на различных глубинах.

2. Изотопный состав гелия и аргона в изученном интрузиве не отличается от такового в полнодифференцированном теле Хараелахского интрузива. Данная особенность свидетельствует о перспективности изотопно-геохимических исследований благородных газов с целью выявления рудоносного потенциала интрузивов в слабоизученных рудопроявлениях и рудных узлах.

3. Радиогенный Sr был привнесен в ослабленные зоны интрузива уже после кристаллизации пород, в результате гидротермальной деятельности. Таким образом, начальное отношение 87Sr/86Sr в изученном интрузиве во время его внедрения составляло 0.7055.

Благодарности. Автор признателен С.Ю. Степанову и Р.С. Паламарчуку за содействие при проведении аналитических исследований.

Изотопная геология норильских месторождений. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 352 с.

Лихачев А.П. Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1965. № 10. С. 75–89.

Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. Изд-во СПбГУ, СПб., 2003, 487 с.

Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В. Базит-гипербазитовые дифференцированные интрузивы круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район) // Петрология. 2018. Т.26. №3. С. 282-316.

Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Blake D., Naldrett A.J., Doherty W., Gorbachev N.S. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts // Lithos, 1995. v. 34. P. 61-88.

Интеллектуальная геоинформационная система управления технологическим процессом пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов филиала «Северский» ФГУП «НО РАО»

Кокорев О.Н.[1,2], Носков М.Д.[1], Щипков А.А.[1] Кузнецов Д.Н.[2]

[1]*СТИ НИЯУ МИФИ, г. Северск, md_noskov@mail.ru*
[2] *ФГУП «НО РАО» филиал «Северский», г. Северск, ONKokorev@norao.ru*

Интеллектуальная геоинформационная система управления технологическим процессом пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов (ПГЗ ЖРО) филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» разработана с целью повышения качества и оперативности управленческих решений за счет автоматизации всех технологических операций. Значительные объёмы обрабатываемых данных технологических параметров, являются причиной низкой оперативности работы, сложности анализа и затруднения принятия оптимальных управленческих решений. Применение информационных и моделирующих систем позволяет повысить эффективность управленческих решений и ядерную и радиационную безопасности захоронения ЖРО (Кокорев, 2018).

Интеллектуальная геоинформационная система управления технологическим процессом ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» представляет собой систему управления, основанную на принципах, моделях и алгоритмах принятия оперативных управляющих решений в условиях неопределенности.

Ключевой принцип управления –использование «базы знаний», которая является совокупностью правил, выводов, заключений, формализующих накопленную статистику причинно-следственных связей в виде системы целевых функций и стратегий их достижения. Использование «базы знаний» позволит формировать управляющие решения, наиболее адекватные в сложившейся ситуации.

Иерархия интеллектуальной геоинформационной системы содержит два уровня: уровень оперативного управления и уровень тактического управления. Данные мониторинга состояния недр и подземных сооружений ПГЗ ЖРО в автоматическом режиме формируют текущую базу данных параметров технологического процесса. Часть этих данных напрямую используется при автоматизированном управлении технологическим процессом. Для этого используется SCADA – пакет, который позволяет оперативно реагировать на сложившиеся ситуации в технологическом комплексе ПГЗ ЖРО (уровень оперативного управления). С точки зрения организации производства со SCADA–программой работает оперативный персонал, в функционал которого входит управление режимами закачки ЖРО в хранилище, реагирование на выход из строя технологического оборудования и на резкие изменения уровней пластовых вод в контрольных и наблюдательных скважинах.

В рамках интеллектуальной геоинформационной системы обеспечивается тесная взаимосвязь между уровнями оперативного и тактического управления. Сбор текущих данных от датчиков и оборудования инструментальной обвязки, происходящий в автоматическом режиме, позволяет формировать в рамках SCADA-программы базу текущих данных, содержащую значения технологических параметров. Обработка этих параметров позволяет получать исходные данные для работы комплекса программ тактического уровня управления. Основываясь на актуальных параметрах, можно моделировать ход технологического процесса на ПГЗ ЖРО в режиме реального времени. Кроме того, в функционал интеллектуальной геоинформационной системы заложена возможность оценки работоспособности основного технологического оборудования. Оценка технического состояния оборудования должна производиться на основе анализа текущих параметров (расход, температура, давление и т.п.) и позволяет заранее спланировать вывод технологического оборудования ПГЗ ЖРО в ремонт для своевременной замены, не допуская аварийных остановок.

Ожидаемыми результатами полного внедрения интеллектуальной геоинформационной системы управления технологическим процессом являются снижение затрат на

функционирование ПГЗ ЖРО и минимизация отрицательного воздействия полигона на окружающую среду за счет:

- принятия оптимальных решений при управлении технологическими операциями;
- возможности автоматизированного управления технологическими процессами в режиме реального времени;
- своевременного отслеживания изменений в состоянии технологического оборудования и устранения возникающих неполадок;
- обоснованности принимаемых решений на основе прогнозов состояния пласта-коллектора;
- ускорение составления документации и отчетности, в том числе в части воздействия полигона на окружающую природную среду.

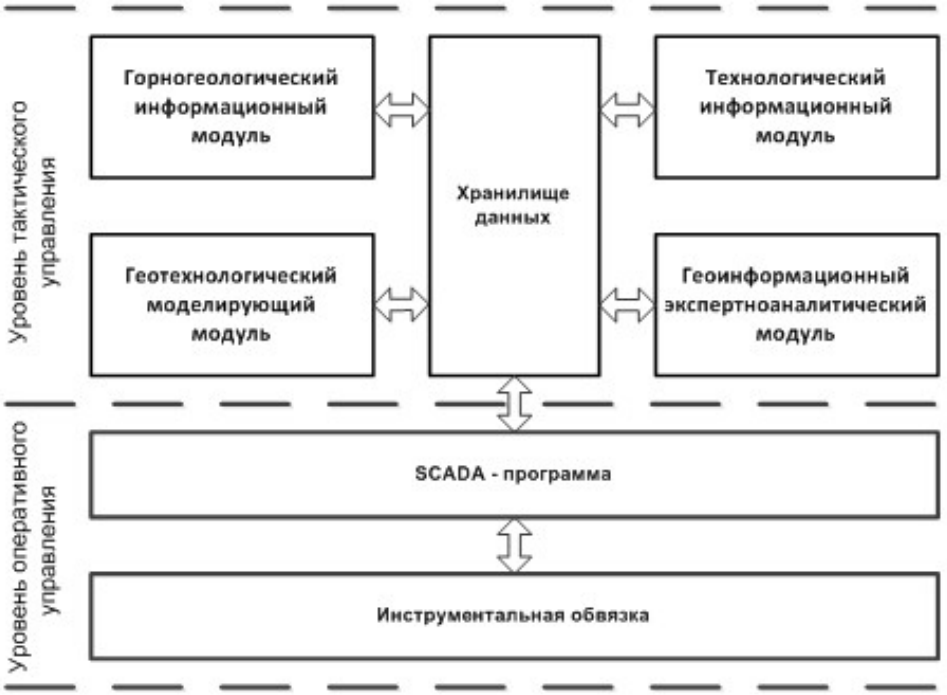


Рисунок 1. Обобщенная схема интеллектуальной геоинформационной системы управления технологическим процессом ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО».

Грабовников В.А. и др, Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков. М., «Недра». 1993. 355 с.

Рыбальченко А.И., Пименов М.К., Костин П.П. и др. Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов. - М.ИздАТ. 1994. 256 с

РГТМ-319-ф20-120-2015, Регламент мониторинга состояния недр и подземных сооружений пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов филиала «Северский», -Северск, ФГУП «НО РАО». 2014. 76 с

Кокорев О.Н., Мартьянов В.В., Козлов А.Е., Щипков А.А. «Обоснование безопасной эксплуатации пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов с использованием системы геотехнологического мониторинга», Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции: Институт земной коры СО РАН. г. Иркутск, 2019 г., с 86-87

Кокорев О.Н., Носков М.Д., Щипков А.А., Гибадулина Т.А. Модернизация системы гидродинамического мониторинга ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» // Актуальные проблемы инновационного развития ядерных технологий: Сборник тезисов докладов. Северск, 2019.

Кокорев О. Н. Носков М. Д., Щипков А. А., Козлов А. Е. Концепция автоматизированной системы контроля уровня пластовых вод, с целью управления технологическим процессом эксплуатации ПГЗ ЖРО // IX школа-конференция молодых атомщиков Сибири: Сборник тезисов докладов. Томск, 2018. С. 35

Кокорев О. Н., Козлов А. Е., Носков М. Д., Щипков А. А., Концепция умного полигона глубинного захоронения ЖРО. // Известия высших учебных заведений. Физика. 2018. № 12-2. С. 45–49.

Неравномерность накопления радиоактивно загрязнённых наносов на пойме р. Локны как фактор пространственной дифференциации мощности дозы гамма-излучения

Комиссарова О.Л.[1], Иванов М.М.[2], Кошовский Т.С.[2], Цыплёнков А.С.[2]

[1]*Почвенный факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, komissarova-olga93@yandex.ru*
[2]*Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, ivanovm@bk.ru*

Последствия аварии на Чернобыльской АЭС затронули обширные территории Европейской части России. Радиоактивные выпадения имели неоднородный характер, сформировав участки с повышенным уровнем загрязнения, одним из которых является «Плавское радиоактивное пятно» в Тульской области (Атлас современных и прогнозных аспектов…, 2009). Основным дозообразующим радионуклидом территории является ^{137}Cs с длительным периодом полураспада ($T_{1/2}$≈30,2 лет). Радиоцезий характеризуется необменной сорбцией твердой фазой почвы, причем со временем фиксация усиливается – происходит процесс «старения» радионуклида (Павлоцкая, 1974; Сельскохозяйственная радиоэкология, 1992; Valcke and Cremers, 1994). В связи с этим, миграция ^{137}Cs при его поступлении в русло реки с почвенно-грунтовыми частицами, смытыми с водосборной поверхности, происходит в составе речного стока с последующей аккумуляцией на поймах (Литвин и др., 1996; Linnik et al., 2005; Маркелов и др., 2012).

В настоящее время по прошествии 30-летнего периода после Чернобыльской аварии уровень содержания ^{137}Cs в почвах снижается за счет естественного радиоактивного распада, однако переотложение материала на пойменных почвах может приводить к их вторичному загрязнению ^{137}Cs (Иванова и др., 2014) и формированию повышенного радиационного фона, что создает потенциально экологически опасные территории.

Для выявления особенностей накопления ^{137}Cs в пойменных наносах и определения мощности дозы гамма-излучения была исследована пойма р. Локны, находящаяся в центральной части Плавского радиоактивного пятна.

Исходя из наблюдавшейся ранее систематической неравномерности распределения мощности дозы гамма-излучения на разных уровнях поймы, было сделано предположение, что основным фактором такой пространственной дифференциации является неравномерность процесса осадконакопления наносов (Комиссарова и др., 2018). Проведение дополнительной площадной дозиметрической съёмки подтвердило предыдущие результаты. Значения мощности дозы гамма-излучения на низкой пойме были зафиксированы в основном в диапазоне 30-35 мкР/ч, а на средней пойме значения были несколько выше – 35-40 мкР/ч (рис. 1).

В силу того, что процесс пойменного осадконакопления является неравномерным в пространстве, была применена инновационная схема определения глубины залегания «Чернобыльского пика» как надёжного хронологического маркера. Регистрация интенсивности гамма-излучения ^{137}Cs проводилась с помощью портативного спектрометра Atom Spectra Nano (производство КБ «Радар»). На низкой и средней поймах закладывались почвенные разрезы, в углубление в почвенной стенке разреза вставлялся спектрометр с шагом 5 см, глубина опробования варьировала в зависимости от регистрации интенсивности гамма-излучения ^{137}Cs.

В результате исследования показано, что предполагаемая глубина залегания слоя с максимальной концентрацией ^{137}Cs выше на низкой пойме, чем на средней пойме. Это иллюстрирует более интенсивный процесс осадконакопления на чаще затапливаемой низкой пойме. Однако здесь также присутствуют участки (LokF-3) со сравнительно низкими темпами седиментации в местах перехода от подмываемых участков речного русла к аккумулятивным участкам (таблица 1).

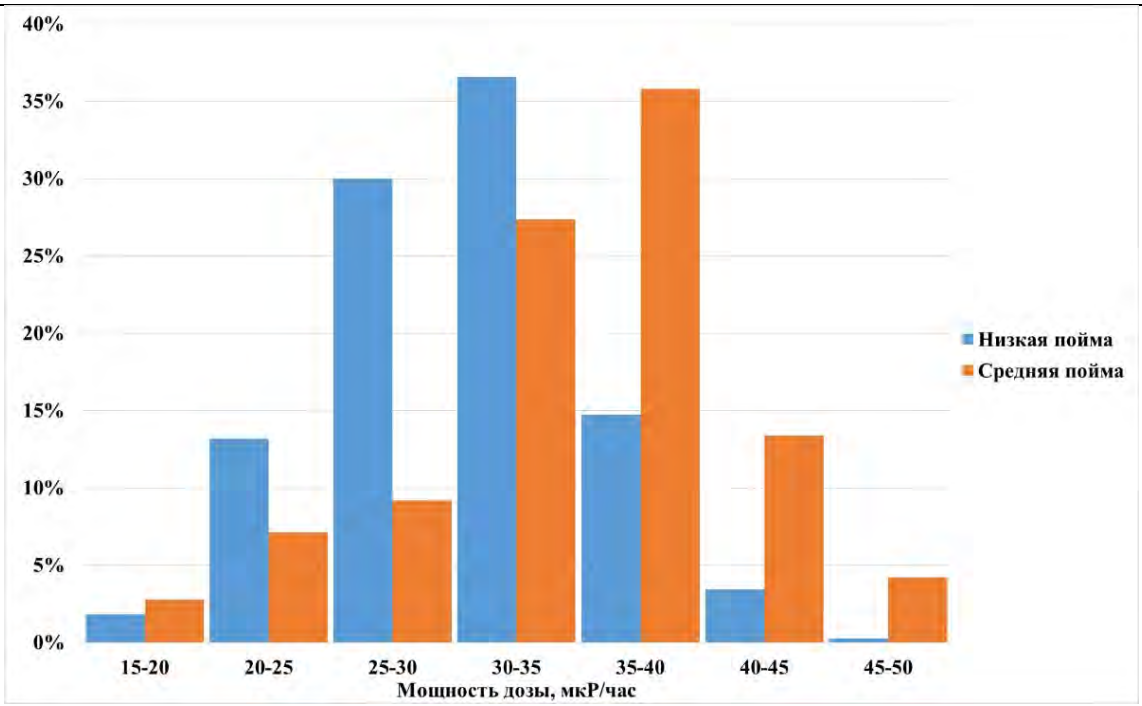


Рисунок 1. Распределение мощности дозы гамма-излучения на разных уровнях исследованного участка поймы р. Локны

Анализ соотношения мощности дозы гамма-излучения и предполагаемой глубины залегания «Чернобыльского пика» показал довольно чёткую обратную зависимость (r=0,64 при p=0,05). Исключение составляет только упоминавшийся выше разрез LokF-3, где, видимо, в силу гидродинамических условий значительная часть запасов ^{137}Cs была смыта (рис. 2).

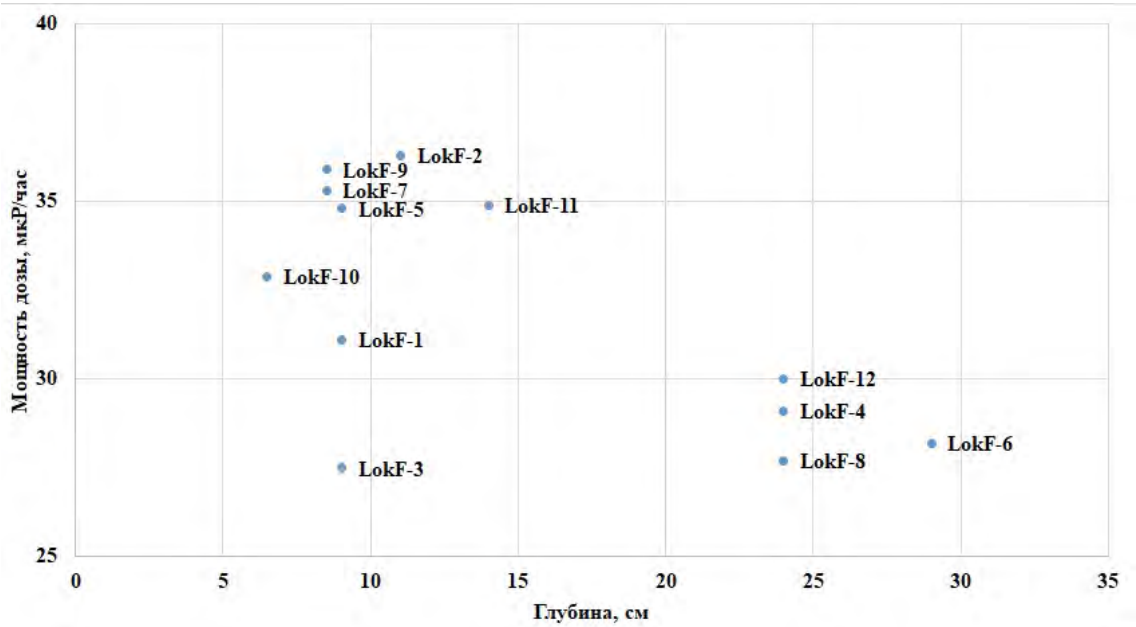


Рисунок 2. Соотношение мощности дозы гамма-излучения и предполагаемой глубины залегания «Чернобыльского пика».

Таким образом, результаты проведённого исследования в целом подтвердили гипотезу о том, что процесс снижения концентрации радионуклидов в стоке наносов и аккумуляции поверх более загрязнённых толщ приводит к снижению мощности дозы гамма-излучения. Вместе с тем, снижение мощности дозы может быть обусловлено размывом поймы на вогнутых участках речных излучин.

Таблица 1. Распределение регистрируемой интенсивности гамма-излучения ^{137}Cs по глубине в исследуемых разрезах по данным полевой спектрометрии.

Низкая пойма			Средняя пойма		
Разрез	h, см	I, имп/с	Разрез	h, см	I, имп/с
LokF-3	3-5	1,2	LokF-1	3-5	1,0
	8-10	**1,7**		8-10	**1,5**
	12-15	1,2		13-15	1,3
	17-20	0,7		18-20	0,8
	23-25	0,0		23-25	0,4
LokF-4	3-5	0,8	LokF-2	3-5	1,9
	8-10	1,1		8-10	**2,3**
	13-15	1,2		13-15	**2,3**
	18-20	2,1		17-20	1,3
	23-25	**3,0**		23-25	0,6
	28-30	1,5		27-30	0,3
	33-35	0,6	LokF-5	3-5	1,5
	38-40	0,2		7-10	**1,8**
LokF-6	3-5	0,7		12-15	1,6
	7-10	0,9		17-20	0,9
	12-15	0,9		22-25	0,4
	17-20	1,4	LokF-7	3-5	1,7
	22-25	2,0		8-10	**1,8**
	27-30	**2,4**		13-15	1,6
	32-35	0,9		18-20	0,6
	37-40	0,3		23-25	0,3
LokF-8	3-5	0,8	LokF-9	3-5	1,5
	8-10	1,0		8-10	**1,7**
	13-15	1,5		13-15	1,3
	18-20	1,6		18-20	0,8
	23-25	**2,4**		23-25	0,5
	28-30	1,8		28-30	0,2
	33-35	1,1	LokF-10	3-5	**1,3**
	38-40	0,4		8-10	**1,3**
LokF-12	3-5	0,7		13-15	0,9
	8-10	1,0		18-20	0,7
	13-15	1,5		23-25	0,4
	18-20	2,4	LokF-11	3-5	1,4
	23-25	**3,2**		8-10	1,3
	28-30	1,9		13-15	**1,5**
	33-35	0,7		18-20	0,9
	38-40	0,0		23-25	0,5

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-35-00654.

Атлас современных и прогнозных аспектов последствий аварий на Чернобыльской АЭС на пострадавших территориях России и Беларуси. 2009. Минск. 136 с.

Иванова Н.Н., Шамшурина Е.Н., Голосов В.Н. и др. Оценка перераспределения ^{137}Cs экзогенными процессами в днище долины р. Плава (Тульская область) после аварии на Чернобыльской АЭС // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2014. Т. 1. № 1. С. 24-34.

Комиссарова О.Л., Иванов М.М., Кошовский Т.С. Поймы рек в зоне Чернобыльской аварии как потенциально радиационно опасный объект (на примере Плавского радиоактивного пятна) / Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодежная научно-практическая Школа. 2018. С. 203-206.

Литвин Л.Ф., Голосов В.Н., Добровольская Н.Г. и др. Перераспределение ^{137}Cs процессами водной эрозии почв // Водные ресурсы. М.:Наука. 1996. Т. 23. № 3. С. 314-320.

Маркелов М. В., Голосов В. Н., Беляев В. Р. Изменение темпа аккумуляции наносов на поймах малых рек в центре Русской равнины // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 5. С. 70–76.

Павлоцкая Ф.И. Миграция радиоактивных продуктов глобальных выпадений в почвах. – М.: Атомиздат. 1974. 216 с.

Сельскохозяйственная радиология / Под ред. Р.М. Алексахина, Н.А. Корнеева. М.:Экология. 1992. 400 с.

Linnik V. G., Brown J. E., Dowdall M. et al. Radioactive contamination of the balchug (upper enisey) floodplain, Russia in relation to sedimentation processes and geomorphology // Science of the Total Environment. 2005. V. 339. P.233–251.

Valcke E., Cremers A. Sorption-desorption dynamics of radiocesium in organic matter soils // The Science of the Total Environment. 1994. V. 157. P. 275-283.

Предварительные данные по минеральному балансу элементов платиновой группы в малосульфидном горизонте верхнего эндоконтакта интрузива Норильск 1

Кондрикова А.П.[1], Служеникин С.Ф.[2], Гриценко Ю.Д.[1]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, flickajames250598@gmail.com, ygritsenko@rambler.ru*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*

Основной целью исследования являлась количественная оценка пропорций минералов элементов платиновой группы (МПГ) малосульфидного оруденения в верхнем эндоконтакте интрузива Норильск 1 Минеральные ассоциации МПГ различных типов норильских руд изучены с большой степенью детальности, однако количественные статистические данные по распространениям различных классов МПГ в литературе отсутствуют. Более того, результаты минералогических работ, основанные на качественных оценках распространенности минералов или на подсчете количества их зерен, свидетельствуют о преобладании минералов Pt над минералами Pd, что находится в противоречии с преобладанием Pd над Pt с характерным для норильских руд Pt/Pd отношением от 0,5 до 0,15. Количественные данные являются неотъемлемой частью характеристики минерального баланса платиновых металлов, знание которого необходимо как для интерпретации их генезиса, так и при выборе технологической схемы обогащения малосульфидных руд, что является важным в связи с перспективой отработки данного горизонта рудниками Заполярный и Медвежий Ручей.

Рудный узел уникальных месторождений медно-никелевых руд находится в северной части России в пределах Сибирской трапповой провинции, по времени формирования приуроченной к границе пермского и триасового периода (Годлевский, 1959). Породы этой провинции представлены толщами базальтов мощностью более 3 км.

Дифференцированный интрузив Норильск-I прорывает осадочные породы Тунгусской серии и базальты от ивакинской до надеждинской свит (Радько, 2016). В разрезе выделяется три серии:

- верхняя габброидная серия,
- основная расслоенная серия,
- нижняя габброидная серия.

Горизонт малосульфидных руд выделяется в пределах верхней габброидной серии (Служеникин и др., 2016). Верхняя серия характеризуется гетерогенным составом и сложена линзами и слоями различных типов пород переменной мощности. В разрезе сверху вниз наблюдаются контактовые габбродолериты, магматическая брекчия, лейкогаббро, такситовые габбродолериты, а также безоливиновые, оливин-содержащие и пикритовые разности габбродолеритов.

Мы исследовали малосульфидное оруденение интрузива Норильск 1 в пересечении скважины N1-13 в интервале глубин от: 410.5 - 424.85 м. По результатам изучения шлифов под микроскопом, а также по данным опробования этих скважин были отобраны 8 представительных шлифов, характеризующих породы с высокими содержаниями элементов платиновой группы и широким развитием сульфидов: халькопирита, пирротина и пентландита.

Для выполнения количественной оценки минералов платиновой группы в исследуемом горизонте мы использовали метод автоматической минералогии MLA. Метод MLA (Mineral Liberation Analysis) является сравнительно новым методом прикладной минералогии, в котором автоматическом картирование распределения минералов в плоских срезах проводится на основе анализа энергодисперсионных спектров в каждом пикселе изображения. Изучение образцов с использованием данного метода проводилось в лаборатории геометаллургии Фрайбергской Горной академии на сканирующем электронном микроскопе FEI Quanta 600F, оснащенном источником с полевой эмиссией (FEG) и двумя рентгеновскими энерго-дисперсионными (EDS) спектрометрами (Bruker X-Flash) в сочетании с программным обеспечением для MLA анализа. Параметры съемки: ускоряющее напряжение 25 В, ток 10 нА, эмиссионный ток 182 нА.

По итогам работы в результате MLA-анализа было диагностировано около 500 зерен МПГ, по составу соответствующих 15 минералам, из которых пять являются минералами Pt, девять – минералами Pd и один – минералом родия, холлингвортитом (Rh,Pt,Pd)AsS. В первом случае преобладают арсениды платины и изоферроплатина, во втором случае наибольшим распространением пользуются антимониды Pd. Также мы обнаружили 4 зерна самородного золота, содержащего до 10% серебра (таблица 1). Из минералов палладия были обнаружены: стибиопалладинит Pd_5Sb_2; палладоарсенид Pd_2As; арсенопалладинит $Pd_8(As, Sb)_3$; котульскит $Pd(Bi, Te)_2$; соболевскит PdBi; стиллуотерит Pd_8As_3; минеральная фаза $Pd_2(Sn, As)$ и паоловит Pd_2Sn. Из минералов платины: сперрилит $PtAs_2$; мончеит $Pt (Te, Bi)_2$; изоферроплатина Pt_3Fe; тетраферроплатина PtFe.

Таблица 1. Число зёрен минералов благородных металлов по результатам изучения прозрачно полированных шлифов методом MLA.

	Площадь в шлифах, мкм^2	Число частиц	Число кристаллов
Минералы Pd	8614,75	229	256
Минералы Pt	1050,5	144	153
Минералы Rh	112,7	3	3
«Смешанные фазы Pd и Pt»	5261,25	124	133
Самородное золото	123	4	4

Наибольший процент совместной поверхности МПГ имеют с силикатами и в заметно меньшей степени тяготеют к сульфидам и оксидам (таблица 2). Среди силикатов наиболее часто МПГ образуют срастания с пренитом и хлоритом, наиболее распространенными вторичными минералами. Среди сульфидов наиболее часты срастания МПГ с халькопиритом и пентландитом. К пирротину среди минералов платиновой группы тяготеют лишь мончеит и палладоарсенид. Обнаруженные выделения золота из сульфидов находится в ассоциации исключительно с халькопиритом. Очень незначительная пропорция МПГ находится в срастании с оксидами, среди которых они тяготеют исключительно к хромшпинелям.

Таблица 2. Ассоциации (процент совместной поверхности) минералов платиновой группы с другими минералами различных классов.

минерал	Силикаты	оксиды	сульфиды	Карбонаты
Стибиопалладинит	80,08	1,71	11,17	0,00
As-Стибиопалладинит	51,69	0,70	25,83	0,00
Палладоарсенид	32,06	0,46	55,44	0,00
Арсенопалладинит	45,08	8,39	26,38	0,00
Стиллуотерит	61,19	4,64	17,51	0,00
Фаза $Pd_2(Sn, As)$	85,26	8,86	4,99	0,00
Паоловит	5,70	19,48	48,16	0,00
Котульскит	79,39	2,43	15,27	0,00
Соболевскит	73,61	23,15	1,13	0,00
Сперрилит	58,86	14,76	7,74	0,00
Изоферроплатина	41,42	0,00	45,06	0,00
Тетраферроплатина	72,20	3,75	1,13	0,00
Мончеит	21,49	2,84	75,67	0,00
Холлингвортит	100,00	0,00	0,00	0,00
Самородное золото	54,17	0,00	45,83	0,00

Внутри сульфидных выделений, представленных каплями и интерстиционной вкрапленностью, зерна МПГ не обнаружены. Однако кристаллы МПГ концентрируются на контакте крупных сульфидных выделений, преимущественно богатых халькопиритом и/или пентландитом с силикатами (рис 1). Также исследования показали, что количество зерен МПГ

резко увеличивается среди сегрегаций хромита, однако их распределение в хромитсодержащих габбро-долеритах также крайне неравномерно (рис. 2).

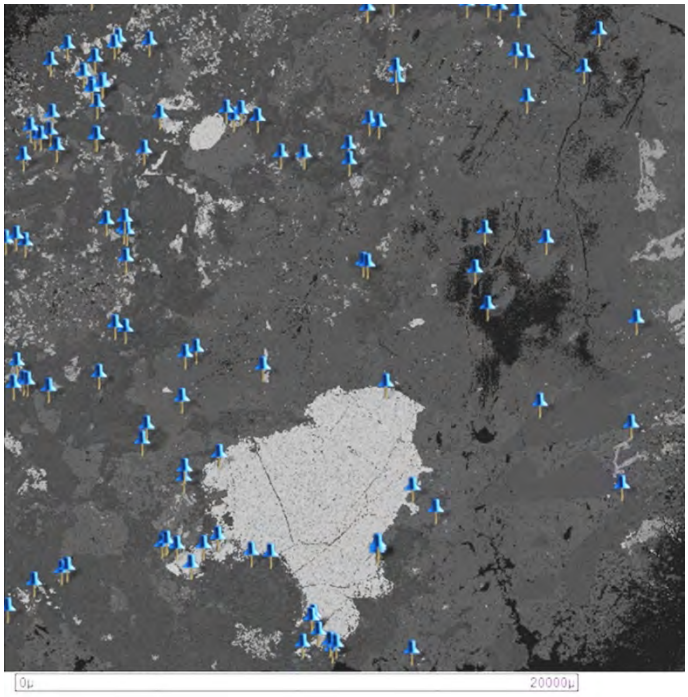


Рисунок 1. Приуроченность МПГ (синие метки) к контактам с сульфидными агрегатами (срастание в нижней части снимка: халькопирит+пирротин).
Фото в отражённых электронах.

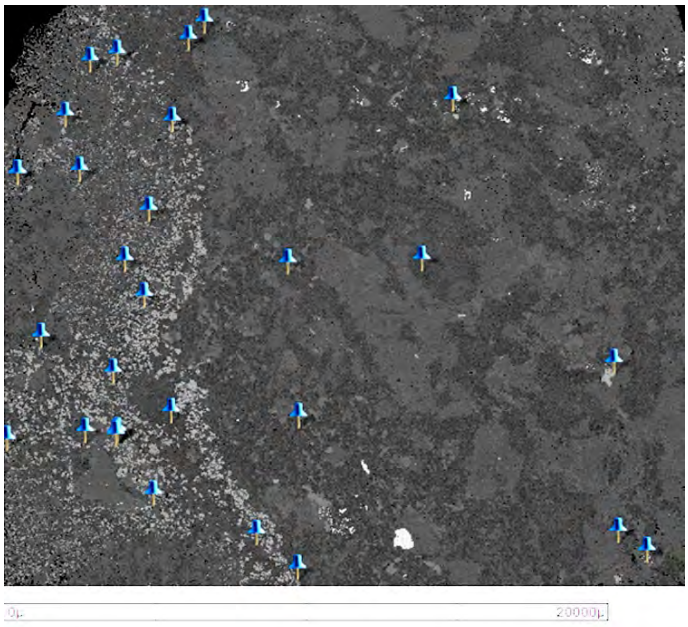


Рисунок 2. Приуроченность МПГ (синие метки) к сегрегациям хромита (серые выделения в левой части снимка). Фото в отражённых электронах.

Выполненное MLA картирование шлифов представляет собой первую часть исследования минерального баланса ЭПГ для малосульфидного оруденения. К настоящему времени основы прикладного подхода к подведению баланса детально разработаны (Cabri et al., 2012). Общеизвестно, что данные по исследованию шлифов, которые являются случайным небольшим срезом породы, не являются достаточно представительными для выводов по балансу вещества и должны дополнятся данными по количественному изучению пропорций МПГ в гранулометрических классах тяжелых концентратов, выделенных из крупных навесок. Такой анализ тяжелых концентратов из объемных проб малосульфидных руд является второй

планируемой частью нашего исследования. Однако, только по картированию минералов в шлифах возможно установить их структурно-текстурные взаимоотношения и количественно оценить их приуроченность к различным минеральным ассоциациям, формирующихся в ходе двух основных процессов: магматического концентрирования в сульфидной жидкости и флюидного концентрирования на постмагматическом этапе. Имеющиеся данные свидетельствуют в пользу флюидного концентрирования или перераспределения ЭПГ при образовании малосульфидного типа оруденения.

Мы благодарим ООО Норильскгеология за предоставленный каменный материал, а также признательны Сабине Гилбрихт и Томасу Сайферту (Фрайберг, Саксония, Германия) за руководство при MLA анализе и доступ к аналитическому оборудованию. Исследование поддержано грантом РФФИ 18-05-70073.

Годлевский М. Н. К вопросу о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений на Сибирской платформе // Геология рудных месторождений. № 2. 1959.

Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2016. 226 с.

Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Григорьева А.В. Малосульфидные платиновые руды Норильского района – перспективные источники благородных металлов // Арктика: геология и экономика. №4. 2016. С. 32–45.

Cabri L.J. Comment on “Changes in sulfides and platinum-group minerals with the degree of alteration in the Roby, Twilight, and High Grade Zones of the Lac des Iles Complex, Ontario, Canada” by MLN Djon and SJ Barnes // Mineral Deposits, 2012.

Структурные особенности месторождений Кропоткинского золоторудного узла (Бодайбинский район)

Котов А.А.[1], Мурашов К.Ю.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, kotovaleksey@gmail.com*

В терригенно-осадочных комплексах Бодайбинского золоторудного района локализовано множество месторождений золота, однако значительная часть всех запасов района приурочена к нескольким крупнейшим месторождениям. К этим месторождениям относится гигантское месторождение Сухой Лог и крупное месторождение Вернинское. В ближайшее время, данные месторождения будут основными по производству металла в районе.

Кропоткинский золоторудный узел (КРУ) авторами воспринимается как охватывающий золотоносную площадь с месторождениями Вернинское (Вернинское-Первенец), Невское и рядом рудопроявлений, локализованных в терригенных сланцевых породах аунакитской свиты. Рядом исследователей к КРУ относится и месторождение Сухой Лог, расположенное примерно в 12 км от месторождения Вернинское. Основные золоторудные залежи месторождения Сухой Лог локализованы в породах хомолхинской свиты, подстилающей аунакитскую.

Месторождения Вернинское и Невское характеризуются совместным нахождением двух геолого-промышленных типов руд, прожилково-вкрапленных и жильных. Подобное имеет место и на месторождении Сухой Лог при резком преобладании прожилково-вкрапленных руд. Рудоконтролирующая роль ЗСЗ тектонических нарушений вмещающих жильные рудные тела, при общей основной прожилковой минерализации, допускают возможность их образования в связи с развитием единой рудогенерирующей системы мезотермального рудообразования.Остается открытым вопрос о принадлежности этих месторождений к общему рудному узлу.

Прожилково-вкрапленными руды, месторождений КРУ локализованы в антиклинальных ассиметричных складках. Складки осложнены кулисообразными разрывными нарушениями, среди которых, наиболее широко развиты имеющие субширотное простирание. Также выявлены субмеридиональные тектонические нарушения северо-западного простирания, имеющие крутой угол падения.

Прожилково-вкрапленные руды месторождений КРУ относятся к единой системе разрывных нарушений. Разрывные нарушения, в парагенезисе с мелкой складчатостью и трещиноватостью, образуют дислокационные зоны, которые являютсяодним из важнейших факторов контроля золотого оруденения КРУ. Выявлена серия разрывно-складчатых зон дислокаций, субширотного простирания, падающих в северном и ССВ-м направлении. Нередко данные зоны состоят из нескольких линейных дислокационных объектов более высокого порядка, как правило, с теми же элементами залегания. Данные зоны, в значительной степени, осложнены более мелкими оперяющими и секущими нарушениями (в том числе и пострудными) сбросо-взбросо-сдвигового характера. Эти и другие более мелкие, в т.ч. оперяющие, тектонические нарушения являются рудоконтролирующими и рудовмещающими в складчато-разрывных зонах дислокаций.

Угол падения дислокационных зон изменяется от 20-30° до 50-60°, составляя обычно (согласно осевой поверхности антиклиналей и их крыльев) 35-55° . Мощность разрывно-складчатых зон изменяется от 30-50 м до 300-400 м.Длина по простиранию – от 200-300 м до 2000-2500 м, по падению – от 100-200 м до 800-1000 м и, возможно, более при погружении на глубину. На месторождениях КРУ дислокационные зоны, в висячих крыльях складок, имеют меньшую мощность, чем в лежащих.

На месторождениях Вернинское и Невское прослеживаются тектонические нарушения СЗ простирания, в которых локализована жильная зона Первенец (мощностью до 3 м). Зона имеет сложное строение, обусловленное кулисообразными кварцево-жильными телами, осложненными мелкой складчатостью, будинажем, зонами брекчирования и системой оперяющих кварцевых жил. В пределах этой зоны выделяются рудные столбы, два из которых

были уже отработаны ранее в районе месторождений. По данным поисковой партии амплитуда смещения в данной зоне, в районе месторождения Вернинское, составляет от 90 до 160 м. Также зона крутопадающих северо-западных разломов прослеживается и на Западном фланге месторождения Сухой Лог.

В центральной части самого месторождения Вернинское, прослеживается крупная штокверковая зона с внедрившимися поздними кварцевыми жилами, мощностью до 10 м. В отличие от зоны Первенец, кварц в данной штокверковой зоне практически не содержит рудных минералов, что подтверждает более позднее образование этих жил. Характерной особенностью данной жильной зоны, выделенной на обоих месторождениях, это гнездовое крупное самородное золото и практически полное отсутствие сульфидов.

Эти факты подтверждают обоснованность выделения КРУ, в локализации золоторудных месторождений. Характерной чертой месторождений в пределах КРУ является золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация как основная во вкрапленно-прожилковых рудах. Вкрапленно-прожилковые руды месторождения Сухой Лог как и Западного, описаны во многих работах. Они характеризуются преимущественно золото-пиритовыми ассоциациями. С золотом ассоциирует в основном мышьяковистый пирит. Вкрапленно-прожилковые руды месторождений Вернинское и Невское характеризуются золото-пирит-арсенопиритовой и золото-арсенопиритовой ассоциациями, с основным рудным минералом – арсенопиритом.

По результатам исследований структурных особенностей локализации золоторудных месторождений КРУ можно сделать вывод о их сопряженном формировании. Месторождений Сухой Лог (+Западное), Вернинское и Невское связаны с общей рудогенерирующей системой, полигенной по своему зарождению, в условиях глубинного метаморфизма и проявления анатектического магматизма в раннепалеозойское (~440 мил.лет) время. Проявленные на всех месторождениях КРУ структуры ССЗ простирания связаны ссинрудными деформациям покровно-складчатой толщи, вызванными активизацией глубинных ССЗ разломов основания.

Работа выполнена в рамках Федеральной бюджетной темы фундаментальных научных исследований № 0136-2019-0009.

Форма и строение агрегатов малахита, синтезированного в низкоконцентрированных аммиачных растворах

Крикунова П.В.[1], Бубликова Т.М.[2], Балицкий В.С.[2], Некрасов Н.А.[2]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва*
[2]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка, bonyprkr@gmail.com*

Малахит [$CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$] является одним из наиболее популярных ювелирных и поделочных камней. Это качество он приобрел благодаря ярко-зеленому цвету и многообразию затейливых текстурных рисунков. Основной задачей настоящего исследования было выяснение возможности получения синтетического малахита в низкоконцентрированных растворах гидроокиси аммония. По известному методу химического осаждения получают мелкокристаллический малахит – порошкообразный основной карбонат меди [$Cu_2CO_3(OH)_2$]. В соответствии с методикой поток водного раствора соли меди (сульфат, нитрат, хлорид) смешивают тщательно и непрерывно в зоне реакции с потоком водного раствора карбоната натрия или калия, карбоната щелочного металла и гидроокиси или бикарбоната до получения pH смеси от 5.5 до 8.0, температура поддерживается на уровне 45 – 95 °C. В результате смешивания растворов образуется голубой желеобразный осадок – аморфный гидратированный карбонат меди: $CuCO_3 \cdot xH_2O$. При последующем старении осадка происходит отщепление части CO_2 и кристаллизация основного карбоната меди (Оратовский и др.,1975). По другой методике металлическую медь или окись меди растворяют в водном растворе аммиака (10-25%) при температуре 40 – 60 °C с одновременным пропусканием через раствор углекислого газа или воздуха до образования аммиачного карбоната меди (Козлов и др., 1977). Полученное соединение разлагают при нагревания до 80-90 °C и получают в итоге основной карбонат меди.

Анализ литературных данных и наши теоретические расчеты фазовых равновесий в водных медно-карбонатных системах (Бубликова и др., 2000) показали, что водно-аммиачные растворы могут быть приемлемыми растворителями для малахита и обеспечивают при определенных парциальных давлениях углекислого газа и температурах до 100 ºC достаточно широкие поля его устойчивости. В связи с этим было проведено экспериментальное изучение процесса перекристаллизации основного карбоната меди в концентрированных растворах гидроокиси аммония (2.0 – 3.0 *M*) и получены образцы малахита ювелирного качества. Задачей настоящей работы было выяснение возможности кристаллизации малахита в слабоконцентрированных растворах аммиака. Опыты проводились в кристаллизаторах рециркуляционного типа объемом 0.8 л по ранее разработанной методике (Balitsky et al., 1987). В качестве рабочего использовали раствор 0.1 *M* NH_4OH. Температуру поддерживали на уровне 60 – 80 ºC. Продолжительность эксперимента составила 45 дней. В результате эксперимента получен тонкий налет малахита в виде кольца по периметру дна кристаллизатора и несколько агрегатов цилиндрической формы (рис. 1, 2).

Идентификацию синтезированных фаз, а также образцов природного малахита ДР Конго для сравнения проводили на основе порошковых рентгенограмм, снятых на дифрактометре Bruker D8-advance. Внутреннее строение, химический состав (табл.1) исследовали на сколах и полированных поверхностях с использованием растрового сканирующего микроскопа Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС/EDS) INCA Energy 450.

В отличие от малахита, полученного с использованием высококонцентрированных растворов 2.0 – 3.0 *M* NH_4OH, исследованные образцы не содержат примесь соединений никеля (Bublikova et al., 2019). Вероятно, в отличие от медно-аммиачных комплексов меди, никель не образует устойчивых аммиачных комплексов в растворах аммиака малой концентрации, и в опытах не происходило растворение материала кристаллизатора – нержавеющей стали.

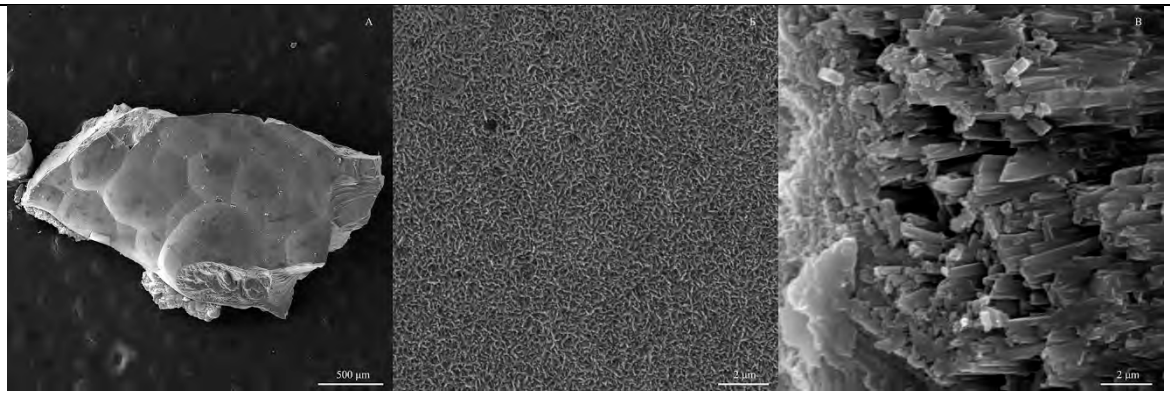


Рисунок 1. Нарост малахита на горизонтальной поверхности кристаллизатора.
а – зональный полосчатый малахит; б – поверхностный слой почковидного агрегата малахита; в – параллельно-шестоватые агрегты, слагающие полосчатый малахит. РЭМ – изображения во вторичных электронах.

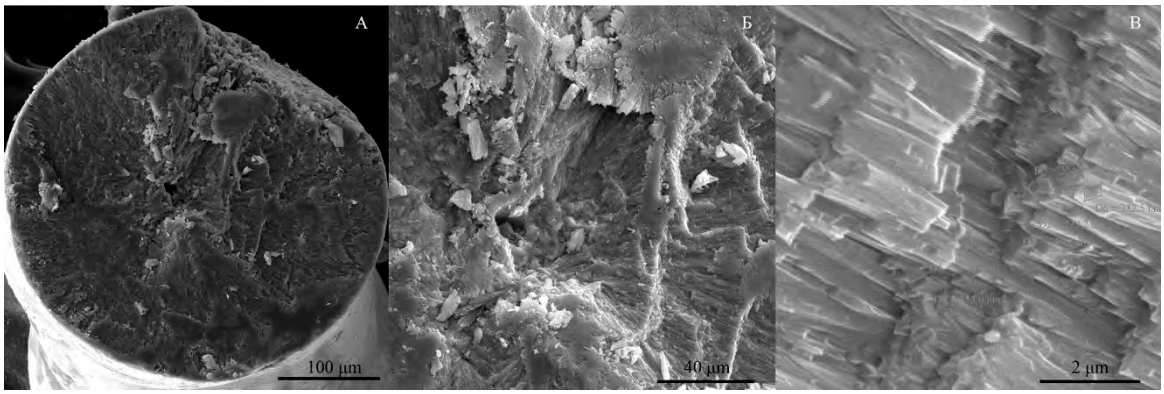


Рисунок 2. РЭМ – изображения цилиндрического агрегата малахита, имеющего сферолитовое строение
а,б и в – во вторичных электронах.

Таблица 1. Химический состав образцов синтетического и природного малахита, в мас. %

Компоненты	K_2O	CuO	SiO_2	P_2O_5
Синтетический малахит	1.05–1.15	61.57–65.03	–	–
Природный малахит (ДР Конго)	0–0.21	67.03–69.35	0.18–0.45	0.21–10.85*

Примечания.* Несмотря на высокое содержание фосфора в исследованном образце природного малахита, предполагаемая фаза псевдомалахита $Cu_6(PO_4)_2(OH)$ не была идентифицирована; прочерк — содержание компонентов ниже предела обнаружения рентгеноспектральным микроанализом.

Тонкий налет фазы на дне кристаллизатора представлен полосчатым малахитом ярко-зеленого, изумрудного цвета. Толщина слоя составляет максимум 500 мкм. Поверхность образцов бархатистая, почковидной текстуры (рис. 1, а, б). Чередующиеся слои светло-зеленого и зеленого цвета полосчатого малахита образованы параллельно-шестоватыми агрегатами (рис. 1, в). Агрегаты состоят из упорядоченных, параллельно расположенных удлиненных призматических кристаллов толщиной первые микроны, и располагаются перпендикулярно растущему слою малахита.

Второй тип образцов, полученных в эксперименте, представлен агрегатами в виде удлиненных цилиндров (рис. 2, а, б). Рост индивидов, слагающих агрегат, происходил в объеме раствора из одного центра кристаллизации. Кристаллы, образующие подобные агрегаты, удлиненные, призматического габитуса, расположены радиально и образуют сферолиты (рис. 2, в). Толщина их колеблется от 0.2 – 1 мкм. Как и в полосчатом малахите визуально различимых пустот, полостей, заполненных остатками раствора, не наблюдается.

Таким образом, в результате эксперимента получен синтетический полосчатый малахит с отчетливо различимой цветовой зональностью. Появление зональности связано с периодическим изменением температуры в ходе опыта. Наросший слой малахита представлен двумя

морфологическим типами: параллельно-шестоватыми агрегатами и сферолитами. Скорость процесса кристаллизации малахита составила 10 – 13 мкм/сутки.

Balitsky V.S., Bublikova T.M., Sorokina S.L., Balitskaya L.V., Shteinberg A.S. Man-made jewelry malachite // Gems and Gemology. 1987.V. 23. P. 152 – 157.

Bublikova T. M., Balitsky V. S., Khanin D. A., Nekrasov A. N., Setkova T. V. Features of the Internal Structure of a Synthetic Malachite.// Moscow University Geology Bulletin. 2019. V. 74. №. 1. P. 73–80.

Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Тимохина И.В. Синтез и основные свойства ювелирно-поделочного малахита.// Синтез минералов. Александров. ВНИСИМС. 2000. Т. 1. 662 с.

Козлов Л.И., Аксенов Н.Н., Соболевский В.С. Способ получения основного карбоната меди. Пат. № 2328661 (Франция). Заявл. 21.10.1975 г. Опубл. 20.06.1977 г.

Оратовский В.И., Скроботун В.Н., Кива Е.Н., Чернявская Л.А. Способ получения основного карбоната меди. Авт. Свидетельство № 471306. Заявл.14.09.71. Опубл. 25.05.75.

Изотопный состав серы сульфидов, кислорода кварца и осмия самородного золота Хангаласского рудного узла (Северо-Восток России).

Кудрин М.В.[1], Фридовский В.Ю.[1], Полуфунтикова Л.И.[2], Тарасов Я.А.[1]

[1]*ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, kudrinmv@mail.ru,*
[2]*СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск*

Хангаласский рудный узел (ХРУ) расположен в юго-восточной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны Яно-Колымского золотоносного пояса. В ХРУ известны орогенные золоторудные месторождения Хангалас и Нагорное, рудопроявления Двойное, Ампир, Ожидание, Контрольное и Клич (Fridovsky et al., 2018). Оруденение приурочено к минерализованным зонам дробления с кварцевыми жильно-прожилковыми телами, сопровождающимися кварц-карбонат-серицитовыми метасоматитами (березиты). Вмещающие породы представлены верхнепермскими песчаниками, реже алевролитами, смятыми в антиклинальную складку Двойная СЗ простирания. Особенности тектонического строения рудного узла определяются многоэтапными J_3-K деформациями. Рудные тела локализуются в взбросо-надвигах, осложненных поздними сдвигами (Fridovsky et al., 2018). Самородное золото в жильно-прожилковых рудных телах ассоциируется с пиритом, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом и сфалеритом. На месторождении Хангалас в метасоматитах проявлена вкрапленная минерализация с «невидимым» (invisible) золотом (Кудрин, 2018). Главными рудными минералами метасоматитов являются пирит и арсенопирит. Для установления источников рудного вещества и рудоносных флюидов изучены изотопный состав $\delta^{34}S$ сульфидов (10 анализов), $\delta^{18}O$ кварца (5 анализов) и Os самородного золота (1 анализ) (табл. 1, рис. 1).

Таблица 1. Изотопный состав серы сульфидов и кислорода кварца Хангаласского рудного узла

№ пп	№ образца	Месторождение/ проявление	Минерал	$\delta^{18}O_{VSMOW}$, ‰	$\delta^{34}S_{VCDT}$, ‰
1	Хпр1-4-14	Хангалас	Молочно-белый кварц	16.1	
2	Х-13-14	Хангалас	Молочно-белый кварц	15.2	
3	Х-44-14	Хангалас	Молочно-белый кварц	15.5	
4	Х-45-14	Хангалас	Молочно-белый кварц	15.2	
5	Х-7-14	Хангалас	Брекчия, обломки молочно-белового кварца	16.0	
6	ХГ-9-19	Хангалас	Арсенопирит из метасоматитов		–1.4
7	ХГ-32-19	Хангалас	Пирит из метасоматитов		–1.3
8	ХГ-35-19	Хангалас	Арсенопирит из жил		–2.0
9	Х-4-17	Хангалас	Арсенопирит из метасоматитов		–1.2
10	Х-9-17	Хангалас	Пирит из метасоматитов		–0.6
11	НГ-51-18	Нагорное	Пирит из метасоматитов		–1.0
12	НГ-53-18	Нагорное	Пирит из метасоматитов		–4.0
13	ДВ-26-18	Двойное	Пирит из жил		–0.2
14	ДВ-28-18	Двойное	Халькопирит из жил		–7.8
15	ДВ-31-18	Двойное	Сфалерит из жил		–3.3

Анализ изотопного состава серы сульфидов и кислорода кварца выполнен в лаборатории стабильных изотопов ЦКП ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток, аналитик Веливецкая Т.А.) на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Scientific, Germany), работающем в режиме постоянного потока гелия. Результаты измерений $\delta^{34}S$ даны в отношении к международному стандарту VCDT, $\delta^{18}O$ – к международному стандарту VSMOW. Концентрации осмия в золоте определялись методом изотопного разбавления в Центре изотопных исследований ФГБУ

«ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург) в отрицательно-заряженных ионах на твердофазном многоколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton TI (Thermo Scientific) на умножителе в динамическом режиме регистрации ионных токов.

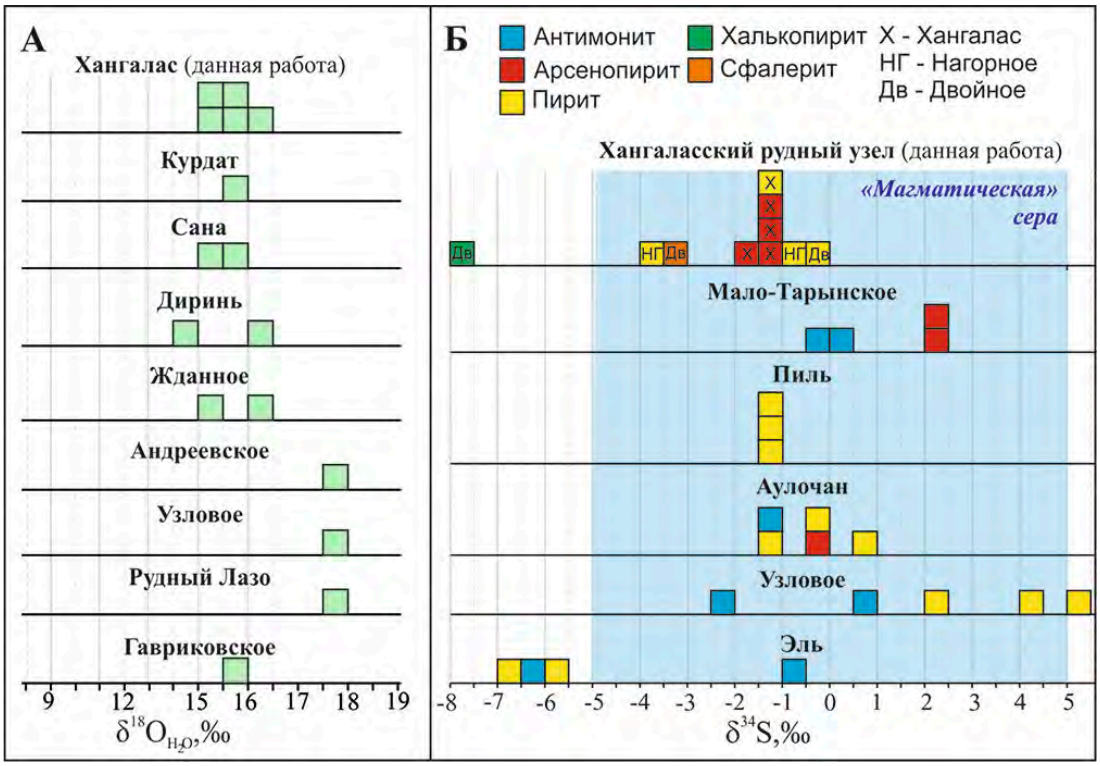


Рисунок 1. Изотопный состав $\delta^{18}O$ кварца (А) и $\delta^{34}S$ сульфидов (Б) месторождений и проявлений Адыча-Тарынской металлогенической зоны (Гамянин и др., 2018) и Хангаласского рудного узла. Диапазон значений «магматической» серы по Ohmoto H. (1986).

Изотопный состав кислорода продуктивного молочно-белого кварца имеет узкий диапазон значений $\delta^{18}O$ от +15.2 до +16.1 ‰, что характерно для золото-кварцевых месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны (АТМЗ) ($\delta^{18}O$ от 14.2 о 19.5 ‰) (Гамянин и др., 2018) и указывает на однородность источника рудоносных флюидов (рис. 1). Узкий диапазон изотопного состава кислорода кварца месторождения Хангалас может указать на единую глубинную термальную систему, сформировавшую оруденение (Goldfarb, Groves, 2015).

Изотопный состав серы арсенопирита (Apy), пирита (Py), халькопирита (Ccp) и сфалерита (Sf) из продуктивных жил и метасоматитов имеет широкий интервал значений $\delta^{34}S$ (–7.8…–0.2 ‰). Определены следующие величины $\delta^{34}S$: –2.0…–1.2 ‰ (Apy), –4.0…–0.2 ‰ (Py), –3.3 ‰ (Sf). Наиболее легкий изотоп серы установлен для Ccp рудопроявления Двойное –7,8 ‰. Эти результаты также хорошо коррелируются с материалами Гамянина Г.Н. и др. (2018) (рис. 1), в которых для сульфидов золото-кварцевых месторождений АТМЗ установлены следующие значения $\delta^{34}S$: –2.1…+2.4 ‰ (Apy), –6.6…+5.4 ‰ (Py), –6.1…+4.2 ‰ (антимонит). Изотопный состав серы золотоносных пирита (–0.6 ‰, 21,4 г/т Au, X-9-17) и арсенопирита (–1.2 ‰, 12,3 г/т Au, X-4-17) из метасоматитов близок к изотопному составу жильных пирита (–0.2 ‰, ДВ-26-18) и арсенопирита (–2.0‰, ХГ-35-19). Схожий изотопный состав серы арсенопирита и пирита рудных жил и вкрапленной минерализации рудовмещающих толщ свидетельствует о формировании продуктивной минерализации ХРУ в ходе одного гидротермального события. «Легкая» сера халькопирита $\delta^{34}S$ (–7,8 ‰) рудопроявления Двойное может указывать на проявление наложенных гидротермальных процессов.

Концентрации осмия в золоте месторождения Хангалас изменяются от 0.205 до 1.443 ppb, начальные изотопные отношения $(^{187}Os/^{188}Os)_0$ – 0.2212±0.0014. Значения отношения $(^{187}Os/^{188}Os)_0$ несколько выше типично мантийных (0,1290) (Meisel et al., 1996). Однако они

заметно ниже коровых величин (Esser, Turekian, 1993). Отмеченное, вероятно, отражает смешанную мантийно-коровую природу источника золота.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00336.

Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика. 2018. №10. С.1586-1605.

Кудрин М.В. Вкрапленная минерализация золоторудного месторождения Хангалас (Яно-Колымский золотоносный пояс) // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа. Москва, 26-30 ноября 2018 г. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 221-223.

Esser B.K., Turekian K.K. The Osmium Isotopic Composition of the Continental Crust // Geochimica and Cosmochimica Acta. 1993. V.57. N 13. P. 3093-3104.

Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V. and Polufuntikova L.I. Multi-stage deformation of the Khangalas ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // Minerals. 2018. V. 8. N 7. P. 270.

Goldfarb R.J., and Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. Lithos, 2015. V. 233. P. 2-26.

Meisel T., Walker R.J., Morgan J.W. The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle // Nature, 1996. V. 383. P. 517-520.

Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // Rev. Mineral 1986. V. 16. P. 491-560.

Системный анализ прогнозных и поисковых критериев медно-порфировых месторождений

Кусаинова А.Б.[1]

[1]*КарГТУ, г. Караганда, Aliya-5.90@mail.ru*

В Республике Казахстан медно-порфировые месторождения – это важнейшие промышленно значимые объекты, с запасами от десятков миллионов до миллиардов тонн Cu. При низкой себестоимости эти месторождения отрабатываются при содержаниях Cu от 0,3 %. В республике повсеместно ведутся поиски и разведка медно-порфировых объектов, поэтому очевидна необходимость научных исследований порфировых месторождений для выделения надежных критериев прогноза (Нурабаев и др., 2014).

Медно-порфировые системы вмещают некоторые из наиболее часто встречающихся типов месторождений на границах плит схождения, включая порфировые месторождения, сосредоточенные в интрузиях; скарновые, карбонатно-замещенные и приуроченые к осадочным образованиям Au месторождения по мере приближения к периферии системы; и вышележащие эпитермальные месторождения с высоким и средним содержанием сульфидов. Эти системы обычно определяют линейные пояса, некоторые из которых достигают сотен километров в длину, реже встречаются в видимой изоляции. Системы тесно связаны с подстилающими сложными плутонами на палеоглубинах от 5 до 15 километров, которые представляют собой питающие камеры для магм и флюидов, образовавшие вертикально вытянутые (>3 км) штоки или серии даек и связанную с этим минерализацию. Плутоны могут извергать вулканические породы, но, как правило, это происходит до образования систем. Обычно, несколько отдельных штоков оказываются внутри и над кровлей плутонов, в результате чего образуются либо скопления, либо структурно-контролируемые группировки медно-порфировых систем. Реология и состав вмещающих пород могут оказывать большое влияние на размер, содержание и тип минерализации, образованной в медно-порфировых системах. Время активности отдельных систем составляет примерно от 100,000 до нескольких миллионов лет, в тоже время накопления и группировка месторождений, как и сплошные пояса могут оставаться активными в течение 10 миллионов лет или даже больше.

Изменения и минерализация в медно-порфировых системах, занимающие большое количество кубических километров горной породы, располагаются за пределами штоков или серии даек, которые обычно охватывают несколько поколений порфировых интрузий среднего и кислого состава. Медно-порфировые месторождения с Au и Mo сосредоточены в интрузиях, в то время как к карбонатным боковым породам в близлежащей части от интрузий обычно приурочены Cu-Au скарны, немного на удалении - Zn-Pb и/или Au-носные скарны, и за пределами скарнового фронта, замещая карбонатные породы, расположены медные и/или цинк-свинец-серебряные (с золотом или без золота) месторождения, и/или золотые месторождения (удаленные вкрапленные), приуроченные к осадочным образованиям. Периферийная минерализация менее заметна в некарбонатных боковых породах, хотя может включать в себя жилы и плащеобразные рудные тела, содержащие основные металлы или Au. Эпитермальные месторождения с высоким содержанием сульфидов могут встречаться в налегающих породах над медно-порфировыми месторождениями, с тенденцией образования массивных сульфидных залежей в более глубоких питающих структурах и вкрапленные месторождениях богатых Au и Ag, протяженностью 500 м или более (Sillitoe R.H., 2010).

При планировании и проведении программ по разведке основных и драгоценных металлов в условиях магматических дуг необходимо принимать во внимание большое количество характеристик медно-порфировых систем, учитывая все масштабы. В региональных и районных масштабах проявление большого количества месторождений в поясах, в которых ярко выражены скопления и группировки, является мощной разведочной концепцией, как только есть информация об одной или более системах. В масштабе месторождения, в частности медно-порфирового месторождения, образованные на ранних стадиях характеристики обычно, но не

всегда, дают начало обнаружения самых лучших рудных тел. Наложения изменений, образованных на поздних стадиях, могут стать причиной частичного истощения или полного удаления Cu и Au, хотя этот факт может привести и к концентрации металла. Классификация типов месторождения по одному виду руды в медно-порфировых системах, вне зависимости от того, являются ли они целесообразными с экономической точки зрения или нет, может непосредственно использоваться вместе с концепцией изменения и зонирования металла для изучения других типов родственных месторождений, хотя не все типы, предусмотренные данной моделью, будут размещаться в большинстве данных систем. Уровень эрозии – является неоспоримым контролирующим фактором типов месторождений, которые могут быть сохранены, и к тому же, он может быть неоспоримым контролирующим фактором по типам месторождений, которые могут прогнозироваться на глубину. Наиболее удаленные типы месторождений на всех уровнях систем имеют тенденцию к едва заметному проявлению, в результате чего их можно легко упустить из виду по причине затухания более выраженного процесса изменений-минерализации.

Справочник. Месторождения меди Казахстана / Под ред. Б.К Нурабаев., А.А. Надырбаев, М.К. Тулегенов, Ж.Б Тансыкбаева. Алматы: Информационно-аналитический центр геологии, экологии и природных ресурсов Республики Казахстан. 2014г. – 229 с.

Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. – v. 105. – P. 3 – 41.

Геолого-экономические факторы развития транспортно-коммуникационных сетей Центральной России на основе оценки минерально-ресурсного потенциала и анализа распределения стратегически значимых полезных ископаемых

Лаломов А.В.[1], Чефранов Р.М.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, lalomov@mail.ru*

В рамках Стратегии пространственного развития Российской Федерации на период до 2025 года (Распоряжение Правительства РФ от 13.02.2019 N 207-р) приоритетными является развитие «перспективных центров экономического роста». К таким центрам относятся и «минерально-сырьевые центры» (МСЦ) – территории одного или нескольких муниципальных образований в пределах которых расположена совокупность разрабатываемых и планируемых к освоению месторождений и перспективных площадей, связанных общей существующей и планируемой инфраструктурой.

Стратегией предполагается обеспечить формирование и развитие МСЦ путем содействия созданию и развитию транспортной, энергетической и иной инфраструктуры, обеспечивающей формирование МСЦ, в пределах которых залегают крупные и уникальные запасы высоколиквидных и (или) дефицитных полезных ископаемых, внутреннее потребление которых в значительной степени обеспечивается импортом, а также существует долгосрочный мировой и (или) внутренний спрос на соответствующий вид полезного ископаемого. В перечень перспективных центров экономического роста входят Нижегородская, Тамбовская и Брянская области.

Программа импортозамещения в России до 2020 г. предусматривает собственное производство товаров на территории России, которые ранее поставлялись из-за рубежа. Кроме высокотехнологичных товаров, производство которых было невозможно в России по причине технологического отставания, в этот перечень попадают и простые товары, производство которых своими силами возможно, но недостаточно. В полной мере это относится к титановому, циркониевому и редкометалльному сырью, относимому к стратегическим высокотехнологичным видам минерального сырья (с распоряжением Правительства РФ № 50-р от 16 января 1996 г). Несмотря на то, что по балансовым запасам этих компонентов Россия занимает одно из ведущих мест в мире (второе, после Китая, по титану, и третье – по цирконию), российские месторождения не разрабатываются – в производстве концентратов этого доля России на мировом рынке не превышает 1–0.5 %. Крупнейший мировой производитель металлического титана (ВМПО-АВИСМА, обеспечивающей 40% производства деталей для Боингов и 60% - Эйрбасов, до недавнего времени закупал 88% сырья на Украине и частично – в Индии и Австралии. Пигментный диоксид титана, который используется как неметаллическое сырье в лакокрасочной промышленности, производстве пластмасс, бумаги, искусственных волокон, резины, катализаторов, в России вообще не производится, а закупается на Украине, в Германии, Финляндии, Бельгии, Китае и других странах. Схожая ситуация наблюдается с другим стратегически важным сырьем – цирконием. Логистические затраты составляют значительную часть себестоимости титанового и циркониевого сырья.

Комплексные редкометалльно-титановые россыпи, к которым относятся месторождения Центральное в Тамбовской, Лукояновское в Нижегородской и Унечское в Брянской области, являются основным в мире источником титанового и циркониевого сырья: около 70% ильменитового концентрата, 95% циркониевого и практически 100% рутилового добывается из комплексных прибрежно-морских современных и ископаемых россыпей.

Современные потребности России оцениваются в 100 тыс.т. по титану и 7 тыс.т. по цирконию. В перспективе к 2024 г ожидается рост потребления до 300 тыс.т. и 20 тыс.т. соответственно. Введение в эксплуатацию указанных месторождений Центральной России способно только за счет балансовых запасов категрий А+В+С1+С2 практически полностью

покрыть существующие потребности России в титановом и циркониевом сырье на десятки лет (таблица 1), поэтому анализ перспектив и условий ввода в эксплуатацию этих месторождений является актуальной задачей.

Таблица 1. Месторождения, входящие в состав единого титано-циркониевого МСЦ Центральной России (Государственный доклад … , 2018).

Месторождение	Запасы (тыс.т.)/ содержания кг/м^3		Попутные компоненты
	Титан (TiO_2)	Цирконий (ZrO_2)	
Центральное	6396 / 24,1	830,2 / 3,12	Глауконит, фосфориты
Лукояновское	166 / 5,52	388,9 / 12,9	Хромиты
Унечское	237 / 8,8	27,6 / 1,71	Фосфориты

При этом по запасам полезных компонентов Центральное является крупнейшим месторождением России этого типа. Сходное по составу и генезису Лукояновское месторождение отличается уникальным (до 13 кг/м^3) содержанием диоксида циркония.

Указанные месторождения обладают рядом преимуществ по сравнению с другими источниками титанового и циркониевого сырья России: ряд объектов (Гремяха на Кольском, Чинейское в Забайкалье, Ярегское на Тимане итд.) расположены в удаленных районах **и не имеют доступных транспортно-коммуникационных сетей, связывающих разведанные месторождения и промышленные центры**. Месторождения, дислоцированные в магматических массивах, требуют дополнительных операций (дробление породы) на которые затрачивается до 50% потребляемой при добыче энергии. Для некоторых месторождений отсутствует технологическая схема получения промышленного концентрата. Глубокозалегающие объекты требуют разработки технологии скважинной гидродобычи.

Центральное, Лукояновское и Унечское месторождения расположены в хорошо освоенных районах с развитой инфраструктурой, коммуникациями, транспортными сетями и наличием рабочей силы. Получение промышленного концентрата достигается за счет механического обогащения и не требует применения химических реагентов, поэтому проблемы экологического плана не представляются неразрешимыми. Технология рекультивации земель сельскохозяйственного назначения изучена при отработке Самотканского месторождения на Украине, поэтому вывод сельскохозяйственных земель из оборота предполагается только на ограниченный срок и на локальных площадях.

Таким образом, создание на территории центральной России единого МСЦ, ориентированного на проблему импортозамещения источников редкометалльно-титанового сырья для российской промышленности, является актуальной задачей (Лаломов, Ремезова, 2015). Области России, где расположены россыпи Центральная, Лукояновская и Унечская, могут рассматриваться как единый потенциальный МСЦ, имеющий стратегическое значение.

Работа выполнена при поддержке гранта Всероссийской общественной организации «Русское географическое общество», договор № 01/2019-И от 14.06.2019.

Государственный доклад «О состоянии и использовании Минерально-сырьевых ресурсов Российской федерации в 2016–2017 годах». М.: Минерал-Инфо. 2018. 372 с.

Лаломов А.В., Ремизова Л.И. Основные направления создания импортонезависимой титановой и циркониевой промышленности России // Россыпи и месторождения кор выветривания (РКВ-2015). Пермь: ПГНИУ, 2015. С. 129–131.

Геолого-генетические модели золотого оруденения Центрально-Алданского рудного района: новые данные (Южная Якутия)

Леонтьев В.И.[1]

[1]*Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, leontyev@spmi.ru*

Центрально-Алданский рудный район представляет собой уникальную рудоносную структуру с ресурсами порядка 1000 т Au и 600 000 т U (Казанский, 2004). Золоторудные и золотоурановые месторождения района уникальны не только по своему масштабу, но и по генезису. В.Е. Бойцовым (Бойцов и др., 2006) промышленное оруденение района подразделяется на две большие группы по типам месторождений: 1) собственно золоторудные месторождения на площади с интенсивным развитием мезозойских интрузий в карбонатных породах осадочного чехла и в мезозойских интрузиях: лебединский, куранахский, самолазовский, рябиновский типы; 2) золото-урановые и золото-уран-молибденовые месторождения в тектонических зонах кристаллического фундамента, находящиеся в пределах Эльконского горста: эльконский, минеевский, федоровский типы и тип зоны Интересной.

Оруденение района специфично и, по большей части, не имеет аналогов в России и в Мире. Благодаря усилиям геолого-поисковых партий, научно-производственных и научных организаций, выполнен колоссальный объем работ по изучению геологии месторождений района и выявлению закономерностей локализации оруденения. Это позволило сформулировать чёткие поисковые критерии и признаки, что в свою очередь привело к открытию множества коренных месторождений золота. В настоящее время перспективы открытия месторождений известных типов в Центральном Алдане – как хорошо изученном и промышленно-освоенном районе – невелики. Однако в последнее десятилетие выявлен ряд новых типов оруденения. В большинстве случаев к их выявлению привело изучение глубоких горизонтов известных месторождений. Таким образом, на месторождении куранахского типа Надежда под золотоносными карстовыми воронками выявлены минерализованные зоны дробления, имеющие промышленное значение и в настоящее время успешно отрабатываемые. На Самолазовском месторождении при изучении глубоких горизонтов выделено два новых типа золото-теллуридного оруденения – прожилково-вкрапленный штокверковый внутри мезозойских интрузий и брекчиево-жильный, распространённый в виде линейных крутопадающих минерализованных зон и сложенный бонанцевыми рудами. При разведке залежи лебединского типа Подголечная, локализованной в карбонатных породах осадочного чехла, было выявлено промышленное оруденение и в породах кристаллического фундамента, представленное пологими залежами метасоматитов с золото-теллуридной минерализацией, контролируемых тектоническим нарушением. При детальном минералого-геохимическом изучении известных золоторудных зон Джекондинская и Бирская, ранее относимых к эльконскому типу, было установлено, что руды сложены золото-аргентит-сульфосольной эпитермальной минерализацией и представляют новый для района тип.

В результате проведенных исследований были созданы геолого-генетические модели оруденения новых типов. На их основе были разработаны многофакторные прогнозно-поисковые модели, призванные способствовать расширению и воспроизводству минерально-сырьевой базы региона. Выявление новых типов оруденения позволяет говорить о том, что золоторудный потенциал района ещё далеко не исчерпан и полностью не раскрыт. Район находится на пороге перехода от легкооткрываемых месторождений к месторождениям скрытым, сложным для поисков. В данный переходный момент очень важно иметь хорошо обоснованную научно-методическую базу для поисков объектов новых типов.

1. Бойцов В.Е. Золоторудные и золото-урановые месторождения Центрального Алдана / Б.Е. Бойцов, Г.Н. Пилипенко, Л.А. Дорожкина // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Том 2: Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. 2006. С.215-240.

2. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. М.: Наука. 2004. Т. 46. №3. С. 195-211.

Интерпретация геофизических полей средствами ArcGIS с целью выделения линейных структур на примере Верхнеамгинскиго района, Алдано-Становой щит

Лоскутов Е.Е.[1], Кравченко А.А.[1]

[1]*ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, brannerit@mail.ru*

Верхнеамгинская площадь расположена в северо-западной части Алдано-Станового щита, на его северном склоне. На стыке двух крупных структурных единиц: Олекминской гранит-зеленокаменной области и Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области, в зоне меридионального глубинного Амгинского разлома (Тектоника и геодинамика …, 2001). На участке Амгинского гравитационного минимума. На площади работ распространены: архейские кристаллические породы фундамента, представленные курумканской толщей, венд-нижнекембрийские платформенные отложения терригенно-карбонатного осадочного чехла юдомской, пестроцветной, тумулдурской и унгелинской докембрийские нерасчлененные граниты, палеозойские и мезозойские дайковые и интрузивные образования. Основной объем площади занимают отложения платформенного чехла, архейские образования распространенны, ограничено, в виде отдельных блоков (Ямалахский горст) на западе территории и в южной части. Также здесь проявлен мезозойский щелочной и субщелочной магматизм, породы которого отнесены к Лебединскому монцонит-сиенит-гранитовому комплексу (Кононова, 1995; Кравченко, Власова, 1962; Максимов, 1975).

В региональной компоненте гравитационного поля выделяется на южная и северная области, разделенных широкой полосой относительно повышенными значениями поля силы тяжести северо-восточного простирания. В локальной составляющей гравитационное поле имеет дифференцированное распределение аномалий, но отчетливо прослеживается их линейная форма, по-видимому, связанная с формами залегания пластов более глубоких горизонтов.

Магнитное поле в региональной компоненте имеет относительно однородное распределение аномалий, так на большей части изучаемой территории оно выражено крупной изометричной аномалией отрицательного знака, пространственно совпадающая с областью распространения мезозойского щелочного магматизма. В локальной составляющей магнитное поле имеет также дифференцированное распределение аномалий, с линейной формой последних, в основном северо-восточного простирания. Также отмечены наиболее отрицательные значения локальных магнитных аномалий над северной группой щелочных интрузий (до -11 нТл).

В данной работе рассмотрен метод выделения осей магнитных и гравитационных аномалий, для последующего их изучения при полевых наблюдениях. Так как обнаженность территории слабая данная процедура позволила в последующем наметить площади для изучения предполагаемых разрывных структур. В качестве исходных данных, были взяты карты гравитационных аномалий и аномального магнитного поля, масштаба 1:200 000 (Кардаш, 2018). Исходные карты были оцифрованы и переведены в формат GRID. На следующем этапе карты геофизических полей в формате GRID были трансформированы на локальную и региональную составляющие (Лоскутов, 2018). Непосредственно процесс построения центральных осей геофизических аномалий средствами ArcGIS, состоит из следующих процедур:

1. Из модели поверхности локальной составляющей магнитного поля, с помощью инструмента Направление стока (Flow Direction), была построена поверхность направлений, так называемого стока, т.е. экспозиции магнитных аномалий относительно сторон света, а направление стока определяется направлением наиболее крутого спуска;

2. С помощью инструмента Суммарный сток (Flow Accumulation) из поверхности направления стока, строится поверхность растра где для каждой ячейки вычисляется суммарный вес всех ячеек, впадающих в каждую ячейку вниз по склону (от положительных аномалий к отрицательным);

3. Поскольку предыдущие две процедуры позволяют выделять только оси отрицательных магнитных аномалий, значения исходного растра необходимо пересчитать, умножив на -1 (Калькулятор растра), тем самым «выворачивая». Далее повторяются пункты 1 и 2 для «вывернутой» поверхности магнитного поля. Подобным же образом рассчитываются центральные оси для гравитационного поля.

В процессе интерпретации геофизических полей выделено три группы линейных структур: субширотная, северо-западная и северо-восточная.

В 2017-2018 гг. сотрудники Института геологии алмаза и благородных металлов совместно с ГУ ГГП «Якутскгеология» выполняли работы по изучению щелочных интрузий Верхнеамгинского района Алданского щита в пределах листа О-51-Х (Иванов и др., 2019). Получены новые петрологические и структурные данные по мезозойскому магматизму и тектоническому строению этого района.

В районе центральных осей аномалий геофизических полей были изучены коренные обнажения и проведены массовые замеры трещиноватости. Замеры показали, что полюса плотности трещиноватости соответствуют простираниям осей геофизических полей (рис. 1). Это говорит о том, что выделенные оси могут быть интерпретированы как зоны разрывных нарушений. Согласно данным замеров наиболее часто встречаются трещины субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания, что совпадает с выделенными группами при интерпретации геофизических аномалий магнитного и гравитационного поля. По трещинам субмеридионального простирания наблюдаются мелкоамплитудные взбросы и левосдвиговые деформации с образованием сколовых ступеней. По трещинам северо-восточного простирания в карбонатных породах развито окварцевание и ожелезнение.

Условные обозначения: 1- точки наблюдения; 2 – оси отрицательных гравитационных аномалий; 3 – оси положительных гравитационных аномалий; 4 – оси отрицательных магнитных аномалий; 5 – оси положительных магнитных аномалий.

Таким образом, подготовительные работы с помощью обработки данных по геофизике позволили наметить основные направления для изучения линейных структур, а полевые экспедиционные работы подтвердили результаты интерпретации магнитного и гравитационного полей в программном обеспечении ArcGIS.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 18-45-140002 р_а

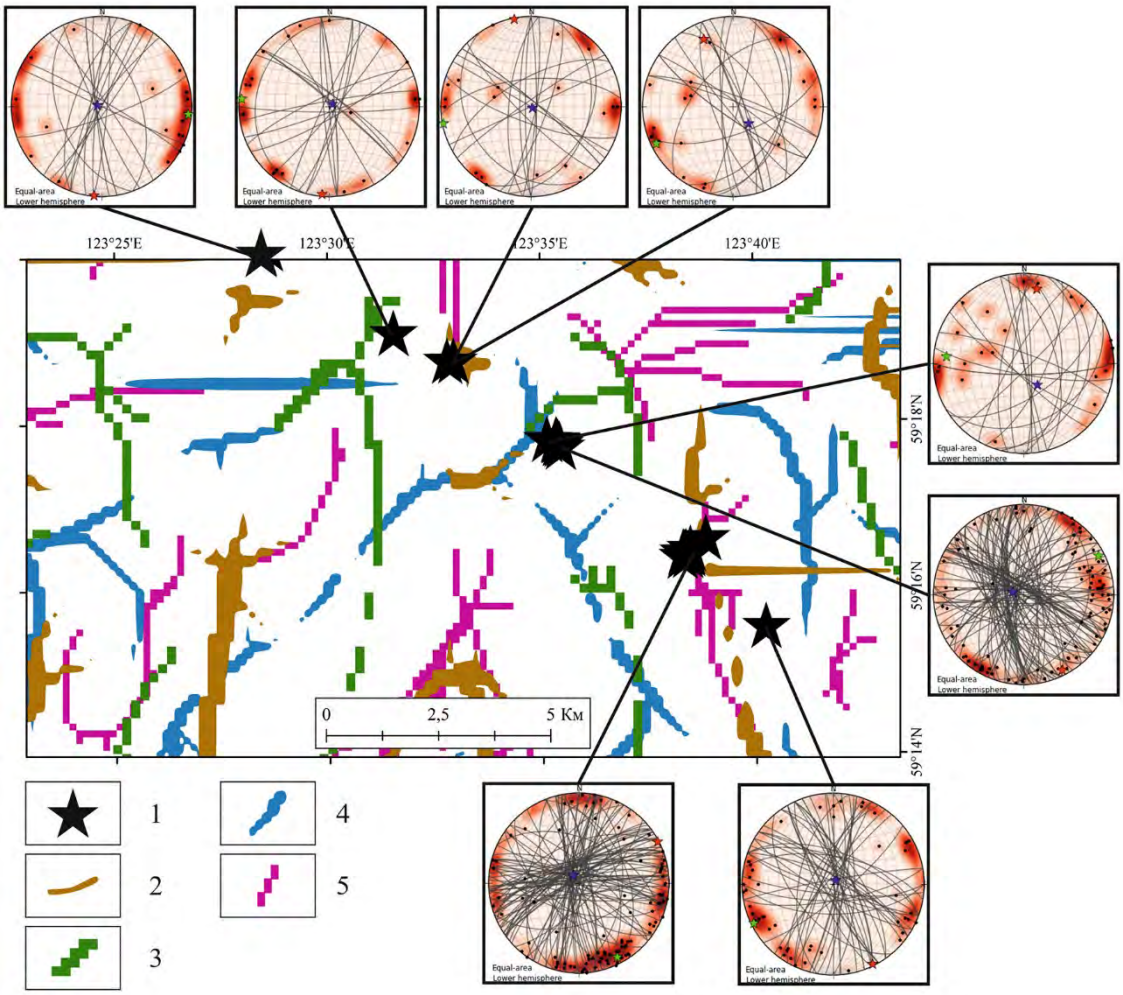


Рисунок 1. Расположение точек наблюдения относительно выделенных линейных структур.

Иванов А.И., Лоскутов Е.Е., Журавлев А.И., Кравченко А.А., Прокопьев И.Р. Мезозойские щелочные магматические образования Хохойского рудного поля (Верхнеамгинский район) // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Серия: Науки о Земле. 2019. № 1 (13). С. 5-14.

Кононова В.А., В.А. Первов, О.А. Богатиков, У. Мюс-Шумахер, Й. Келлер Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35-45.

Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. –М. Изд-во АН СССР, 1962. – 127 с

Лоскутов Е.Е., Кравченко А.А., Журавлев А.И., Иванов А.И. Интерпретация геофизических полей средствами геоинформационной системы ArcGIS // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции: в 2-х томах. 2018. С. 91-95.

Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Известия АН СССР: серия геологическая. 1975. № 4. С. 16-32.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. –М.: Наука/Интерпериодика. 2001. 570 с.

Псевдоморфозы теннантита по тетраэдриту в золоторудном месторождении Дарасун (Восточное Забайкалье): пример реакции растворения-переотложения.

Любимцева Н.Г.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, luy-natalia@yandex.ru*

Замещение одного минерала другим или агрегатом новообразованных минералов – обычное явление в различных геологических процессах: магматических, метаморфических, выветривания и гидротермальных и широко распространено в рудных месторождениях (Генкин, 1958; Ramdohr, 1980 и многие др.). Процессы замещения связаны с перегруппировкой минерального вещества вследствие изменения физико-химических условий рудоотложения, поэтому изучение их важно при реконструкции условий минералообразования.

Механизм и условия замещения блеклой руды неоднократно обсуждались в литературе. Высказывались различные причины этого явления: (1) распад теннантита из-за восстановления As^{+3} (или Sb^{+3}) в блеклой руде до As^{-1} в арсенопирите (или Sb^{-1} в гудмундите) с привносом Fe и выносом Cu (Генкин, 1958); (2) распад блеклой руды (изохимический процесс) является следствием перераспределения компонентов между минералами в ответ на давление (Ramdohr, 1980); (3) замещение тетраэдрита - следствие увеличения активности As, Fe, S и потери Cu, Zn, Ag и Sb (Basu et al., 1984); (4) образование тетраэдрита за счет теннантита связано с повышением активности Sb или изменением соотношения активностей Sb и As, из-за различной устойчивости комплексов во флюиде (Bortnikov et al., 1993).

На месторождении Дарасун обнаружено замещение блеклой руды одного состава блеклой рудой другого состава, которое проявилось в образовании псевдоморфоз теннантита по тетраэдриту (Любимцева и др., 2018_3).

Месторождение расположено в Восточном Забайкалье в 260 км к северо-востоку от г. Чита. Оно приурочено к блоку магматических пород палеозойского возраста и пересечению глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простираний. В нем выявлено более 200 золоторудных кварц-сульфидных жил и минерализованные зоны дробления, залегающих внутри и вокруг субвулканического штока гранодиорит-порфиров в метаморфизованных габброидах и гранитоидах (Прокофьев и др., 2000 и ссылки там).

Блеклая руда на месторождении встречена в галенит-сфалеритовых, блеклорудно-халькопиритовых и галенит-бурнонит-блеклорудных агрегатах, которые выполняют интерстиции между зернами ранних кварца, пирита и арсенопирита. В этих агрегатах блеклая руда нередко находится в тесных срастаниях с самородным золотом. Минерал содержит мало Ag (до 4 мас.%) и образует полный теннантит-тетраэдритовый твердый раствор с непрерывным изоморфизмом между Sb и As и между Fe и Zn. Его состав эволюционирует: происходит увеличение As как от ранней генерации к поздним, так и в зональных зернах от внутренних частей к внешним (Любимцева и др., 2018_1). Отложение блеклых руд на месторождении происходило на фоне снижения температуры от 355°C до 90°C и фугитивности серы от 10^{-5} до 10^{-11} бар (Любимцева и др., 2018_2, 2019).

Замещение Zn-тетраэдрита выявлено среди агрегатов пирита, сфалерита, блеклой руды, выполняющих пространства между зернами кварца (рис.1). На расстоянии в 1–2 мм прослежены все стадии этого процесса с различной степенью интенсивности: от развития по краям зерен на начальных стадиях до полного замещения новообразованным агрегатом (Zn-Fe)-теннантита, иногда с каймой позднего Zn-тетраэдрита. При этом другие минералы из этих срастаний не подверглись заметному замещению.

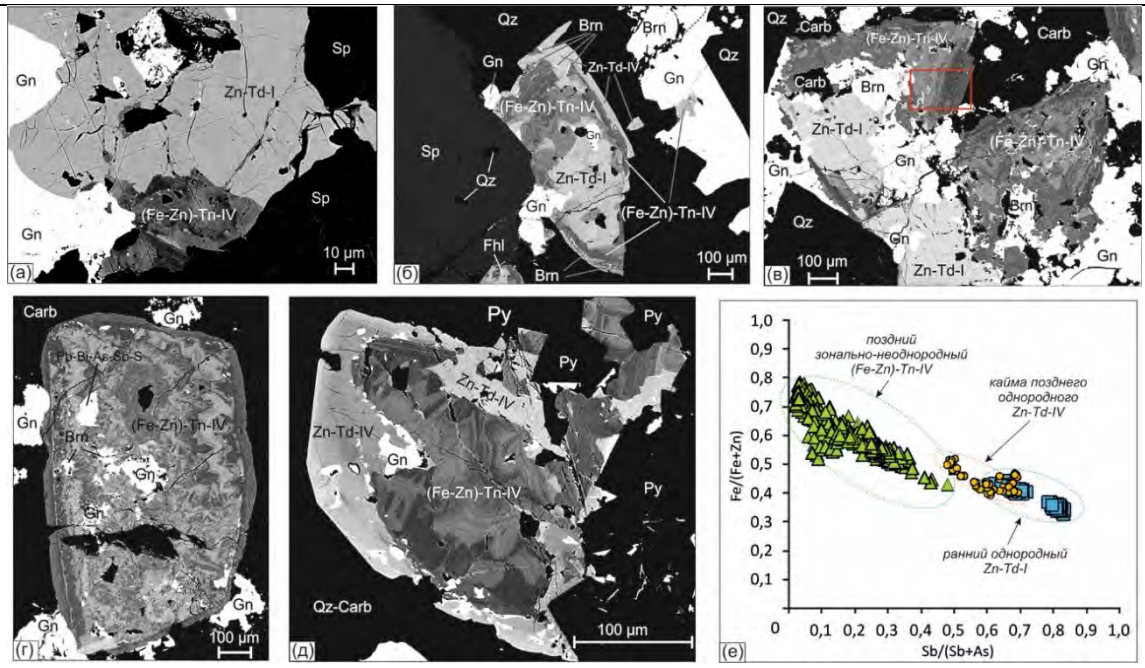


Рисунок 1. Псевдоморфные зонально-неоднородные агрегаты теннантита ((Fe-Zn)-Tn-IV), обнаруженные на месторождении Дарасун. Структуры срастания блеклой руды, возникшие на начальной (а) и промежуточной (б, в) стадиях процесса замещения и при полном замещении (г, д). Соотношения Sb/(Sb+As) и Fe/(Fe+Zn) в блеклой руде из этих срастаний (е).

Обозначения: Fhl – блеклая руда, Tn – теннантит, Td – тетраэдрит, Gn – галенит, Sp – сфалерит, Brn – бурнонит, Py –пирит, Qz – кварц, Carb – карбонат.

Замещение Zn-тетраэдрита-I начинается с образования зонально-неоднородных агрегатов теннантита вдоль его контакта со сфалеритом (рис.1а). Границы между ранней и поздней блеклыми рудами неровные, зазубренные и четкие. Наблюдаются прожилки, отходящие от зонально-неоднородного агрегата теннантита и цепочки субмикронных выделений, а также включения теннантита вблизи мелких пор в Zn-тетраэдрите. В новообразованных агрегатах теннантита обнаружена нечеткая зональность с узорчатым рисунком.

Неоднородные агрегаты теннантита не выходят за границы агрегатов тетраэдрита, и поэтому они могут рассматриваться как псевдоморфозы теннантита по тетраэдриту, поскольку соответствуют одному из признаков псевдоморфоз: сохраняется форма замещенного минерала. В отличие от «классических» псевдоморфоз, когда замещаемый минерал приобретает не присущую ему форму, новообразованные агрегаты сложены теннантитом, минералом изоструктурным замещенному тетраэдриту.

Промежуточная стадия процесса отличается более значительной интенсивностью замещения агрегатов Zn-тетраэдрита-I: они наполовину замещены теннантитом (рис.1б). В новообразованных агрегатах проявляется неоднородность и зональность, которые выражены более четко по сравнению с начальной стадией. В них выделяются зоны с узорчатой и осцилляторной зональностями. Взаимоотношения указывают, что первоначально кристаллизовался Zn-тетраэдрит-I, который потом подвергся замещению зонально-неоднородным агрегатом (Zn-Fe)-теннантита-IV, а затем отложилась кайма Zn-тетраэдрита-IV, замещающая (Zn-Fe)-теннантит.

Дальнейшее развитие процесса лучше всего видно на рисунке 1в: ранний Zn-тетраэдрит замещается галенит-бурнонит-карбонатными прожилками и агрегатами, с которыми сопряжено образование зонально-неоднородных агрегатов (Zn-Fe)-теннантита. В последних проявлены ритмы, которые различаются внутренними структурами и составами (рис. 2). Резкие и четкие границы между зонами и ритмами, а также наличие мелких пор в теннантите, - указывают на то, что замещение происходило в результате растворения-переотложения, а не диффузии элементов. Возникновение пор обусловлено тем, что процесс происходил с уменьшением объема: объем элементарной ячейки теннантита меньше объема тетраэдрита.

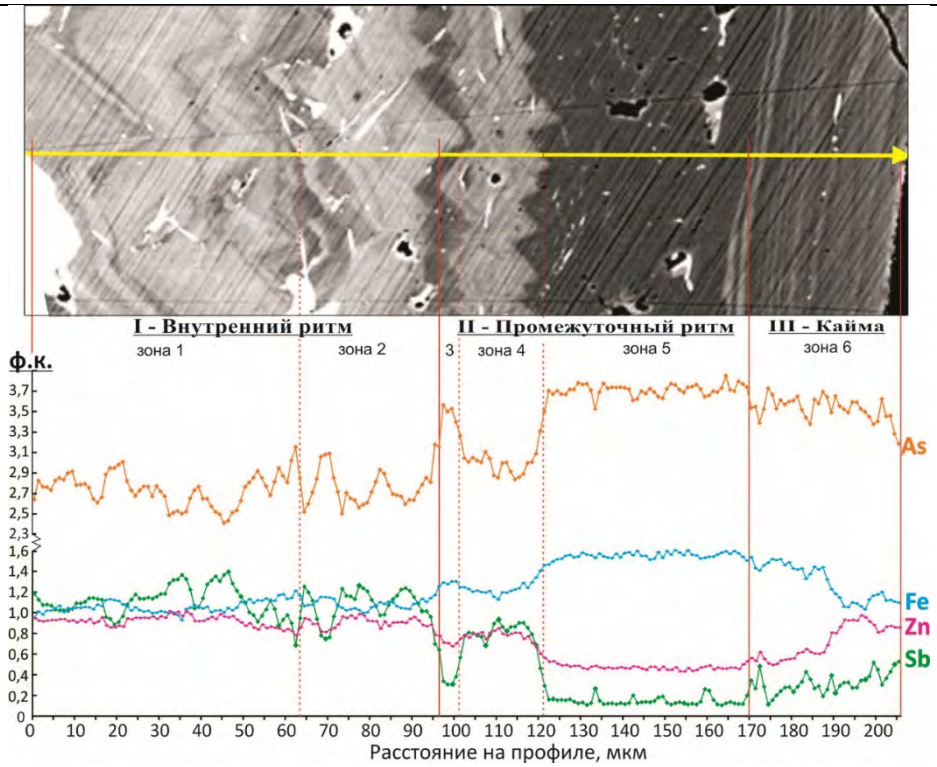


Рисунок 2. Изменение концентраций Sb, As, Zn, Fe (в формульных коэффициентах) в псевдоморфном ритмично-полосчатом агрегате теннантита вдоль профиля.

Красными линиями показаны границы зон: сплошная – между ритмами, пунктиром – между некоторыми зонами в ритме. Увеличенный фрагмент рис.1в.

Полное замещение раннего Zn-тетраэдрита-I привело к образованию агрегатов теннантита с разнообразной зональностью, в которых реликты раннего тетраэдрита не сохранились (рис.1г). Вывод о том, что эти агрегаты представляют собой результат замещения Zn-тетраэдрита основывается на сходстве картин их зональности и химического состава новообразованных агрегатов, возникшими на начальной и промежуточной стадиях процесса. Вероятно, что процесс замещения раннего Zn-тетраэдрита-I агрегатом зонально-неоднородного теннантита-IV завершается кристаллизацией позднего Zn-тетраэдрита-IV (рис.1д). По границе позднего тетраэдрита и теннантита наблюдаются мелкие включения галенита и бурнонита, и в единичном количестве минерал Ag.

Результаты РСМА показали, что зонально-неоднородный агрегат сложен (Fe-Zn)-тетраэдрит-теннантитом-IV с широкими вариациями состава, в котором проявлена отрицательная зависимость между соотношениями Sb/(Sb+As) и Fe/(Fe+Zn) (рис. 1е). Состав каймы позднего Zn-тетраэдрита-IV сходен с составом раннего Zn-тетраэдрита-I.

РСМА-сканирование (с шагом 1 мкм вдоль профиля) зонально-неоднородных агрегатов показало колебания основных компонентов (Sb, As, Zn, Fe) в них со скачкообразными изменениями концентраций при переходе между ритмами с различной зональностью (рис. 2).

Обнаружена эволюция состава в псевдоморфных агрегатах: внутренние зоны обогащены Sb относительно каймы, которая сходна с эволюцией составов разных генераций и зональных зерен блеклой руды на месторождении (Любимцева и др., 2018[1]).

Выводы:

1. Взаимоотношения минеральных агрегатов указывают на замещение (растворение) ранней блеклой руды (Zn-тетраэдрита) новообразованным (Zn-Fe)-теннантитом переменного состава.

2. Новообразованные агрегаты (Zn-Fe)-теннантита полностью повторяют контуры агрегатов раннего Zn-тетраэдрита, т.е. являются псевдоморфозами.

3. Замещение Zn-тетраэдрита и образование (Zn-Fe)-теннантита сопровождается незначительным уменьшением объема, в результате чего возникают поры, через которые проникает флюид.

4. Процесс замещения Zn-тетраэдрита связан с поступлением позднего флюида, ненасыщенного Sb и Zn, что обусловило нарушение равновесия в системе минерал-флюид. Высвобождаемая при растворении Zn-тетраэдрита сурьма фракционировала в бурнонит. Это привело к перенасыщению флюида мышьяком и, как следствие, отложению (Zn-Fe)-теннантита.

Схематическая реакция растворения Zn-тетраэдрита и отложения новообразованных (Zn-Fe)-теннантита, бурнонита и галенита может быть представлена так:

$$PbS + CuPbSbS_3 + Cu_{10}(Zn_{1.0}Fe_{1.0})_{\sum 2}(Sb_{1.5}As_{2.5})_{\sum 4}S_{13} + 0.3ZnCl_2^0 + 0.8Sb(OH)_3^0 + 4Cl^- + 5H^+ + 3H_2O \rightarrow Cu_{10}(Zn_{1.3}Fe_{0.7})_{\sum 2}(Sb_{3.3}As_{0.7})_{\sum 4}S_{13} + 2PbCl^+ + CuCl_2^- + 0.3FeCl_2^0 + 1.8As(OH)_3^0 + 4H_2S$$

5. Неравновесная кристаллизация запустила колебательный процесс, который привел к образованию осцилляторной зональности в новообразованных псевдоморфных агрегатах (Zn-Fe)-теннантита. Колебания состава новообразованного минерала могли возникнуть как в результате градиента концентраций в пограничном слое флюид-минерал, так и из-за кристаллохимических особенностей теннантит-тетраэдритовой серии (например, энергетически более выгодным вхождением железа в теннантит, чем в тетраэдрит (Sack, Loucks, 1985)).

6. Основным механизмом при замещении минералов внутри одной изоморфной серии с изменением химического состава является растворение раннего минерала с последующим переотложением позднего минерала, а не диффузия элементов в твердой кристаллической решетке.

7. Замещение раннего Zn-тетраэдрита агрегатами (Zn-Fe)-теннантита свидетельствует об изменении условий минералообразования. Причиной неустойчивости раннего Zn-тетраэдрита могло стать охлаждение гидротермального флюида и связанное с ним снижение солености флюида, повлиявшие на условия переноса полуметаллов во флюиде, в частности гидроксид-хлоридный комплекс $Sb(OH)_2Cl_0^-$ мог смениться гидрооксидным комплексом $Sb(OH)_3^0$ и вызвать повышение растворимости Zn-тетраэдрита.

Генкин А.Д. Признаки замещения минералов в рудах. В кн.: Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат. 1958. С. 155-192.

Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В. Блеклая руда и сфалерит золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия). Часть 1: Минеральные ассоциации и срастания, химический состав и его эволюция // Геология рудных месторождений. 2018_1. Т. 60. № 2. С. 109–140.

Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В. Блеклая руда и сфалерит золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия). Часть 2: Распределение железа и цинка, флюидные включения, условия образования // Геология рудных месторождений. 2018_2. Т. 60. № 3. С. 251–273.

Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю. Псевдоморфные ритмично-полосчатые и осцилляторные агрегаты тетраэдрит-теннантита на золоторудном месторождении Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия): следствие взаимосвязанных реакций растворения-переотложения // ДАН. Серия Геохимия. 20183. Т.483. № 1. С. 89-93.

Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е. Сосуществующие бурнонит-зелигманитовый и теннантит-тетраэдритовый твердые растворы на золоторудном месторождении Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия): оценка температур их образования // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 3. С. 85-104.

Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Матель Н.Л., Колпакова Н.Н., Ильина Г.Ф. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. Т.42. № 6. С. 526-548.

Basu K., Bortnikov N.S., Mishra B., Mookherjee A., Mozgova N.N., Tzepin A.I. Significance of transformation textures in fahlores from Rajpura-Dariba polymetallic deposits, Rajasthan, India. N.Jb. fur Mineraloque, Abh. 1984. Bd. 149. P. 143-161.

Bortnikov N.S., Genkin A.D., Troneva N.N. Tennantite decomposition: Evidence from the Kedabek Copper Deposit, Azerbaijan // Mineralogy and Petrology. 1993. V. 47. P. 171-181.

Ramdohr P. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. 1980.

Sack R.O., Loucks R.R. Thermodynamic properties of tetrahedrite-tennantites: constraints on the interdependence of the Ag↔Cu, Fe↔Zn, Cu↔Fe, and As↔Sb exchange reactions // American Mineralogist. 1985. V. 70. P. 1270-1289.

Влияние состава материнских пород на распространенность месторождений бокситов в провинции Фута Джалон-Мандинго

Макарова М.А.[1,2], Мамедов В.И.[1], Внучков Д.А.[1]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва, frolikovam@gmail.com*

На территории Гвинейской Республики латеритные коры выветривания имеют очень широкое распространение. Они сплошным чехлом покрывают обширные пространства положительного рельефа, отсутствуя только на крутых склонах и в современных днищах долин. Расположенная на территории Гвинейской Республики (100000 км^2), Республики Мали (8.9 км^2) и Республики Гвинеи Бисау (930 км^2), бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго является крупнейшей в Мире по количеству месторождений и проявлений бокситов (более 1130), сосредоточенных в 24 районах. Ресурсы провинции Фута Джалон-Мандинго на 2017 год оцениваются в 47134 млн. тонн при бортовом содержании Al2O3≥40%, а при бортовом содержании Al2O3≥38% - в 64008 млн. тонн (Mamedov et all., 2017). Как видно на карте бокситоносности провинции Фута Джалон-Мандинго (фиг. 1) и из таблицы 1 распределение бокситорудных объектов очень неравномерное. Наиболее высокая концентрация бокситов наблюдается на северо-западе и западе провинции в районах Боке (Левобережье р. Когон), Когон-Томине и Фатала. В них сосредоточено 427 рудных объектов с общим потенциалом в 28.5 млрд. тонн бокситов. А в целом в полосе на расстоянии до 200 км от берега Атлантического океана находится 570 бокситоносных бовалей с общим потенциалом в 30.7 млрд. тонн (67.3% от общих ресурсов бокситов провинции) (Мелькин и др., 2018). Площадь рудных залежей в этих районах от 6.9% до 11.1% от площади районов. Это очень высокий показатель концентрации бокситов. В центральной части провинции к востоку от оси морфоструктуры Фута Джалон-Мандинго соизмеримым им по потенциалу является только район Туге со 126 объектами и площадью бокситовых залежей до 4.1% от площади района. Именно в этих 4 районах-лидерах по общему потенциалу бокситов сохранилось наибольшее количество гигантских (более 350 млн. тонн) – 80% и очень крупных (200-300 млн. тонн) – 100% объектов. В полосе до 200 км от берега океана количество их, соответственно, также преобладающее: гигантских – 60%, очень крупных – 80% и крупных – 72%.

Столь мощное сосредоточение месторождений бокситов на сравнительно небольшой территории обязано сочетанию благоприятных факторов латеритного бокситообразования (Богатырев и др., 2009). Вся территория рассматриваемой бокситоносной провинции расположена в зоне саванн с переменно-влажным климатом муссонного типа. Находится в пределах единой крупной положительной геоморфологической морфоструктуры Фута Джалон-Мандинго, для которой характерен ступенчатый рельеф, представляющий лестницу фрагментов разновысотных и разновозрастных выровненных поверхностей (типа педипленов и педиментов), отражающих циклическую пульсационную геодинамику с преобладанием положительных движений. В региональном геологическом плане территория приурочена к платформенному чехлу Сахарской плиты, сложенной терригенно-осадочными породами, интрудированными основными породами мезозойской трапповой формации. В центральной и западной частях это терригенно-осадочные породы Гвинейской синеклизы, залегающие в основном субгоризонтально. На западе отложения девона, силура и ордовика слагают синклиналь Бове, а в центральной части отложения инфракембрия венда и рифея слагают впадину Туге. Среди осадочных пород преобладают алевро-аргиллиты, различные песчаники и аргиллиты. На востоке за долиной Бафинга развиты венд-рифейские отложения южной краевой части синеклизы Таудени, также представленные терригенно-осадочными породами, залегающими субгоризонтально. И венд-рифейский и палеозойский платформенный чехол интрудирован основными породами мезозойской трапповой формации. Они представлены широко распространенными силлами и дайками долеритов, конга-диабазов и, реже, габбро-долеритов. На крайнем юго-западе в контур провинции включен небольшой бокситорудный район

Форекария (район 17), выработанный по высокометаморфизованным породам архейского цоколя платформы (ортоамфиболитам). На архипелаге Лос (район 16) известны проявления бокситов по нефелиновым сиенитам. Достаточное разнообразие по структуре и составу коренных пород в пределах провинции позволило провести детальный анализ литологического контроля за распространенностью и качеством бокситов.

Таблица 1. Бокситоносный потенциал провинции Фута Джалон-Мандинго на 2017 год

№ района	Название района	Кол-во м-ий	Площадь района, км^2	Мощность бокситов, м	Общий потенциал бокситов, млн. тонн	Содержания средние, %%	
						Al_2O_3	SiO_2
1	Боке	142	5 969.0	6.9	7 173.7	45.62	2.04
2	Фрия	90	5 673.0	6.6	1 927.9	44.72	2.78
3	Междуречье Когон-Томине	139	7 898.0	8.5	15045.6	45.63	2.36
4	Фатала	146	7 030.0	6.9	6283.7	43.36	2.15
5	Дебеле-Киндия	53	4 884.0	4.8	363.7	45.09	3.00
6	Лелума	28	5 085.0	5.3	970.2	46.84	3.62
7	Сугета-Кебали	30	5 108.0	4.8	556.2	43.20	1.78
8	Мали	65	8 275.0	5.2	702.7	46.51	3.03
9	Пита-Лабе	55	5 462.0	4.8	1222.7	45.41	1.57
10	Далаба-Маму	42	5 982.0	5.4	975.0	45.45	2.15
11	Донголь-Сигон	33	2 200.0	7.6	1551.0	48.06	2.39
12	Балин-Ко	29	4 289.0	6.9	378.9	47.08	3.75
13	Туге	126	9 769.0	8.9	6085.3	43.82	3.23
14	Дабола	72	11 120.0	5.1	2122.4	45.00	1.69
15	Бафинг-Тинкисо	30	9 673.0	7.0	366.6	40-50	1.50
16	Острова Лос	2	159.0	-	-	54.00	6.00
17	Форекария	2	1 040.0	-	39.3	40.00	5.00
Зона до 200 км от океана		570	31454	7.5	30794.6	45.1	2.28
18	Боэ	8	927.0	5.6	160.0	46.40	3.70
19	Фалея	14	1 243.1	6.6	197.9	45.70	4.38
20	Кеньеба	3	929.0	7.3	43.2	47.89	4.58
21	Западный Бафинг	3	3 139.2	4.0	40.0	40.00	5.00
22	Балея	3	1 143.1	10.2	355.0	43.25	1.94
23	Западное Бамако	13	2 350.5	7.8	560.0	41.30	2.79
24	Восточное Бамако	4	1 592.3	4.1	13.0	50.61	9.47
Итого		1132	110940.2	-	47134	-	-

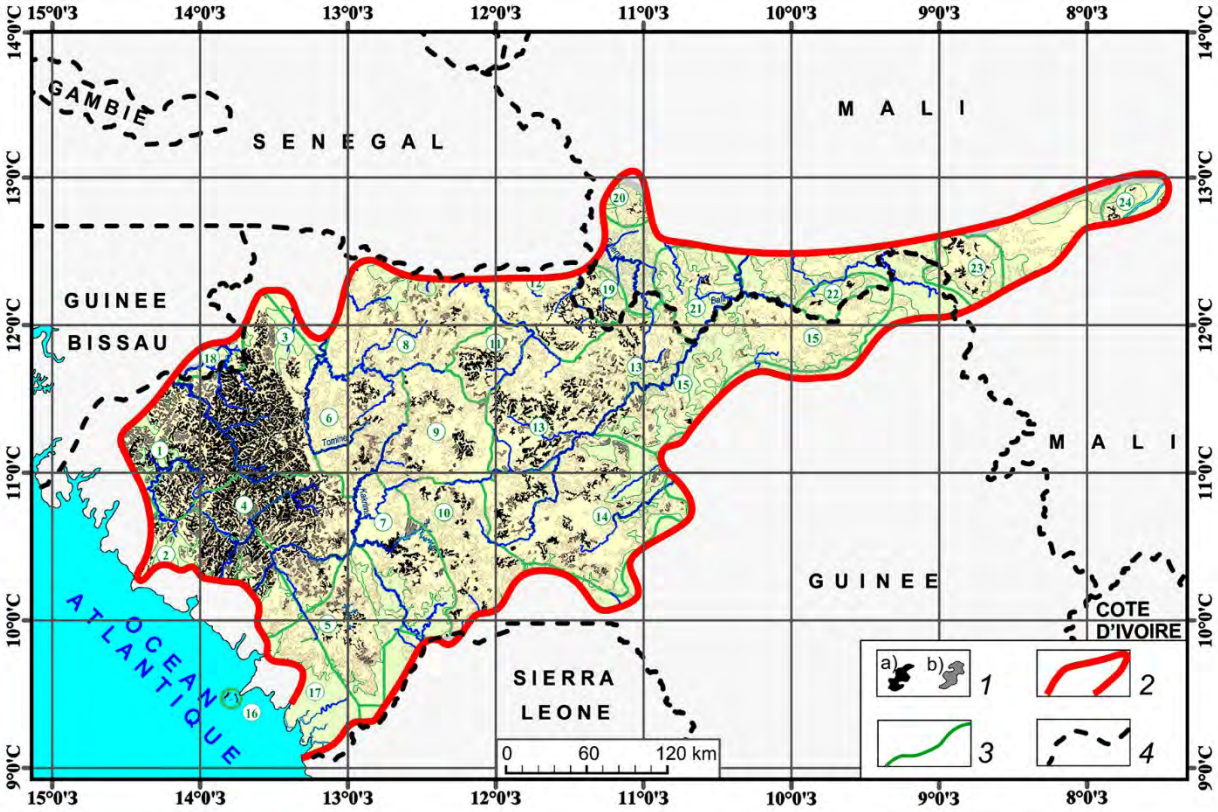


Рисунок 1. Карта бокситоносности провинции Фута Джалон-Мандинго

1 – месторождения и проявления бокситов: а – разведанные по регулярной сети от 75Х75 м до 400Х400 м; б – опоискованные по сети от 500Х500 м до 800Х800 м и единичными скважинами; 2 – граница провинции Фута Джалон-Мандинго; 3 – границы бокситорудных районов: 1 – Боке, 2 – Фрия, 3 – междуречье Когон-Томине, 4 – Фатала, 5 – Дебеле-Киндия, 6 – Лелума, 7 - Сугета-Кебали, 8 – Мали, 9 - Пита-Лабе, 10 - Далаба-Маму, 11 - Донголь-Сигон, 12 - Балин-Ко, 13 – Туге, 14 – Дабола, 15 - Бафинг-Тинкисо, 16 - Острова Лос, 17 – Форекария, 18 – Боэ, 19 – Фалея, 20 – Кеньеба, 21 - Западный Бафинг, 22 – Балея, 23 - Западное Бамако, 24 - Восточное Бамако; 4 - границы государств региона.

Подавляющая часть месторождений бокситов сформировалась по существенно глинистым отложениям девона и силура, приуроченных к синклинали Бове, (районы 1, 3, 4), а также венд-рифейского возраста во впадине Туге (районы 11, 13, 19). На флангах синклинали Бове, количество месторождений бокситов резко уменьшается (районы 6 - 10) – здесь, из-под существенно глинистых пород девона и силура обнажаются отложения ордовика, в которых преобладают грубые кварцевые песчаники с пачками кварцевых гравелитов и конгломератов. Отдельные месторождения бокситов здесь связаны с телами долеритов. Еще далее на восток, за впадиной Туге, в составе отложений платформенного чехла меньше существенно глинистых пород, преобладают крупнозернитстые кварцевые песчаники. Проявления бокситов в этой зоне (районы 15, 21, 22, 23, 24) также связаны с силлами долеритов. По южной части, где граница провинции выходит с платформенного чехла на комплексы кристаллических сланцев и гранитоидов фундамента месторождения бокситов также связаны с телами долеритов.

Таким образом, химический и минеральный состав материнских пород при прочих равных условиях имеет определяющее значение для состава конечных продуктов латеритного выветривания, а также для распределения месторождений бокситов в провинции ФДМ. Тогда как характер залегания, степень рассланцованости и локальные пликативные и разрывные нарушения в большей степени влияют на мощность минерало-геохимических зон и коры выветривания, в целом.

Богатырев Б.А., Жуков В.В., Цеховский Ю.Г. Условия образования и закономерности распространения крупных и уникальных месторождений бокситов / Литология и полезные ископаемые. 2009. № 2. С. 149-168.

Мелькин А.А., Макарова М.А., Ковалив Я.О., Шипилова Е.С. Оценка потенциала бокситоносности провинции Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка) / Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 26-30 ноября 2018 г. Сборник материалов. ИГЕМ РАН, Москва. 2018. С. 246–250.

Mamedov V., Chausov A., Okonov E., Mel'kin A., Pashkov V., and V. Pekarskii Map of the Bauxite Potential of the Republic of Guinea (Updated) // 6th International Bauxite-Alumina Symposium “Sustainable development of bauxite &aluminaindustry in Guinea” (IBAAS). Volume 6. Conakry. Guinea. 2017. P. 20-25.

Mamedov V.I., Boufeev Y.V., Nikitine Y.A. Geologie de la republigue de Guinee. Min. des Mines et de la Geologie de la Rep. De Guinee; GEOPROSPECTS Ltd; Univ. d’Etat de Moscou Lomonossov (Fac. Geol.) Conakry – Moscou: Aquarel, 2010. 320 p.

Эклогиты Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (на примере района Гридино)

Максимов О.А.[1]

[1]*ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, olemaximov@mail.ru*

В восточной части Фенноскандинавского щита в пределах Беломорской провинции были обнаружены эклогиты и продукты их ретроградного преобразования (Володичев и др., 2004; Минц и др., 2010; Щипанский и др., 2012 и др.). Одним из наиболее известных объектов распространения эклогитов является Гридинский эклогитсодержащий комплекс. Эклогиты, в основной массе ретроградно преобразованные, являются преобладающей составляющей обломочного компонента Гридинского комплекса и крайне важным объектом для понимания характера геодинамических процессов в раннем докембрии. Несмотря на длительную историю изучения этих пород, у исследователей нет единого мнения о времени и кратности проявления эклогитового метаморфизма в этом регионе. Геологические и геохронологические данные свидетельствуют о высокобарном метаморфическом событии в архейское время (Володичев и др., 2004; Li et al., 2015). Однако в последнее время многие ученые изотопно-геохимическими и минералогическими данными обосновывают исключительно палеопротерозойский возраст, около 1.9 млрд лет всех эклогитов Гридинской структуры (Yu et al., 2017). Следует также привести точку зрения о том, что возраст эклогитового метаморфизма, установленного в эклогитизированных габброидах, в рассматриваемом районе – 2.82-2.78 млрд лет (Dokukina, Konilov, 2011).

В данной работе представлены геологические и петрологические данные по эклогитам острова Столбиха Гридинского комплекса. Большую часть острова слагают мигматизированные гнейсограниты, в которых широко распространены многочисленные тела в различной степени преобразованных основных пород. Наиболее изучен участок в южной части острова Столбиха, где крупная будина эклогитов согласно залегает среди милонитизированных гнейсогранитов, которые сечет жила массивных плагиогранитов с возрастом 2701.3 ± 8.1 млн лет (Володичев и др., 2004). Будина и вмещающие их гранитогнейсы сечет пегматитовая жила возрастом 1875±30 млн лет (Skublov et al., 2011).

Отличительными особенностями данной будины являются сложное строение и хорошая сохранность гранат-омфацитового минерального парагенезиса. В строение будины выделяются ранние полосчатые складчатые ретроградные эклогиты и поздние массивные, менее преобразованные ретроградными изменениями (рис. 1).

Западная часть будины представлена преобразованными эклогитами, которые имеют полосчатую и сланцеватую текстуру с чередованием меланократовых и лейкократовых светло-зеленых прослоев.

Меланократовые участки представлены интенсивно амфиболизированными породами с Grt-Bt-Cpx-Amp-Pl-Qz ±Ttn, Rt минеральной ассоциацией. Характерной особенностью породы является наличие массивных диопсид-плагиоклазовых симплектитов и повышенное содержание вторичного амфибола (Сокращения минералов приняты по (Kretz, 1983). Кроме того, Jd – содержание жадеитового компонента в клинопироксене, An – содержание анортитового компонента в плагиоклазе).

Лейкократовые породы обладают близким минеральным составом Grt-Amp-Cpx-Pl-Qz±Ttn, Rt. От меланократовых участков отличаются хорошо выраженной плоскостной текстурой, образованной ориентированными сростками клинопироксена и плагиоклаза. В породе содержится меньше амфибола, а для клинопироксена характерна удлиненная таблитчатая форма зерен (Jd 2-11%). В участках породы с высоким содержанием клинопироксена сохраняются симплектитовые клинопироксен-плагиоклазовые срастания (Jd 2-8%).

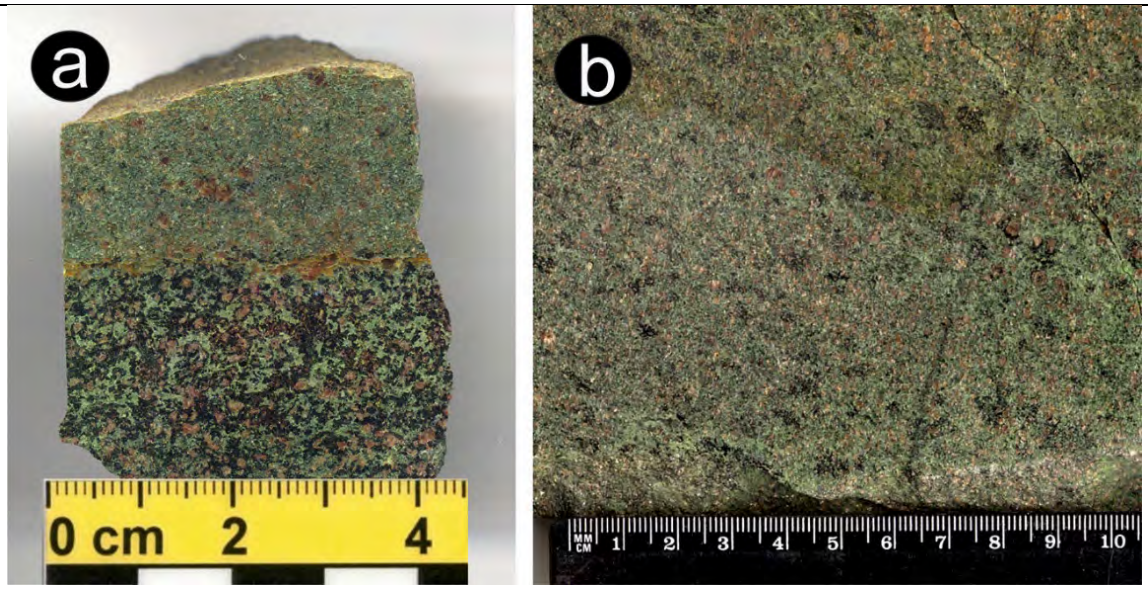


Рисунок 1. Эклогиты острова Столбиха: (a) ранние полосчатые преобразованные эклогиты, (b) поздние массивные эклогиты с Grt-Omp парагенезисом и редкими порфиробластами амфибола.

Клинопироксен представлен в виде симплектитовых срастаний с плагиоклазом в симплектитах (сод. Jd 4-10%, An 25-30%) и отдельных более крупных не зональных зерен (Jd 6-11%). Наиболее высокое содержание жадеита обнаружено в реликте омфацита (Jd 28%) из включения в центральной части граната (рис. 2a). Для оценки первичного состава симплектитов из матрикса породы сделаны площадные определения химического состава наиболее массивных биминеральных Di-Pl срастаний, исключая участки с амфиболом (рис. 2b). Химический состав исследованных областей соответствует омфациту с содержанием жадеитого компонета от 20 до 28%.

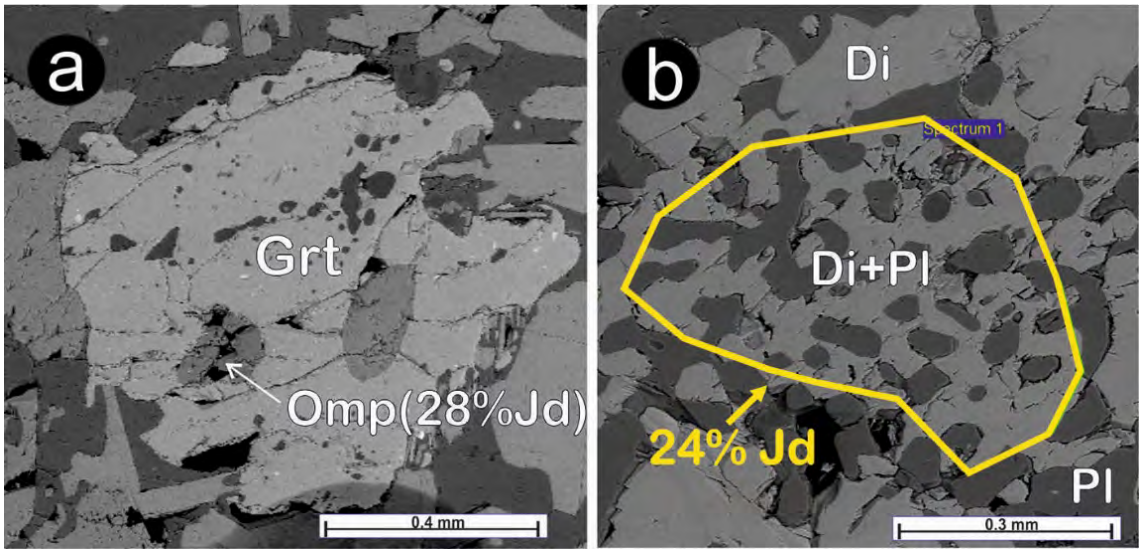


Рисунок 2. Полосчатые преобразованные эклогиты: (a) реликт омфацита в кристалле граната, (b) определение возможного состава первичном омфацита по диопсид-плагиоклазовым симплектитам. BSE изображения.

Кристаллы граната вытянутой формы сосредоточены в ассоциации с клинопироксеном и амфиболом. Крупные гранаты содержат включения клинопироксена, плагиоклаза, цоизита, амфибола и кварца. Внешняя граница граната окаймляется плагиоклазом или амфиболом. Установлены следующие вариации состава граната: пиропа 14-21%, альмандина 37-44%, гроссуляра 28-34%.

Амфибол формируется на стадии ретроградного преобразования породы и преимущественно представлен каймами обрастания вокруг симплектитов, реже в виде самостоятельных зерен и включений. По составу амфиболы относятся кальциевой серии, в

матриксе породы наиболее распространен паргасит. Чермакит и магнезиальная роговая обманка обнаружены во включениях граната.

Среди зерен плагиоклаза встречаются зональные кристаллы с высоким содержанием анортитового компонента до 90%, в центральной части которых часто встречаются таблитчатые зерна цоизита или эпидота. Среднее содержание анортитового компонента в плагиоклазе из матрикса породы колеблется от 20 до 50%.

Оценка PT-условий образования полосчатых преобразованных эклогитов:

Реликты Grt-Omp минерального парагенезиса сформировались при максимальных PT-условиях T=750˚C и P=14кбар, что соответствует эклогитовой фации метаморфизма (температуры рассчитана с помощью биминерального Cpx-Grt геотермометра (Powell, 1985), давление по содержанию Jd в Cpx (Holland, 1980)); Grt-Cpx-Amph-Bt-Pl-Qz минеральная ассоциация отражает снижение давления до 11-14кбар при некотором увеличении температуры 750-900˚C. Подобные условия характерны для многих пород Гридинского комплекса и характеризуют этап ретроградного преобразования в области высокобарной гранулитовой фации при декомпрессии пород (здесь и далее в тексте давления и температуры рассчитаны методом TWEEQU (Berman, 1991) с использованием программ TWQ_Comb и TWQ_View Д.В. Доливо-Добровольского).

В восточной части будины установлены массивные породы. На контакте с полосчатыми эклогитами прослеживается резкий переход с замещением ранних полосчатых пород поздними массивными эклогитами. Более позднее формирование массивных пород подтверждается и наличием в них линзовидных реликтов первичной полосчатости, состоящих на 90% из амфибола с редкими зернами омфацита и граната. От вмещающих эклогитов эти участки отделяет граница с резким переходом от амфибола к гранат-омфацитовому минеральному парагенезису.

Массивные эклогиты преимущественно состоят из гранат-омфацитового минерального парагенезиса. Второстепенные минералы представлены амфиболом, плагиоклазом, кварцем, рутилом, цоизитом, эпидотом.

Клинопироксен представлен крупными зональными кристаллами омфацита (Jd до 35%) в матриксе породы. Для данной группы омфацита характерно резкое снижение жадеитового компонента в краевой части до 6-9% при обрастании их диопсид-плагиоклазовыми (±амфибол) симплектитами. В матриксе породы распространены крупные срастания Di-Pl симплектитов с постепенным уменьшением содержания Jd 19-6% и An 24-21% от центра к краю. В некоторых монокристаллах омфацита в центральной части содержатся включения диопсид-плагиоклазовых симплектитов (Jd 4-16%, An 23-30%) ранней генерации. В данных включениях прослеживается резкий секущий контакт включений симплектитов с более поздним омфацитом.

В крупных зональных кристаллах граната центральная часть зерна обогащена мелкими включениями цоизита, омфацита, кварца и рутила. В краевой зоне граната располагаются более крупные включения амфибола, плагиоклаза, клинопироксена и кварца. От граната из полосчатых эклогитов отличаются более высокими содержанием пиропа 21-27% и низким гроссуляром 23-29% и альмандином 36-45%. Изменение химического состава граната от центра к краю меняется незначительно.

Амфибол наиболее широко представлен в матриксе породы, где он замещает клинопироксен и образует срастания с плагиоклазом. Другая разновидность амфибола распространена в качестве включений в гранате и отличается постоянным содержанием хлора. По химическому составу амфибол относится к паргаситу, реже чермакиту, эдениту и магнезиальной роговой обманке.

Возможно, наиболее ранней минеральной ассоциацией в массивных эклогитах являются включения Di-Pl симплектитов в монокристаллах омфацита. Данные включения могут быть реликтами преобразованных полосчатых эклогитов-I.

Следующему этапу преобразования пород соответствуют Grt-Omp минеральный парагенезис и включения Zo, Qz, Rt, Cpx в центральной части граната. Их образование происходило при T=700-800˚C и P=14-17кбар во время эклогитового метаморфизм-II;

Последующие этапы отражают ретроградные изменения породы. Происходит последовательное преобразование омфацита с формированием Di-Pl симплектитов-II и

парагенетичных им граната и амфибола в каймах обрастания. Данный этап соответствует высокобарной гранулитовой и амфиболитовой фациям с T=750-850˚C и P=12-15кбар;

Поздний этап ретроградного метаморфизма прослеживается в приконтактовой области будины с вмещающими гнейсами. Для этой области характерно образование породы амфиболового состава с редкими находками клинопироксена, резко резорбированными кристаллами граната и повышенным содержанием новообразованного биотита. Образование этих минералов происходило при T=600-650˚C и P=8-11кбар в области высокобарной амфиболитовой фации.

В будине о. Столбиха отчетливо выделяются преобразованные полосчатые и массивные эклогиты. По геологическим и петрологическим наблюдениям формирование массивных эклогитов происходило по полосчатым преобразованным эклогитам. При этом полосчатые преобразованные эклогиты несут в себе признаки эклогитовой фации (включения омфацита в гранате и площадные оценки возможного содержания жадеита более 20% по диопсид-плагиоклазовым симплектитам), что указывает на более раннее эклогитовое событие. В массивных эклогитах наиболее проявлен поздний эклогитовый метаморфизм, при этом в монокристаллах омфацита-II сохранились реликты включений Di-Pl симплектитов-I, которые свидетельствуют о более раннем эклогитовом метаморфизме данных пород. Эти данные используются в качестве возможных признаков проявления двух этапов эклогитового метаморфизма в породах Гридинского комплекса.

Работа является вкладом в исследования по теме АААА-А18-118020290085

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.

Минц М.В., Конилов А. Н., Докукина К. А. и др. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады АН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.

Щипанский А.А., Ходоревская Л. И., Слабунов А. И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012. Т.53. № 3. С. 341–364.

Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications; in, Quantitative methods in petrology: an issue in honor of Hugh J. Greenwood; Eds. Gordon, T M; Martin, R F. Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 833–855.

Dokukina K.A., Konilov A.N. Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia). In: Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 5 Years After the Discovery of Coesite and Diamond (eds Dobrzhinetskaya, L.F., Faryad, S.W., & Wallis, S.). 2011. P. 579–621.

Holland T. J. B. The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600-1200 grad. C // Amer. Mineral. 1980. Vol. 65 P. 129–134.

Kretz R. Symbols for rock-forming mineral / Amer. Miner. 1983 V. 68. P. 277—279.

Li X. L., Zhang L. F., Wei C. J., & Slabunov A. I. Metamorphic PT path and zircon U-Pb dating of Archean eclogite association in Gridino complex, Belomorian province, Russia // Precambrian Research. 2015. Vol. 268. P. 74–96.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/ geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised // J. Metamorph. Geol. 1985. Vol. 3. N 3. P. 231–243.

Yu H.L., Zhang L.F., Wei C.J., Li X.L., Guo J.H. Age and P-T Conditions of the Gridino eclogite in the Belomorian Province, Russia // Journal of Metamorphic Geology. 2017. 35. P. 855-869.

Потоки рассеяния Дукатской золото-серебряной рудообразующей системы: состав и строение аномальных геохимических полей, критерии поисков и оценки (Северо-Восток России)

Макшаков А.С.[1], Кравцова Р.Г.[1], Татаринов В.В.[1]

[1]*ИГХ СО РАН, г. Иркутск, artem_m@mail.ru*

На примере Дукатской золото-серебряной рудообразующей системы (РС) и одноименного месторождения рассмотрены состав, строение и особенности формирования экзогенных аномальных геохимических полей (АГХП), выявленных по литохимическим потокам рассеяния (ЛПР). Исследования проводились на территории Балыгычано-Сугойского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Северо-Восток России). Использовались площадные геохимические съемки 1:200 000 и 1:50 000 масштабов.

Все геохимические съемки были выполнены согласно общепринятым методикам (Инструкция…, 1983). Систематический точечный отбор литохимических проб осуществлялся из рыхлых аллювиальных отложений современной гидросети. При съемке 1:200 000 масштаба отбор проб заканчивался в устьях ручьев II-го порядка, при съемке 1:50 000 масштаба – в верховьях ручьев I-го порядка. В зависимости от того, какая гранулометрическая фракция материала преобладала, в пробу шла песчано-гравийная, песчаная, реже песчано-илистая фракции аллювия. Все пробы прошли спектральный приближенно-количественный анализ (СПКА) на широкий круг элементов. Золото и ртуть определялись методами атомно-абсорбционной спектрометрии. С целью обработки большого объема аналитических данных применялись математические методы. Использовалось программное обеспечение Golden Software Surfer и Microsoft Office Excel. Построение моно- и полиэлементных геохимических карт осуществлялось с помощью метода многомерных полей (Евдокимова, 1978; Китаев, 1990).

По результатам региональной съемки 1:200 000 масштаба на изученной площади были отчетливо выявлены экзогенные АГХП, связанные с серебро-полиметаллическим (Ag-Pb), олово-серебряным (Sn-Ag) и оловянным (Sn) оруденением. Менее проявлены АГХП, связанные с олово-редкометалльной (Sn-W) и редкометалльной (Mo-W) минерализацией. Элементами, образующими эти поля, являются Ag, As, Pb, Zn, W, Sn, Bi, Cu и Mo. Для золото-серебряных (Au-Ag) рудных объектов отмечаются только единичные локальные АГХП с крайне низкими содержаниями Au (0.01-0.03 г/т). Поля аномальных концентраций Au такого крупнейшего Au-Ag месторождения, как Дукат, по контрастности мало отличаются от тех, которые связаны с непромышленными Au-Ag рудопроявлениями. Металлогеническая специализация на изученной площади отчетливо проявлена только на Ag, Pb и Sn. На Au, главный элемент-индикатор, представляющий основной интерес для выявления Au-Ag типа минерализации, металлогеническая специализация по результатам съемки 1:200 000 масштаба по ЛПР не проявлена.

Геохимические особенности, выявленные в результате съемки 1:200 000 масштаба, лучше проявлены в составе и строении полиэлементных АГХП. Установлена региональная геохимическая зональность. По мере увеличения степени эродированности Дукатской Au-Ag РС, от центральной части (Au-Ag месторождение Дукат) к периферии, Ag АГХП сменяются Ag-Pb, затем Sn-Ag. Поля преимущественно Ag состава имеют локальное развитие и только на площади Au-Ag месторождения Дукат. Максимальные содержания здесь типичны для Ag, высокие для Pb, минимальные для As, Bi, Zn, Cu и Sn. Практически отсутствует Au. Ag-Pb АГХП имеют площадной характер развития. Наиболее высокие концентрации отмечены для Pb, As и Ag. АГХП этих элементов приурочены к флангам Дукатского Au-Ag месторождения и к Ag-Pb объектам по периферии одноименной РС. Меньше проявлены поля аномальных концентраций Bi и Zn, еще меньше Sn и Cu. Sn-Ag АГХП имеют небольшое развитие и приурочены, главным образом, к Sn-Ag объектам. Наиболее высокие содержания характерны для As, Bi и Sn, относительно высокие для Pb, Ag, менее высокие для Zn и Cu. За пределами Дукатской Au-Ag РС, на наиболее

эродированной территории, широко проявлены Sn, Sn-W и Mo-W АГХП. Приурочены они, главным образом, к Sn, Sn-W и Mo-W рудным объектам. Для Sn АГХП высокие содержания характерны для Sn, Bi, As. Слабо проявлены W, Zn, Cu, Mo и Pb. В Sn-W и Mo-W полях главными элементами являются Bi, Sn, As, W и Mo. Менее проявлены Pb и Zn, еще меньше Cu и Ag. По всей площади широким распространением пользуются также низкоконтрастные АГХП, в основном As, Bi, Ag, Zn и Pb, связанные с непромышленными зонами рассеянной сульфидной минерализации (ЗРСМ).

На основании полученной информации можно сделать вывод, что съемки 1:200 000 масштаба по ЛПР в условиях зон криолитогенеза в горных районах Северо-Востока России наиболее эффективно проводить только на слабо изученных территориях, где информация о металлогении района в целом отсутствует. Экзогенные АГХП, выявленные в результате проведения таких съемок, обладают более низкой контрастностью по сравнению с АГХП, выявленными по первичным и вторичным ореолам. Установлено закономерное снижение контрастности полей и, как следствие, упрощение их основного компонентного состава в направлении руда+первичный ореол → вторичный ореол → поток рассеяния. В ряде случаев происходит нарушение качественно-количественных функциональных связей между элементами. Всё это в значительной степени осложняет изучение состава, строения и масштабов развития АГХП. Иными словами, затрудняется типизация экзогенных АГХП и выявление зональности – основного показателя при оценке уровня эрозионного среза рудных зон, менее эффективной становится оценка их рудно-формационной принадлежности, и, как следствие, их промышленной значимости.

Дальнейшие исследования показали, что при выявлении и интерпретации аномалий на стадии поисков и оценки эффективным является проведение съемки по ЛПР 1:50 000 масштаба. Съемка проводилась на площади Дукатского Au-Ag месторождения. Установлено, что максимальную контрастность и широкое развитие имеют АГХП Ag, Sb, As, Hg, Pb, Zn, Cu и, самое главное, Au. Все эти элементы являются типоморфными для проявленных здесь Au-Ag и Ag-Pb типов оруденения. Следует отметить, что наиболее контрастные АГХП Au выявлены по водотокам I-го порядка. Содержания этого элемента здесь достигают относительно высоких значений (0.1-0.45 г/т).

Геохимические особенности, выявленные в результате съемки 1:50 000 масштаба, наиболее отчетливо проявлены в составе и строении полиэлементных АГХП (ассоциаций элементов). В центральной части месторождения фиксируются преимущественно Ag и Au-Ag полиэлементные АГХП. Высокие содержания характерны для Ag и Pb, менее высокие – для Hg, Au, Zn и Cu. Почти не проявлены такие элементы как As и Bi. От центра к периферии Ag и Au-Ag полиэлементные АГХП (ассоциации элементов) сменяются Ag-Pb. Выявлены они на флангах Дукатского месторождения, а также за его пределами, на площади Ag-Pb рудопроявлений. Самые высокие концентрации отмечены для As, Pb, Sb и Ag, повышенные – для Cu, Zn и Hg. Почти не проявлены такие элементы как Bi и Sn. Ag-Pb ассоциации элементов в восточной части площади сменяются Sn-Ag. В связи со слабо проявленным Sn-Ag типом минерализации на исследуемой площади эти ассоциации имеют локальное развитие, небольшие размеры и низкую контрастность Максимально-аномальные содержания типичны здесь для основных типоморфных элементов, таких как Ag, Sn, As, Cu, Pb, Zn и Bi. Все связанные с рудной минерализацией ассоциации элементов проявлены на фоне низкоконтрастных полей, образуемых ЗРСМ (табл. 1). Установлен зональный характер распределения АГХП в пространстве. От центра к периферии прослеживается ряд геохимической зональности, выражающийся в смене разных по типу полиэлементных АГХП (ассоциаций элементов): Ag и Au-Ag → Ag-Pb → Sn-Ag. Он является отражением ранее выявленной на Дукатском Au-Ag месторождении эндогенной геохимической зональности (Кравцова, 2010). Можно утверждать, что элементный состав экзогенных АГХП, выявленных по ЛПР при съемке 1:50 000 масштаба, в отличие от съемок 1:200 000 масштаба, полностью согласуется с составом и строением дренируемых и эродируемых рудных зон.

Проведенное детальное изучение распределения концентраций Au и Hg в аллювиальных отложениях ручьев, дренирующих Au-Ag зоны Дукатского месторождения, показало, что наибольшие концентрации этих элементов фиксируются по водотокам I-го порядка,

непосредственно размывающих Au-Ag рудные зоны. Максимальные концентрации Au достигают здесь 0.45 г/т, Hg – 1.5 г/т, средние – 0.078 г/т и 0.28 г/т, соответственно. При впадении этих ручьев в более крупные водотоки II-го порядка максимальные (0.23 г/т) и средние (0.041 г/т) содержания Au падают в два раза. Для Hg эти значения еще выше: максимальные содержания (0.33 г/т) падают почти в пять раз, средние (0.10 г/т) – почти в три раза. При переходе к ручьям III-го порядка происходит уже более существенное пятикратное сокращение и максимальных (0.090 г/т), и средних (0.017 г/т) концентраций Au относительно водотоков I-го порядка. Максимальные содержания Hg (0.12 г/т) падают более чем в 12 раз, а средние (0.034 г/т) – в 8 раз относительно водотоков I-го порядка.

Таблица 1. Типоморфный состав полиэлементных АГХП, выявленных по ЛПР (съемка 1:50 000 масштаба). Дукатское Au-Ag месторождение.

№	Полиэлементные АГХП
	Преимущественно Ag и Au-Ag
1	Ag(27/270) Pb(1800/180) Hg(0.3/60) Au(0.2/40) Zn(2000/40) Cu(350/35) As(20/10) Bi(0.4/4)
2	Ag(14/140) Pb(1000/100) Hg(0.26/52) Au(0.1/20) As(40/20) Cu(190/19) Zn(900/18) Bi(0.4/4)
3	Ag(11/110) Pb(800/80) As(60/30) Hg(0.12/24) Cu(210/21) Au(0.055/11) Zn(500/10) Bi(0.4/4)
4	Ag(6/60) Pb(500/50) As(80/40) Cu(180/18) Hg(0.05/10) Au(0.03/6) Zn(250/5) Bi(0.5/5)
	Ag-Pb
5	As(1350/675) Pb(2800/280) Sb(40/200) Ag(19.5/195) Cu(170/17) Zn(600/12) Hg(0.06/12)
6	Pb(1500/150) As(160/80) Ag(6/60) Cu(200/20) Zn(550/11) Hg(0.05/10) Bi(0.4/4) Sn(6/3)
7	Pb(600/60) Ag(5/50) As(80/40) Cu(180/18) Zn(400/8) Hg(0.04/8) Bi(0.6/6) Sn(8/4)
8	Sb(45/225) Pb(480/48) Ag(4.6/46) As(70/35) Zn(800/16) Cu(150/15) Bi(1/10) Sn(16/8) Hg(0.02/4)
9	Ag(2/20) As(30/15) Pb(100/10) Cu(50/5) Zn(200/4) Bi(0.3/3)
	Sn-Ag
10	Ag(5.2/52) Sn(70/35) As(60/30) Cu(200/20) Pb(190/19) Zn(800/16) Bi(1.5/15)
11	Ag(2.2/22) As(34/17) Sn(30/15) Cu(90/9) Pb(80/8) Zn(300/6) Bi(0.6/6)
	ЗРСМ
12	As(10/5) Ag(0.3/3) Bi(0.3/3) Pb(30/3) Zn(100/2) Cu(20/2)

Примечание. № 1-12 –ассоциации рудных элементов. Для Sb показаны только содержания >30 г/т в связи с ее низким пределом обнаружения методом СПКА. В числителе даны средние содержания элементов (в г/т), в знаменателе – средние значения их коэффициентов контрастности.

Можно сделать вывод, что аллювиальные отложения верховьев водотоков характеризуется наибольшими концентрациями элементов, в первую очередь Au. Значительно увеличивается количество выявляемых аномалий, а повышенные концентрации элементов в русловых отложениях, в большинстве случаев, находятся в прямой зависимости от наличия дренируемых рудных зон. Выявленные в результате съемки по ЛПР 1:50 000 масштаба экзогенные АГХП наиболее полно согласуются с составом и строением эродируемых и дренируемых рудных объектов. Установленная экзогенная геохимическая зональность является отражением эндогенной. В практическом отношении использование геохимической съемки 1:50 000 масштаба актуально при поисковых работах в районах, в которых уже был проведен значительный объем геологических исследований.

Несмотря на положительные стороны, которые характерны для геохимической съемки по ЛПР 1:50 000 масштаба, есть обстоятельство, которое затрудняет ее проведение. Аллювиальные отложения водотоков I-го порядка, необходимые для отбора проб, фрагментарны, отсутствуют или формируются при резком дефиците песчано-илистого материала, концентрирующего большинство рудных элементов. Установлено, что в таких ситуациях положительный результат дает разработанный нами бриолитохимический метод опробования водотоков I-го порядка (Макшаков, Кравцова, 2018). Основывается он на отборе проб водных и полуводных мхов, произрастающих по берегам и руслам верховьев водотоков, совместно с илистым и песчано-илистым материалом, который прочно удерживается моховой подушкой. Бриолитохимические исследования были проведены нами на площади Au-Ag месторождения Дукат по ручью Чайка (водоток I-го порядка), дренирующему Au-Ag рудные зоны. Выбор именно этого водотока объясняется тем, что здесь была возможность отобрать как мхи, так и традиционный

литохимический материал. Это необходимо для дальнейшего сравнения содержаний элементов в бриолитохимических потоках рассеяния (БЛПР) и ЛПР. Весь отобранный материал был разделен на две пробы – литохимическую и бриолитохимическую. В первую пробу отделялся илисто-песчаный материал с моховой подушки. Вторая проба представляла собой мох с трудно отделимым преимущественно илистым материалом. Для сравнения содержаний элементов по всем пробам, в местах, где фрагментарно был сформирован аллювий, традиционным способом отбирались дополнительные литохимические пробы, состоящие преимущественно из песчаного материала. Основное внимание было уделено Au и Ag, которые являются главными элементами-индикаторами для Au-Ag типа минерализации. Установлено, что концентрации Au в бриолитохимических пробах достигают 0.802 г/т, что значительно превышает содержания этого элемента в литохимическом материале, отобранном с моховой подушки (0.205 г/т и менее). Еще меньшие содержания этого элемента имеют литохимические пробы, отобранные традиционным способом (0.085 г/т и менее). Для Ag характерны те же особенности в распределении. Максимальные концентрации Ag установлены в бриолитохимических пробах и достигают 100 г/т. Во всех литохимических пробах содержания этого элемента не превышают 20 г/т.

Еще одним критерием при поисках рудной минерализации являются формы нахождения (ФН) элементов в БЛПР, ЛПР и рудах с последующим их сопоставлением. Изучение вещественного состава руд, бриолитохимических и литохимических проб, а также ФН элементов-индикаторов Au-Ag оруденения в них проводилось с помощью рудного микроскопа ПОЛАР 3 (Микромед, Россия) и микроанализатора JXA-8200 (JEOL, Япония). Из рудных минералов в потоках были установлены тонкодисперсные частицы (<10 мкм) электрума, самородного Ag, сульфосолей и сульфидов Ag, сильно разрушенные пирит, галенит, сфалерит и их вторичные образования. ФН элементов в БЛПР и ЛПР изучались на примере Au, Ag, Hg, Sb, As, Pb и Zn – основных для Au-Ag типа минерализации элементов-индикаторов. Установлено, что минеральный состав БЛПР и ЛПР, а также ФН элементов-индикаторов в них, в целом, согласуются с составом и ФН этих элементов в рудах, отражая особенности их вещественного состава.

Проведенные исследования показали, что выявленные закономерности могут успешно применяться на всех стадиях геохимического изучения рудоносных площадей, начиная с прогнозной оценки на слабо изученных территориях, до детальных работ на уже известных рудных объектах.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации (№ МК-2645.2019.5) и гранта РФФИ (№ 18-33-00369 мол_а).

Евдокимова В.Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–26.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра. 1983. 191 с.

Китаев Н.А. Многомерный анализ геохимических полей. Новосибирск: Наука, 1990. 120 с.

Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2010. 292 с.

Макшаков А.С., Кравцова Р.Г. Бриолитохимические исследования при поисках и оценке золото-серебряной минерализации по потокам рассеяния (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 11. С. 1836–1851.

Джаспероиды и их связь с формированием золоторудной и сурьмяно-ртутной минерализаций на Sb-Hg-Au месторождении Чаувай (Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс, Киргизия)

Малютина А. В.[1,2], Неволько П. А.[1,2], Фоминых П. А[2].

[1]*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*
[2]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, malyutina@igm.nsc.ru*

Джаспероид – плотная кремнистая порода, образовавшаяся в результате гидротермально-метасоматического преобразования вмещающих карбонатных и глинисто-сланцевых пород. В процессе джаспероидизации исходная порода от 50 до 100 % замещается тонкозернистым до халцедоновидного кремнезёмом. При этом может не происходить существенных внешних изменений породы (Федорчук, 1985).

Наиболее часто джаспероиды встречаются на низкотемпературных Sb-Hg и золото-сульфидных месторождениях, относимых к типу Карлин (Kirwin et al., 2019). В советской геологии этот термин укоренился с конца 30-х годов и использовался геологами при разведке месторождения Хайдаркан (Южная Киргизия) (Федорчук, 1985). Он обозначал пространственно выдержанные, устойчивые к выветриванию горизонты специфических кремнистых пород, содержащих основную массу сурьмяно-ртутного оруденения. Джаспероиды и сегодня используются как один из наиболее значимых поисковых признаков для месторождений типа Карлин на территории США (Невада), Китая, Киргизии и других стран (Федорчук, 1985; Kirwin et al., 2019). Одним из таких объектов, где процессы джаспероидизации играют немаловажную роль, является Sb-Hg-Au месторождение Чаувай.

Месторождение Чаувай расположено в центральной части Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса (Южный Тянь-Шань) и, в совокупности с другими рудными объектами (Абшир, Хайдаркан, Кадамжай) образует крупную рудную провинцию (Федорчук, 1985; Nevolko et al., 2019). Ключевым аспектом геологического строения является приуроченность месторождения к субширотному надвигу карбонатно-терригенных пород толубайской свиты на массивные известняки Алайского разреза. Именно в зоне тектонического контакта и проявлено Sb-Hg оруденение, где породы обоих блоков интенсивно дислоцированы и гидротермально-метасоматически преобразованы.

Месторождение Чаувай является представителем сурьмяно-ртутного оруденения джаспероидного типа (Федорчук, 1985). Между тем, геологические изыскания в регионе, проводимые в течение последних лет, позволили выявить новые золоторудные объекты и обосновать их приуроченность к типу Карлин (Nevolko et al., 2019). На месторождении Чаувай в том числе была обнаружена золоторудная минерализация, обладающая рядом специфических особенностей, характерных для эталонных месторождений штата Невада (Hofstra et al., 2000; Cline et al., 2005). Присутствие «Carlin suite-elements», своеобразный состав руд, малосульфидность и др. указывают на то, что месторождение Чаувай можно относить к данному формационному типу.

Sb-Hg минерализация на месторождении Чаувай, как и на Хайдаркане, пространственно приурочена к телам джаспероидов, проявленным на контакте между флишевыми терригенно-карбонатными породами и органогенными известняками. Золотое оруденение в свою очередь локализовано в неизменённых или слабоокремнённых карбонатно-терригенных породах и залегает выше джаспероидизированных пород. В связи с этим формирование золотой и Sb-Hg минерализаций могут быть разорваны во времени. Но нельзя не учесть того, что оба типа оруденения проявлены в контактовой и приконтактовой областях. Это даёт основание предположить наличие связи между процессами джаспероидизации, проявленными на контакте и формированием золоторудной минерализации в приконтактовой зоне.

Таким образом, изучение характера проявления джаспероидизации, её пространственная приуроченность на месторождении в совокупности с данными опробования скважин может дать

важную информацию взаимоотношении процессов кварцевого метасоматоза и золотого оруденения.

В основу работы положено описание плоскополированных пластинок, изготовленных из керна скважины колонкового бурения (скв. С-29) 2018 года на Опорном участке месторождения Чаувай, а также данные анализа РФА, сделанного по аналогичным образцам. Скважина С-29, по которой строился «петрографический разрез», была выбрана для исследования, поскольку она пересекает породы различной степени окварцевания. Ствол скважины проходит через неизменённые терригенные породы с подсечением золотоносных горизонтов; затем пересекает тела джаспероидов и уходит в неизменённые известняки в забое.

В интервале от устья скважины до глубины 47 м керн слагают неизменённые не обладающие содержаниями карбонатно-терригенные породы толубайской свиты. Начиная с 48 метра отмечены содержания Au до 2 ppm, которые постепенно снижаются до 0,11 ppm к 76 метру и далее отсутствуют вовсе. Между тем, начиная с 60 метра проявлена зона дислоцирования, выраженная брекчиями, где неизменённые обломки терригенных пород цементируются кварцем. Далее в интервале с 63 м по 70 м брекчии представлены окремнёнными (джаспероидизированными) обломками терригенных пород в мелкозернистом кварцевом матриксе. Такая брекчия служит индикатором контактовой зоны между флишевыми породами толубайской свиты и известняками алайского разреза, поскольку джаспероидизированные и брекчированные терригенные породы с 75 метра сменяются джаспероидизированными и брекчированными известняками. При этом встречаются реликты фоссилий, замещённые кремнезёмом (рис.1а, б). В интервале с 75 м по 80 м проявлена максимальная степень джаспероидизации по известнякам, а дальше по разрезу степень окварцевания снижается с сохранением незамещённых кремнезёмом фоссилий (рис.1в, г). На 84 метре забой скважины уходит в неизменённый органогенный известняк (рис.1д, е).

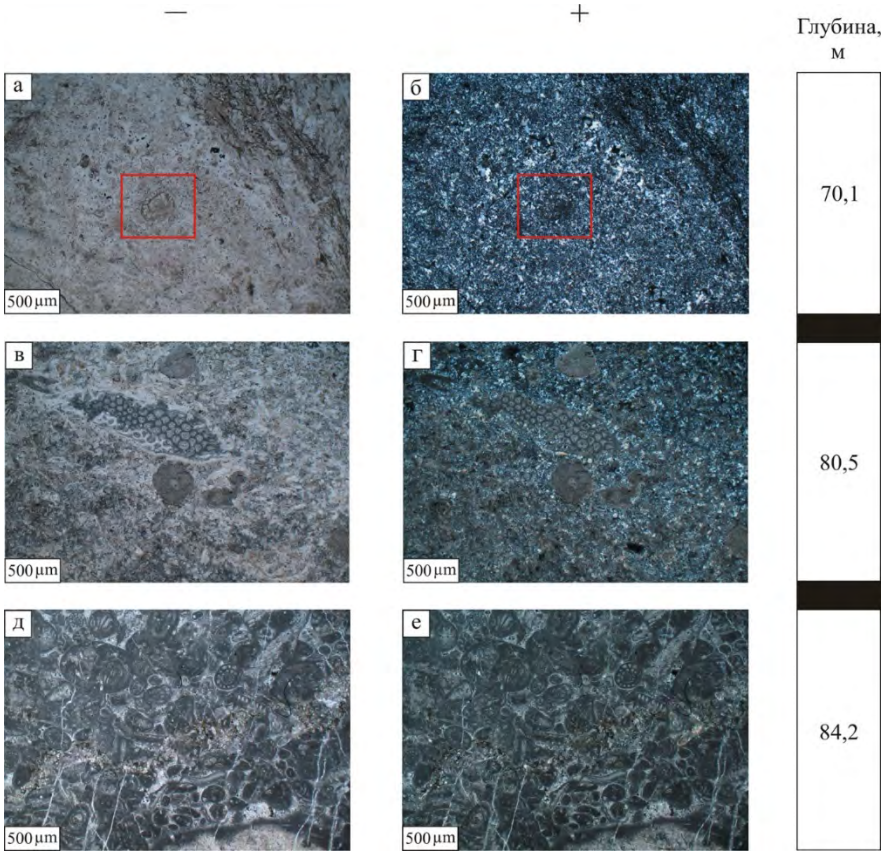


Рисунок 1. Изменение степени окварцевания пород с глубиной: а) джаспероид по органогенному известняку, в рамке выделен реликт фоссилии, заместившейся метасоматическим кремнезёмом; в) частично окварцованный органогенный известняк с фоссилиями, не затронутыми процессами джаспероидизации; д) неизменённый органогенный известняк.

Примечание: изображения б), г), е) соответствуют изображениям а), в), г) в скрещенных николях.

Составленный «петрографический разрез» (рис. 1) наглядно иллюстрирует изменение минерального состава и текстурных характеристик пород при увеличении степени окварцевания. Данные анализа РФА позволяют проследить поведение основных элементов по мере изменения степени джаспероидизации (рис. 2), из них можно заключить что содержание кремнезёма в породе снижается скачкообразно при переходе из контактовой зоны джаспероидов в массивные известняки. Вместе с этим содержание Ca резко возрастает при переходе из метасоматической зоны выщелачивания в неизменённые известняки. Для остальных элементов, таких как Al, Fe, Mg, K характерно относительно постепенное снижение содержаний от терригенных пород к джаспероидам и известнякам.

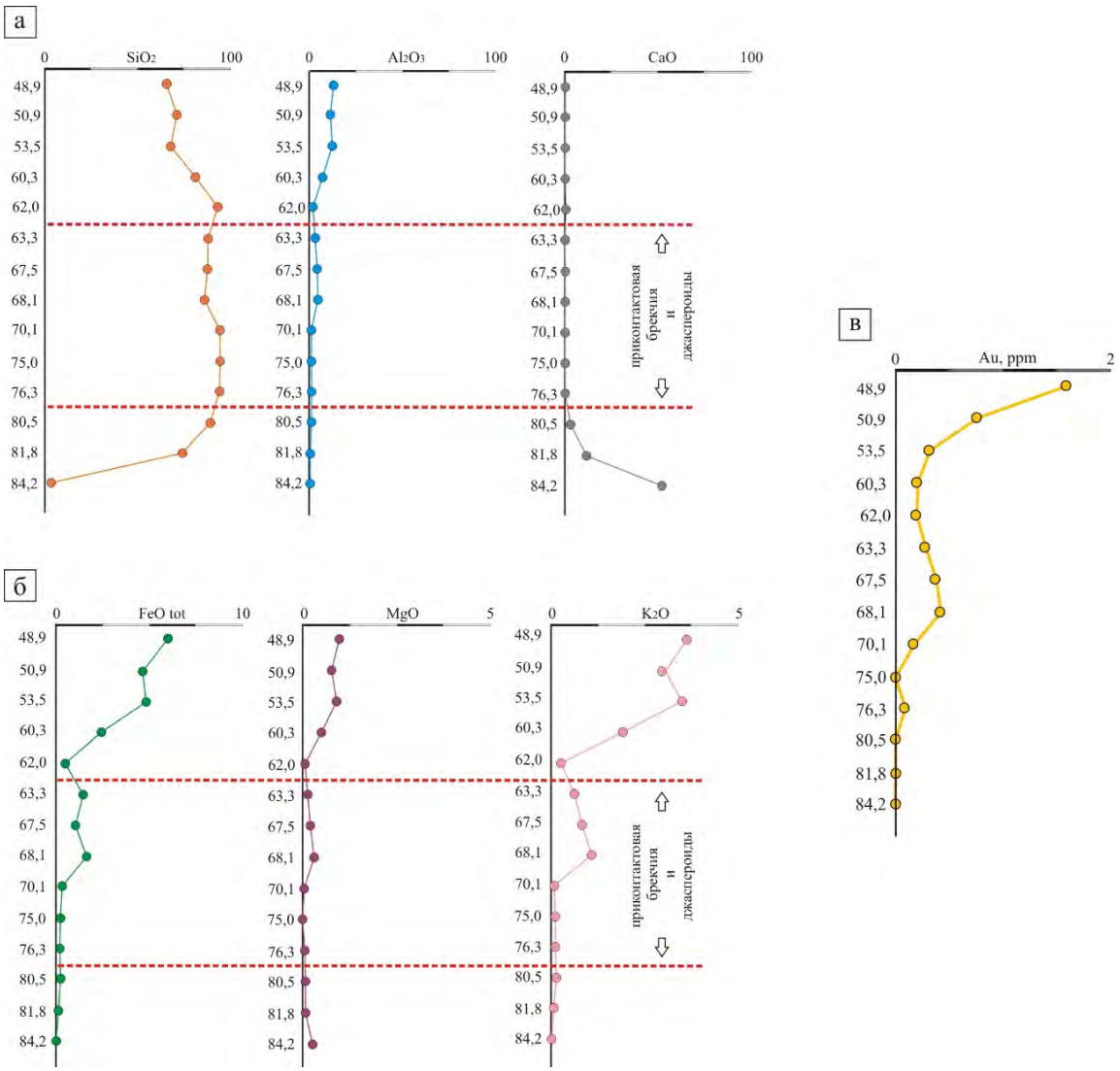


Рисунок 2. Распределение петрогенных элементов и золота в образцах на интервале 48,9-84,2 м. Содержание SiO2, Al2O3, CaO, FeO tot, MgO, K2O в масс.%, Au в ppm.

1. Федорчук В. П., Геология сурьмы. Москва: Изд-во Недра, 1985. С. 33-138.

2. Cline J. S., Hofstra A. H., Muntean J. L., Tosdal R. M., Hickey K. A. Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geological characteristics and viable models // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 451–484.

3. Hofstra A. H., Cline J. S. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits // In: Hagemann S. G., Brown P. E. (Eds.) Reviews in Economic Geology. 2000. Vol. 13. P. 163–214.

4. Kirwin D.J., Royle D.Z. Sediment-Hosted Gold Deposits in Southeast Asia // Resour. Geol. 2019. Vol. 69, P. 125-140.

5. Nevolko P. A., Hnylko O. M., Mokrushnikov V. P., Gibsher A. S., Redin Y. O., Zhimulev F. I., Drovzhak A. E., Svetlitskaya T. V., Fomynikh P. A., Karavashkin M. I. Geology and geochemistry of the Kadamzhai and Chauvai gold-antimony-mercury deposits: Implications for new province of Carlin-type gold deposits at the Southern Tien Shan (Kyrgyzstan) // Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 105. P. 551–571.

Прогнозно-поисковые признаки новых крупнообъемных золотосульфидных рудопроявлений на Енисейском кряже

Мансуров Р.Х.[1]

[1]*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, rinatmansurov@bk.ru*

Поисковыми и прогнозно-ревизионными работами ФГБУ «ЦНИГРИ» на Енисейском кряже за последние годы обнаружена серия новых золоторудных проявлений, характеризующихся рядом общих геологических особенностей и прогнозно-поисковых признаков. Они расположены в восточной части Енисейского складчатого пояса в пределах слабо изученных рудно-россыпных узлов – Нижне-Чиримбинского (Южное проявление) и Тужимского (Буреминское, Магдококское) (рис. 1). Эта часть Енисейского кряжа долгое время считалась бесперспективной на выявление золоторудных объектов. Однако сейчас в связи с практически полным истощением типичных для Енисейского кряжа золото-кварцевых месторождений, а также богатых россыпей с крупным золотом восточный склон складчатого пояса привлекает всё большее внимание геологов и недропользователей.

Одной из особенностей изучаемой территории является наличие сравнительно мелких промышленных россыпей золота, отличающихся от большинства известных россыпей Енисейского кряжа тонкой и мелкой размерностью металла – преимущественно не более 0,1–0,3 мм. Отсутствие крупного россыпного золота, не встречающегося в сростках с кварцем, служит прямым признаком существенно золото-сульфидной рассеянной минерализации, что подтверждается данными прогнозно-поисковых работ.

В геолого-структурном плане рассматриваемые объекты приурочены к полосе развития системы Ишимбинского регионального рудоконтролирующего разлома и локализованы на расстоянии ~5–10 км восточнее неё. Эта полоса отличается практически полным отсутствием интрузивных образований и распространением пород, метаморфизованных в хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Литолого-стратиграфический фактор определяется широким развитием среднерифейских карбонатно-терригенных отложений. Рудовмещающими являются удерейская (R_2ud), а также погорюйская (R_2pg), карточки (R_2kr) и аладьинская (R_2al) свиты. Две последние ранее не рассматривались как благоприятная среда для формирования золотой минерализации – их золотоносность установлена нами впервые.

Результаты исследования новых перспективных рудопроявлений позволяют выделить их основные прогнозно-поисковые признаки. Рудопроявления обладают рядом общих геологических особенностей – это, прежде всего, существенно вкрапленный рассеянный характер золотой минерализации, формирующей крупнообъёмные минерализованные зоны-залежи, с низкими концентрациями металла. Все рассмотриваемые рудопроявления локализованы в зоне геодинамического влияния Ишимбинской региональной системы рудоконтролирующих разломов. Важным установленным фактом является золотоносность углеродсодержащих карбонатно-терригенных отложений восточнее осевой части системы разломов. Подавляющее большинство известных на сегодняшний день золоторудных объектов Енисейского кряжа локализуются в узкой полосе (мощностью 30–40 км) между Татарской и Ишимбинской системами разломов.

Все изученные проявления приурочены к области развития хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Одна из геологических особенностей – отсутствие интрузивных образований на площади рудопроявлений. Тем не менее, наличие выходов гранитоидов Татарско-Аяхтинского комплекса в 5–10 км от рудопроявлений не исключает пространственной связи золотой минерализации с магматическими образованиями. Кроме того, на площади рудопроявления Южное по данным геофизических исследований предполагается существование интрузивного массива на глубине до 2 км, о чём свидетельствует крупная отрицательная аномалия поля силы тяжести.

Литолого-стратиграфический фактор по результатам проведённых исследований не является определяющим. Подтверждается роль удерейской свиты как благоприятной среды для формирования золотой минерализации. Но вместе с этим, впервые установленная золотоносность углеродсодержащих терригенно-карбонатных отложений свит аладьинской и карточки свидетельствует о том, что в прогнозно-поисковые построения могут быть вовлечены не только ранее известные потенциально золотоносные литолого-стратиграфические уровни.

Важнейший прогнозно-поисковый признак – широко проявленная железо-магнезиальная карбонатизация, безусловно, служит одним из основных факторов формирования золотой минерализации на исследуемых рудопроявлениях. Наряду с железо-магнезиальной карбонатизацией, к прямому прогнозно-поисковому признаку, относится существенно рассеянная вкрапленная сульфидная минерализация, образующая слабоконтрастные мощные протяжённые ореолы (Иванов, 2017).

Аномальные геохимические поля золота сопряжены с ареалами развития аномальных полей марганца, очевидно, связанных с широко проявленной железо-магнезиальной карбонатизацией. Важный признак, указывающий на золото-сульфидный характер минерализации, – формирование слабоконтрастных шлиховых ореолов золота с тонкой и мелкой размерностью.

На основании геофизических данных определён новый прогнозно-поисковый признак, заключающийся в приуроченности крупнообъёмных золотоносных минерализованных зон к участкам «распада» (разрушения) структуры аномального градиентного рисунка магнитного поля, выраженным в преобразовании пирротина в пирит.

По совокупности особенностей геологического строения, составу вмещающих пород, типу золотой минерализации наиболее близким аналогом рассматриваемых рудопроявлений является месторождение Олимпиадинское, а, точнее, его первичные ранние крупнообъёмные рассеянно-вкрапленные бедные золото-сульфидные руды (Ли, 2003; Новожилов, Гаврилов, 1999). Прежде всего, следует отметить терригенно-карбонатный состав вмещающих отложений на сопоставляемых объектах и отсутствие чётко выраженной метасоматической зональности. Вкрапленные руды Олимпиадинского месторождения вмещают изменённые терригенно-карбонатные породы, сложенные карбонатами (преимущественно железистым кальцитом), кварцем и слюдами с примесью хлорита и углеродистого вещества (Мансуров, 2018). Минерализованная зона рассеянной сульфидной вкрапленности рудопроявления Южное локализована в существенно карбонатных изменённых (серицитизация, железо-магнезиальная карбонатизация) породах – карбонат-серицитовых сланцах, известняках с прослоями углеродсодержащих известковисто-глинистых сланцев. Золотая минерализация рудопроявлений Буреминское и Магдококское приурочена к карбонатсодержащим карбонат-кварц-серицитовым сланцам.

Гидротермально-метасоматические изменения представлены объёмными ореолами серицитизации, вкрапленной сульфидизации и прожилково-вкрапленной карбонатизации, в том числе железо-магнезиальной. Первичные вкрапленные руды Олимпиадинского месторождения и золотую минерализацию рудопроявлений Южное, Буреминское и Магдококское объединяет тесная ассоциация золота с сульфидами (арсенопиритом и (или) мышьяковистым пиритом), в которых оно находится в тонкодисперсной и субмикроскопической формах (Совмен и др., 2009). Состав руд, как правило, полисульфидный. Главные рудные минералы – пирит, арсенопирит, реже пирротин. Сульфидная минерализация всех рассматриваемых объектов обладает повышенной мышьяковистостью.

В заключение следует выделить общие прогнозно-поисковые признаки новых, выявленных в восточной части Енисейского кряжа, крупнообъёмных золото-сульфидных объектов:

- приуроченность к оперяющим к Ишимбинской системе разломов продольным северо-северо-западным разрывным нарушениям в зонах их пересечения или сочленения с северо-восточными и субширотными разломами высоких порядков;
- среднерифейский литолого-стратиграфический уровень разреза, представленный углеродсодержащими карбонатно-терригенными отложениями;

- отсутствие выходов на дневную поверхность интрузивных образований; возможно, наличие интрузивных массивов на глубине до 2 км;
- отсутствие чётко выраженной гидротермально-метасоматической зональности, преобладание процессов железо-магнезиальной и рассеянно-вкрапленной сульфидизации, обусловливающих образование крупнообъёмных слабоконтрастных ореолов;
- формирование крупнообъёмных зон-залежей золото-сульфидных минерализованных зон с существенно вкрапленным характером минерализации;
- низкие средние содержание золота в первичных ореолах;
- слабоконтрастные вторичные ореолы рассеяния золота и элементов-спутников, сопряжённые с ними ореолы развития аномальных полей марганца;
- слабоконтрастные шлиховые ореолы золота с тонкой и мелкой размерностью;
- зоны «распада» структуры аномального магнитного поля.

Изученные перспективные рудопроявления рекомендуются для постановки детализационных поисковых работ в целях выявления промышленных рудных зон в пределах локализованных золотоносных минерализованных зон.

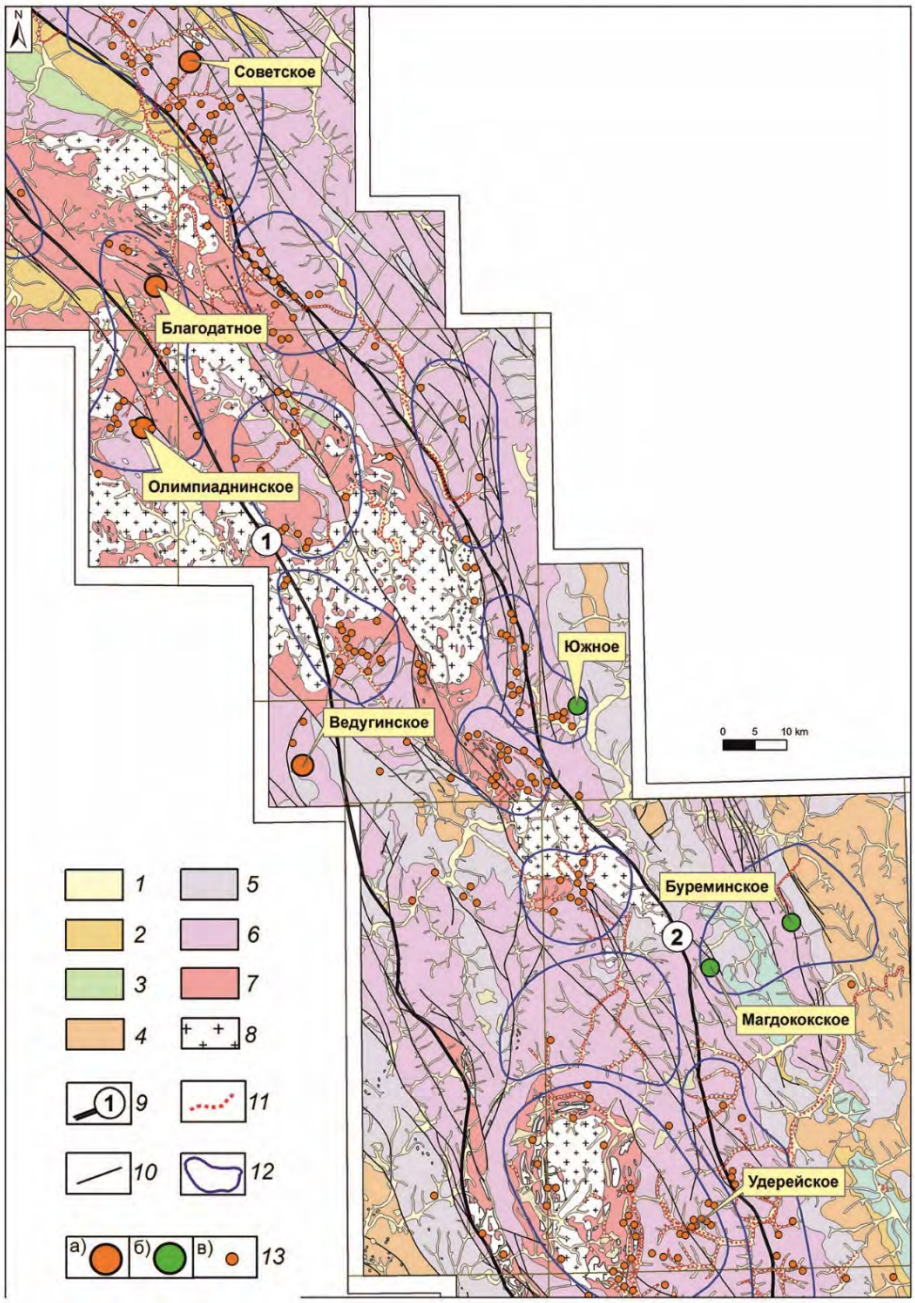


Рисунок 1. Обзорная схема центральной и восточной частей Енисейского кряжа.

Условные обозначания: 1–7 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатно-терригенный известковисто-доломито-алевритопесчанистый пестроцветный комплекс (немчанская (V*nm*), подъемская (V*pd*), суворовская (V*sv*), мошаковская (V*ms*), чистяковская (V*cv*), алешинская (V*al*) свиты); 3 – карбонатно-терригенный известковисто-песчано-алеврито-сланцевый комплекс (чивидинская (R_3*cv*), карьерная (R_3*krr*), лопатинская (R_3*lp*) свиты); 4 – флишоидный карбонатно-терригенный углеродсодержащий известковисто-песчано-сланцевый комплекс (сухохребтинская (R_3*sh*), горевская (R_3*grv*), моряниxинская (R_3*mr*), дашкинская (R_3*ds*), нижнеангарская (R_3*na*), мокринская (R_3*mk*), рыбинская (R_3*rb*), бореминская (R_3*br*), удоронская (R_3*ud*) свиты); 5 – углеродсодержащий карбонатно-терригенный доломито-известковисто-филлито-песчано-сланцевый комплекс (шунтарская (R_3*sn*), потоскуйская (R_3*pt*), аладьинская (R_2*al*), карточки (R_2*kr*) свиты; 6 – углеродсодержащий вулканогенно-карбонатно-терригенный туфогенно-известковисто-филлито-песчано-сланцевый комплекс (удерейская (R_2*ud*), горбилокская (R_2*gr*), кординская (R_2*kd*) свиты); 7 – карбонатно-терригенный кристаллосланцевый комплекс (пенченгинская свита (PR_2*pn*)); 8 – интрузивные образования: плагиогранодиоритовый комплекс (татарско-аяхтинский гранодиорит-плагиогранитовый (R_3*ta*), тейский гнейсогранитовый (R_2*te*)); 9–10 – разрывные нарушения: 9 – региональные зоны разломов: а) Татарского, б) Ишимбинского; 10 – прочие; 11 – промышленные линейные россыпи золота (разведуемые, разрабатываемые, отработанные); 12 – контуры золоторудно-россыпных узлов; 13 – месторождения и проявления коренного золота: а) крупные месторождения, б) перспективные рудопроявления, в) мелкие проявления и пункты минерализации

Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГБУ «ЦНИГРИ». 2017. 215 с.

Ли Л.В. Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд. Красноярск: КНИИГиМС. 2003. 119 с.

Мансуров Р.Х. Новый тип крупнообъёмной золотой минерализации на Енисейском кряже // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 24-36.

Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ. 1999. 175 с.

Совмен В.К., Страгис Ю.М., Плеханов А.А. Геологическое строение золоторудных месторождений и опыт геологического обслуживания сырьевой базы компании «Полюс» в Красноярском крае. Красноярск: Полюс. 2009. 206 с.

К вопросу о типоморфизме россыпного золота реки Кенгкеме (Восток Сибирской платформы)

Мартенс Е.О.[1], Леонтьев В.И[1,2], Терехов А.В.[2]

[1]*Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, evgeniya.martens@inbox.ru*
[1]*ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург*

Исследуемая территория р. Кенгкеме, представляющая собой левый приток р. Лены, в геологическом плане является восточной частью Сибирской платформы, закрытой мощным осадочным чехлом. На территории этого региона отсутствуют продукты среднего и кислого магматизма, которые являются основными источниками золотоносных месторождений, как, например, в южной и восточной Якутии. Данная территория в геологическом плане перекрыта мощным осадочным чехлом. широко представлены породы верхнего плиоцена и нижнего отдела четвертичной системы, верхнего отдела олигоцена, перекрывающие отложения нижнего мела, сложенные супесями, песками, редко галечниками. юрские отложения верхней части среднего и верхнего отдела залегают под меловыми отложениями. данные породы обнажены у р. Лены представляют собой пески, песчаники, алевролиты и перекрывают триасовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты среднего и верхнего отдела, вскрытые данными глубинного разведочного бурения. Далее по разрезу следуют нерасчленённые кембрийские отложения, которые залегают под триасовыми породами со стратиграфическим несогласием, представленные известняками, доломитами, мергелями и сланцами, перекрывающие известняками, доломитами, конгломератами и песчаниками венда юдомской серии. Архейские образования, являются подстилающими, они относятся к кристаллическому фундаменту платформы, представлены породами регионально метаморфизованными в гранулитовой, амфиболитовой и зеленокаменной фации, эти породы слагают Якутское поднятие.

Как предполагают многие авторы, источником россыпного золота в современном аллювии рек региона являются промежуточные коллекторы юрского возраста. В качестве коренных источников для золота предполагаются золото-серебряная, золото-редко-метальная и золото-сульфидно-кварцевые формации, приуроченные к регенерированным в мезозойский этап рифтовым зонам, например к Якутскому разлому и к Кемпедяйской дислокации (Никифорова и др.,2013). А.В. Округиным было отмечено в золотоносных россыпях реки Кенгкеме присутствие индекаторных минералов кимберлитов (хромистых пиропов, хромшпинелидов) и минералов платиновой группы. Источником золото-платиноносного россыпепроявления он выделяет базит-ультрабазитовые магматиты якутского погребённого поднятия (вблизи г. Якутск), амплитуда которого по отношению к Вилюйской синеклизе достигает по поверхности фундамента несколько километров, глубина по бурению не привышает 560-600 м. Причём палеозойские отложения на Якутском куполе выклиниваются и непосредственно на фундаменте залегают юрские отложения (Округин, 2010).

Данная работа выполнена на основе материала, собранного в ходе полевых исследований в 2018 году сотрудниками Алданской партии «ВСЕГЕИ» в рамках геологоразведочных работ по составлению государственной геологической карты 1:1 000 000 масштаба. Было исследовано 5 проб из среднего течения реки Кенгкеме. Фракционирование шлихов осуществлялось по стандартной методике – магнитная и электромагнитная сепарация, разделение тяжелыми жидкостями и ситование. Из тяжёлой немагнитной фракции размером -0,16 мм и - 0,315 +0,16, выделялись монофракции золота. Всего из 5 проб было выделено 170 золотин. Морфология и сотстав золотин с поверхности изучались на растровом электронном микроскопе с микрозондовой приставкой (ВСЕГЕИ).

Золото представлено преимущественно мелкими, хорошо окатанными пластинчатыми зернами чешуйчатой, тороидальной, шаровидной, уплощённой и изометричной рудной формы, поперечные размеры которых составляют менее 0,315 мм. Преобладают пластинчатые чешуйки с ребристой и гладкой поверхностью, с загнутыми краями. На основе изучения морфологии и состава золота было выделено два типа.

Первый тип (рис.1.): - золото уплощённой пластинчатой (рис.1.а), лепёшковидной (рис.1.б), тороидальной (рис.1.в) и шаровиднопустотелой (рис.1.г) формы, высокой пробности, которая обусловлена, вероятно, высокопробными оболочками. Поверхность россыпного золота данного типа сильно преобразована под действием механических напряжений в процессе его миграции, с линиями пластических деформаций и шрамами волочения, местами присутствуют отпечатки минералов. Такая морфология золота сибирской платформы по мнению З.С. Никифоровой говорит о длительной миграции и свидетельствует о первичных источниках золота древнего возраста. В результате длительного (более 500 млн. лет) формирования осадочного чехла востока сибирской платформы коренные руды были захоронены достаточно глубоко (Никифорова и др.,2013). Образование тороидальных и шаровидных форм частиц золота россыпей западной Якутии Э.Д. Избековым объясняется возвратно-поступательным движением волн в волноприбойных береговых условиях рек (Подъячев и др., 2003). В.Е. Филипповым была выдвинута и экспериментально доказана гипотеза образования подобных форм золотин при эоловом переносе. Суть этой гипотезы состоит в том, что лежащая на поверхности песка чешуйка золота подвергается бесперебойной бомбардировке песчинками, перемещаемых ветрами, то есть - боковой микро ковке. На начальной стадии расковки образуются монетовидные чешуйки с тонким валиком по периферии, а затем появляются зерна с тороидальными бубликоподобными краями. Заканчивается этот процесс закатыванием тороидальных форм в пустотелые шарики с плоской поперечной перегородкой, которая является реликтом первичной чешуйчатой формы (Филиппов и др., 1998).

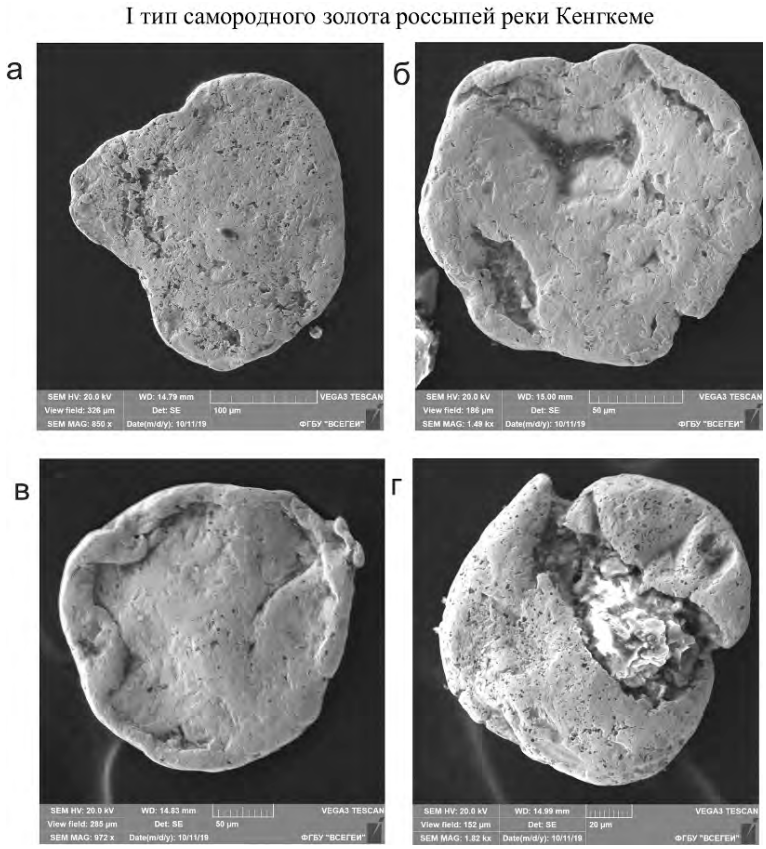


Рисунок 1. I тип самородного золота россыпей реки Кенгкеме, уплощённой пластинчатой (а), лепёшковидной (б), тороидальной (в) и шаровиднопустотелой (г) формы.

Второй тип (рис.2.а, б, в, г) золота имеет типично рудный облик. Это цементационные агрегаты, сохранившие множественные отпечатки жильных минералов. На отпечатках часто наблюдается индукционная штриховка. Проба золота с поверхности изменяется в пределах от 856,2 до 993,8, присутствуют примеси серебра от 0 до 13,34% и меди от 0 до 3,36%. Все перечисленные признаки свидетельствуют о недолгом нахождении золота данного типа в россыпи и о близости коренного источника.

II тип самородного золота россыпей реки Кенгкеме

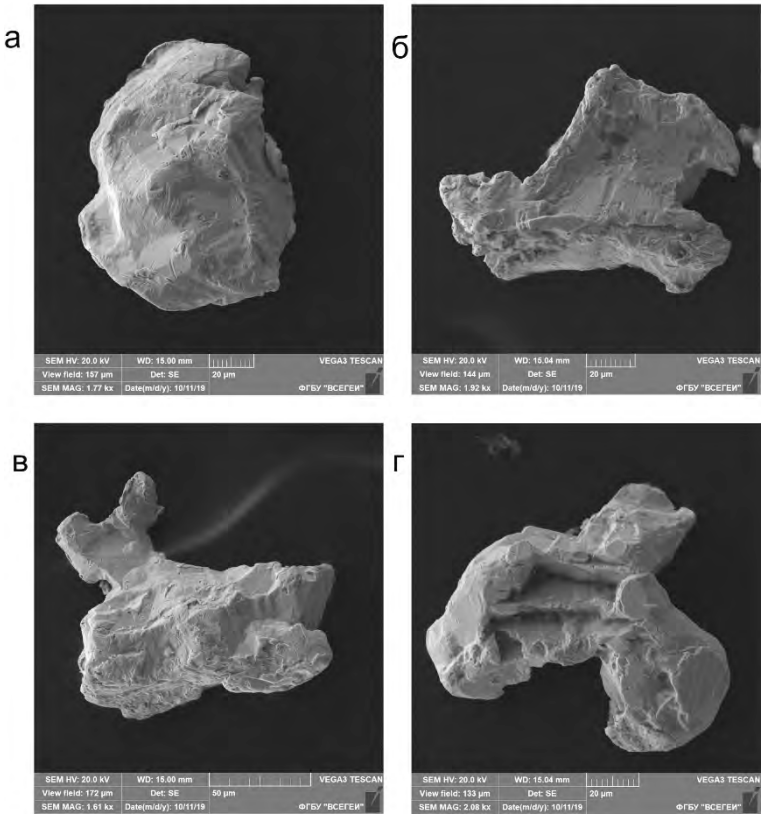


Рисунок 2. II тип самородного золота россыпей реки Кенгкеме.

Выявленные новые типоморфные и типохимические особенности россыпного золота реки Кенгкеме позволяют предположить наличие в пределах современного водосбора реки коренного проявления золоторудной минерализации, зона окисления которого является источником золота второго типа. Так как река эродирует только мезозойские отложения. То и источник золота имеет, вероятнее всего, мезозойский возраст, что не вполне коррелирует с известными геологическими данными и демонстрирует, насколько слабо ещё изучена данная территория.

Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е. Г., Каженкина А. Г. «Золотоносность востока Сибирской платформы: россыпи – коренные источники» // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 305–319

Округин А.В. «Топоминералогическая характеристика потенциально рудоносных объектов Якутского погребённого поднятия (восточная часть Сибирской платформы)».2010

Подъячев Б.П., Избеков Э.Д., Бикбаева Т.В. Признаки алмазоносности в окресностях г. Якутска // Наука и техника в Якутии. 2003. №2. С. 61-65.

Типоморфизм минералов: Справочник/ Под ред. Л.В. Чернышевой. М.: Недра, 1989. 560 с.

Филиппов В. Е., Никифорова З. С. Формирование сыпей золота при воздействии эоловых процессов. - Новосибирск: Наука, 1998. 60 с.

Палеопротерозойский эруптивный центр. (Северная Печенга)

Межеловская С.В.[1], Приступов Е.А.[1]

[1]*МГРИ, г. Москва*

Изучение раннепротерозойских комплексов, вмещающих эруптивные образования, является приоритетным направлением с точки зрения прогноза и оценки перспективности рудоносности территории, так как с раннепротерозойскими формациями связаны крупные месторождения Cu-Ni руд с платинометалльной минерализацией. В работах (Скуфьин, Баянова, 2006) и др. неоднократно упоминаются вулканические центры, представленные трубками взрыва, развитыми в раннепротерозойских образованиях.

Авторами, в ходе проведения полевых работ в Печенгском районе в 2018 г., на окраине города Заполярный были закартированы и опробованы эруптивные брекчии с многочисленными ксенолитами кислых пород. Брекчии слагают относительно изометричное тело 350 на 400м, имеющее предположительно резкие секущие контакты с вмещающими трахибазальтами второй вулканогенной толщи (оршоайвинская и пирттиярвинская свиты). На юге брекчии имеют тектонический контакт по крутопадающему разлому сбросового типа СВ простирания (аз. пад. 78 <86). Сместитель представляет собой с одной стороны субвертикальную плоскость отрыва, а с другой зону шириной 2-3 метра, сложенную сильно рассланцованными трахибазальтами с многочисленными кварцевыми гальками. В центральной части наблюдается контакт с небольшим телом перидотитового состава возможно представляющее протрузию, на контакте с которой наблюдаются сильно катаклазированные метабазльты. Также в стенке отрыва наблюдаются деформированные кварцевые жилы, местами растащенные вплоть до образования структуры будинаж. В юго-западной части по границе разлома наблюдаются приразломные складки, а вмещающие породы рассланцованы до листоватого размера.

В северной части эруптивного центра наблюдается округлое тело габброидов размером примерно 150 на 120 м. В двух обнажениях был обнаружен крутой секущий контакт с вмещающими брекчиями под 60°. При петрографическом изучении установлено, что основным минералом является роговая обманка, в интерстициях развиты таблички измененного плагиоклаза по составу отвечающему андезин-олигоклазу. Вторично развиты мелкие зерна кварца, и мелкий рассеянный агрегат биотита. Западная часть тела выражена геоморфологически в виде крутых ориентированных бараньих лбов протяженностью 50-70 м; представлена метабазальтами с обилием кварцевых обломков. Установлена отчетливая ориентировка обломков в одном направлении. При петрографическом изучении цементирующая масса представлена измененным метабазальтом, в основной массе развит тонкоигольчатый агрегат низкотемпературных амфиболов и мелкие таблички измененного плагиоклаза, встречаются оплавленные обломки кварцевых зерен размером от 1 до 3 мм.

В центральной и восточной частях тела закартированы изометричные выходы брекчий, в обломочной составляющей которых преобладают гранитоиды. Размер обломков колеблется от первых сантиметров до 40 см, морфологически встречаются остроугольные разновидности, но чаще края оплавлены, иногда наблюдаются плохо проявленные зоны закалки. Состав цементирующей массы представлен метабазальтом, основные минералы – низкотемпературные амфиболы и измеренные полевые шпаты.

Ранее в работах (Скуфьин, Баянова, 2006) отмечалось, что данный эруптивный центр существенно отличается от многочисленных образований ареального базальтового вулканизма Печенгской структуры. А возраст базальта вулканоцентра равен 1918 ± 3 млн. лет (U-Pb метод по циркону) и сопоставим с установленным ранее возрастом вулканитов IV вулканогенной свиты (1990 ± 40 млн. лет, Sm-Nd метод) (Скуфьин, Баянова, 2006).

Таким образом эруптивный центр на окраине г. Заполярные имеет неоднородное геологическое строение, выделяются участки с различным составом обломков от мономинеральных кварцевых овальной и угловатой формы до гранитоидных, большого размера. Брекчии с обломками гранитоидного состава формировались оторвано по времени от первых, так

как они имеют четкие секущие границы с жерловыми образованиями и отделены от них миндалекаменными метабазальтами без обломочной составляющей. Также отличительной чертой является наличие оплавленных гранитных обломков с проявленной зоной закалки. На эруптивный характер процесса также указывают эвтектические структуры и волнистое угасание кварца в гранитных обломках.

Существует множество докембрийских формаций, где вмещающей руды структурой является сложная зона брекчий, например, медно-золото-урановое месторождение Олимпик-Дэм в Южной Австралии. Помимо сходства структурных особенностей, были обнаружены зерна рудных минералов в нескольких шлифах, что может указывать на перспективность изучения эруптивного центра, в частности оценки его рудоносности. Работы по изучению будут продолжены в предстоящем полевом сезоне.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 17-05-00592 А.

Скуфьин П.К., Баянова Т.Б. Раннепротерозойский вулкан центрального типа в Печенгской структуре и его связь с рудоносным габбро-верлитовым комплексом (Кольский полуостров). Петрология. т.14. № 6. с.649-669. 2006.

Особенности химического состава хромшпинелидов ультрамафитов Узянского Крака (Южный Урал).

Минибаев Н.Р.[1,2], Савельев Д.Е.[1]

[1] *ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа*
[2]*БашГУ, г. Уфа, minibaevnikita@mail.ru.*

Объектом изучения настоящей работы является массив Узянский Крака, который входит в один из наиболее крупных офиолитовых комплексов Южного Урала - Кракинский. Массив расположен в Белорецком районе Республики Башкортостан. Площадь Узянского Крака около 45 км^2, он имеет овальную форму, вытянут в меридиональном направлении на 12 км в длину при ширине 3,5 км. Массив сложен перидотитами (лерцолиты, гарцбургиты) и дунитами, последние имеют подчинённое значение. Породы подвержены частичной либо полной серпентинизации. Изученные хромшпинелиды преимущественно образуют идиоморфные включения в дунитах, а в лерцолитах и гарцбургитах их морфология варьирует от ксено- до гипидиоморфных (Савельев и др., 2018). В тонких срезах минерал просвечивает в светло-оранжевых либо красновато-коричневых тонах.

Цель данной работы - изучение особенностей состава акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из пород мантийного разреза массива Узянский Крака. Основным методом изучения зёрен хромшпинелидов являлся рентгено-спектральный микроанализ с применением энерго-дисперсионного анализатора на базе сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 Tescan. Образцы были отобраны в северо-восточной части массива (UK) и на юго-западе в долине ручья Содошков Ключ (Сод).

В таблице представлены типичные составы хромшпинелидов изучаемого массива. Из неё следует, что содержание Al_2O_3 увеличивается от хромититов к лерцолитам, а содержание Cr_2O_3 уменьшается в том же направлении. В изученных образцах концентрация MgO изменяется в пределах от 4,06 до 18,55 мас. %, максимальное его содержание выявлено в лерцолитах. В подавленном большинстве изученных зёрен хромшпинелида концентрация примесных элементов (Ti, Mn, Ni, V, Zn) ниже предела обнаружения ЭДС-спектрометра. Лишь в отдельных зёрнах они встречены в незначительном количестве: титан в гарцбургитах с низким содержанием Al_2O_3 (от 0,11 до 0,99 мас. % TiO_2) и в одном образце дунит-гарцбургита - Сод-126 (0,14 мас. % TiO_2); марганец в единственном образце Сод-115 (0,74 мас. % MnO); никель в двух образцах лерцолитов - Сод-128 и Сод-140 (0,17 мас. % NiO); ванадий в двух образцах гарцбургитов - Сод-006 и Сод-115 (0,42 и 0,60 мас. % V_2O_3 соответственно); цинк в двух образцах гарцбургитов - Сод-107 и Сод-143/3 (0,20 и 0,28 мас. % ZnO соответственно) (таблица 1).

Одной из главных классификационных диаграмм при изучении состава хромшпинелидов является треугольная диаграмма Н.В. Павлова, демонстрирующая соотношение трехвалентных катионов Al, Cr, Fe^{3+} (рисунок 1). Нами были рассчитаны формульные коэффициенты из химических анализаов и нанесены на данную диаграмму. Почти все фигуративные точки расположены вдоль стороны Al-Cr и формируют тренд, характерный для хромшпинелидов мантийного разреза офиолитовой ассоциации. Отличительной их особенностью является весьма низкое содержание Fe^{3+}. Зёрна из дунитов отличаются высокой хромистостью, а для лерцолитов и гарцбургитов характерны значительные вариации отношения Al/Cr. Отдельные фигуративные точки отклоняются от общего тренда в сторону трехвалентного железа. Зёрна с повышенным содержанием Fe^{3+} принадлежат к серпентинизированным образцам, на изображениях в режиме обратно-рассеянных электронов видно, что они обладают неоднородным строением и представлены пористыми агрегатами. Скорее всего, их морфология и состав обусловлены наложенными метаморфическими процессами (рис. 1).

Выводы. Проведенное изучение состава хромшпинелидов массива позволило выявить типично офиолитовый тренд изменения их состава. От лерцолитов к дунитам и хромититам высокоглиноземистые шпинелиды постепенно сменяются высокохромистыми. Серпентинизация в некоторых случаях ведет к замещению первичных шпинелидов хром-магнетитом.

Таблица 1. Химический состав хромшпинелидов из ультрамафитов Узянского Крака.

№ п/п	№ обр.	Al_2O_3	Cr_2O_3	MgO	Σ FeO	TiO_2	MnO	NiO	V_2O_3	ZnO	Сумма
	UK-2144-3-ch	8,18	62,40	10,50	18,92	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-03	8,18	62,40	10,77	18,66	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-ch	9,55	62,72	13,17	14,57	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2145-01	9,35	62,43	11,72	16,51	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2145-ch	10,03	61,80	11,78	16,39	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-3	8,44	59,99	8,96	22,61	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2143-01	10,16	58,18	8,68	22,99	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-2b	10,85	57,73	9,54	21,88	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2145-02	9,48	60,41	10,25	19,54	-	-	-	-	-	99,67
	Сод-109	9,60	61,01	11,60	17,80	-	-	-	-	-	100,00
	UK-1790	8,27	63,11	11,26	17,36	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2143-02	13,44	54,33	9,40	22,84	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2143-03	26,87	42,20	13,72	17,21	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-2a	8,47	60,34	9,27	21,92	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2145-03	11,87	57,10	9,05	21,99	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2145-04	14,51	55,58	11,18	18,73	-	-	-	-	-	100,00
	Сод-103	27,91	41,21	13,93	16,94	-	-	-	-	-	100,00
	Сод-103	29,28	39,74	13,85	17,13	-	-	-	-	-	100,00
	Сод-126	1,05	55,18	4,74	39,22	0,14	-	-	-	-	100,33
	UK-2143-04	28,40	40,71	14,06	16,83	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2143-06	30,38	38,46	13,81	17,35	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-4	26,15	43,17	13,20	17,48	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-5	25,54	42,49	12,13	19,85	-	-	-	-	0,07	100,07
	UK-2144-6	26,73	42,64	13,69	16,94	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-7	14,37	54,46	10,59	20,58	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-8	26,36	41,77	13,00	18,88	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2144-9	12,98	54,50	10,05	22,18	0,30	-	-	-	-	100,00
	UK-2145-05	16,05	53,95	11,66	18,35	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2145-06	23,06	42,59	12,11	20,44	-	-	-	-	-	98,19
	UK-2145-07	17,17	53,04	11,72	18,07	-	-	-	-	-	100,00
	UK-2145-08	16,84	52,90	11,52	18,75	-	-	-	-	-	100,00
	Сод-006	4,04	45,31	4,06	44,68	0,76	-	-	0,42	-	99,27
	Сод-107	22,94	46,72	11,88	18,47	-	-	-	-	0,20	100,21
	Сод-115	6,61	47,78	5,26	34,67	0,99	0,74	-	0,60	-	96,66
	Сод-143/3	13,79	46,14	7,29	32,68	0,11	-	-	-	0,28	100,28
	Сод-23	16,94	47,95	7,85	27,26	-	-	-	-	-	100,00
	Сод-128	51,56	15,57	18,55	14,15	-	-	0,17	-	-	100,00
	Сод-135	49,63	18,89	18,60	12,89	-	-	-	-	-	100,00
	Сод-138	45,14	22,73	17,17	14,96	-	-	-	-	-	100,00
	Сод-140	52,34	15,82	17,48	14,19	-	-	0,17	-	-	100,00

1-5 - хромитит, 6-11 - дунит, 12-19 - дунит-гарцбургит, 20-36 - гарцбургит, 37-40 - лерцолит. Прочерк означает, что содержание оксида ниже предела обнаружения. Содержание петрогенных оксидов дано в массовых %.

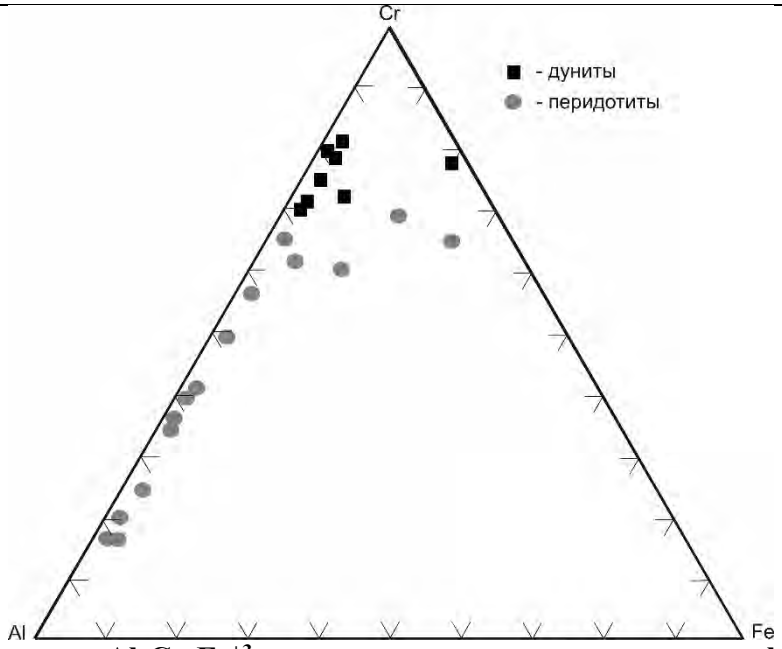


Рисунок 1. Диаграмма Al-Cr-Fe^{+3} для хромшпинелидов из ультрамафитов Узянского Крака.

Савельев Д.Е., Нугуманова Я.Н., Гатауллин Р.А., Сергеев. С.Н., Ультрамафиты массива Узянский Крака (Южный Урал) // Геологический вестник. 2018. Уфа: изд-во ИГ УФИЦ РАН. №3. С 79-97.

Некоторые современные подходы к решению общих философско-методологических проблем геологического познания: от проблемы ограниченности эксперимента к проблеме интерпретации

Миронов В.А.[1]

[1]НИ ТГУ, г. Томск, mironovv@mail2000.ru

Долгое время экспериментальные науки являлись эталоном научного знания, и, можно сказать, что подобный статус экспериментальные науки о природе имеют и сегодня. Однако, если обратить внимание на геологию, то окажется, что по ряду критериев, она не соответствует критериям, предъявляемым к естественной экспериментальной науке. Такое положение заставило геологов и философов обратиться к изучение этого вопроса, то в свою очередь послужило развитию такого направление исследований как философия геологии.

Обратимся к историографии вопроса. Основные философско-методологические проблемы геологического знания начинают обсуждаться в XIX веке английскими геологами, такими как Адам Седжвик, Уильям Бакленд, Чарльз Ляйель, Д. Пэдж (Пэдж, 1867) и другими. В первой половине XIX века для английских геологов в большей степени была актуальна проблематика формы представления научных гипотез, а именно в каком виде должны быть представлены геологические гипотезы о прошлом планеты – в виде повествования или же в виде законов. Во второй половине XIX века философско-методологические работы в основном носили характер предписаний, т.е. формулировали критерии геологического познания, которым геология должна была следовать, чтобы стать точной естественной наукой. Первые работы по философско-методологическим проблемам геологии, появившиеся в XIX веке, объясняли методологические трудности геологии апелляцией к молодости геологического знания, то уже к середине XX века становится ясно, что причина фундаментальных методологических проблем геологического познания требует более глубокого осмысления.

В XX веке, как в зарубежной, так и в отечественной литературе было обращено внимание на тот факт, что основные труды по философии науки оставили без внимания геологию. В частности, такие исследователи как Б.М. Кедров (Кедров, 1981) и Р. Фродеман (Фродеман, 1995) отмечали, что философам науки геология представлялась излишней для понимания сущности естествознания, поскольку им представлялось, что все ее особенности можно объяснить через другие естественнонаучные дисциплины. Это в свою очередь привело к тому, что в философской и научной среде критерии научности формировались без учета такой важной отрасли научного познания окружающего мира как геология, что стало причиной неопределенности ее научного статуса.

В ходе анализа литературы, посвященной данной проблематике, были выявлены два основных направления в решении проблемы научного статуса геологии: отечественное, которое представлено советскими и российскими исследователями, и англоязычное, представителями которого являются преимущественно исследователи из США и Великобритании. Подавляющая часть работ второй половины XX – начала XXI вв. как отечественных, так и зарубежных, по философии и методологии геологии, посвящена доказательству специфичности геологии как науки и отличия ее от других наук, относящихся к естествознанию (химии и физике). Если отечественное направление философии геологии сегодня, практически не развивается, то зарубежное направление продолжает своё развитие и разрабатывает разные подходы к решению философско-методологических проблем геологии.

Важным этапом в развитии данного направления философии геологии явились работы Роберта Фродемана, А. Баклэнд (Баклэнд, 2010) в которых предпринимается попытка объяснить специфики геологического познания с точки зрения нарративного и герменевтического подходов, которые признаны методами гуманитарной истории и других гуманитарных дисциплин. Магистральной идеей в таком подходе к исследованию методологических проблем геологии, является акцентирование внимание на исследование самого субъекта познания –

геолога, а также на характер мыслительной деятельности, заставляющей формулировать свои идеи в определенной форме. Постараемся кратко рассмотреть сущность каждого из подходов, определив при этом, перспективные направления философско-методологических исследований геологии.

Главной отличительной чертой герменевтического рассмотрения объекта исследования является определение зависимости значения или смысла объекта от окружающего его контекста. Важным дополнением к герменевтическому понимаю геологического познания, предложенного Фродеманом, послужило использование таких понятий как «смысл» и «символ» в отношении геологических объекта, понимаемых в свете философии П. Рикера (Рикёр, 1995).

Понятие «смысл» употребляемое в отношении геологического объекта понимается как отсылка к событию или факту, очевидному, или же неочевидному. Отличительной чертой «смысла» в геологическом познании является то, что «смысл» геологическому объекту(«символу») придает исключительно интерпретатор и у каждого символа есть несколько смыслов, т.е. отсылок к различным событиям и фактам. Понимая геологический объект как «символ» позволяет наиболее полно понять сущность герменевтических процедур в геологии, а именно то, что все возможные «смыслы» геологического объекта зависят от окружающего его «контекста» и геологический «символ» имеет несколько «смыслов» только благодаря «контексту».

Также герменевтическое рассмотрение геологического познания позволяет выявлять те факторы, которые влияют на результаты исследований геолога и привносятся в исследование самим геологом. Благодаря выявлению факторов влияния субъекта («предрассудков») на результаты познания становится возможным учитывать особенности геологического познания, а, следовательно, предвидеть вследствие каких факторов могут получиться разные результаты у геологов, исследующих один и тот же объект. В ходе работы были рассмотрены следующие факторы, приносящиеся субъектом в процесс геологического познания: *1) теории, интересующего участка или планеты в целом, на которые опирается геолог перед началом интерпретации данных; 2) цель, или цели, которые преследует геолог, что влияет на формальный тип(статика или динамика) и содержание результата геологического исследования – геологической модели; 3) аппаратура и приборы, позволяющие анализировать геологический объект химическими и физическими методами. 4) навыки геолога: 4.1) навык отбора геологической информации в полевых условиях, 4.2) навык представления геологического объекта в воображении на основании фрагментарных данных о данном объекте.* Указание на неосознаваемые факторы, влияющие на познание, является крайне важным для уточнения получаемых результатов в процессе интерпретации и определения оснований получающихся разногласий геологов.

Однако, некоторые исследователи утверждают, что герменевтика, по мнению Г.-Г. Гадамера (Гадамер, 1988) и М. Хайдеггера (Хайдеггер, 2011), на идеи которых опирается руководитель проекта, не является особой методологией, которую по желанию можно применять или не применять. Герменевтически устроена мыслительная деятельность человека как таковая. Отсюда критический вывод о том, что называть герменевтику особой методологией, инструментом познания, в рамках хайдеггеровского понимания герменевтики является некорректным.

Даже если согласиться с утверждением о том, что герменевтика - это не особая методология, а принцип познания, который свойственный каждому человеку, необходимо отметить важность осознания данного герменевтического характера, а также развития герменевтических практик, повышать их эффективность в геологическом познании. Ведь обращение к герменевтике и понимание ее как методологии обусловлено тем, что именно по герменевтическим принципам осуществляется познание уникальных, не повторяющихся объектов и процессов. То есть ограниченность, а порой и невозможность экспериментальной проверки в геологии, а также уникальный характер объектов ее исследования заставляет обращаться к альтернативному от номологического взгляду на характер научного объяснения - к герменевтике. То, что человек понимает часть через целое, а целое через части постоянно каждый день в повседневной жизни - с этим мы согласны. Однако эффективность результатов исследования (или повседневного понимания) будет значительно выше, если будет учитывать

более широкий контекст, который состоит из большего количества частей, который составляет большее целое.

Для эффективности геологического познания необходимо осознать ее герменевтический характер, то, что законы природы в данном познании играют довольно посредственную роль, а также развивать герменевтический стиль мышления, тренировать его с учетом специфики геологического знания, а это в свою очередь послужит превращению герменевтики из обыденности в эффективную методологию.

Кроме герменевтических исследований геологического познания в современной литературе также существует и нарративный подход, направленный на исследования формы изложения гипотез о прошлом Земли. В концепции философа В. Шмида нарратив, или повествование, имеет два значения: узкое и широкое. В широком смысле нарративность или повествовательность – это «изменение состояния» (Шмид, 2008, с. 15) объекта исследования. В узком понимании нарративность – это «не только изменение состояния, но и передача этого изменения посредством некоей повествующей инстанции» (Шмид, 2008, с. 15). Обратим внимание на роль повествующей инстанции в геологических нарративах.

Исторически сложилось, что всякая наука, а в особенности естественная наука, обязана претендовать на объективность, иначе она не будет являться наукой. Однако, в рамках исторических дисциплин, в рамках гипотез о прошлом (в том числе и гипотез о прошлом Земли), стремление к объективности порождает проблему «рефернцияальной иллюзии» или «иллюзии объективности». Данная проблема заключается в том, что при объяснении прошлых геологических событий, геологи зачастую выбирают «объективистский» стиль повествования, который Р. Барт (Барт, 2003) называет повествование со «скрытым» («закрытым») нарратором (автором). Приведем пример такого повествования: «*На начальном этапе архейской истории на территории платформ происходил интенсивный базальтовый вулканизм, а к концу архея повсеместно наблюдалось образование осадочных пород, формирование гранитных массивов и заложение протогеосинклиналей, заполнение их осадками и переход геосинклиналей в платформенную стадию развития»* (Карлович0, 2013).

Обращая внимание на форму написания, можем констатировать, что в данном примере демонстрируется написание текста о прошлом Земли с точки зрения всеведущего автора, т.е. как будто это сам Бог, будучи свидетелем, рассказал людям о том, какое было прошлое Земли. Однако, всем понятно, что тексты пишут люди, а также прямым свидетелем прошлых событий быть невозможно (по крайней мере на данном этапе развития науки и техники). Стало быть, данный текст о прошлом является ничем иным, как гипотезой о прошлом, а то, что, например, теория геосинклиналей на сегодняшний день далеко не всеми геологами разделяется, ярко показывает, что стремления геологов писать «объективно» о прошлом не имеют под собой достаточных методологических оснований. Кроме того, нежелание отходить от объективистского повествования может послужить догматизации геологического знания, т.к. такая подача материала претендует на окончательное и полное объяснение событий прошлого.

Альтернативой объективистскому написанию, может послужить написание нарратива о прошлом с позиций «открытого» нарратора, т.е. повествования, где автор обозначает свою позицию в гипотетичной форме, как например: «по моему мнению», «я считаю» и т.д. Стоит отметить, что такой стиль должен использоваться именно в таких ситуациях, когда нет возможности прямой эмпирической проверки или прямого наблюдения за геологическим процессом в полном объеме. Такой подход позволяет автору демонстрировать свой собственный вклад в развитие той или иной гипотезы о прошлом, а также придает фактор полемичности в гипотезу, обнажая проблемные моменты данной гипотезы, что облегчает будущим исследователям поиск проблемных моментов в гипотезе, и как следствие все это способствует развитию геологического знания

Выводы:

Современные подходы к решению философско-методологических проблем геологического познания с позиций подходов, ранее относящихся только к гуманитарной сфере, имеют, на наш взгляд большой потенциал. Герменевтическое понимание геологического познания обращает внимание на характер познавательных процедур через исследование субъектных факторов, которые влияют на результаты геологических исследований. Иными

словами, мысля герменевтически, геолог должен обращать внимание на то, на каком основании он придерживается той или иной позиции, как его опыт и теоретические знания формируют результат его исследований. Также кроме исследования своих «пред-знаний» геолог должен наиболее корректно включать объект исследования в более общее целое для лучшего понимания его. Особенно герменевтика должна оказаться наиболее полезной при решении разногласий у геологов, каждая позиция которых имеет серьезное обоснование, но не совпадает с оппонентами.

Исследование нарративных инструментов в формировании гипотез о прошлом Земли также должно послужить развитию геологического знания и отказу от «объективизированного» написания со «скрытым» нарратором (автором) геологических повествований и переходу к написанию повествований с «открытым» нарратором. Такая форма повествования, указывающая на субъективный взгляд автора нарратива, может стать причиной большей полемичности геологических текстов о прошлом Земли, а соответственно и послужить более быстрому и более продуктивному развитию геологического знания. В будущем видится перспективным дальнейшие исследования актуализации «открытой» наррации в геологии, как возможного средства увеличения исследовательского характера геологических текстов о прошлом планеты.

Несмотря на академическую и институциональную отдаленность философии от всего цикла наук о Земле, тем не менее, каждый из этих типов интеллектуальной и практической деятельности на сегодняшний день может существенно обогатиться от тесного исследовательского взаимодействия между собой.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 18-311-00044

Барт Р. Система моды. Статьи по семиотике культуры. М.: Изд-во им Сабашниковых. 2003. 511 с.

Гадамер Г.-Г. Истина и метод: Основы философской герменевтики: пер. с нем. М. : Прогресс, 1988. 704 с.

Карлович И. А. Геология: учеб. пособие для вузов 4-е изд., испр. М.: Академ. Проект: Гаудеамус. 2013. 704 с.

Кедров Б. М. Энгельс и Ленин о геологии. Теоретические и методологические вопросы нефти и газа // Тр. ин-та геологии и геофизики. 1981. № 512. С. 15–20.

Пэдж Д. Философия геологии. СПб.: Н. Тиблен и комп., 1867. 149 с.

Рикер П. Герменевтика. Этика. Политика. М.: Ин-т филос. РАН. 1995. 160 с.

Хайдеггер М. Бытие и время. М.: Академ. Проспект, 2011. 460 с.

Шмид В. Нарратология. 2-е изд., испр. и доп. М.: Яз. славян. культуры, 2008. 304 с.

Buckland A. Losing the Plot: the Geological Anti-Narrative (Electronic resource) // 19: Interdisciplinary Studies in the Long Nineteenth Century. 2010. The electronic version of the printing publication. – URL: http://www.19.bbk.ac.uk/articles/10.16995/ntn.578/ (access date: 25.01.2016).

Frodeman R. Geological reasoning: Geology as an interpretive and historical science // Geological Society of America Bulletin. 1995. № 107. P. 959–968

Особенности геологического строения и платинометалльного оруденения Южносопчинского массива, Мончегорский комплекс, Кольский регион

Мирошникова Я.А.[1], Грошев Н.Ю.[1], Рундквист О.В.[1]

[1]*ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, miroshnikova@geoksc.apatity.ru*

Южносопчинский массив (ЮСМ) является фрагментом палеопротерозойского Мончегорского расслоенного комплекса, расположенного в восточной части Фенноскандинавского щита, в центре Кольского региона (рис. 1). В северо-западной части массива бурением выявлено малосульфидное платинометалльное рудопроявление Южная Сопча, в юго-восточной – оценены ресурсы участка Арваренч (Иванченко и др., 2009). Геологоразведочные работы были приостановлены в 2009 г. в связи с экономическим кризисом, однако по предварительным результатам в пределах ЮСМ можно предполагать крупное платинометалльное месторождение. По содержанию золота, платины и палладия (0.07, 0.42 и 1.24 ppm соответственно, проба ТПЮС-3) оруденение ЮСМ похоже на руды контактового типа, развитые в массивах Мончегорского и Федорово-Панского комплексов (Karykowski et al., 2018; Schissel et al., 2002), и характеризуется относительно низкими концентрациями цветных металлов (медь – 0.20 %, никель – 0.05 %). В докладе обсуждаются особенности геологического строения, тип платинометалльного оруденения и проблема последовательности интрузивных фаз ЮСМ по данным бурения и геологического изучения детальных участков на поверхности.

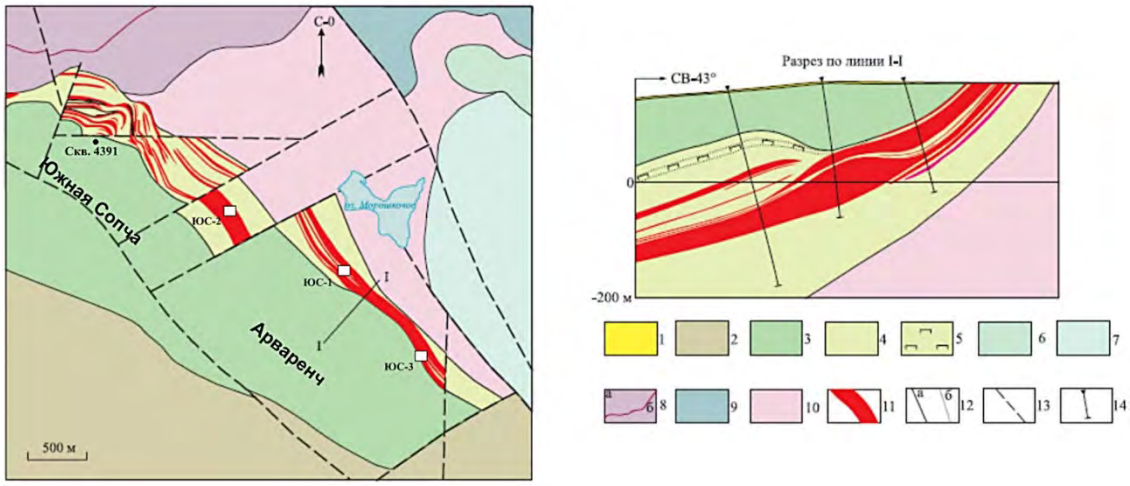


Рисунок 1. Схема геологического строения Южносопчинского массива и разрез по линии I-I (Чащин, Митрофанов, 2014).

1 – четвертичные образования; 2 – Имандра-Варзугская рифтогенная структура; 3-5 – Южносопчинский массив: 3 – верхняя зона: метагаббро и метагаббронориты средне-крупнозернистые, лейко-мезократовые, 4-5 – нижняя зона: 4 – метанориты мелко-среднезернистые мезо-меланократовые, 5 – метаплагиопироксениты; 6 – кварцевые метагаббро массива 10-й аномалии; 7 – нориты лейко-мезократовые массива Морошковое озеро; 8 -9 – Мончегорский плутон: 8 – массив Сопча: ортопироксениты (а), пласт 330 (б), 9 – массив Нюд, нориты лейко-мезократовые с прослоями меланократовых и оливиновых; 10 – кварцевые гнейсо-диориты; 11 – рудные горизонты малосульфидного платинометального оруденения; 12 – геологические границы: достоверные (а), фациальные (б); 13 – разрывные нарушения; 14 – буровые скважины (только на разрезе). Белыми прямоугольниками на схеме показано расположение детальных участков.

ЮСМ шириной до 1.5 км простирается на 6 км в северо-западном направлении при мощности около 600 м (Иванченко, Давыдов, 2009; Чащин и др., 2016). Расслоенность массива падает на юго-запад под углами от 5° до 45°. В разрезе ЮСМ выделяются две зоны: нижняя и верхняя. Нижняя зона мощностью 250–300 м сложена преимущественно метапироксенитами.

Верхняя зона состоит, главным образом, из лейко-мезократовых крупнозернистых пятнистых метагаббронoритов. В зоне контакта между породами нижней и верхней зон наблюдается магматическая брекчия, в которой обломки метапироксенитов первой зоны сцементированы метагаббронoритами второй (Рундквист и др., 2016).

Платинометальное оруденение ЮСМ приурочено к нижней зоне, которая иногда именуется «расслоенной» и содержит линзовидно-пластовые тела убогой (1–5 %) магнетитово-сульфидной вкрапленности (Чащин, Митрофанов, 2014). Следует отметить, что магнетитово-сульфидная вкрапленность преимущественно развита в «габбропегматитах», образующих линейный рудный штокверк, состоящий из серии субсогласных жил оруденелых пород, секущих метапироксениты (Иванченко, 2009). По данным изучения скважины 4391 под термин «габбропегматиты» попадают в различной степени измененные разнозернистые такситовые породы с первичным минеральным составом, варьирующим от меланокартовых норитов до габбронoритов и кварцевых лейкогаббронoритов. Максимальная мощность «габбропегматитов» составляет 5 м и эти породы образуют небольшие рудные тела. Например, относительно мощная 60-тиметровая рудная зона, вскрытая скважиной 4390 (Иванченко, 2009), состоит из нескольких десятков отдельных жильных тел общей мощностью 21 м.

Оруденение ЮСМ условно относится к «базальному» или контактовому типу (Чащин и др., 2016). Однако приведенное описание показывает резкое отличие этого оруденения от классических руд контактового типа, развитых в базальной зоне массивов НКТ, Сопча и Нюд-Поаз (Расслоенные …, 2004; Karykowski et al., 2018). При формировании последних ключевым фактором являлось эффективное гравитационное осаждение сульфидных капель из насыщенной серой магмы при благоприятных физико-химических условиях, возникших в эндоконтакте интрузии (Karykowski et al., 2018). Оруденение проявления Южная Сопча локализовано в средней части нижней зоны массива, а на участке Арваренч оно тяготеет к ее верхним частям (рис. 1), что указывает на незначительную роль гравитационного фактора при рудообразовании в ЮСМ. По геологическому строению линейный рудный штокверк ЮСМ можно было бы отнести к одной из ранних стадий развития интрузивных рудоносных брекчий, которые описаны в качестве отдельных магматических фаз массивов Нюд-Поаз (Грошев, Припачкин, 2018) и Федоровой тундры (Грошев и др., 2009). В этом случае при формировании платинометалльного оруденения ключевую роль должны играть процессы серного насыщения и обогащения сульфидной жидкости благородными металлами, происходящие в промежуточной камере на глубине.

Изучение детальных участков в пределах проявления Арваренч (рис. 1, 2) показывает, что в ЮСМ могут быть выделены три магматические фазы: 1) метапироксениты нижней зоны; 2) метагаббронориты верхней зоны и 3) «габбропегматиты» или рудные жилы (Pripachkin et al., 2015). Изотопный U-Pb возраст рудных метанoритов («габбропегматитов»?), определенный методом ID-TIMS в единичном зерне циркона, совпадает в пределах ошибки с возрастом Мончеплутона (Amelin et al., 1995) и составляет 2404 ± 1 млн лет; дискордантный возраст циркона из метагаббронoритов по верхнему пересечению равен 2478 ± 20 млн лет (Чащин и др., 2016). Изотопный возраст метагаббронoритов является самым молодым для пород ЮСМ, что противоречит намеченной ранее последовательности внедрения магматических фаз.

Таким образом, проблема последовательности внедрения магматических фаз ЮСМ требует дальнейшего изучения, поэтому целесообразно провести: 1) детальное исследование зоны контакта нижней и верхней зон массива с целью поиска ксенолитов или, наоборот, жил рудных «габбропегматитов» в метагаббронoритах верхней зоны; 2) детальную магнитную съемку по сети 25×5 м и крупнее для установления характера контактов между магматическими фазами; 3) изотопное U-Pb датирование циркона для получения более достоверных возрастов пород второй и третьей фазы.

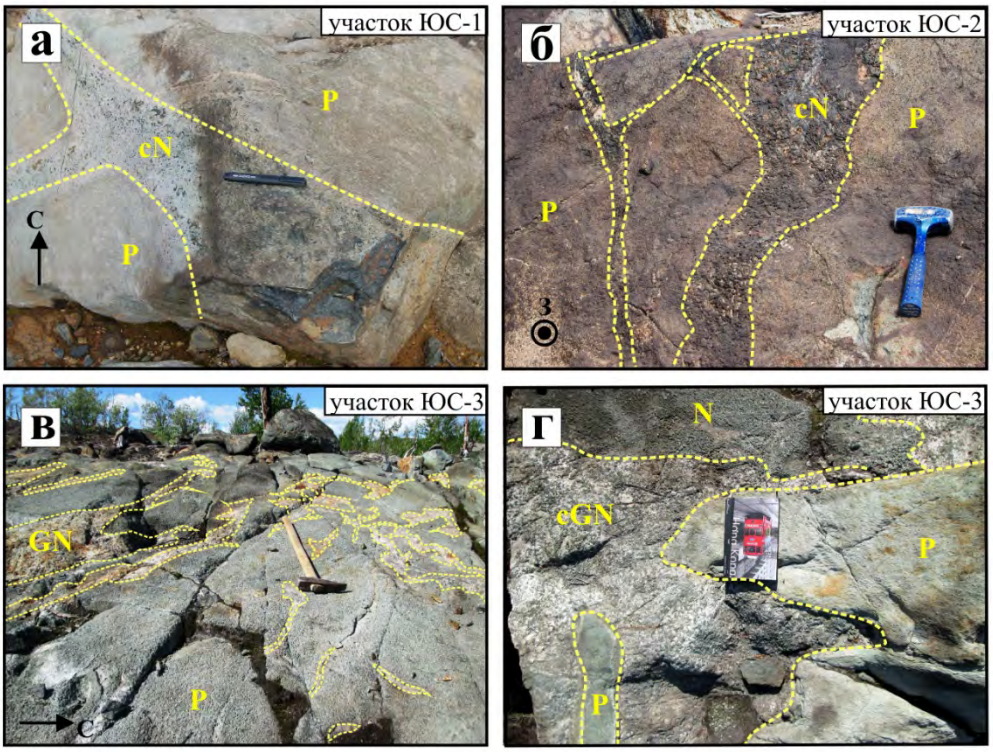


Рисунок 2. Взаимоотношения пород Южносопчинского массива.
а, б – жилы крупнозернистого метанорита (cN), секущие мелко-среднезернистые метапироксениты нижней зоны (P); в – многочисленные жильные тела габбронoритов (GN), секущие породы нижней зоны (P); г – брекчия в основании верхней зоны: обломки метанoритов (N) и метапироксенитов (P), сцементированные крупнозернистым метагаббронoритом (cGN).

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометальных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2009. Т. 427. №5. С.669–673.

Грошев Н.Ю., Припачкин П.В. К вопросу о геологической позиции и платиноносности массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 4–13.

Иванченко В.Н., Иванченко В.Г. и др. Информационный отчет о результатах оценочных работ на МПГ на южном фланге месторождения Вуручуайвенч, оценочных работ на МПГ на рудопроявлении Южносопчинское и доразведка месторождения медно-никелевых руд Пласт «330» в Мончегорском рудном районе. 2009. ТФГИ по СЗФО.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: 2004. Ч. 1. 177 с.

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 41–63.

Чащин В.В., Митрофанов Ф.П. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерагения // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 10. С. 231–256.

Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V. 75. P. 31–46.

Karykowski B. T., Maier W. D., Groshev N. Y., Barnes S. J., Pripachkin P. V., McDonald I., Savard D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018. V. 113. № 4. P. 911–935.

Pripachkin P. V., Rundkvist T. V., Miroshnikova Y. A., Chernyavsky A. V., Borisenko E. S.Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. № 8. P. 973–992.

Schissel D., Tsvetkov A. A., Mitrofanov F. P., Korchagin A. U. Basal platinum-group element mineralization in the Federov Pansky layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic geology. 2002. V. 97. № 8. P. 1657–1677.

Магнетит-ильменит-шпинелевые агрегаты в амфиболовых габбро Серебрянского камня

Михайлов В.В.[1], Козлов А.В.[1], Степанов С.Ю.[2], Шиловских В.В.[2]

[1]*Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, mvvsevolodovich@yandex.ru*
[2]*СПбГУ, г. Санкт-Петербург*

Платиноносный пояс Урала – уникальное образование, представляющее собой гигантскую, до 1000 км длиной, цепь крупных, сложно построенных интрузивов, расположенных на восточном склоне Среднего, Северного и Приполярного Урала. В их состав входят дуниты, верлиты, клинопироксениты, оливиновые габбро, габбро-нориты, амфиболовые габбро и гранитоиды с резким преобладанием мафитов. Габброиды различного состава чаще образуют самостоятельные массивы, пространственно сближенные или интегрированные с ультраосновными дунит-клиноприроксенит-тылаитовыми блоками. Однако детальность исследования массивов расположенных на Среднем Урале значительно отличается от массивов Северного Урала. К числу малоизученных можно отнести и массив Серебрянского камня, являющийся частью, одного из крупнейших в пределах Платиноносного пояса, полиформационного Кытлымского плутона, расположенного 40 км западнее города Карпинск. В геологическом строении массива принимают участие лейко-, мезократовые и такситовые меланократовые амфиболовые габбро с шлирообразным распеделением амфибола, фрагментами тел анортозитов и жильными телами габбро-пегматитов (Кашин, 1941, Ефимов, 1967, Михайлов, 2018). В работе авторы уделили особое внимание детальному изучению фазовой неоднородности титаномагнетита, исследованию морфоструктурых особенностей ильменита, и срастающейся с этими минералами шпинели.

В ходе полевых работ, проведённых на территории Серебрянского камня в 2018 году, были пройдены съемочные маршруты с отбором штуфных образцов. Из отобранного каменного материала были изготовлены аншлифы и прозрачно полированные шлифы, которые послужили материалом для поведения микроскопических исследований. Определение состава минералов было произведено при помощи сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром (Санкт-Петербургский государственный университет, ресурсный центр «Геомодель» аналитик Шиловских В.В.).

Рудные минералы в амфиболовых габбро характеризуются крайне неравномерным распределением. В наиболее богатых разновидностях вкрапленность слагает 10–15 % от объёма породы. Железо-титан-ванадиевая минерализация преимущественно представлена в виде рассеянной вкрапленности титаномагнетита, а также отдельными шлировыми и прожилковыми обособлениями, гораздо реже слагает сплошные участки. Из числа сульфидов преобладает борнит, часто с халькопиритом в виде пластинчатой структуры распада твердого раствора. В подчинённом количестве среди сульфидов присутствует халькопирит в виде отдельных единичных зёрен. Широко распространены случаи формирования тонких кайм, сложенных халькозином, вокруг зёрен борнита. В ряде образцов широко распространены мирмикитовые срастания халькозина и борнита. Халькозин иногда замещается ковеллином.

Микроскопические исследования ассоциации оксидов Fe и Ti показали, что все зерна титаномагнетита характеризуются неоднородным строением. Размер и соотношение срастающихся минеральных фаз (магнетита, ильменита и шпинели) весьма изменчивы.

По морфоструктурным особенностям можно выделить несколько главных типов магнетита, ильменита и шпинели, отличных и по химическому составу.

1-й тип – титаномагнетит, образующего мелкие, размером до 50 мкм идиоморфные включения в Mg-гастингсите (рис. 1.1). Чаще всего зерна находятся в срастании с пластинками ильменита. Для этого типа характерно присутствие в магнетите тонкого решетчатого распада титанистой шпинели по кубу (рис. 1.1). Размер пластинок шпинели укрупняется от периферии к центру зерна. Для первого типа характеры повышенные, относительно всей ассоциации, содержания титана (2,2 3,4 % TiO_2) и довольновысокие концентрации магния (табл.1).

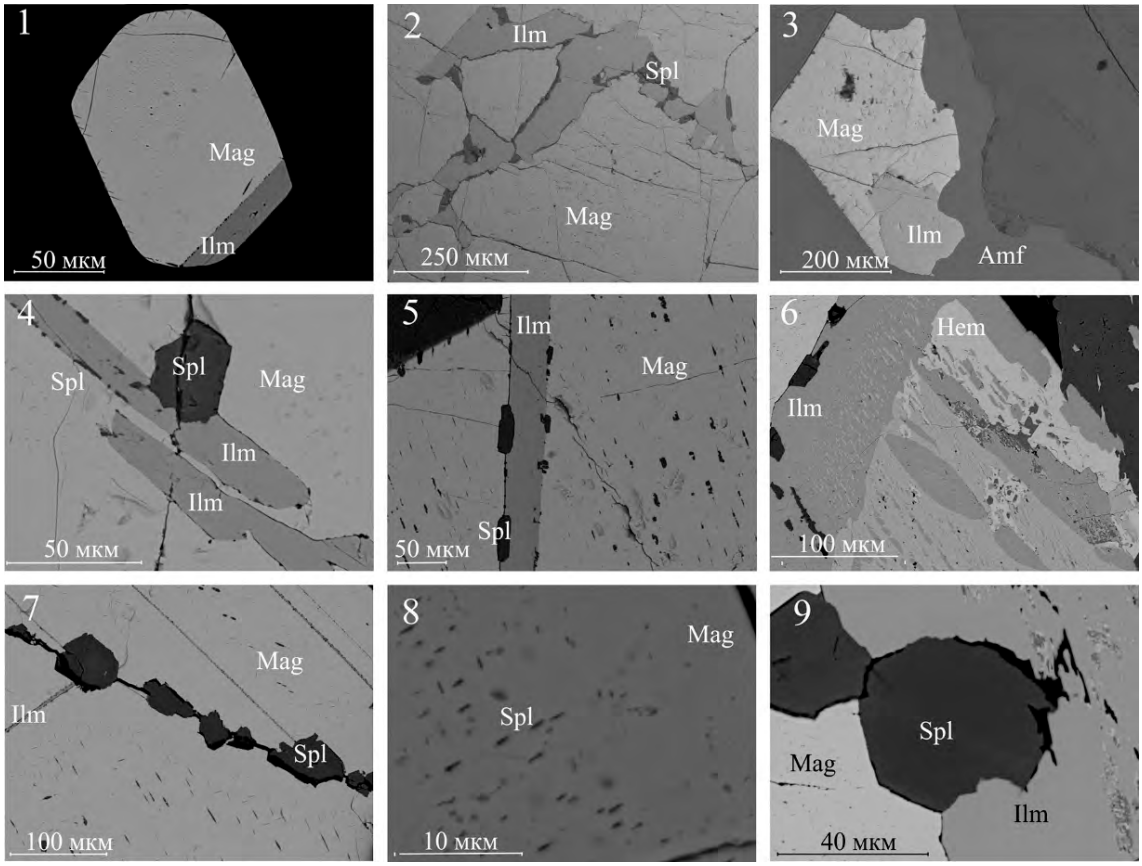


Рисунок 1. СЭМ фотографии срастаний оксидов из амфиболовых габбро.
Mag –магнетит, Ilm – ильменит, Spl – шпинель, Hem – гематит

Таблица 1. Анализы состава титаномагнетита, ильменита, и шпинели

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO2	3,2	0,9	0,2	52,1	51,1	49,3	50,4	1,3		5,1
Al2O3	2,3	1,1	1,5					56,2	62,1	59
FeO	85,4	95,4	97,5	41,8	33,7	46,4	45,1	13,5	14,3	17,4
MnO				2,8	4,2	3,2			0,3	
MgO	2,1	0,7	0,7	1,9	8,5	1	1,6	14,9	19,7	13,3
ZnO								14,7		2,1
V2O5	0,9	0,8	0,8							
Сумма	93,9	98,9	100,7	98,6	97,5	99,9	97,1	100,6	96,4	96,9

Примечание: титаномагнетит 1,2,3 типа соответственно; ильменит 4 – в срастании с титаномагнетитом 1го типа, 5 – крупные обособления 4го типа, 6 – из структур распада твердого раствора, 7 – из распада с гематитом; шпинель 8 – в срастании с ильменитом, 9 – реакционного типа, 10 – из структур распада твердого раствора.

2-й тип - наиболее распространенный, представлен крупными до 1-2 мм ксеноморфными зернами (рис. 1.3), приуроченными к межзерновому пространству силикатной матрицы. Практически всегда титаномагнетит второго типа находится в срастаниях с изометричными зернами и неориентированными относительно структуры магнетита пластинами ильменита (рис. 1.3, 1.4, 1.5).

На фоне тонкой решетчатой структуры распада с субмикроскопическими фазами шпинели наблюдаются ламели ильменита (рис. 1.4, 1.5), его мономинеральные обособления разнообразной формы (рис. 1.3), и вкрапленность идиоморфных крупных зерен шпинели (рис. 1.4, 1.5, 1.9). Содержание основных компонентов в титаномагнетите из парагенезиса с ильменитом характеризуется “промежуточными” для ассоциации, концентрациями титана (0,87-1,2% TiO_2), отмечается примесь алюминия (до 1,5% Al_2O_3), и низкие содержания магния (до 1,1% MgO) (табл.1). Для ксеноморфного титаномагнетита, аналогично титаномагнетиту

Волковского месторождения (Полтавец, 2011), характерны высокие концентрации ванадия (0,98% V_2O_5), оставаясь практически постоянными для всех образцов.

3-й тип - магнетит со структурой распада твердого раствора, характеризующеся присутствием тонких ламелей ильменита в титаномагнетите (рис 1.7). Тонкая структура распада, представлена ламелями ильменита и субмикронными линзовидными выделениями шпинели. Зерна титаномагнетита характеризуются низкими содержаниями титана (0,37 0,49 % TiO_2) и умеренно низкими концентрациями магния (табл. 1).

По морфологическим особенностям можно выделить четыре типа ильменита.

1-й тип – пластины ильменита в срастании с зернами титаномагнетита 1-го типа (рис.1.1) , так и наблюдаемые в качестве включений в ксеноморфном титаномагнетите 2-го типа, часто пересекающие границы его зерен.

2-й тип - пластины ильменита в структурах распада твердого раствора титаномагнетита (рис. 1.7). На границе закономерно ориентированного ильменита и титаномагнетита развиваются крупные зерна шпинели.

3-й тип - крупные обособления ильменита, в которых наблюдается распад твердого раствора с переходными фазами: ильменит, гемоильменит, ильменогематит, гематит (рис. 1.6). Для титаномагнетита данного типа характерно отсутствие примесных компонентов: алюминия и магния, высокие концентрации титана. В исследуемых образцах обнаружены зерна со сложным зональным строением. Внешняя часть зерна сложена ильменитом с тонкими ламелями гемоильменита, ядро разделено на две зоны: в первой зоне наблюдаются линзообразные обособления ильменита в гемоильменитовой матрице, вторая, более светлая часть на рисунке 1.6, структура распада твердого раствора ильменогематита в матрице гематита. По данным П.Рамдора (Рамдор, 1962), образование гематита происходит путем восстановления гематита в ильменитах с очень большим содержанием железа. Образование зональности (рис. 1.6), можно объяснить многократным повторением данного процесса, по окончанию которого часть линзообразных выделений гематита претерпела переход в тонкие параллельные пластинки.

4-й тип – приуроченные к границам зерен крупные обособления ильменита сложной формы, по границе ильменит-титаномагнетит развивается шпинель. Для 4го типа характерны высокие содержания магния (до 5% MgO).

Часть зерен ильменита подвержена лейкоксенизации, преобладающим минералом замещающим ильменит является титанит. Лейкоксенизированные зерна находятся в ассоциации с “раздробленным” магнетитом, в трещинах которого развитие получает минерал, по составу наиболее близкий к клинохлору.

По химическому составу для ильменита из первой группы характерна однородность состава. Низкие содержания марганца и умеренные содержания магния (табл. 1). Для второй группы наиболее важной особенностью можно считать высокие концентрации магния (до 6% MgO), несвойственные ильменитам исследуемой ассоциации. Образование укрупненных обособлений ильменита приуроченных к границам зерен предположительно происходило путем объединения в одно целое более мелких пластинок, что может объясняться процессами перекристаллизации в позднемагматическую стадию становления массива (Попов, 2011). По данным А.Г. Бетехтина (Бетехтин, 1958), обособление компонента, выпадающего из раствора в твердом состоянии, является дальнейшей стадией эволюции распада твердых растворов. В условиях снижения температуры, возможно, происходило перегруппировка вещества неоднородной матрицы титаномагнетита, в результате которой наиболее крупные обособления обогащались магнием.

По морфоструктурным особенностям шпинель в амфиболовых габбро можно разделить на несколько типов.

1-й тип шпинель в виде субмикроскопических зерен широко распространена в структурах распада титаномагнетита. Чаще всего размер пластинок шпинели не превышает 1 мкм, однако встречаются и более крупные (рис. 1.5, 1.6, 1.7) зерен, доступный для диагностики. Часто встречается явление изометризации шпинели, при перекристаллизации более крупных пластинок образуются цепочки зерен вытянутых по направлениям структур распада твердого раствора, в случае пересечения пластинок образуются крупные мелкозернистые агрегаты. Для шпинели первого типа характерно наличие примеси титана (до 6% TiO_2).

2-й тип – шпинель, срастающаяся с ильменитом 1го типа, образует сравнительно крупные зерна, размером до 40 мкм (рис.1.9). Изучение морфологических особенностей шпинели позволяет сделать вывод о совместной ее кристаллизации с ранними пластинками ильменита, образуя в срастаниях с ним индукционные поверхности. Шпинель второго типа явно обогащена цинком (до 14% ZnO).

3-й тип – слагает каймы на границе двух фаз, титаномагнетит в зонах, контактирующих со шпинелью третьего типа, резко обеднен продуктами распада (рис.1.7). Такой тип шпинели можно отнести к реакционным образованиям. Основной особенностью состава микровключений шпинели является большая доля магнетитовой и магнезиферритовой составляющей.

Полученные результаты позволяют установить ряд особенностей химизма ильменита, титаномагнетита и шпинели, указывающие на эволюционную направленность кристаллизации этих минералов. Установлено изменение состава титаномагнетитов для разных выделенных типов: мелкие идиоморфные зерна титаномагнетита в амфиболе, в отличие от самостоятельных его выделений в интерстициальном пространстве, характеризуются повышенными концентрациями титана. В последовательно образующихся структурах наблюдается тренд увеличения магнетитового минала в титаномагнетите и увеличение магнезиальности ильменита. Эволюция состава шпинели прослежена от зерен, срастающихся с пластинками ильменита, тонкопластинчатых фаз шпинели в структурах распада твердого раствора магматического этапа, до выделения крупных изометричных зерен по границам зерен. В структурах распада твердого раствора для шпинели характерна примесь титана, наиболее ранние индивиды концентрируют в себе цинк, поздние генерации обогащены магнием и алюминием.

По экспериментальным данным (Toplis, Carrol, 1995), в ферробазальтовых системах при фугитивности кислорода ниже буфера QFM при 1100 °С первым на ликвидусе из железо-титановых оксидов кристаллизуется ильменит. Именно такая последовательность прослеживается в изученных нами в амфиболовых габбро. Из-за сложного узора ильменит-шпинель-ильменитовых срастаний применение классических термометров для оценки начала кристаллизации оксидов затруднительно. Для оценки температуры и летучести кислорода равновесия ильменит-титаномагнетит в распавшихся твердых растворах использован геотермометр Гиорсо (Ghiorso, 1997). По данным состава сосуществующих пар, распад оксидного твердого раствора происходил при температурах около 700—600°С и фугитивностью кислорода близка к линии NNO-буфера, и находится на уровне $LgfO_2$=-16,5.

Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1958. 435 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.

Кашин С. А. Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами // Советская геология, 1941, № 2. С. 63–68.

Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Ханин Д.А. Минералго-петрографическая характеристика оруденения Серебрянского камня // Материалы Уральской минералогической школы 2018. 113 с.

Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. Волковское месторождение титаномагнетитовых и медно-титаномагнетитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал)// Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. №2. 143-157 с.

Попов А.В. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: ИЛ. 1962. 1132 с.

Ghiorso M.S. Thermodynamic analysis of the effect of magnetic ordering on miscibility gaps in the FeTi cubic and rhombohedral oxide minerals and FeTi oxide geothermometer // Phys. Chem. Miner., 1997, v. 25, p. 328—352.

Toplis M.R., Carroll M.R. An experimental study of the infl uence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations and mineral-melt equilibrium in ferrobasaltic systems // J. Petrol., 1995, v. 36, № 50, p. 1137—1169.

Минеральный состав и изотопные характеристики руд Быстринского золото-медно-железо-скарнового месторождения (Восточное Забайкалье)

Мокрушников В.П.[1], Редин Ю.О.[1], Гибшер А.С.[1], Дульцев В.Ф.[1]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, viktorm@igm.nsc.ru, anatoly.gibsher@yandex.ru, redin@igm.nsc.ru, dultsev@igm.nsc.ru.*

Быстринское золото-медно-железо-скарновое месторождение расположено в 20 км на юго-востоке от административного центра Газимуро-Заводского района Забайкальского края. Балансовые запасы месторождения, утверждены в ГКЗ и составляют: Cu – 2.27 млн т, Au – 262 т, Ag – 1127 т, Fe – 76 млн т. Месторождение находится в южной части Урюмкано-Будюмканской структурно-металлогенической зоны, контролирующийся одноименной разломной зоной северо-восточного простирания (Спиридонов и др., 2006, Коваленкер и др., 2018). Оруденение пространственно связано с интрузивными породами шахтаминского комплекса ($J_{2\text{-}3}$š), прорывающие палеозойско-мезозойские, терригенно-карбонатные отложения.

Несмотря на то что месторождение длительное время изучалось многими исследователями, до сих пор остается дискуссионным вопрос о его формационной принадлежности. В настоящее время существует несколько точек зрения относительно генезиса Быстринского месторождения: некоторые исследователи относят его к типичным представителям золото-медно-железо-скарнового типа (Кормилицин, Иванова, 1968; Скурский, 1996), другие к золото-медно-молибден-порфировому типу (Сазонов, 1978; Сизых Вит.И., Сизых Вал.И., 2001; Бессонов, 2009) или к совмещенному скарново-порфировому типу, ассоциирующему с адакитами (Коваленкер и др., 2016).

В настоящей работе рассмотрен минеральный состав, последовательность формирования руд и изотопный состав стабильных изотопов.

В тектоническом плане месторождение находится в структуре Монголо-Охотского складчатого пояса и приурочено к Газимуровской региональной тектонической зоне, входящей в состав Ага-Борзинской структурно-формационной зоны. Газимуровская тектоническая зона представляет собой систему глубинных разломов, осложненных многочисленными разломами более мелкого порядка (преимущественно сбросами и взбросо-надвигами), сформировавшеюся на поздне- и постколлизионым этапе развития Монголо-Охотского пояса (поздняя юра – ранний мел). Одним из основных рудоконтролирующих факторов, на территории Быстринского месторождения, является комплексная, многоэтапная и разнопорядковая система складчато-разрывных нарушений, выраженная серией протяжённых (простирающихся с севера на юг), долгоживущих разрывных нарушений и сложной системой оперяющих разломов меньшего порядка (Спиридонов и др., 2006).

В геологическом строение месторождения принимают участие серия свит палеозойско-мезозойского возраста (Быстринская ($Є_1$bs), Ильдиканская (D_2il) и Государевская (J_1gs) свиты), которые прорываются средне-верхнеюрскими интрузивными породами шахтаминского комплекса ($J_{2\text{-}3}$š).

На месторождение руды представлены двумя главными типами: скарны с наложенной сульфидной минерализацией и кварц-карбонатные жилы с сульфидной минерализацией (рис. 1). К главным рудным минералам относятся: магнетит, пирит, халькопирит, пирротин, реже встречаются арсенопирит, сфалерит, марказит гематит, ильменит, рутил, галенит, молибденит, к редким минералам относится самородное золото. Текстуры руд представлены массивными, вкрапленными, прожилково-вкрапленными и брекчиевыми разновидностями. Структуры руд: мелко-, средне-, крупнозернистые, с гипидиоморфно-зернистой степенью кристалличности минералов. Общее количество рудных минералов в породе сильно варьируется, от 10-20% (в сульфидизированных кварц-карбонатных жилах), до 80-90% (в скарнах).

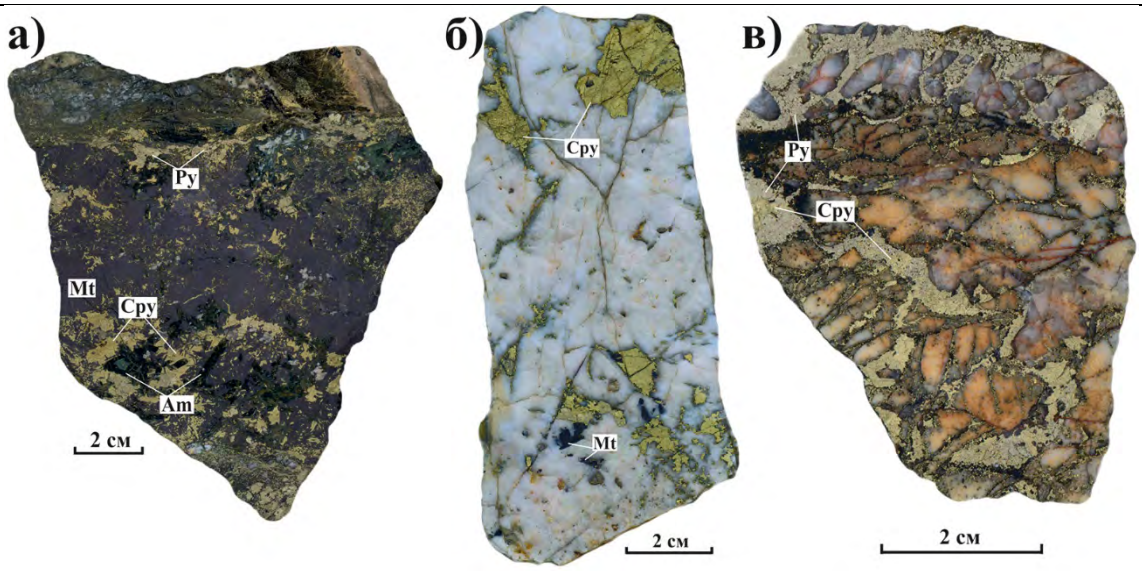


Рисунок 1. Основные типы руд Быстринского месторождения. а – амфибол-шеелит-магнетитовый скарн с наложенной золото-пирит-халькопиритовой минерализацией. б – кварцевая жила с халькопиритом и самородным золотом. в – брекчированная кварцевая жила с халькопирит-пиритовой минерализацией и самородным золотом.

Примечание: Am – амфибол; Mt – магнетит; Cpy – халькопирит; Py – пирит.

Результаты структурно-текстурных исследований взаимоотношений минералов и минеральных ассоциаций в основных типах руд позволили выделить в рудообразующем

процессе три этапа, последовательно сменяющих друг друга: скарновый, гидротермально-метасоматический и гипергенный.

В скарновом этапе выделяются две стадии: прогрессивная и регрессивная. В прогрессивную стадию сформировались основные скарновые минералы (оливин, пироксен, флогопит, амфибол, шеелит и др.). На регрессивной стадии происходило замещение ранних скарновых минералов – серпентином, хлоритом, эпидотом, с этой стадией связанно отложение основной массы магнетита. Этап завершился процессами дробления (катаклазирования) основной массы скарнов и скарнированных пород.

Гидротермально-метасоматический этап включает в себя две стадии минералообразования: пирит-арсенопиритовую и золото-халькопирит-пирротин-сфалерит-галенитовую. В раннюю стадию происходило формирование пирита с подчинённым количеством арсенопирита, после чего руды подвергались дроблению, брекчированию и катаклазированию. Далее по вновь образованным трещинам проникали гидротермальные растворы, насыщенные Au, Cu, Zn, Pb и отлагалась основная часть самородного золота (рис. 2).

По завершению гидротермально-метасоматических процессов руды Быстринского месторождения подверглись воздействию гипергенных процессов. В результате чего были сформированы основные минералы гиперегенного этапа.

Изотопный состав сульфидных минералов Быстринского месторождения характеризуются высоким содержанием “тяжелого” изотопа серы (табл. 1). Так для пирита диапазон значений $\delta^{34}S$ составляет от 5.4 до 12.3‰, для халькопирита от 8 до 11‰ и для пирротина от 6.7 до 9.4‰. Утяжеление изотопного состава серы может быть объяснено смешением ювенильной (магматической) серы и серы из вмещающих пород.

Результаты исследования изотопного состава C и O приведены в таблице 2. Вмещающие породы (мраморизованными известняками быстринской свиты), характеризуются небольшими отрицательными значениями $\delta^{13}C$ (-0.8) и высокими значениями $\delta^{18}O$, которые являются характерными для морских известняков. Несколько заниженное значение $\delta^{18}O$ для вмещающих пород, скорее всего, вызвано взаимодействием с первичным флюидом, отделившимся от гранитной интрузии с индикаторными значениями $\delta^{18}O \approx 6–10$‰ (Hoefs, 2015).

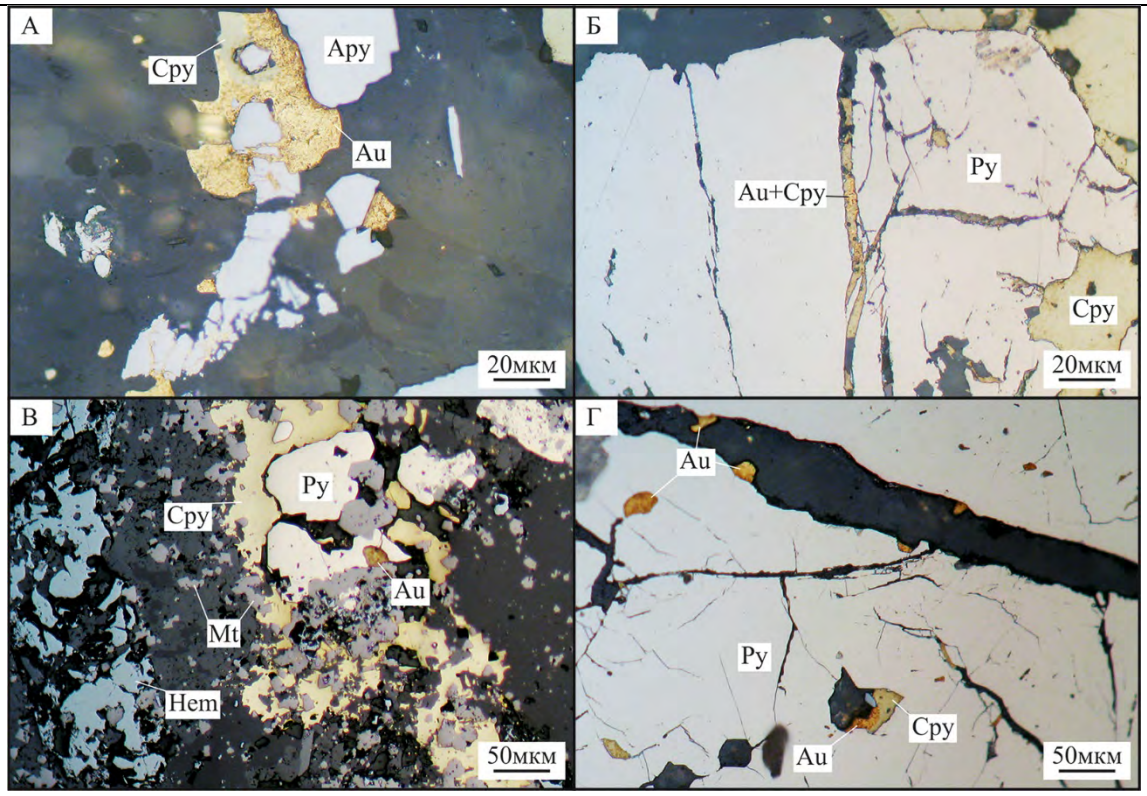


Рисунок 2. Самородное золото в рудах Быстринского месторождения.
Примечание: Au – самородное золото; Apy – арсенопирит; Mt – магнетит; Cpy – халькопирит; Py – пирит; Hem – гематит.

Таблица 1. Результаты исследования изотопного состава S сульфидных минералах Быстринского месторождения.

№ п.п.	$\delta^{34}S$, ‰	минерал
1	6.7	пирротин
2	9.4	пирротин
3	9.2	халькопирит
4	11	халькопирит
5	9.1	халькопирит
6	8	халькопирит
7	12.3	пирит
8	10.1	пирит
9	10.9	пирит
10	5.4	пирит

Изотопные метки углерода кварц-карбонатных жил (с халькопиритом и пиритом) и карбонатных прожилков в скарнах показывают небольшие вариации: от -3.3 до 1.2‰. Подобные показатели присущи морским известнякам. Изотопный состав кислорода кварц-карбонатных жил и карбонатных прожилков в скарнах Быстринского месторождения варьирует в интервале от 10.4 до 14.6‰, что, вероятно, связано с интенсивным взаимодействием магматического флюида с вмещающими известняками. Заниженное значение $\delta^{18}O$ карбоната из брекчии с кальцитовыми прожилками (0.8‰) может свидетельствовать об участии метеорных вод на завершающих этапах рудообразования.

Полученные данные по изотопному составу углерода вмещающих пород и рудных образований позволяют сделать вывод о едином источнике углерода, которым, могут выступать известняки быстринской свиты.

Проведенные исследования показали, что формирование основной массы самородного золото происходило в течение поздней золото-халькопирит-пирротин-сфалерит- галенитовой стадии гидротермально-метасоматического этапа рудообразования. Вариации изотопного состава C, O, S обусловлены локальными процессами и связаны с взаимодействием магматических флюидов и вмещающих пород.

Таблица 2. Результаты исследования изотопного состава С и О из пород Быстринского месторождения.

№ п.п.	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	Порода
1	-0.8	17.9	мраморизованные известняки
2	-0.3	14.6	карбонатные жилы в скарнах
3	1.2	0.8	брекчия с кальцитовыми прожилками
4	-3.2	13.6	кварц-карбонатные жилы
5	-3.3	13	кварц-карбонатные жилы
6	-2.9	10.4	карбонатные жилы в скарнах

Бессонов Н.Н. Выделение молибден-медно-порфирового типа оруденения на территории юго-восточного Забайкалья // Вестник Читинского государственного университета, 2009. Т. 52. № 1. С. 12-19.

Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., академик РАН Бортников Н.С. Крупное Быстринское Cu-Au-Fe-месторождение (Восточное Забайкалье) – первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфировой рудообразующей системы // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 547-552.

Коваленкер В.А., Трубкин Н.В., Абрамова В.Д., Плотинская О.Ю., Киселева Г.Д., Борисовский С.Е., Языкова Ю.И. Типоморфные характеристики молебденита Быстринского Cu-Au-скарново-порфирового месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология Рудных Месторождений, 2018. Т. 60. № 1. С. 68-90.

Кормилицын В.С., Иванова А.А. Полиметаллические месторождения Широкинского рудного поля и некоторые вопросы металлогении Восточного Забайкалья. М., Изд-во Недра, 1968. С. 176.

Сазонов В.Д. Медно-порфировое оруденение в Забайкалье // Геология руд. Месторождений, 1978. Т. 20. № 2. С. 95-98.

Скурский М.Д. Недра Забайкалья. Чита, Изд-во Государственный Читинский технический университет, 1996. С. 692.

Сизых Вит. И., Сизых Вал. И. Рудоносность постколлизионных структур Забайкалья // Постколлизионная эволюция подвижных поясов: Тез. докл. междунар. научн. конфр. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С. 175-178.

Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Академическое издательство “ГЕО”, 2006. С. 291.

Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. Springer, 2015. P. 286.

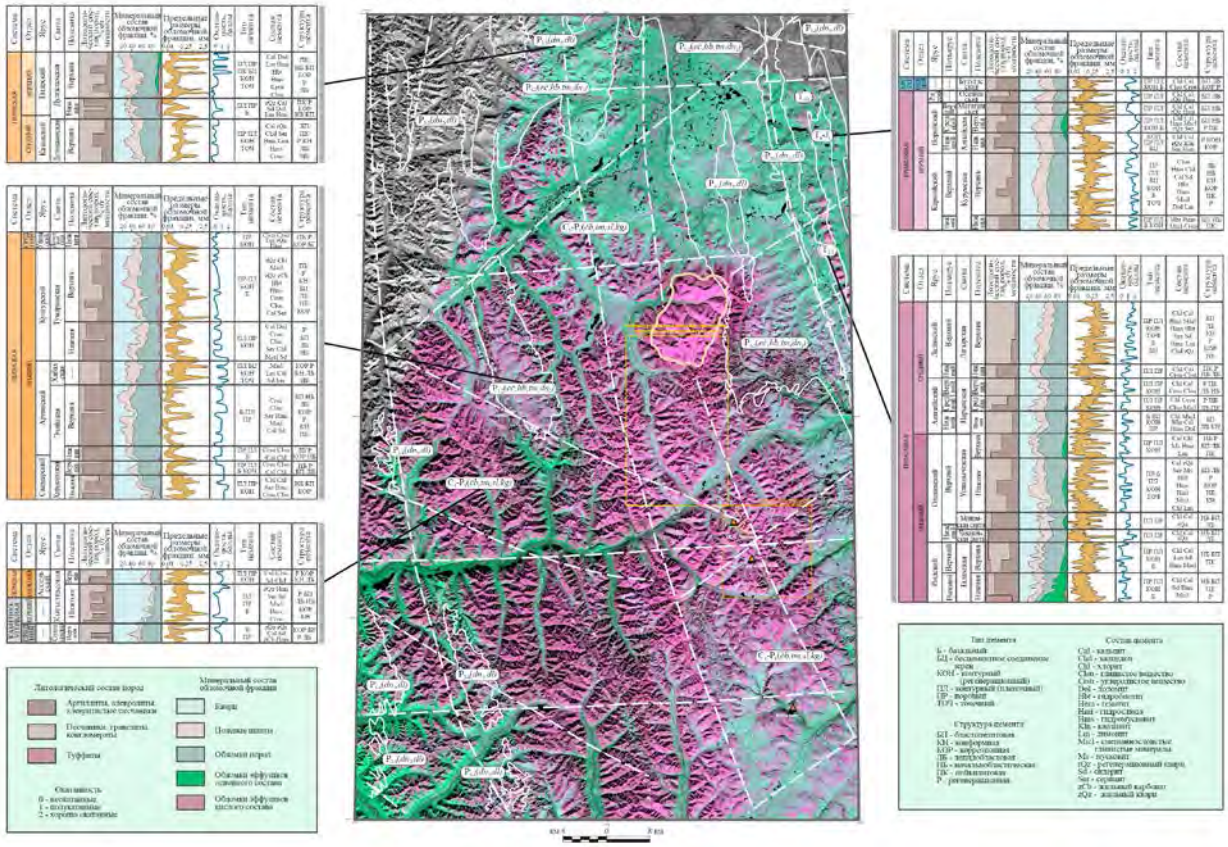
Использование данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) для выявления структурных элементов, контролирующих золотое оруденение, на примере перспективных площадей в Респ. Саха и Магаданской области

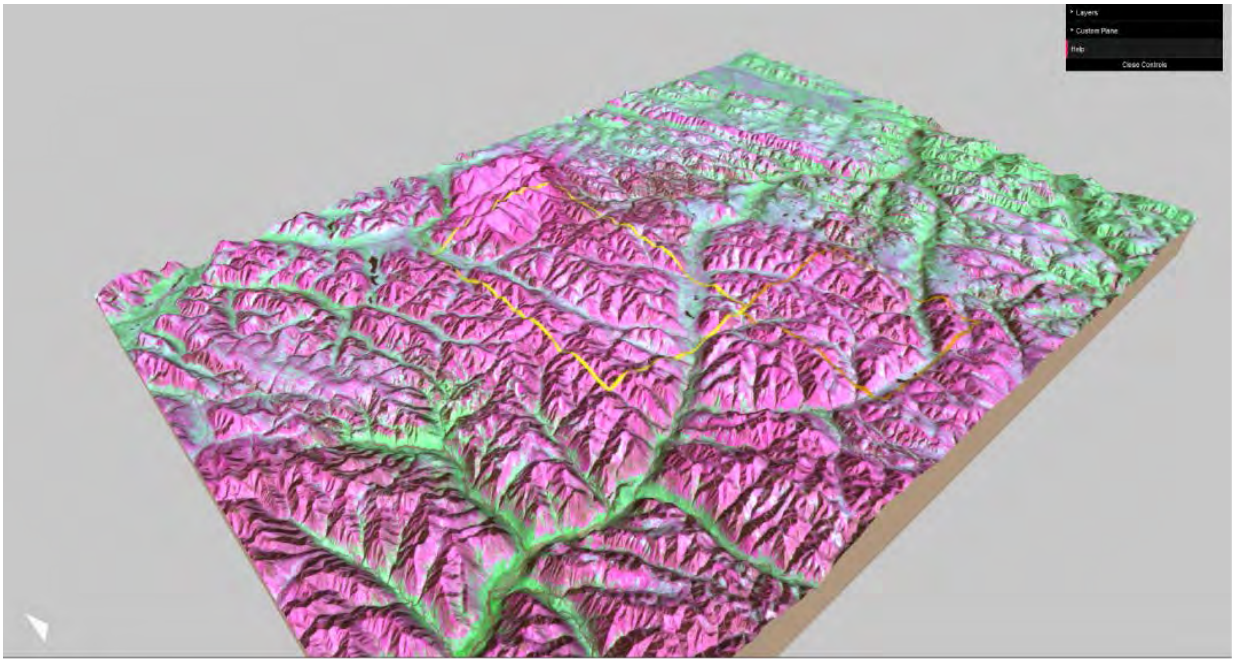
Муравьев В.С.[1], Бондаренко Н.В.[1], Гвоздева И.А.[1]

[1]*ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, vmuravev@tsnigri.ru*

Применение дистанционных методов актуально для картирования структурных элементов, контролирующих золотое оруденение; в частности, дешифрирование геологических комплексов и тектонических нарушений служит дополнительным обоснованием проведения прогнозно-минерагенических работ. Для адаптации метода были выбраны Хобойоту-Эчийская (Республика Саха (Якутия)) и Ветренская (Магаданская область) площади на юго-восточном фланге Яно-Колымской складчатой области, для которых характерна приуроченность Au и Au-Ag минерализации к тонкопереслаивающимся углеродистым породам. Для Хобойоту-Эчийской площади оруденение развито в породах средне-верхнекаменноугольного - нижнепермского возрастов, представленные тонкопереслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками с рассеянным органическим веществом (сапропель) и повсеместно пиритизированными в объеме солончакской и кыгылтасской свит. Для толщ пермского, триасового и юрского возрастов характерно переслаивание мощных песчано-глинистых и галечно-глинисто-песчаных пачек с отдельными крупными пластами песчаников. Таким образом, потенциально рудоносные отложения представляются контрастной по отражательной способности толщей. На Ветренской площади рудовмещающими являются тонкопереслаивающиеся углистые, углисто-глинистые и глинистые сланцы норийского яруса триасовой и геттангского яруса юрской систем. Обе толщи, несмотря на их разный возраст, существенно отличаются от остальных пород терригенного комплекса пермь - триасового возраста, представленных переслаивающимися песчаниками и алевролитами: потенциально рудоносные толщи контрастно выделяются в отраженном спектре. Применение спутниковых мультиспектральных данных ДЗЗ в совокупности с их соответствующей цифровой обработкой позволяет относительно недорого и быстро получать достаточно достоверную геологическую информацию еще на подготовительной стадии работ. На примере Хобойоту-Эчийской и Ветренской площадей использование мультиспектральных растровых композитов дает возможность оконтуривать кислые магматические массивы; перистыми элементами окраски выделяются потенциально рудоносные породы аспидной формации. Результаты применения данной методики могут быть использованы в качестве дистанционной основы при подготовке обоснования проведения прогнозно-минерагенических работ.

Изображение синтезированного мультиспектрального растрового композита на территорию листов P-54,55 P-56,57





Полиформационные метасоматиты золоторудного месторождения Кекура, Западная Чукотка

Нагорная Е.В.[1,2], Волкова М.М. [1], Калько И.А. [2], Джеджея Г.Т. [2], Кошлякова Н.Н. [2], Комарова М.М.[3]

[1] *ГЕОХИ РАН, г. Москва chp312@gmail.com*
[2] *МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва*
[3] *ИГЕМ РАН, г. Москва*

Золоторудное месторождение Кекура, расположенное Западной Чукотке, наряду с другими важными вулканогенными Au-Ag, плутоногенными Au и Au-Mo-Cu-порфировыми месторождениями региона (Купол, Двойное, Клен, Песчанка, Находка) является перспективным с экономической точки зрения. Однако в настоящее время доступная информация ограничена тезисами докладов, представленных на различных конференциях (Двуреченская и др., 2007; Baksheev et al., 2015, Nagornaya et al., 2019). Поэтому мы полагаем, что полученные в ходе детального изучения минералогии метасоматитов расширят представления о генезисе месторождения.

Месторождение приурочено к центральной части Кекурского ранненемелового штокообразного трехфазного гранитоидного интрузива. Интрузив содержит ксенолиты габброидов и прорывается многочисленными дайками гранитоид-порфиров. Золотоносные кварцевые жилы и линзы расположены в пределах интрузива и его экзонтакте. Рудная минерализация развивалась в несколько этапов. На раннем этапе, развиваются арсениды и сульфоарсениды никеля, кобальта, железа (никелин, саффлорит, кобальтин, лёллингит). На следующем, вероятно, порфировом этапе образуются молибденит, арсенопирит, борнит, халькопирит, пирит. Затем следует главный золоторудный этап, включающий золоторудную и сурьмяную стадии. В ходе первой продолжается кристаллизация арсенопирита, пирита, формируются шеелит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, самородное золото (пробность около 850), теллуриды висмута, висмутин и самородный висмут. На второй стадии кристаллизуются халькопирит, галенит, буланжерит, бурнонит, высокоAg тетраэдрит, сурьмусодержащий сфалерит, антимонит, низкопробное самородное золото, кюстелит, самородное серебро.

На месторождении выделяются 5 типов метасоматических пород: калиевые пропилиты, турмалин–альбит–серицит–кварцевые, сопровождающиеся молибденовой минерализацией, безрудные кварц–альбит–серицит-кварцевые с турмалином, золотоносные березиты с арсенопиритом и/или пиритом и редкие приразломные аргиллизиты.

Калиевые пропилиты проявлены локально и развиваются по всем магматическим породам. В их составе выделяются более ранние и относительно более высокотемпературные эпидот, низкотитанистый (0.40-0.60 масс.% TiO_2) биотит, антофиллит, магнезиогорнблендит, калишпат, кварц и более поздние более низкотемпературные тремолит-актинолит, клинохлор (Si 2.67-3.31 а.ф.; Fe/(Fe+Mg) 0.25-0.49), кальцит и редкий серицит. Ранние антофиллит и магнезиогорнблендит замещают магматический пироксен. Эпидот развивается по плагиоклазу. Поздний тремолит-актинолит замещают ранее образованные амфиболы. Кальцит и хлорит иногда совместно с серицитом замещают биотит, а также первичные магматические амфиболы и пироксены.

Турмалин–альбит–серицит–кварцевые, сопровождающиеся молибденовой минерализацией, по-видимому, достаточно широко распространены на месторождении. Однако они в значительной степени преобразованы в результате наложения более позднего березитового процесса и в большинстве случаев можно наблюдать лишь сохранившийся турмалин. По химическому составу турмалин относится к промежуточным членам ряда шерл-дравит обогащенных Ca и в некоторых случаях к серии увит-ферувит. Для него характерны замещения $Fe^{3+} \leftrightarrow Al$, $Al + {}^{W}O^{2-} \leftrightarrow Fe^{2+} + {}^{W}OH^{-}$, и X-вакансия + Al ↔ Na + Fe^{2+} и Ca + Mg ↔ Na + Al, которые типичны в турмалине месторождений порфирового типа (Baksheev et al., 2012).

Безрудные турмалин–альбит–серицит–кварцевые метасоматиты обнаружены лишь на восточном фланге месторождения. Хотя не исключено, что они могли существовать и в других частях, но были уничтожены более поздними метасоматическими процессами. Турмалин двумя генерациями (рис. 1). Турмалин-I слагает сложнозональные кристаллы размером первые мм; турмалин-II выполняет интерстиции межу зернами турмалина-I. Обе генерации турмалина рассечены поздними кальцитовыми прожилками. По химическому составу обе генерации турмалина относятся к промежуточным членам ряда шерл-дравит. Основным отличием от турмалина вышеописанных метасоматитов сопровождающих молибденовую минерализацию, является иной тип замещений, а именно Fe ↔ Mg, который обычен для турмалинов натровых пропилитов, развитых на плутоногенных месторождениях золота и предшествующих процессу березитизации.

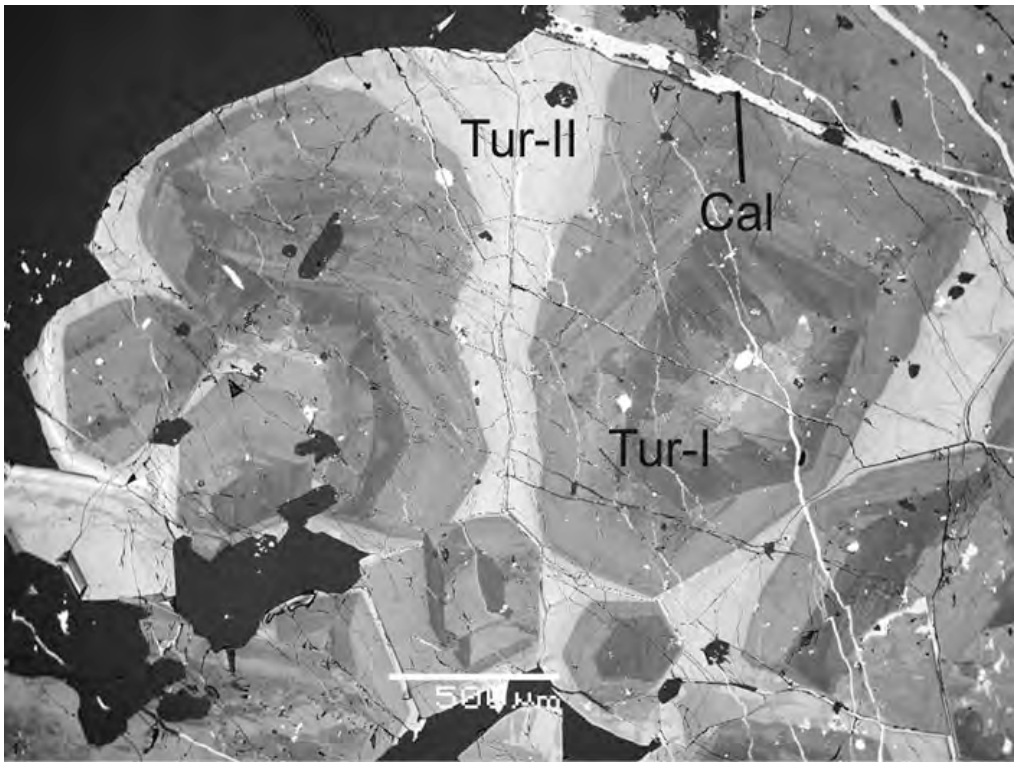


Рисунок 1 Две генерации турмалина рассеченные кальцитовыми прожилками.

Березиты, сложенные доломитом-анкеритом, кварцем, мусковитом, обильным арсенопиритом и/или пиритом, наиболее распространены на месторождении. Коренным отличием березитов от других типов метасоматитов является развитие карбоната ряда доломит-анкерит с отношением Fe/(Fe+Mg) 0.05-0.66 и наличие обильных арсенопирита и/или пирита. Присутствие карбонатов обусловлено высокой фугитивностью CO_2 обычной для процесса березитизации.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о полиформационном характере метасоматических процессов, протекавших на месторождении Кекура и их телескопировании. Представляется, что наиболее ранними являются калиевые пропилиты, за которыми следует образование турмалин-альбит-кварц-серцитовых пород, сопровождающихся молибденовой минерализацией. Оба типа метасоматических пород обычны на месторождениях порфирового типа. Затем формируются безрудные турмалин–альбит–серицит–кварцевые метасоматиты, которые можно отнести к формации натровых пропилитов, и березиты. На заключительной стадии образуются малораспространенные приразломные аргиллизиты.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект № 18-35-20034). Авторы благодарны геологам ЗАО "Базовые металлы" за предоставленные для исследования образцы.

Двуреченская С.С., Кряжев С.Г., Нургалиев Г.Н., Елманов А.А. Минералогические особенности золоторудного месторождения Кекура (Чукотка) // Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России. Материалы Годичной сессии Российского минералогического общества. 2007. т. 2007-2. С. 23–26

Baksheev IA, Demin AD, Bryzgalov IA, Marushchenko LI, Prokofiev VY, Nikolaev YN, Kosyatov VV. Mineralogy of wall-rock alterations and ores at the Kekura gold deposit, Western Chukchi Peninsula, Russia. Proceedings of the VIII International symposium "Mineral Diversity: Research and Preservation", Sofia, Bulgaria, 2015. P. 20

Baksheev I.A., Prokof'ev V.Yu., Zaraisky G.P. et al. Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry-style deposits // Eur. J. Mineral. 2012. Vol. 24, no. 6. P. 957–979.

Nagornaya E.V., Volkova M.M., Baksheev I.A., Khabibullina Yu N., Anosova M.O. Trace Element Geochemistry in Scheelite from the Kekura Gold Deposit, Chukchi Peninsula, Russia // Goldshmidt Conference, Barcelona, Spain, 18-23 august 2019.

Результаты исследования минерального выполнения микроструктур в породах месторождения Антей с помощью сканирующей электронной микроскопии

Нафигин И.О. [1], Устинов С.А.[1,2], Петров В.А.[1], Дойникова О.А.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, Москва, estera-st@mail.ru*
[2]*МГРИ-РГГРУ, Москва, stevesa@mail.ru*

Ранее для ориентированных образцов горных пород месторождения Антей с помощью специальной методики микроструктурного анализа (СММА) (Устинов, Петров, 2018), которая была реализована благодаря разработанному программному обеспечению, интегрированному с ГИС (Устинов, Петров, 2015), авторами была проведена работа по выявлению структурных особенностей различных типов микроструктур (Гусева и др., 2018; Тубольцев и др., 2018; Устинов, Петров, 2019). Кроме того, на основе сочетания СММА и осколковой радиографии при изучении микроструктур, выполненных урановой минерализацией, удалось реконструировать стадии внутрирудных тектонических движений, а также установить пути миграции преимущественно рудоносных флюидов (Тубольцев и др., 2019).

Месторождение Антей расположено в юго-восточном Забайкалье и локализовано в гранитном фундаменте Стрельцовской кальдеры, образовавшейся в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации региона. Жильно-штокверковое оруденение сформировано в результате гидротермального процесса. Вмещающие породы представлены в основном биотитовыми и лейкократовыми гранитами, а также высоко- и низкотемпературными метасоматитами (Ищукова и др., 2007).

Ориентированные образцы горных пород отбирались как по профилям, так и представительно (с учетом всех разновидностей метасоматических преобразований) по всей площади 9-го, 11-го и 14-го горизонтов месторождения на глубинах от поверхности ≈550, 670, 850 метров, соответственно.

Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) использовалась для установления особенностей минерального выполнения микротрещин различных генераций на рассматриваемых горизонтах месторождения Антей. Полученные результаты позволили выявить отличия различных генераций микроструктур по минеральному выполнению, а также изучить особенности отложения минералов, в том числе рудных, в трещинно-поровом пространстве.

Изучение образцов с помощью СЭМ проводилось в ИГЕМ РАН в лаборатории кристаллохимии минералов имени академика Н.В. Белова. Исследования выполнялись на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (Япония) с ЭДС JED-2300.

Ранее, с помощью методики осколковой радиографии нами было установлено, что урановые скопления приурочены преимущественно к системам микротрещин СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простираний. Причём, наличие смещений одной системы относительно другой позволило предположить, что урановорудный процесс на месторождении Антей протекал на фоне минимум двух стадий внутрирудных тектонических смещений (Тубольцев и др., 2019).

В результате изучения минерального выполнения с помощью СЭМ установлено, что по микротрещинам СЗ-ЮВ простирания широко развиты урановые выделения в форме типичных сферолитов (рис. 1). Подобные сферолитовые выделения часто образует настуран (Ищукова и др., 2007). Иногда в центре урановых сферолитов можно наблюдать сохранившиеся реликты дорудного пирита. По микротрещинам СВ-ЮЗ простирания также широко развиты сферолитовые образования урана. Но, при этом, только в микротрещинах данной генерации установлено наличие примеси титана.

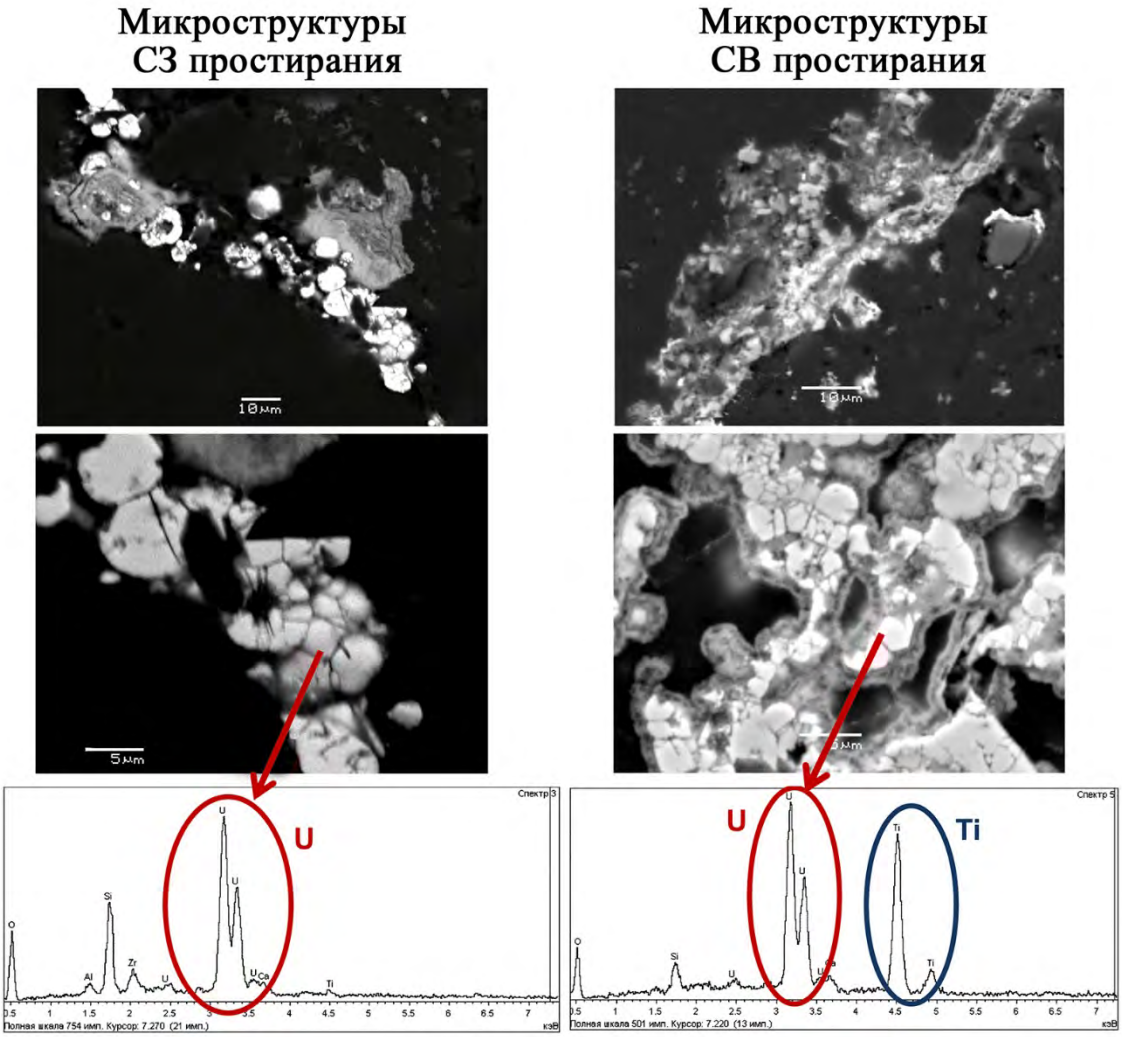


Рисунок 1. Результаты сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) минерального выполнения микротрещин СЗ-ЮВ (первая генерация) и СВ-ЮЗ простираний.

Выявленное различие в минеральном выполнении рассматриваемых микроструктур, вероятно, указывает на то, что они сформировались под воздействием различных полей напряжений-деформаций (ПНД), но при этом временной интервал между сменой деформационных режимов был незначительным. Кроме того, не исключен вариант, что данные микроструктуры формировались в крайне неоднородном ПНД. В результате этого вначале сформировалась СЗ-ЮВ системы, а затем в качестве эшелона трещин отрыва закладывались микротрещины СВ-ЮЗ ориентировки, постепенно приобретающие сколовый характер, что приводит к микротектоническим смещениям, замеченным в образцах. Важно, что формирование именно этих микроструктур предшествует процессу отложения урановой руды на месторождении Антей в пределах изучаемых горизонтов.

В процессе изучения шлифов с помощью методики СЭМ рассматривались минерализованные и частично минерализованные микроструктуры всех ориентировок. В результате такого подхода авторы смогли разрешить некоторые вопросы об одинаково ориентированных генерациях микротрещин, являющихся, тем не менее, отражением разновременных деформаций, происходивших в истории формирования месторождения.

Так по микротермометрическим данным на 9-м и 11-м горизонтах месторождения зафиксировано наличие микротрещин СЗ-ЮВ и субширотного простирания, которые были активны дважды в течение гидротермального процесса. Чтобы подтвердить сделанное ранее предположение о том, что данные двойные системы являются отражением различных этапов тектогенеза необходимо также провести их анализ с помощью средств СЭМ.

Среди микроструктур СЗ-ЮВ простирания в ориентированных шлифах с помощью методики СЭМ были обнаружены два типа микротрещинных систем. Первый тип микротрещин развивался параллельно планарным систем флюидных включений (ПСФВ), захватившим

флюидные включения (ФВ) с температурами 300-240°С. Данный тип микроструктур участвовал в процессе миграции рудоносных флюидов, поэтому выполнен преимущественно урановыми выделениями. Второй же тип микроструктур рассматриваемой ориентировки по характеру минерального выполнения кардинально отличается от первого. Системы микротрещин данного типа сформированы в местах развития ПСФВ СЗ-ЮВ ориентировки, захвативших ФВ с самыми низкими, из зафиксированных, температурами гомогенизации – 220-150°С. Урановая минерализация здесь либо присутствует в очень незначительных количествах, либо вовсе отсутствует. Применение СЭМ позволило установить тот факт, что в данных микроструктурах в больших количествах концентрируется редкоземельная минерализация (преимущественно Ce, La, Sm, Gd, Nd). Важно, что микротрещины данного типа всегда частично приоткрыты, что свидетельствует об их формировании на заключительных этапах гидротермального процесса (рис. 2).

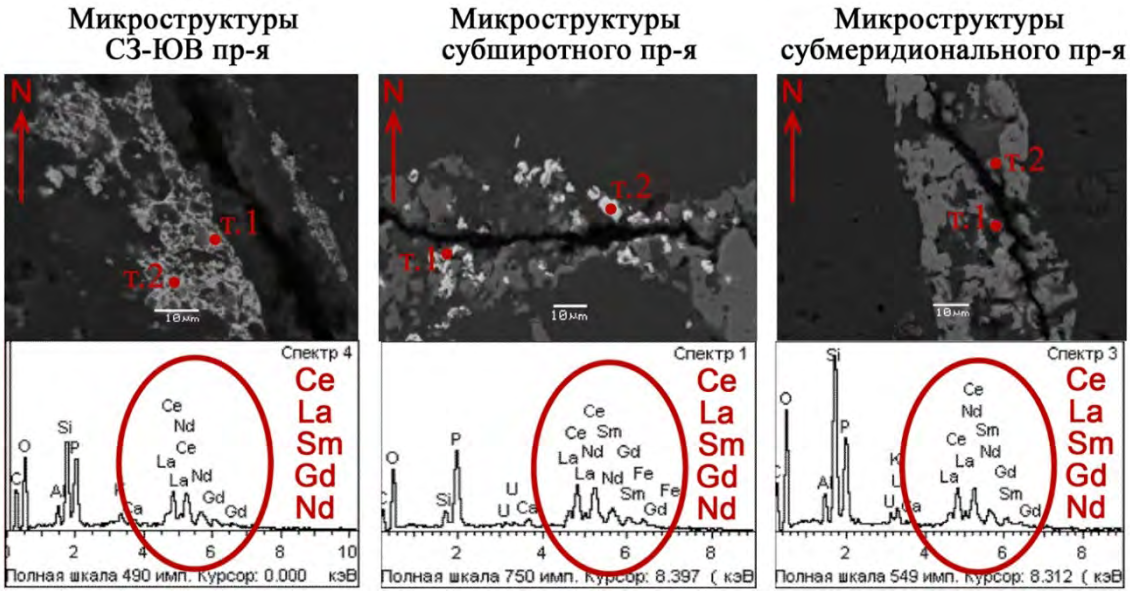


Рисунок 2. Результаты сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) минерального выполнения микротрещин СЗ-ЮВ (вторая генерация), субширотного и субмеридионального простираний.

Кроме того, в шлифах изучались генерации микроструктур других ориентировок. На заключительных этапах гидротермального процесса, помимо генерации микротрещин СЗ-ЮВ ориентировки, получили развитие микроструктуры субмеридионального и субширотного простираний. Изучение данных микроструктур с помощью СЭМ позволило выявить схожесть типа и минерального выполнения микротрещин таких ориентировок с СЗ-ЮВ микроструктурами второй генерации. Данные системы микротрещин также частично приоткрыты и в них в больших количествах содержится редкоземельная минерализация при незначительном наличии или отсутствии урановой минерализации (рис. 2).

Три рассмотренные системы микротрещин СЗ-ЮВ (вторая генерация), субширотной и субмеридиональной ориентировок захватывали ФВ с температурами гомогенизации, находящими в одном интервале, а также частично приоткрыты и содержат идентичную минерализацию. Этот факт свидетельствует о том, что они отражают единый этап тектогенеза. Такое сочетание разноориентированных микроструктур может указывать на то, что рудовмещающая разломно-трещинная структура вступила в режим объемной дезинтеграции на фоне гидроразрыва. То есть происходит объемное разрушение массива горных пород. В таких условиях мог реализоваться пульсационно-ритмичный («клапанный») механизм поступления растворов в сегменты растяжения, оптимально ориентированные в поле напряжений (Петров, 2010). Кроме того, наличие данных микроструктур только в верхних частях месторождения, приоткрытый характер, особая минерализация – всё это вполне может указывать на то, что, при существовании гидравлической связи разломов с поверхностью, в эти системы микротрещин мог происходить подток обогащенных кислородом метеорных вод и их смешение с нагретыми

гидротермальными растворами. На то, что в формировании гидротермальных минеральных ассоциаций помимо магматических флюидов участвовали и метеорные растворы указывают данные по изотопному составу кислорода и водорода в серицитах и иллитах месторождения (Андреева, Головин, 1998).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00109 мол_а.

Андреева О.В., Головин В.А. Метасоматические процессы на урановых месторождениях Тулукуевской кальдеры в Восточном Забайкалье (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. №3. С. 205-220.

Гусева А.С., Устинов С.А., Петров В.А. Выявление структурных особенностей различных типов микроструктур на месторождении Антей с помощью специальной методики микроструктурного анализа // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа. Сборник материалов М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 120-123.

Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Наумов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: Типография Глазовская, 2007 260 с.

Петров В.А. Роль сейсмодеформаций в формировании жильно-штокверковых гидротермальных месторождений // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. М.: ИГЕМ РАН. 2010. С. 290-291.

Тубольцев И.С., Устинов С.А., Петров В.А. Микроструктурный подход реконструкции путей миграции рудоносных флюидов на примере молибден-уранового месторождения Антей, юго-восточное Забайкалье / Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа. Сборник материалов. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 360-363.

Тубольцев И.С., Устинов С.А., Петров В.А. Микроструктурная реконструкция внутрирудной тектоники на месторождении Антей с применением осколковой радиографии / Тез. докл. XIV Междунар. научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле» .Т. 1. «Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле – геологии, геотектонике, геодинамике, региональной геологии, палеонтологии». М.: МГРИ-РГГРУ. 2019. С. 101-104.

Устинов С.А., Петров В.А. Применение ГИС-технологий для микроструктурного анализа в геологии // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 33-46.

Устинов С.А., Петров В.А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. – 2018. № 10. С. 125-131.

Устинов С.А., Петров В.А. Микроструктурные индикаторы неоднородности тектонического поля напряжений в процессе формирования гидротермальных месторождений (на примере уранового месторождения Антей) / Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 8–14 апреля 2019 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 167-168.

Условия образования свинцово-цинковых месторождения рудного поля Чо Дон – Чо Диен Северного Вьетнама по данным анализа флюидных включений и изотопии свинца

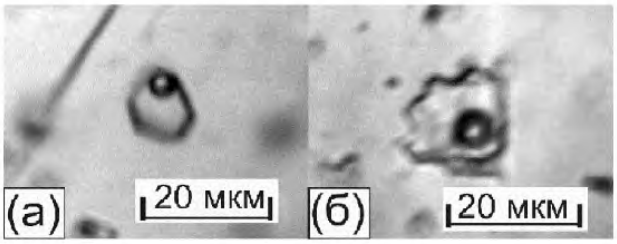
Нгуен З.Х.[1,4], Игнатов П.А.[1], Прокофьев В.Г.[2], Раткин В.В.[3], До М.Ф.[1]

[1]*МГРИ-РГГРУ, г. Москва*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва*
[3]*ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток*
[4]*Горно-геологический университет, г. Ханой, Вьетнам, e-mail: ndhung.tktd@gmail.com*

Рудное поле Чо Дон включает месторождения На Боп, На Тум, Пу Сап, Ба Бо и Лунг Ванг), поле Чо Диен - Фиа Хао, Лунг Хоай, Ла Поите, Бо Пен, Бинь Чай, Део Ан и Бо Луонг. В сумме имеются значительные запасы металлов с высоким содержанием Pb-Zn. Рудные поля находятся в районе Чо Диен провинции Бак Кан на северо-востоке Вьетнама. Общие запасы руды достигают 20,1 млн. тонн и 0,99 млн. т Pb + Zn [4]. Ранее эти месторождения относили к стратиформным типа долины Миссисипи (MVTS). Позднее стали считать постмагматическими гидротермальными (Чан Ван Зыонг, 1990; Чан Туан Ань и др, 2012).

Анализы флюидных включений в кварце и кальците из руд различных Pb-Zn месторождений выполнены в ИГЕМ РАН. Среди флюидных включений в соответствии с известными критериями (Реддер, 1987) были выделены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения. К первичным отнесены флюидные включения, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина. Вторичными считались включения, приуроченные к секущим минерал-хозяин микротрещинам. Первично-вторичные флюидные включения приурочены к трещинам, не достигающим внешних границ кристаллов и зерен, а по фазовому наполнению аналогичны первичным включениям.

Для термо- и криометрических исследований выбирались прежде всего флюидные включения, равномерно распределенные по объему отдельных зерен кварца и кальцита, и отнесенные нами к первичным включениям. По первично-вторичным и вторичным включениям также были получены параметры фазовых переходов. Все флюидные включения относятся к двухфазовым газово–жидким водно-солевых растворов (рис. 1). Данные термо- и криометрических исследований выполнены по 74 индивидуальным флюидным включениям в кальците и кварце из руд разных месторождений. Месторождение Бинь Чай имеет двухфазовые газово-жидкие флюидные включения в кальците, которые гомогенизируются в жидкость при температурах от 177 до 189°C, концентрация солей составляет 0.3 мас. %-экв. NaCl. Температуры эвтектики растворов включений составляет –28°C. Месторождение Лунг Хоай имеет двухфазовые газово-жидкие включения в кальците, которые гомогенизируются в жидкость при температурах от 269 до 270°C, концентрация солей изменяется от 5.0 до 7.5 мас. %-экв. NaCl. Температуры эвтектики растворов включений изменяется от –30 до –33 °C. - Двухфазовые газово-жидкие флюидные включения в кварце месторождения На Тум гомогенизируются в жидкость при температурах от 217 до 237°C, концентрация солей изменяется от 4.9 до 5.5 мас. %-экв. NaCl. Температуры эвтектики растворов включений изменяется от –30 до –33 °C. В месторождении Ба Бо изучены двухфазовые газово-жидкие флюидные включения в кварце с гомогенизацмей в жидкость при температурах от 208 до 224°C, концентрация солей изменяется от 6.8 до 7.3 мас. %-экв. NaCl. Температуры эвтектики растворов включений изменяется от –28 до –31 °C. Все включеные растворы этих месторождения соответствуют растворам хлоридов Na, Mg и K.



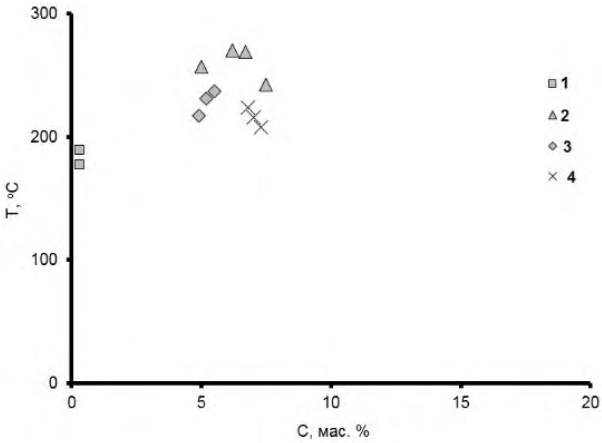


Рисунок 1. Двухфазовые флюидные включения водно-солевых растворов в кальците месторождения Бинчай (а) и в кварце месторождения Натум (б) и диаграмма «температура – концентрация солей» для минералообразующих флюидов изученных полиметаллических месторождений.

1 – Бинчай (Чо Диен), 2 – Лунгноай (Чо Диен), 3 – Натум (Чо Диен), 4 – Бабо (Чо Диен).

Результаты анализа изотопов свинца для двух образцов галенита и двух – сфалерита из месорождений Ба Бо и рудного поля Чо-Дьен приведены в таблице 1. Надо отметить, что нет больших различий в этих значениях между разными типами руд. Изотопные отношения свинца для всех сульфидов близкие: $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,6337–18,6374, $^{207}Pb/204Pb$ = 15,7427 – 15,7465 и $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 39,1156 – 39,1262.

Таблица 1. Pb-Pb изотопные данные для сульфидов месторождений полей Чо Дон – Чо Диен

№ п/п	№ обр.	Месторождение, тип руд, предполагаемый возраст	Минерал	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
1	BB-01	Ба Бо, полосчатые (галенит)-пирит- сфалеритовые руды, линзовидные тела, участвующие в складчатости, ранний девон	Gal	18.6342	15.7465	39.1250
2	СД-03	Лунг Хоай, секущие складчатую толщу тела галенит-сфалеритовых руд с кальцитом, пермь-триас (около 250 млн. лет)	Gal	18.6345	15.7461	39.1245
3	B-113-1	Чо-Дьен, плойчатые метаморфизованные сфалеритовые руды, отчетливо участвующие в складчатости, ранний девон, метаморфизм – C_1	Sph	18.6374	15.7464	39.1262
4	B-113-7	Чо-Дьен, плойчатые метаморфизованные сфалеритовые руды, отчетливо участвующие в складчатости, ранний девон, метаморфизм – C_1	Sph	18.6337	15.7427	39.1156

Полученные данные позволяют предположить наличие однородного источника свинца в верхней части земной коры. Модельный возраст для месторождения Лунг Хоай по одностадийной модели Pb составляет пермь-триас, что совпадает с региональным пермо-триасовым гранитным магматизмом. Возраст месторождения Ба Бо рудного поля Чо Диен оценивается как ранний девон.

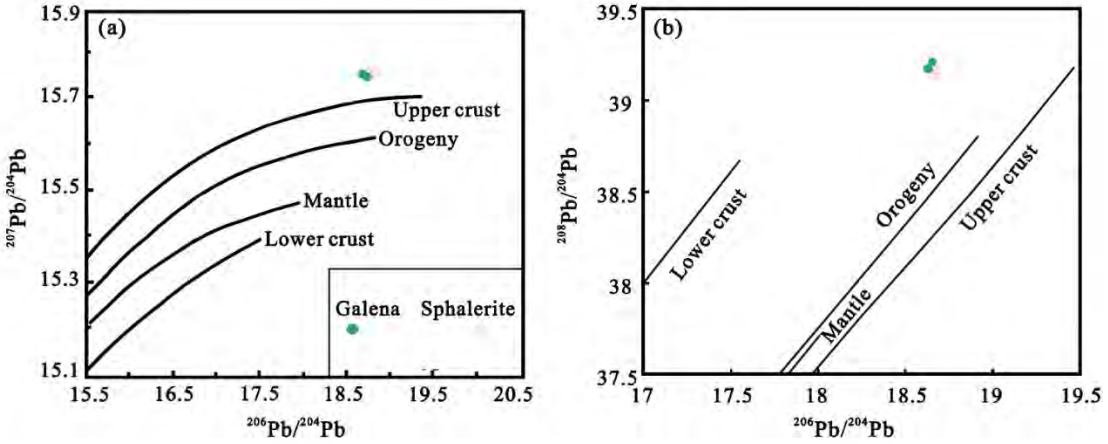


Рисунок 2. a – $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ диаграм; b - $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ диаграм.
Кривые изотопов свинца для мантии, верхней и нижней коры и орогенных поясов взяты из работы Zartman. R. E., Doe. B. R. (1981).

Выводы. Данные по составу и параметрам изученных флюидов имеют некоторое сходство с флюидами эпитермальных полиметаллических месторождений (Simmons et al., 2005). Температура рудообразования также является хорошим показателем для дифференциации различных типов отложений Pb-Zn. Месторождения Pb-Zn типа MVTS, полученные из рассола, обычно характеризуются низкими температурами рудообразования (от 90 до 150ºC) (Leach et al., 2010; Basuki, 2008, 2002), которые значительно ниже чем температура, рассчитанная по данным флюидных включений в месторождениях Лунг Хоай, На Тум и Ба Бо, но имеет некоторое сходство с температуром месторождения Бинь Чай (177 - 189°C).

Изотопия свинца сульфидов указывает на как минимум два этапа рудообразования: ранний девонский вулканогенно-осадочный в поздний перммо-триасовый гидротермальный.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир. 1987. Т. 1, 2.

Чан Ван Зыонг. Геологическое строение и условия формирования полиметаллических рудных полей Северо-Восточного Вьетнама: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Баку, 1990. 21 с.

Чан Туан Ань, Гаськов И.В., Чан Чонг Хоа, Неволько П.А., Фам Тхи Зунг, Фам Нгок Кан. Минералого-геохимические особенности и условия образования полиметаллических месторождений структуры Логам северо-восточного Вьетнама// Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 817-833.

Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., et al.. Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History // Economic Geology. 2010. 105(3). P. 593–625.

Simmons F. A., White N. C., John D. A. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. Society of Economic Geologists, Inc. P. 485–522.

Zartman. R. E., Doe. B. R.. Plumbotectonics—The Model // Tectonophysics. 1981. 75(1/2): 135–162.

Строение пикритовых габбро-долеритов центральной части Октябрьского месторождения (Норильский рудных район) в связи с проблемами их генезиса

Нестеренко М.Р.[1]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, nesterenko-masha@mail.ru*

Введение

Норильские месторождения, расположенные на северо-западе Сибирской платформы, являются уникальными в мире по запасам никеля и металлов платиновой группы. Тем не менее, проблема поиска новых месторождений стоит достаточно остро, поскольку массивные руды почти полностью отработаны. Важную роль при этом играют представления об условиях формирования месторождений.

Вопросы генезиса сульфидных медно-никелевых руд норильских месторождений остаются дискуссионными, несмотря на длительную историю изучения. Это связано с необычным строением этих месторождений по сравнению с другими объектами, а именно, приуроченностью крупных рудных тел сульфидов к сравнительно маломощным интрузивам габбро-долеритов. За время изучения норильских месторождений были предложены многочисленные гипотезы их образования, главной из которых была магматическая (Годлевский, 1959; Лихачев, 1965; Золотухин и др., 1977). Наиболее популярными моделями в рамках этой гипотезы являются модели формирования руд в закрытой (Лихачев, 1965; 2006; Дюжиков и др., 1988; Дистлер и др., 1988; Krivolutskaya, 2016) и открытой (Иванов, 1971; Радько, 1991; Naldrett, 1992; Li et al., 2009) магматической системах. Важную роль в них играют пикритовые габбро-долериты, в которых сосредоточена основная часть вкрапленных руд. Модель открытой системы предполагает существенный вынос сульфидного вещества из этого горизонта на поверхность. Для аргументированного суждения об этом процессе мы изучили строение пикритовых горизонтов и поведение сульфидов внутри них в Хараелахском интрузиве, вмещающем крупнейшее в мире Октябрьское месторождение платино-медно-никелевых сульфидных руд.

Объекты и методы исследования

В ходе работы были исследованы две скважины, РТ-30 и РТ-107 бис, пробуренные в центральной части Октябрьского месторождения (рис. 1), из которых было отобрано 87 образцов. Была проведена фотодокументация керна, петрографическое описание пород, изучение состава породообразующих и сульфидных минералов. Определение составов породообразующих минералов осуществлялось с помощью электронного микрозондового анализатора в ГЕОХИ РАН (аналитик Н.Н. Конокова). Главные компоненты в породах определялись с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра последовательного действия с дисперсией по длине волныв ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев). Для определения содержаний редких элементов в породах применялся метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в ИПТМ РАН (аналитик В.К. Карандашев).

Результаты исследований

Автором были изучены опорные скважины центральной части Октябрьского месторождения и охарактеризовано их строение. При изучении внутреннего строения интрузивных тел, главное внимание нами было обращено на сульфиды – их распределение, изменение размера и состава по разрезу, особенно локализованных в пикритовых габбро-долеритах.

В центральной части месторождения выделены две залежи богатых руд – С-3 и С-4, которые соответственно вскрываются скважинами РТ-30 и РТ-107 бис. Залежи отличаются по своему составу. В первом случае доминирует пирротин, а во втором – минералы группы халькопирита. Присутствующие в обоих рудных телах минералы группы халькопирита отличаются между собой по составу. Так, в залежи С4 преобладает талнахит, а в залежи С3 присутствует только халькопирит.

Рисунок1. Схема расположения залежей массивных руд и скважин (Путеводитель…1994)

Два интрузивных тела близки по мощности (в РТ-30 – 102 м, в РТ-107 бис – 90 м), но расположены на разной глубине (1456м-1575м для РТ-30 и 1614м-1704м для РТ-107 бис). Обе скважины вскрывают силикатные породы с типичным для полнодифференцированных массивов строением. В интрузивных телах наблюдается слудующая последовательность горизонтов, представленных габбро-долеритами разных типов (снизу вверх): контактовые (Гк), такситовые (Гт), пикритовые (Гп), оливиновые (Го), оливинсодержащие (Гос) и безоливиновые (Г); а также верхний такситовый горизонт (Гт) и лейкогаббро (L). В целом разрезы похожи, но в верхней части в скважине РТ-30 обнаружен горизонт лейкогаббро, а в РТ-107 бис горизонт верхних такситовых габбро-долеритов. Мощность пикритового горизонта и мощность сплошных руд в скважине РТ-30 больше, чем в РТ-107 бис (40 м пикритов и 17 м сплошных руд в РТ-30, в РТ-107 бис – 30 м и 3 м соответственно) (рис. 2).Основными породообразующими минералами являются: оливин Fo_{73-61}, Cpx (#Mg=79-65), Pl (An_{78-47}), ортопироксен (табл.1). Количество оливина увеличивается в нижней части интрузивного тела. Распределение редких элементов в породах подобно в обеих скважинах.

Были выявлены два типа сульфидных руд: 1) вкрапленные в пикритовых и такситовых габбро-долеритах и 2) массивные, расположенная в осадочных породах (в скважине РТ-30 мощностью 20 м) и в габбро-долеритах (в РТ-107 мощностью 4 м).

В скважине РТ-30 мощность пикритового горизонта составляет 40 м, в РТ-107 бис – 30 м. Этот горизонт является одной из важнейших составляющих дифференцированных интрузивов. Его состав наиболее близок к ультрабазитам, за счет увеличения содержания оливина. В полнодифференцированных массивах эти породы имеют ряд особенностей, которые отличают интрузивы этого типа от других стратифицированных массивов. К числу таких особенностей следует отнести наличие хромитовой минерализации, магнезиального оливина и развитие наряду с собственно пикритами пород, близких по составу к троктолитам и плагиоклазовым

перидотитам. А главное, что только в пикритовых габбро-долеритах полнодифференцированных интрузивных тел широко распространена наиболее богатая сульфидная минерализация.

Таблица 1. Составы породообразующих минералов.

	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	Cr2O3	Total
					Оливин						
PT-30-1495	0,02	38,02	39,32	0,04	0	0,1	0,06	22,49	0,42	0,06	100,55
PT-30-1497	0,07	41,64	38,63	0,07	0,04	0,14	0,03	17,44	0,27	0,02	98,35
PT-30-1505	0	37,27	39,89	0,07	0,01	0,1	0,02	20,14	0,31	0,11	97,92
PT-107-1662	0,02	38,49	38,34	0,05	0	0,13	0,03	23,01	0,31	0,06	100,45
PT-107-1665,4	0,04	37,92	38,67	0,05	0,01	0,23	0,02	22,6	0,36	0,05	99,95
PT-107-1677,9	0,01	39,4	38,06	0,07	0,02	0,14	0,05	21,02	0,27	0	99,02
					Клинопироксен						
PT-30-1497	0,44	17,5	51,23	2,48	0,04	19,94	1,16	6,5	0,17	0,79	100,25
PT-30-1505	0,28	16,52	52,68	2,65	0	20,77	0,49	5,61	0,15	0,88	100,04
PT-30-1514	0,38	17,3	53,51	1,75	0	20,14	1,05	6,78	0,18	0,11	101,22
PT-107-1662	0,46	16,62	52,31	1,95	0	20,52	1,06	6,75	0,29	0,46	100,42
PT-107-1662	0,38	16,78	51,08	2,37	0	19,07	1,3	7,22	0,29	0,58	99,06
PT-107-1677,9	0,3	16,1	51,41	2,87	0,01	20,34	0,54	7,6	0,2	0,66	100,03
					Плагиоклаз						
PT-30-1495	3,55	0,05	51,54	29,84	0,17	14,35	0,07	0,31	0,03	0,05	99,95
PT-30-1505	3,07	0,04	50,23	31,06	0,13	14,47	0,05	0,46	0,02	0	99,53
PT-30-1514	3,23	0,13	49,55	34,07	0,1	15,53	0,03	0,72	0,04	0,03	103,43
PT-107-1652	3	0,05	49,64	31,54	0,14	15,11	0,03	0,55	0,02	0,01	100,06
PT-107-1662	4,76	0,04	52,68	31,3	0,28	12,01	0,09	0,41	0,01	0,04	101,61
PT-107-1677,9	2,38	0,1	48,14	34,46	0,09	16,05	0,06	0,99	0,08	0,03	102,38
					Ортопироксен						
PT-30-1495	0,02	26,76	55,12	1,15	0,01	0,9	0,19	13,98	0,35	0,36	98,84
PT-30-1497	0,04	29,53	55,09	1,1	0,01	1,06	0,32	12,95	0,36	0,07	100,53
PT-30-1506	0,08	27,05	56,33	0,89	0	1,95	0,61	12,22	0,3	0,14	99,58
PT-107-1652	0,02	23,32	53,13	0,98	0	1,99	0,41	20,26	0,64	0,03	100,79
PT-107-1662	0,08	27,93	53,73	0,91	0,03	1,87	0,49	13,04	0,29	0,08	98,45
PT-107-1665,4	0,06	28,81	55,63	0,55	0	1,15	0,4	14,37	0,46	0,05	101,48

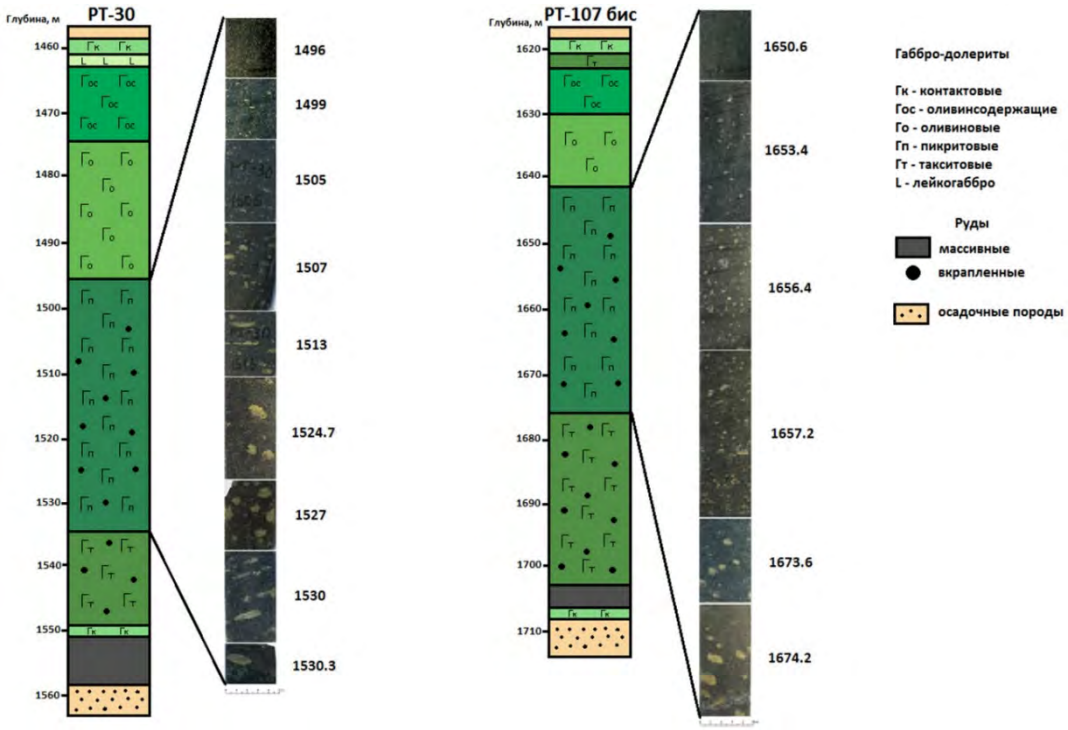


Рисунок 2. Строение интрузивных пород в скважинах PT-30 и PT-107 бис.

В верхней части этого горизонта сульфидная вкрапленность присутствует только в интерстициях, ее содержание не превышает 7-10%. Далее помимо интерстициальной вкрапленности постепенно начинают появляться расслоенные вкрапленники пирротин-халькопиритового состава размером до 5 мм. Количество и размер этих вкрапленников возрастает с глубиной. Наряду с появлением расслоенных капель в разрезе присутствуют вкрапления плагиоклаза. В нижней части горизонта размер вкрапленников достигает 2,5-4 см, их

форма становится уплощенной, все они вытянуты в горизонтальном направлении, а также появляются сульфидные прожилки мощностью до 5 мм. Характерной особенностью крупных выделений сульфидов является то, что все они имеют расслоенное строение, выражающееся в разделении на пирротиновую часть внизу и халькопиритовую вверху. Причем граница расслоения и уплощенность вкрапленников параллельна контакту слоя с другими дифференциатами и границам интрузива в целом.

В обеих скважинах наблюдается единая закономерность в распределении сульфидов: их количество и размер капель возрастает с глубиной. Основным различием в строении пикритового горизонта в скважинах РТ-30 и РТ-107 бис является разный состав вкрапленности и наличие гнездообразной вкрапленности на протяжении практически всего горизонта в скважине РТ-107 бис.

Заключение

Результат осаждения сульфидов можно наблюдать в центральной части Октябрьского месторождения, где мощный горизонт (40 м) пикритовых габбро-долеритов содержит вкрапленники сульфидов, неравномерно распределенные в поперечном сечении. В верхней части горизонта отсутствуют какие-либо сульфидные капли и содержится только интерстиционная вкрапленность (рис.2, фото 1496). Ниже по разрезу появляются мелкие капли, которые постепенно с глубиной становятся крупными и переходят в мелкие рудные прослои в нижней части горизонта пикритовых габбро-долеритов. Эти данные свидетельствуют о влиянии гравитации при формировании вкрапленных руд в норильских интрузивах, что было подвергнуто сомнению (Barnes et al. 2017). Несмотря на наличие небольших «пузырьков» (соответствующих поздним гидротермальным минералам, образовавшимся в пузырьках газа), ясно, что они слишком малы для флотации тяжелых сульфидов. Кроме того, большинство сульфидов не имеют «пузырьков».

С.Барнс предположил (Barnes et al. 2015), что механизм паровой фазы работает как для подъема сульфидных капель вверх, так и, в гораздо большем масштабе, -для гидротермальной, экзоскарновой Cu – Pt – Pd-минерализации в зонах кровли Хараелахского интрузива. В связи с этим важно подчеркнуть, что каплевидные вкрапленники сульфидов расположены только в нижнем горизонте пикритовых габбро-долеритов и никогда наблюдаются в вышележащих и подстилающих породах, включая такситовые габбро-долериты. Таким образом, нет никаких признаков сульфидной флотации внутри всего интрузивного тела.

Barnes SJ, Le Vaillant M, Mungall JE, Krivolutskaya NA Droplets and bubbles—globular sulfide ores, vapour sulfide interactions and Noril'sk-Talnakh ore genesis. // Mineral resources in a sustainable world. SGA 2015. 13th SGA BiennialMeeting. Nancy. France. 1– 5 P. 881–884.

Barnes SJ, Mungall JE, Le Vaillant M, Godel B, Lesher CM, David Holwell C, Lightfoot PC, Krivolutskaya NA, Wei B Sulfide-silicate textures in magmatic Ni-Cu-PGE sulfide ore de- posits. 1. Disseminated and net-textured ores // AmMineral. 2017.102. P. 473–506

Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200000 (объяснительная записка). 1994. / Под ред. Б.М. Струнина и др.

Генкин А. Д., Дистлер В. В. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Изд-во «Наука». 1981. 235 с.

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнини Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского рудного района. М., Наука. 1988. 261 с.

Криволуцкая Н. А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2014.

Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. –Санкт-Петербург: СпбГУ. 2003. 487 с.

Путеводитель VII Международного Платинового Симпозиума. Геология и рудные месторождения Норильского района. Редакторы Дистлер В.В., Кунилов В.Е. Изд-во Моск. контакт, 1994. 43 с.

Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы //Геология и геофизика. № 11. 1991. С.19–27.

Туровцев Д.М. Контактовый метаморфизм интрузий Норильского района. Москва. 2000.

Ga,Ge-содержащий турмалин – выращивание и исследование при давлении до 20 ГПа

Нестерова В.А.[1,2], Сеткова Т.В.[2] , Спивак А.В.[2], Пущаровский Д.Ю.[1], Захарченко Е.С.[2], Боровикова Е.Ю.[1], Балицкий В.С.[2], , Квас П.С.[1,2]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва,*
[2] *ИЭМ РАН, г. Черноголовка, v_nest.243@mail.ru*

Турмалин (обобщенная кристаллохимическая формула $XY_3Z_6T_6O_{18}(BO_3)_3V_3W$, где X – Na^+, Ca^{2+}, K^+, вакансия; Y – Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, Li^+, Al^{3+}; Z – Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}; T – Si^{4+}, Al^{3+}, B^{3+}; V – OH^-, O^{2-}; W – OH^-, O^{2-}, F^-) является самым распространённым в природе боросиликатом, а также обладает пиро- и пъезоэлектрическими свойствами, поэтому его изучение представляет особый интерес. Вхождение галлия и германия в турмалин может повлиять на его структуру и, как следствие, на свойства кристалла. Цель данной работы – синтез галлий-германиевого структурного аналога турмалина и его изучение при высоких давлениях.

Интерес к изучению минералов при высоком давлении, связанный с получением данных о химическом, фазовом составе и физических свойствах глубинных пород и минералов, в последнее время вызван прогрессом в экспериментальном изучении высокобарических фаз, а также развитием аппаратуры высокого давления с алмазными наковальнями. Недавние рентгеноструктурные исследования (O'Bannon, 2018) дравита при высоких давлениях показали, что фазовый переход из ромбоэдрической пространственной группы R3m в ромбоэдрическую R3 происходит при давлении 15.4 ГПа. Однако рентгенограмма шерла до 27.8 ГПа не выявила какого-либо фазового перехода (Xu, 2018), также как не наблюдали каких-либо изменений в структуре увита в экспериментах при высоком давлении до 18.4 ГПа и температуре 723 К (Li, 2004). Помимо этого, также не был обнаружен фазовый переход в K-турмалине из Кокчетавского массива (Likhacheva, 2019) и в синтетических Mg-Al турмалинах (Berryman, 2019). Обзор предыдущих исследований позволяет сделать вывод, что сжимаемость и фазовый переход турмалинов сильно зависят от их катионного состава. В этом отношении представляется интересным синтезировать Ga, Ge-аналоги минералов с более крупными катионами в позициях кремния и алюминия и установить влияние указанных элементов на поведение их структуры и фазовые переходы при высоких давлениях.

Для достижения цели была проведена серия экспериментов в термоградиентных гидротермальных условиях при температуре 600-650 °C и давлении 100 МПа в автоклавах, изготовленных из Cr-Ni сплава (ЭИ-437Б). За основу была взята ранее разработанная методика выращивания турмалина на затравку (Setkov, 2011, Vereshchagin, 2016). В качестве шихтового материала использовали смеси, близкие по стехиометрии к турмалину, приготовленные из обломков синтетического кварца и корунда с добавками порошков оксида галлия и германия. Затравками служили кристаллы эльбаита, отобранные из пегматитов Малханского месторождения (Забайкалье). Из кристаллов вырезали блоки размером 3x2x2 мм в направлении, перпендикулярном оптической оси кристаллов. Автоклавы, загруженные шихтой и затравками, заливали раствором борной кислоты (20 мас.% H_3BO_3). Давление задавали коэффициентом заполнения автоклава и оценивали по P-V-T диаграммам для близких по составу растворов. Продолжительность опытов составляла 20 дней. Продукты опытов и затравочные кристаллы изучали под оптическим (МБС-10), поляризационным (Nikon Eclipse LV100pol) и цифровым сканирующем электронным (Tescan Vega II XMU) микроскопами. Состав новообразованных фаз определяли с помощью электронно-зондового микроанализа (Tescan Vega II XMU). Идентификацию наросшего слоя проводили по КР-спектрам (JY Horiba XPloRA) с учетом данных электронно-зондового микроанализа.

В результате были получены наросты на затравку толщиной от 0,05 до 1 мм, полупрозрачные, чёрные, коричневые и зелёные (рис.1). Наросший слой образован на поверхности грани пинакоида {+0001}, характеризуется шероховатой поверхностью и сложен совокупностью граней тригональных пирамид {1011}, образованных вдоль главного

кристаллографического направления турмалина (ось L3). На грани {-0001} новообразованный слой отсутствует, что может быть связано с очень низкой скоростью роста турмалина в этом направлении. Помимо наростов на затравку, были получены спонтанные (рис.1, в) удлинённые прозрачные кристаллы размером до 0,25 мм в длину.

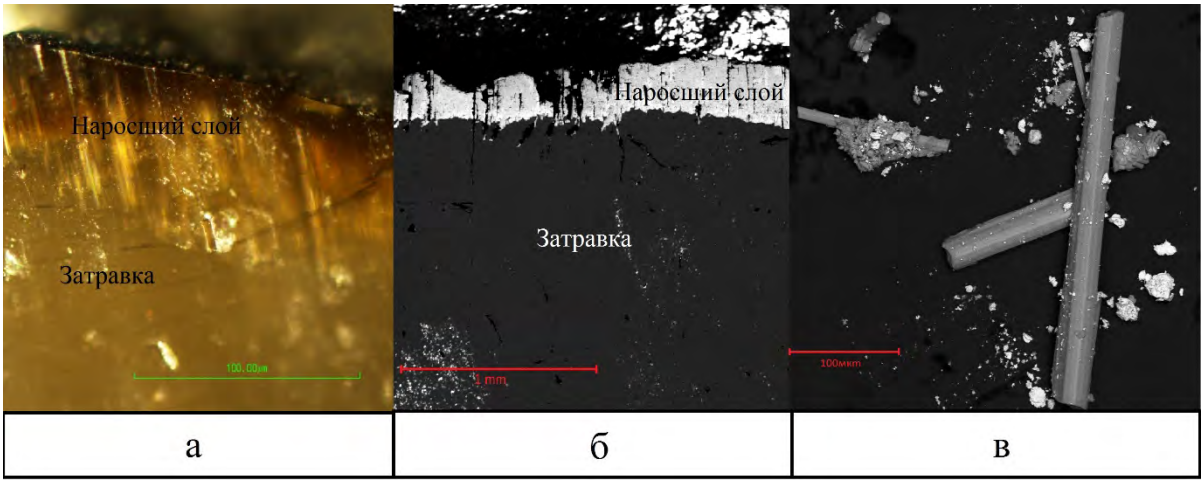


Рисунок 1. (а) - Наросший слой Ga, Ge – содержащего турмалина, (б) - РЭМ-изображение Ga,Ge-содержащего турмалина, образованного на эльбаитовой затравке, (в) - спонтанные кристаллы Ga,Ge-содержащего турмалина

Содержание галлия и германия в новообразованных слоях составляет от 2 до 20 мас. % Ga_2O_3 и от 2 до 32 мас. % GeO_2 соответственно. Наблюдается повышенное содержание железа, титана и пониженное, по сравнению с затравочным кристаллом, содержание кремния и алюминия. Принадлежность наросшего слоя к группе турмалина была подтверждена сравнением его КР-спектра со спектрами природных турмалинов (Watenphul, 2016).

Нарост на затравку Ga,Ge-содержащего турмалина с содержанием 9,4 мас.% Ga_2O_3 и 10,1 мас.% GeO_2 (рис. 1, б) далее был изучен при высоких давлениях. Для изучения структурных особенностей турмалина под давлением использовался метод спектроскопии комбинационного рассеяния. КР-спектры образцов получали на установке, состоящей из спектрографа Acton SpectraPro-2500i с охлаждаемым до -70^{0}C детектором CCD Pixis2K и микроскопом Olympus с непрерывным твердотельным одномодовым лазером с длиной волны излучения 532 нм. Лазерный пучок фокусировался на образец при помощи объектива Olympus 50´ в пятно диаметром ~5 mm. Линия излучения лазера в рассеянном пучке подавлялась с помощью оптического фильтра с оптической плотностью OD=6 и шириной полосы ~160 см-1, а интенсивность возбуждения непосредственно перед камерой высокого давления составляла ~0.7 мВт. Время накопления сигнала составляло 960с (4х240с), с трёх точек при каждом давлении. Чтобы создать необходимое давление на образцы, использовался аппарат с алмазными наковальнями. В работе использовались наковальни с шестнадцатигранной огранкой с размером кулетты 250 мкм, диаметр отверстия в прокладке 100 мкм. В качестве среды, передающей давление, в нашем случае использовался NaCl. Для того чтобы определять давление, создаваемое в камере, использована шкала флюоресценции рубина. Аппарат загружался с образцом-кристаллом турмалина и рубином . Полученные КР-спектры с трёх точек были усреднены и обработаны в программе Fytik 1.3.1.

В результате обработки полученных спектров (рис. 2а), были выделены наиболее интенсивные пики и построены тренды их смещения в зависимости от давления (рис. 2б). По построенным трендам видна общая зависимость сдвига колебаний в сторону больших частот при повышении давления. Однако есть колебания в области 700 см-1, у которых при переходе от давления 15,12 GPa к 17,64 GPa направление тренда меняется с положительного на отрицательный, что может свидетельствовать о структурном переходе в этом диапазоне.

Таким образом, в гидротермальных условиях при температуре 600-650 °C и давлении 100 МПа были получены образцы турмалина с высоким содержанием галлия и германия, изучены условия роста, морфология полученных кристаллов, их химический состав и структура. Также, в

ходе работы было установлено, что в структуре турмалина с содержанием 9,4 мас.% Ga_2O_3 и 10,1 мас.% GeO_2 в диапазоне давлений 15,12 - 17,64 ГПа происходят некоторые изменения. Ранее показано, что в структуре дравита происходит смена пространственной группы с R3m на R3 при давлении 15,4 ГПа (O'Bannon, 2018). Эти данные согласуются с полученными нами результатами. Все это даёт повод более детально изучить Ga, Ge- аналог турмалина и выяснить, как влияет вхождение крупных катионов галлия и германия на изменение его структуры при высоком давлении. Дальнейшие исследования планируется сосредоточить на более детальном изучении структуры, используя метод монокристальной дифрактометрии.

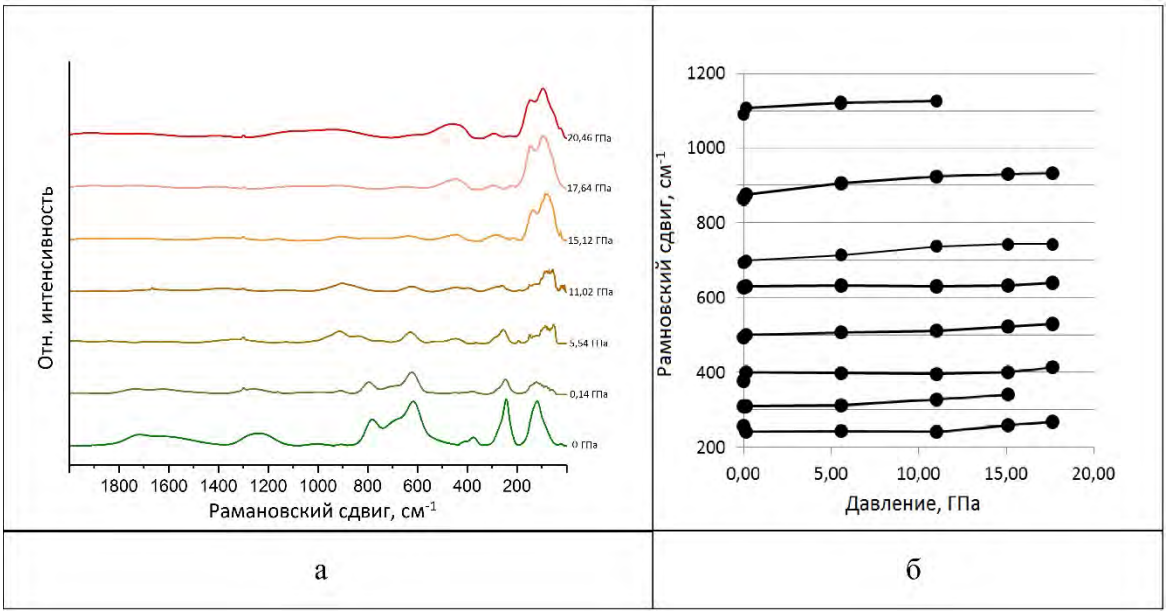


Рисунок 2. КР-спектры Ga,Ge-содержащего турмалина при различных давлениях (а): тренды изменения частот колебаний основных пиков КР-спектра турмалина в зависимости от давления (б).

Berryman E.J., Zhang D., Wunder B., Duffy T.S. Compressibility of synthetic Mg-Al tourmalines to 60 GPa // American Mineralogist. 2019. V. 104. P. 1005-1015.

Ertl A., Giester G., Ludwig T., Meyer H.-P., and Rossman G. Synthetic B-rich olenite: Correlations of single-crystal structural data// American Mineralogist. 2012.V. 97. P. 1591–1597.

Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // American Mineralogist. 2011. V. 96, P. 895–913.

Li H., Qin S., Zhu X., Liu J., Li X., Wu X., Wu Z. In-situ highpressure X-ray diffraction of natural tourmaline. // Nuclear Tech. 2004. V. 27 P. 919–922.

Likhacheva, A.Y., Rashchenko, S.V., Musiyachenko, K.A. et al.. Compressibility and structure behaviour of maruyamaite (K-tourmaline) from the Kokchetav massif at high pressure up to 20 GPa // Mineralogy and Petrology. 2019. V. 113. P. 613.

O'Bannon E., Beavers C., Kuntz M., Williams Q. High-pressure study of dravite tourmaline: Insights into the accommodating nature of the tourmaline structure // American mineralogist. 2018, V. 103. P. 1622-1633.

Setkova T., Shapovalov Yu., Balitsky V. Growth of tourmaline single crystals containing transition metal elements in hydrothermal solutions // Journal of Crystal Growth. 2011. V.318. P. 904–907.

Vereshchagin O.S., Setkova T.V., Rozhdestvenskaya I.V., Frank-Kamenetskaya O.V., Deyneko D.V., Pokholok K.V. Synthesis and crystal structure of Ga, Fe-bearing tourmaline. European Journal of Mineralogy, 2016. V.28., 3. P. 593–599.

Watenphul A., Burgdorf M., Schlüter J., Horn I., Malcherek T., Mihailova B. Exploring the potential of Raman spectroscopy for crystallochemical analyses of complex hydrous silicates: II. Tourmalines // American Mineralogist. 2016. V. 101, P. 970–985.

Xu J, Kuang Y, Zhang B, Liu Y, Fan D, Li X, Xie H Thermal equation of state of natural tourmaline at high pressure and temperature // Phys Chem Miner. 2019, V. 43 P. 315–326.

Связь гранулометрии и морфологии золота с глубинностью образования гидротермальных месторождений.

Никанюк Т.С.[1], Мальцева Г.Д.[1]

[1]*АО «ИРГИРЕДМЕТ», г. Иркутск, nika-tanya83@mail.ru*

Рассматриваются условия образования золотых оруденений гидротермальных месторождений по морфологии, гранулометрии золота и соотношению рудных и жильных минералов.

Процесс образования самородного золота возможно оценить по совокупности признаков, таких как золотоносные минеральные ассоциации, размеры частиц золота, форма выделения, пробность и другие (Мальцева, Никанюк, 2010; Никанюк, Мальцева, 2008_1). Определение условий формирования золотого оруденения гидротермальных месторождений было проведено по вещественному составу руд, морфологии и гранулометрии золота.

Гранулометрия и морфология золота изучалась в технологических пробах 7 –ми месторождений Восточной Сибири, Урала и Дальнего Востока. Рассмотрены месторождения: 1- Читинской области, 2, 3 - Магаданской области, 4- Красноярского края, 5 Республики Саха – Якутия, 6 - Иркутской области и 7- Свердловской области. Все месторождения имеют гидротермальный генезис.

Руды месторождений, в основном, представляют собой минерализованные зоны, в которых широко проявлены метасоматические замещения. Минеральный состав минерализованных зон: кварц, полевые шпаты, карбонаты, хлорит, амфибол, гидрослюды, реже монтмориллонит; количество сульфидов разное от 0,2 до 13,5 % (Никанюк, Мальцева, 2008_2; Николаева, Яблокова, 2007). Содержания кварца и сульфидов приведены в таблице 1.

Изученные руды месторождений различаются по количественному соотношению кварца и сульфидов. Эти различия имеют связь с глубиностью формирования руд. Для месторождений, образованных на относительно больших глубинах (3-6 км) характерны убого- и малосульфидные руды, а для средних глубин (1,5-2,5 км) – умеренно и существенно сульфидные минеральные комплексы, а малоглубинные месторождения или «эпитермальные» весьма бедны сульфидами.

Показатель количественных соотношений кварца и сульфидных минералов это один из критериев выделения рудных формаций. Формация малосульфидных руд называется золото – кварцевой, умеренносульфидная - золото – кварц – сульфидной, то есть роль сульфидов является важным показателем особенности золотого оруденения.

Количество сульфидов в пробах рассматриваемых месторождений изменяется от 0,2 до 13,5 %. Руды большинства изучаемых месторождений характеризуются незначительными содержаниями сульфидов (0,2-1,5 %) и лишь некоторые имеют содержания от 6,6 до 13,5 % жильного выполнения. На месторождении 1- Читинской области имеются руды двух типов - убого сульфидные и умеренно сульфидные. Сульфиды на всех месторождениях в основном представлены пиритом и арсенопиритом, реже пирротином, ковеллином, халькопиритом, борнитом. Таким образом, исходя из количества сульфидов месторождения 4, 5 и 7 можно отнести к более глубинным образованиям, чем месторождения 1 и 2, что подтверждается и более высокой пробностью золота в этих месторождениях.

Количество кварца, по имеющимся данным варьирует от 34 до 87 %. Кварц на месторождениях выделяется крупнозернистый, мелкозернистый, сливной и гребенчатый. Разнообразие выделений кварца свидетельствует о средних глубинах формирования руд месторождений, т.е. порядка двух километров. Кроме того, наличие гребенчатого кварца свидетельствует о перегруппировки минерального вещества. Это подтверждается разнообразным составом рудных зон.

Гранулометрия золота. Золото на изученных месторождениях тонкодисперсное (менее 25 мкм), количество которого составляет от 8,4 до 50,6 %; мелкое (до 0,1 мм) – 1,3-53,0 %; среднее (до 1,0 мм) – 1,4- 90 %; редко крупное (до 5 мм) от 0,3 до 1,5 %.

Таблица 1. Минеральный состав руд и морфология золота в различных по крупности классах.

Область месторождения/номер технологической пробы		Содержание, %			Пробность Au	Морфология золота			
		Сульфиды	Кварц	Au		Тонкодисперсное от 0 до 25 мкм, (%)	Мелкое до 0,1 мкм, (%)	Среднее до 1 мм, (%)	Крупное до 5 мм, (%)
1	30	13,5	22,9	9,3-10,0	854	8,4	уплощенные с ветвистыми отростками, удлиненные (1,3)	уплощенные с ветвистыми отростками, удлинённые (90)	уплощенные с ветвистыми отростками (0,3)
	29	0,2	29,0	9,7-10,5	878	50,6	уплощенные с ветвистыми отростками, удлиненные (1,5)	уплощенные с ветвистыми отростками, удлинённые (46,4)	уплощенные с ветвистыми отростками (1,5)
2		6,6	59,8	2,7	-	удлиненные (30,0)	-	-	-
3		3,6	58,0	2,98	902	45,6	уплощенные с ветвистыми отростками, лепешковидные (53)	лепешковидные (1,4)	-
4		1,5	51	-	914/887	-	лепешковидные	уплощенные с ветвистыми отростками, комковидные	
5		1,2	87	-	-	-	-	уплощенные с ветвистыми отростками, комковидные с ветвистыми отростками	комковидные с ветвистыми отростками
6		0,5	34,0	7,4	447/522	-	уплощенные с ветвистыми отростками (15)	лепешковидные, комковидные с ветвистыми отростками (85)	
7		0,2	37	-	950/870	51,7	-	лепешковидные, комковидные с ветвистыми отростками (48,3)	

Укрупнение частиц самородного золота происходит от ранних генераций к поздним. Для большинства изученных месторождений золото разноразмерное. Поэтому, можно предположить наличие нескольких генераций золота - не менее двух на большинстве месторождений. Исключение составляют руды месторождения 2, где выделяется только одна генерация золота.

Золото изученных месторождений практически ксеноморфное, грани кристаллов – единичные. Мелкое золото имеет уплощенную с ветвистыми отростками, удлиненную, лепешковидную форму. Золотины среднего размера представлены уплощенными с ветвистыми отростками, удлиненными, лепешковидными, комковидными ветвистыми отростками, комковидными формами. Крупное Au имеет уплощенную форму с ветвистыми отростками (Петровская, 1973). Тонкодисперсные золотины имеет удлиненную форму.

Формы золота отражают условия кристаллизации золота. Золото, кристаллизующееся в форме удлиненных многогранников, представляет позднюю генерацию минерала и характерно для более глубинных месторождений. Замеры показали, что золото удлиненной формы из некоторых проб имеет незначительный коэффициент удлинения 1:2, и что позволяет отнести их к, более глубинным образованиям, чем месторождения 1 и 2, коэффициент удлинения которых составляет 1:4 - 1:6.

Уплощенные формы связанны с двойникованием золота и характерны так же для поздних генераций.

Комковидные формы золотин характерны для месторождений, где происходило раздробление, растрескивание пород. Такое золото повторяет формы межобломочных областей и характерны для средне глубинных и глубинных месторождений.

Таким образом, морфология золота изученных месторождений позволяет отнести их к среднеглубинным месторождениям. А том что месторождения являются среднеглубинными свидетельствует и отсутствие волосовидного золота, характерных для эпитермальных месторождениях. Изученные месторождения относятся к средне глубинным образованиям с широким проявлением метасоматоза. Среди месторождений средних глубин менее глубинными будут месторождения 1, 2. Золото на месторождениях имеет несколько генераций, кроме 2, где выделяется только одна генерация золота. На месторождениях 5 и 6 перед отложением золота происходили тектонические подвижки, которые приводили к локальному растрескиванию и дроблению раннее образовавшихся агрегатов.

Мальцева Г.Д., Никанюк Т.С., Морфология золота некоторых гидротермальных месторождений Сибири и Дальнего Востока// Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия СО секции наук о Земле РАЕН. Иркутск: ИрГТУ, 2010. Вып.№ 2 (37). С.21- 26.

Никанюк Т.С., Мальцева Г.Д. Вещественный состав руд месторождения 1 – Читинской области // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия СО секции наук о Земле РАЕН. Иркутск: ИрГТУ, 2008_1. Вып.№ 6 (32). С.50-59.

Никанюк Т.С., Мальцева Г.Д. Вещественный состав руд золоторудного месторождения 3 - Магаданской области // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия СО секции наук о Земле РАЕН. Иркутск: ИрГТУ, 2008_2. Вып.№ 7 (33). С.50-57

Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007, № 6. С. 41- 57

Петровская Н.В., Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.

Состав золота и характер его изменения в процессах образования россыпей Среднего и Северного Урала, связанных с различными генетическими типами коренных источниками

Паламарчук Р.С.[1], Степанов С.Ю.[2], Варламов Д.А.[3]

[1]*Санкт-Петербургский горный университет, palamarchuk22@yandex.ru*
[2]*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург*
[3]*Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка*

Одним из самых информативных косвенных поисковых признаков коренного благороднометалльного оруденения являются повышенные концентрации золота или платиноидов в терригенных отложениях – россыпях. В отличие от россыпей платины, где количество типов коренных источников очень ограниченно (Высоцкий, 1913), для золота известно несоизмеримо большее количество россыпеобразующих типов коренного оруденения. Из истории освоения золотых месторождений Урала известно, что только за дореволюционный период было добыто около 550 тонн россыпного золота, против 130 тонн коренного (фондовые отчеты). Несмотря на такой вклад россыпей в структуру минерально-сырьевой базы Урала на протяжении всего периода его промышленного освоения, особенности россыпного золота изучены недостаточно. Важно отметитить, что существуют современные работы, посвященные изучению поведения золота при его переходе из коренных пород в россыпь для различных регионов Мира (McClenghan, Cabri, 2011), однако для Уральского региона аналогичные исследования не проводились. В советский период были проведены работы, направленные на исследование закономерностей образования и размещения золото-платиновых россыпей и их связи с коренными источниками, однако последняя из таких работ датируется 1974 годом. Таким образом, многие вопросы, например особенности состава золота, остались на данный момент не изученными. Кроме того не проведена полноценная сравнительная характеристика составов золота из россыпей и коренных источников различных генетических типов, что крайне важно для прогнозирования коренного оруденения. В нашей работе в сравнительном аспекте рассматриваются составы золота из ряда россыпей и коренных месторождений, аналогичных по генезису предполагаемым коренным источникам исследуемых россыпей.

Исследуемые россыпные и коренные месторождения расположены в Тагило-Магнитогорской мегазоне, в различных структурно-эрозионных депрессиях на Среднем и Северном Урале. Исследуемые россыпные месторождения связывают с генетическими источниками нескольких типов (табл. 1). Наиболее распространены россыпи с предполагаемыми коренными источниками кварц-сульфидного или схожего с ним типа. Такое оруденение пространственно и генетически сопряжено с интрузиями среднего и кислого состава, расположенными в восточной и центральной частях Тагило-Магнитогорской зоны. Опробованы были также россыпи со специфическими коренными источниками – прогнозируемым оруденением Воронцовского типа и породами дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Россыпи связанные с последними являются комплексными золото-платиновыми с абсолютным преобладанием последней (Stepanov et al., 2019). Эти объекты расположены в западной части Тагило-Магнитогорской мегазоны в пределах Платиноносного пояса Урала.

Характер изменения состава золота от центральной части к кайме резко различен для золота из разных россыпей. Наиболее типичный тренд повышения пробности зерен золота в каймах, где все элементы кроме Au выносятся, наиболее характерен для россыпей, предположительно связанных с коренным кварц-сульфидным оруденением. Аналогичная закономерность установлена для золота из россыпей, залегающих на ультраосновных-основных породах (рис. 1б, г). В то же время золото из россыпи, связанной с коренным источником аналогичным Воронцовскому месторождению характеризуется заметным изменением концентрации Cu, тогда как содержание Ag меняется незначительно (рис. 1г). Отмечаются также тренды горизонтальной направленности (рис. 1г), где неизменным остается концентрация Au и вертикальной (рис. 1б), где меняются концентрации всех компонентов. С учетом особенностей

изменения золота в гипергенных процессах, скорее всего, последние тренды связаны не с приобретенной, а с первичной зональностью, которой обладало золото в коренном источнике и которую зерна сохранили в процессах переноса и образования россыпей.

Таблица 1. Список золотоносных россыпей, исследуемых в работе

№	Расположение	Ген. тип россыпи	Ген. тип коренного источника
1	В 17 км к С-В от г. Невьянск, отвалы россыпи р. Сербишная	Аллювиальная, террассовая	Предположительно кварц-сульфидные жилы
2	В 7 км к Ю-В от пос. Ис, участок Глубокинский Исовско-Туринской россыпной системы	Аллювиальная, террассовая	Прогнозируемое оруденение Воронцовского типа
3	К северу от г. Качканар, россыпи Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов	Делювиальная, ложковая	Породы дунит-клинопироксенит-габбровых массивов
4	В 20 км к С-З от пос. Ис, приток р. Бол. Нясьма, р. Генералка	Ложковая, аллювиальная	Предположительно кварц-сульфидные жилы
5	В 18 км к С-В от г. Волчанск, отвалы россыпи «4-я гидравлика», р. Чап	Аллювиальная, террассовая	Предположительно кварц-сульфидные жилы

Большинство зерен из россыпей характеризуются зональным строением. Доподлинно известно, что разница в химическом составе центральных и краевых частей зерен золота возникает в гипергенных условиях при переходе золота из коренных пород в россыпь (Петровская, 1974). Для большинства изученных объектов такая разница обычно лежит в пределах 5–10 масс. %. В том числе в результате этого, большинство зёрен изученного золота характеризуется значительным колебанием составов и точки анализов фактически занимают почти всю площадь треугольной диаграммы в координатах Ag x 10-Au-Cu x 100 (рис. 1а, в). Однако если разделить все полученные составы золота на две совокупности, составы центральных, условно «первичных» областей золота и составы обогащенных кайм, при сравнительном анализе составов первых отмечаются нкоторые различия золота из разных типов россыпей (рис. 1а, в; рис. 2б). Так, золото из россыпи для которой в качестве коренного объекта рассматривается аналог Воронцовского месторождения характеризуется высокой пробностью, тогда как для золота из россыпей, связанных с породами дунит-клинопироксенит-габбровой формации, отмечается наименьшая пробность. Золото из остальных россыпей, предположительно связанных с кварц-сульфидным коренными рудами, составляют обширную область составов и в целом перекрывают друг друга.

В результате сравнительного анализа составов золота из россыпей и коренных месторождений установлен ряд закономерностей. Например, составы золота из россыпи участка Глубокинский (Исовско-Туринская россыпная система), для которого в качестве коренного источника предполагается объект аналогичный Воронцовскому месторождению, и состав золота из руд Воронцовского месторождения совпадают (рис. 2). Составы золота из других россыпей, попадают в одну крупную область, соответствующую составам золота из различных гидротермально-метасоматических образований от скарнов, до кварц-сульфидных жил Березовского месторождения (Черепков и др., 2015). Необходимо отметить, что часть изученного золота попадает также в области золото-порфировых месторождений (рис. 2а), а золото Воронцовского месторождения располагается в области составов золота эпитермальных месторождений (Степанов и др., 2017). Сравнительный анализ не позволил установить коренной источник золота для россыпей, залегающих на породах дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Так самородное золото из благороднометалльных руд, локализованных в габбро (Михайлов, Степанов, 2018), характеризуются повышенными концентрациями Cu (рис. 2а), что не характерно для проанализированных зёрен. Столь же значительно по содержанию меди (вплоть до образования тетрааурокуприта) отличается и золото из родингитов, развивающихся по ультраосновным породам (рис. 2а; Плетнев, Спиридонов, 2001).

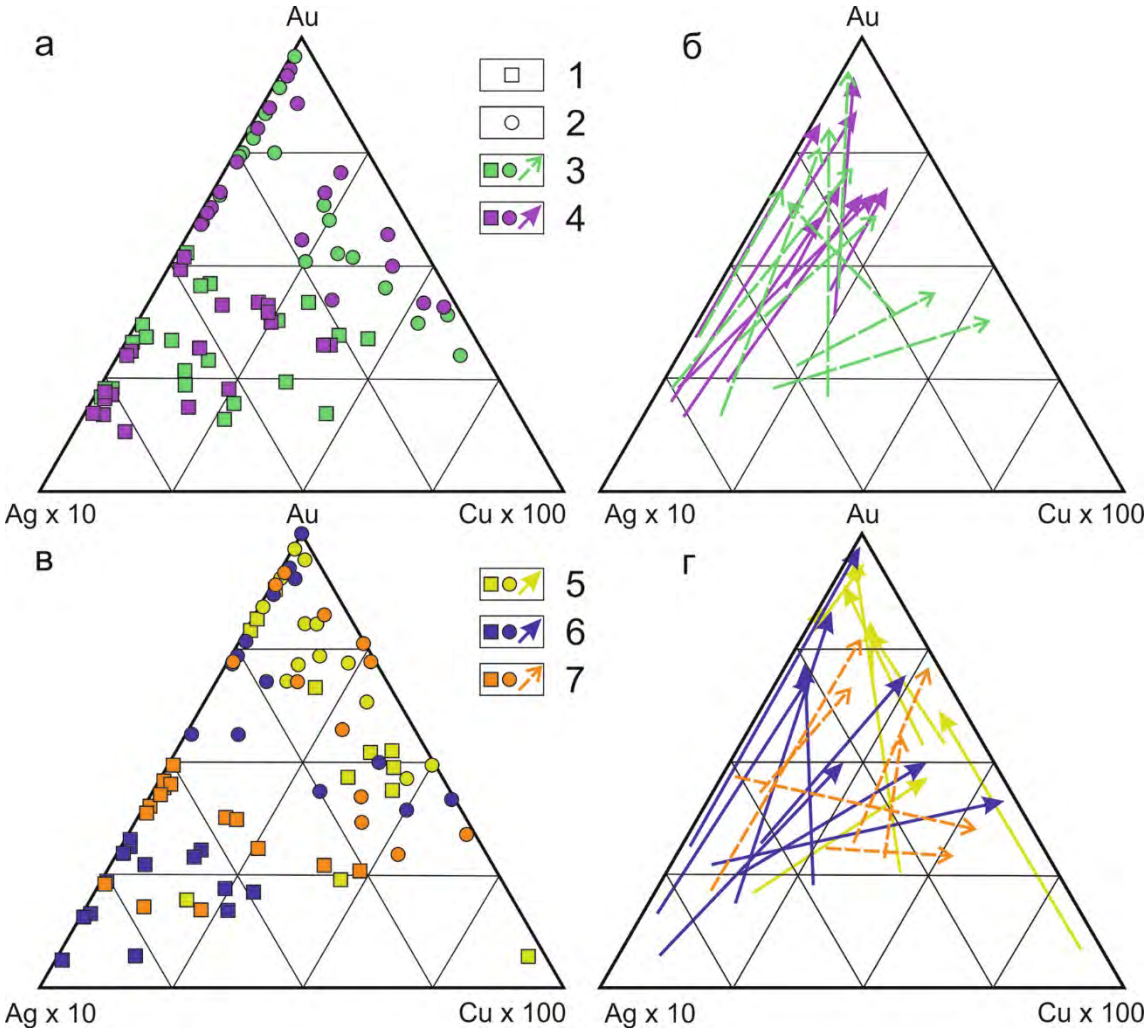


Рисунок 1. Составы золота из различных объектов Уральского региона: а, в – состав золота в центральных (1) и краевых частях (2) зерен; б, г – тренды изменения состава золота в отдельных зернах от центра к кайме.

Места отбора проб: 3 – 4-я гидравлика, р. Чап; 4 – р. Сербишная; 5 – Участок Глубокинский, Исовско-Туринская россыпная система; 6 – делювиальные и ложковые россыпи, залегающие на дунитах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов; 7 – р. Генералка, Нясьминская россыпная система

Таким образом, на основании результатов проведённых исследований наглядно продемонстрировано, что основываясь на составе золота, для ряда россыпных объектов, расположенных в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны, коренные источники могут быть установлены с высокой степенью надёжности. При этом золото, обнаруженное в аллювиальных отложения участка «Глубокинский», по составу аналогично золоту из эпитермальных руд Воронцовского месторождения, что в совокупности с особенностями шлиховой ассоциации указывает на возможность существования довольно крупного золоторудного объекта в области питания этой россыпи.

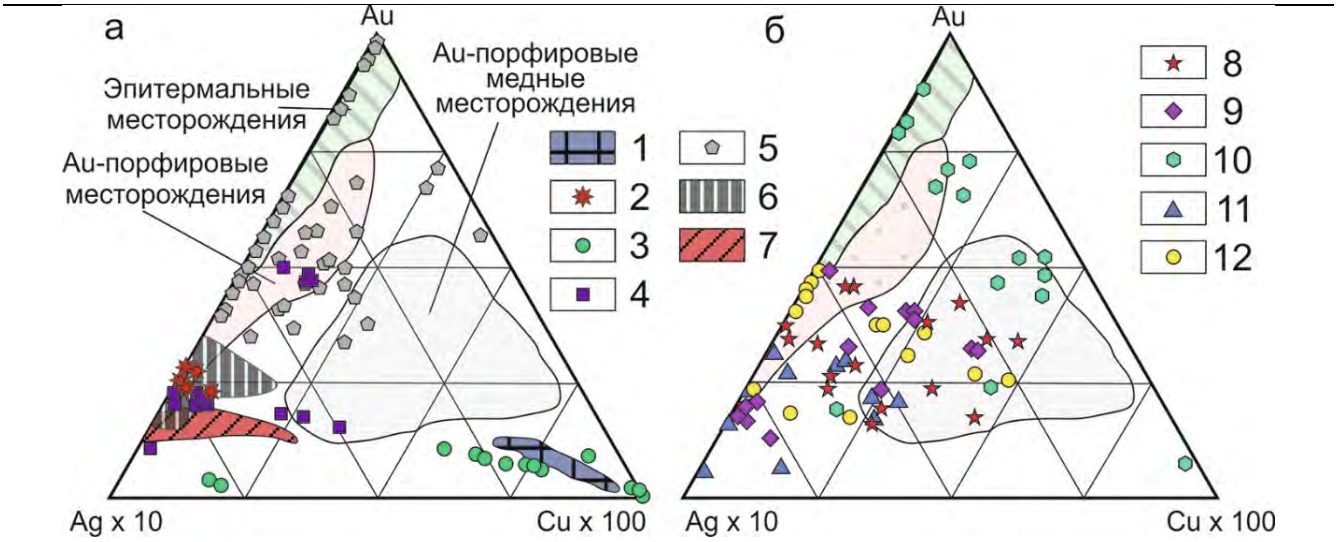


Рисунок 2. (а) – составы золота и поля составов золота на диаграмме Townley (2003) из коренного оруденения, расположенного в: 1 – габбро Серебрянского камня; 2 – лиственитизированных серпентинитах, 3 – лиственитизированных родингитах и хлоритолитах месторождения «Золотая гора» (Плетнев, Спиридонов, 2001); 4 – кварц-сульфидных жилах Березовского месторождения; различных гидротермально-метасоматических образованиях Ауэрбаховского рудного узла: 5 – флюидо-эксплозивных брекчиях Воронцовского месторождения, 6 – экзоскарнов рудопроявления «Дорожное», 7 – метасоматитов березит-лиственитовой формации. (б) – составы золота из россыпей: 8 – 4-я гидравлика, р. Чап; 9 – р. Сербишная; 10 – Участок Глубокинский, Исовско-Туринской россыпной системы; 11 – делювиальные и ложковые россыпи, залегающие на дунитах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов; 12 – р. Генералка.

Работа выполнена в рамках бюджетной темы *АААА-А18-118052590032-6* государственного задания ИГГ УрО РАН. *Название: Палеогеодинамика и эволюция структурно-вещественных комплексов при формировании земной коры континентального типа (на примере Урало-Монгольского складчатого пояса и Западно-Сибирской платформы.*

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Петроград. 1923. 343 с.

Михайлов В.В., Степанов С.Ю. Благороднометалльная минерализация, рудоконцентрирующие минералы Серебрянского Камня // Новое в познание процессов рудообразования. 2018. С. 263–266.

Петровская Н.В. Самородное золото (Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: «Наука», 1973. 349 с.

Плетнев П.А., Спиридонов Э.М. Месторождение медистого золота Золотая гора (О «золото-родингитовой» формации). М.: Научный мир. 2001. 216 с.

Степанов С.Ю., Шарпенок Л.Н., Антонов А.В. Флюидо-эксплозивные брекчии Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Записки РМО. 2017. Т. 146. № 1. С. 29–43.

Черепков А.А., Степанов С.Ю., Антонов А.В., Паламарчук Р.С. Сравнительная характеристика золото-сульфидного оруденения Ильинской и Андреевской даек Березовского рудного поля (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа. 2015. Т. 21. С. 123–127.

McClenaghan, M.B.; Cabri, L.J. Review of gold and platinum group element (PGE) indicator minerals methods for surficial sediment sampling // Geochemistry. 2011. № 11. P. 251–264.

Stepanov, S.Y., Palamarchuk, R.S., Kozlov, A.V., Khanin, D.A., Varlamov, D.A., Kiseleva, D.V. Platinum-Group Minerals of Pt-Placer Deposits Associated with the Svetloborsky Ural-Alaskan Type Massif, Middle Urals, Russia // Minerals. 2019. V. 77. № 9.

Исследование взаимосвязи минерального состава кимберлитовых руд трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская» и продуктов их обогащения в условиях липкостной сепарации

Подкаменный Ю.А.[1,2]

[1]*МПТИ (ф) СВФУ, г. Мирный, mirniy.yuriy@mail.ru*
[2]*ИПКОН РАН, г. Москва*

Кимберлитовые трубки «Нюрбинская» и «Ботуобинская» Якутской алмазоносной провинции (рис. 1), являются одними из наиболее измененных гипергенными процессами. Изменения минералов кимберлитовых трубок связано с различными процессами гипергенного воздействия, в результате которых первичные кимберлитовые минералы преобразуются во вторичные минералы (Зинчук и др., 1993; 2000).

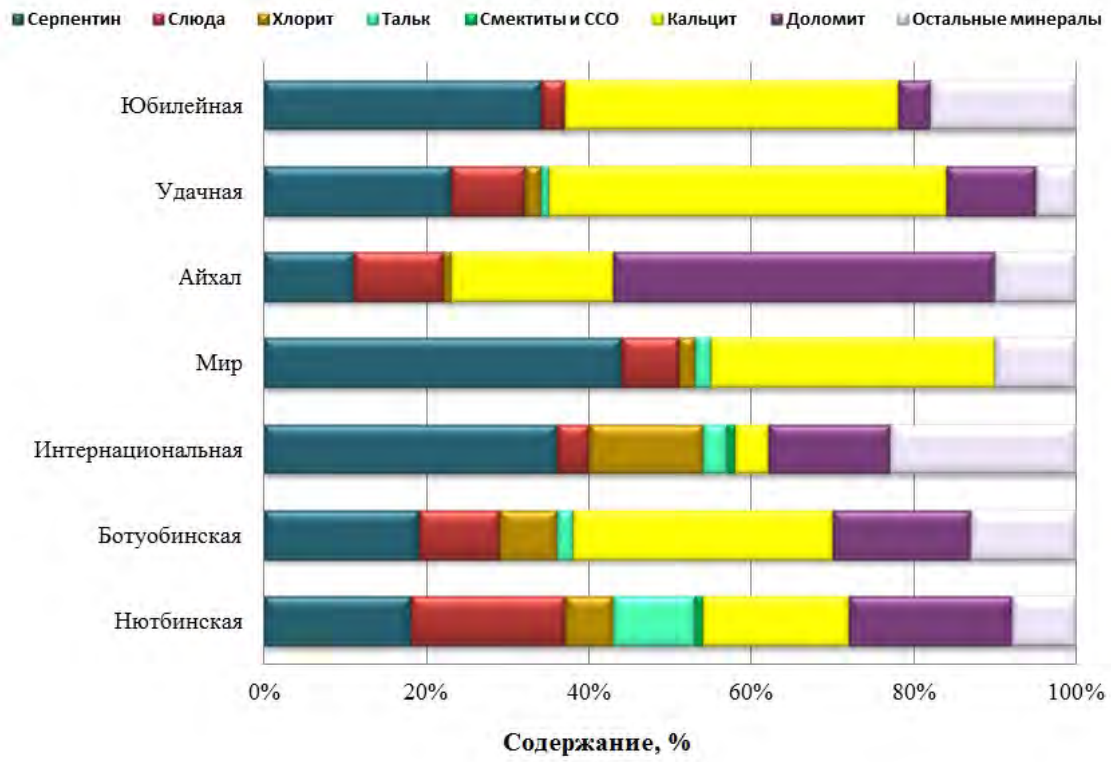


Рисунок 1. Среднее содержание вторичных минералов в кимберлитах трубках месторождений Западной Якутии.

В данной статье проведен анализ и обобщены данные выполненных исследований минерального состава кимберлитов трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская», а также шламовых классов различной крупности в продуктах схемы обогащения кимберлитов этих трубок.

При выполнении исследований был выполнен анализ среднего содержания в основной массе кимберлитов следующих вторичных минералов: серпентина, хлорита, талька, смектитов и смешаннослойных образований, кальцита, доломита, пироаурита, кварца, гипса, галита, ангидрита, а также слюды. В исследованных пробах было определено соотношение ассоциаций серпентин-карбонаты, серпентин-хлорит, тальк-серпентин, смектит-серпентин, тальк-карбонаты, смектит-карбонаты. Из которых первые две являются парагенетическими, остальные – характерны для измененных кимберлитов (Зинчук и др., 1993).

Трубка Ботуобинская представлена кальцитом (31%), серпентином (19%), доломитом (17%) и слюдой (10%), хлоритом (8%), тальком (2%), кварцем, гипсом (1%). Преобладает

ассоциация серпентин-кальцит. Кимберлиты этой трубки являются наиболее карбонатизированными.

Смектиты встречаются крайне редко и в небольших количествах. Имеют распространение кварц и гипс.

Трубка «Нюрбинская» содержит в качестве породообразующих минералов доломит (20%), слюда (19%), серпентин (18%), тальк (10 %), хлорит (7%), кварц (2%), смектиты, гипс (1%). Преобладает ассоциация доломит-серпентин.

Тальк в этой трубке распространен наиболее широко, смектиты и смешанослойные образования встречаются реже. Тальк может образовываться как вместе с серпентином на начальных стадиях постмагматических преобразований, так и позднее, развиваясь по серпентину при гидротермальных процессах. По присутствию смектитов и смешанослойных образований, а также широкому распространению талька можно предполагать высокую степень измененности кимберлитов (Зинчук, 2000).

На следующем этапе исследований был определен минеральный состав вторичных минералов в пробах различной крупности шламовых продуктов обогащения рассматриваемых кимберлитов в условиях обогатительной фабрики №16.

Согласно полученным результатам, средние содержания в исследуемых пробах в наибольшей мере представлены кальцитом (14%), серпентином (7%), доломитом (31%), слюдой (5%), хлоритом (5%), кварцем (19%) и рентгеноаморфными фазами (46%). Преобладает ассоциация серпентин-карбонатов.

Минеральный состав класса -0,05+0,01 мм шламовых продуктов характеризуется преобладанием или присутствием следующих минералов: кальцита (7,3%), серпентина (13,3%), доломита (18,8%), слюды (1,6%), хлорита (8,6%), кварца (9,2%), смектитов со смешанослойными образованиями (1,9 %) и рентгеноаморфных фаз (42%). Преобладает ассоциация серпентин-карбонатов.

Минеральный состав класса шламов -0,01+0,001 мм: кальцит (4,5%), серпентин (12%), доломит (9%), слюда (0,37%), хлорит (7,9%), кварц (7%), тальк (0,3%) смектиты смешанослойные образования (1,9 %) и рентгеноаморфные фазы (55%). Преобладает ассоциация серпентин-карбонатов.

Минеральный состав шламового класса (менее 0,001 мм) отличается уменьшением доли кальцита (1,8%), серпентина (15,6%), доломита (2,5%), слюды (0,1%), хлорита (2,2%), кварца (3,1%), смектитов со смешанослойными образованиями (2,6%). Доля рентгеноаморфной фазы достигает 72%.

Сравнительный анализ ассоциаций вторичных минералов трубок «Нюрбинская», «Ботуобинская» и песков (шламов) хвостов их обогащения (рис. 2), показал хорошую повторяемость составов, что обусловлено формированием шламовых классов преимущественно за счет кимберлитов.

Анализ полученных данных показывает, что в кимберлитах трубок «Нюрбинская», «Ботуобинская» преобладают как частично измененные, так и полностью измененные кимберлиты. Между собою состав этих трубок различается незначительно. По сравнению с другими месторождениями Западной Якутии они являются более измененными, поскольку в них реже отмечаются парагенетические ассоциации кимберлитов и более часто фиксируются ассоциации тальк-карбонаты, смектит-карбонаты.

На следующем этапе проводимых исследований изучены пробы алмазосодержащего материала, поступающего в процесс липкостной сепарации (ЛС), и продукты его сепарации при обогащении кимберлитов трубок «Нюрбинская» и «Ботуобинская».

Зернистый материал исходного питания, продукта и хвостов ЛС крупности -6+3мм представлен обломками кимберлита, карбонатных и осадочных пород, нередко присутствуют гранаты.

Обломки разной степени измененности из крепких, метаморфических пород обычно серого, зеленовато-серого цвета. В составе метаморфических пород диагностированы гранаты, хлорит, полевые шпаты, амфиболы, сульфиды, серпентин.

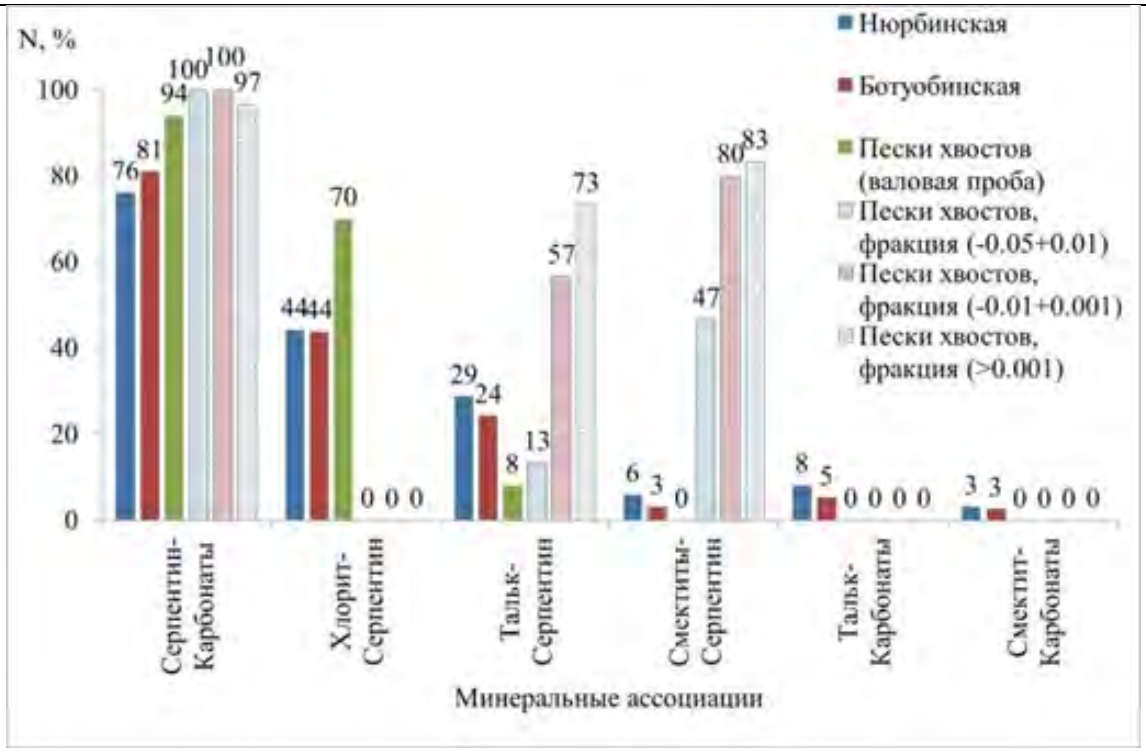


Рисунок 2. Сравнительный анализ ассоциаций вторичных минералов в кимберлитах трубок «Нюрбинская», «Ботуобинская» и песков (шламов) хвостов их обогащения.

Среди отдельных зерен в составе материала проб наиболее часто встречаются гранаты, пирит, пироксен, сидерит, полевые шпаты, хромит, лимонит. В пробах также обнаружены силикаты (кварц, амфиболы, флогопит, эпидот, дистен, серпентин, хромдиопсид, циркон).

Материал питания липкостной сепарации класса -6+3мм характеризуется низким содержанием зерен крупностью -1мм. В 4 из 9 проанализированных проб такой фракции не обнаружено, а в остальных содержание этого класса не превышает 5% по массе, что говорит о достаточной эффективности обесшламливания материала на предшествующих операциях.

Содержание легкой фракции в классе -6+1мм зернистого материала липкостной сепарации крупностью -6+3мм на уровне 6-11% по массе. Состав обломков пород в материале исходного питания, продукта и хвостов липкостной сепарации крупности -3+1мм аналогичен составу класса крупности -6+3мм. Состав зерен минералов более широкий. В классе питания липкостной сепарации -3+1мм дополнительно диагностированы тальк, сульфиды (сфалерит, миллерит), карбонаты (кальцит), сульфаты (целестин, барит). Заметно повышение доли гранатов в пробах хвостов липкостной сепарации крупности -3+1 мм.

Исследования материала из насыщенной мази (концентрата) липкостной сепарации (класс -3+1мм), полученного после растворения мази в бензине, позволили установить наличие мелкокристаллического гипса в классе -0,5мм во всех пробах. Кроме того, в материале из мази определяется тальк.

Содержание зерен класса -1мм в пробах исходного питания и хвостов липкостной сепарации класса -3+1 мм составляет 16-28% по массе. Во всех пробах материала содержание зерен размера -1мм в 2 раза выше.

В пробах исходного питания и хвостов липкостной сепарации крупности -3+1мм и -6+3мм по классу -1мм наблюдаются близкие значения содержания легкой фракции. Однако содержание легкой фракции в пробах концентрата липкостной сепарации крупности -3+1мм существенно более высокое, чем для класса -6+3мм. Во всех пробах питания липкостной сепарации крупности -3+1мм также существенно более высокое, чем в материале крупностью -6+3мм, содержание шламового класса (Podkamennyi и др., 2019).

В результате исследования вещественного состава материала исходного питания, концентрата и хвостов обогащения, отобранных в различные периоды переработки рассматриваемых кимберлитов, были установлены следующие важные для технологического процесса факторы:

- высокое, относительно исходного питания и хвостов, содержание шлама (материал -1мм) и легкой фракции в пробах концентрата липкостной сепарации -3+1мм, что может быть одним из факторов излишнего насыщения мази легким мелкозернистым материалом;

- отмечается повышенное содержание талька в пробах концентрата, отобранных в период максимальных потерь алмазных кристаллов с хвостами липкостной сепарации по крупности -3+1мм;

- на зернах минералов и в мази присутствуют микрокристаллы сульфатов и карбонатов, неоднократно кристаллизующиеся и растворяющиеся из высокоминерализованной оборотной воды на различных этапах переработки руды перед поступлением на липкостную сепарацию.

Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П. Вторичные минералы кимберлитов. - Киев: Наукова Думка, 1993. 282 с.

Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2000. 538 с.: ил. ISBN 5-8365-0033-9

Podkamennyi I.A., Dvoychenkova G.P., Kovalchuk O.E. Experimental substantiation of the relationship between the structural and chemical properties of mineral formations on natural diamonds and the composition of kimberlite ore // IMPC 2018 - 29th International mineral processing congress / Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum P. 4083-4092. 2019.

Развитие методики U-Th-He датирования пирита: измерение содержания урана и тория на ИСП МС Element XR

Подольская М.М.[1], Якубович О.В.[2,3]

[1]*ГЕОХИ РАН, г. Москва, marypodolskaya@gmail.com*
[2]*ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, olya.v.yakubovich@gmail.com*
[3]*Институт Наук о Земле, СПбГУ, г. Санкт-Петербург*

Пирит – наиболее распространенный рудный минерал, который встречается во многих типах месторождений Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Mo, Bi, Sb и др. Применение Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd и Ar-Ar для датирования пирита и других сульфидов ограничено рядом изотопно-геохимических причин, связанных с низкими концентрациями материнских изотопов, а также тем, что в подавляющем большинстве случаев изохронный возраст определяется по изотопным системам не самих сульфидов, а других минералов, генетические соотношения которых с рудным процессом часто бывает затруднительно установить (Christensen et al., 1995; Petke, Diamond, 1996; Stein et al., 1998; Ivanov et al., 2015 и др.).

Концентрация урана в пирите может достигать десятков мкг/г (Melekestseva et al., 2014, Якубович и др., 2019а, и др.). Уран распределен сильно неоднородно и в ряде случаев связан с субмикронными включениями урансодержащих минералов, которые в основном представлены уранинитом (UO_2) (Мурзин и др., 2011; Garuti, Zaccarini, 2005), реже – браннеритом (UTi_2O_6) (Молошаг, 2015). Из-за явления «α-рекойл» образованный в таких включениях радиогенный гелий имплантируется в кристаллическую решетку сульфида (длина пробега α-частицы ~ 15 мкм) (Farley, 1996).

Проведенные ранее эксперименты по кинетике выделения прогнозируют высокую сохранность ^{4}He в кристаллической решетке пирита в ходе геологической истории (Якубович и др., 2019а). Таким образом, появляется принципиальная возможность U-Th-He датирования пирита, так как количество накопленного минералом гелия будет отражать момент его кристаллизации. Перспективность такого подхода обосновывается первыми результатами U-Th-He датирования пирита из колчеданного месторождения Узельга, Южный Урал (377±8 млн лет; СКВО 1.2) (Якубович и др., 2019б).

Целью этой работы является развитие U-Th-He метода датирования пирита, а именно отработка методики измерения урана и тория методом изотопного разбавления (смешанный трассер ^{235}U -^{230}Th) на одноколлекторном ИСП масс-спектрометре Element XR производства Thermo Scientific.

В одноколлекторных магнитных масс-спектрометрах, в отличие от многоколлекторных, регистрация ионных токов на различных массах происходит не одновременно, а последовательно, что приводит к искажению результатов. Таким образом, основной задачей при отработке методики определения урана и тория было достижение максимально возможной правильности значений. Проверка проводилась на стандартах с различными известными изотопными и элементными отношениями урана и тория.

Несмотря на относительно небольшую разницу масс определяемых изотопов, одним из искажающих факторов является дискриминация ионов по массам. На стандартных образцах с известным уран-ториевым отношением были подобраны настройки прибора, которые позволили добиться максимально одинаковой степени ионизации от обоих элементов. Основными настраиваемыми параметрами стали мощность плазмы, поток газа-носителя, а также расстояние горелки по оси Z (расстояние от горелки до пробоотборного конуса). Программное обеспечение прибора позволяет онлайн следить за изменением отношения сумм соответствующих изотопов.

Element XR имеет заявленный линейный динамический диапазон 12 порядков, что обеспечивают три типа детектирования: счетный и аналоговый при помощи вторично-электронного умножителя, а также регистрация полного электрического заряда и интенсивности пучка частиц на цилиндре Фарадея. Несмотря на процедуры определения корректирующих факторов, которые предусмотрены в приборе для работы с разными типами детекторов в одном

измерении, изотопные исследования необходимо проводить так, чтобы детектирование всех измеряемых изотопов производилось одним и тем же детектором. В подавляющем большинстве случаев для определения урана и тория в растворе используется счетный режим. Поэтому если один из измеряемых изотопов имеет, слишком высокую концентрацию в растворе, пробу необходимо дополнительно разводить.

Еще одним фактором, который необходимо учитывать при подобных измерениях, является так называемое мертвое время детектора, настройка которого при помощи специального алгоритма позволяет корректировать выходной сигнал детектора при повышенных ионных токах.

Изотопные измерения на одноколлекторных масс-спектрометрах также требуют максимально возможного сокращения времени между измерениями разных изотопов, “симуляции” мультиколлектора. Чтобы достичь этого, используется несколько способов: минимальное количество точек и время набора сигнала на каждый пик (от 1 до 3 samples per peak), выбор режима, при котором магнит не возвращается каждый раз в начало шкалы масс, а движется только по заданным массам, увеличенное время набора статистических данных в пределах одного измерения (оптимизируется подбором значений runs и passes).

В качестве тестового образца для отработки методики U-Th-He датирования с использованием газового масс-спектрометрического комплекса МСУ-Г-01-М (ИГГД РАН) и одноколлекторного ИСП масс-спектрометра Element XR (ГЕОХИ РАН) на данном этапе был использован международный U-Th-He стандарт – апатит Дуранго, имеющий возраст 31.0±1.0 млн лет (McDowell et al., 2005).

Фрагменты (навеска~1 мг) крупного кристалла апатита Дуранго (DUR-4) были завернуты в танталовую фольгу. Определение гелия в этих образцах проводилось путем их нагрева до температуры в 1050°С на масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М по стандартной методике. После отжига образец извлекался из масс-спектрометра, танталовый конверт приоткрывался, добавлялась капля смешанного ^{235}U -^{230}Th трассера и концентрированная азотная кислота. Разложение происходило при температуре 130°С в закрытых тефлоновых бюксах на плитке в течении 24 часов. После раствор переводился в форму 5% HNO_3 (1.5 мл) для дальнейшего измерений урана и тория на ИСП МС Element XR в ГЕОХИ РАН.

В общей сложности нами было сделано 5 измерений U-Th-He возраста международного стандарта Дуранго (табл. 1).

Таблица 1. Содержание He, U, Th в апатите Дуранго

№	^4He, нсм^3	U, нг	Th, нг	Th/U	Возраст, млн лет	1σ	±
DUR-4 1	163.82	6.65	150.49	22.6	30.1	0.24	1.5
DUR-4 2	85.02	7.55	159.15	21.1	29.9	0.46	1.5
DUR-4 3	150.67	4.04	79.56	19.7	30.7	0.33	1.5
DUR-4 4	72.42	6.52	149.70	23.0	29.6	0.72	1.5
DUR-4 5	10.30	3.11	67.17	21.6	31.4	1.09	1.6
Среднее					30.4	0.98	1.5
Танталовая фольга 1*	0.11	н.п.о.	0.19	–			
Танталовая фольга 2	0.27	н.п.о.	0.16	–			
McDowell et al, 2005					31.0	0.22	1.0
Foeken et al., 2006					32.3		0.9
Siqueira-Ribeiro et al., 2019					31.9		1.2

*Холостой опыт по танталовой фольге, включающий отжиг в камере масс-спектрометра и полную химическую процедуру пробоподготовки.

Определенный возраст: 30.4±1.5 млн лет в пределах ошибки измерения хорошо согласуется с имеющимися данными. Вариации Th/U отношения также находятся в пределах опубликованных значений (16-35, со средним в районе 22; Siqueira-Ribeiro et al., 2019). Это позволяет заключить, что предложенная методика измерения урана и тория на одноколлекторном

ИСП масс-спектрометре Element XR в дальнейшем может быть использована для U-Th-He датирования пирита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ 19-77-00097

Молошаг В.П. Радиоактивная минерализация гипогенных руд колчеданных месторождений Урала (на примере Тарньерского месторождения) // Ежегодник- 2014. Тр. ИГГ УрО РАН. 2015. Вып. 162. С. 169–171.

Молошаг В.П., Мурзин В.В., Варламов Д.А., Викентьев И.В. Медно-кобальтовое оруденение Пышминско-Ключевского месторождения на Среднем Урале: минеральный состав руд и метасоматитов, стадийность и P-T условия образования // Литосфера. 2011. № 6. 103–122.

Якубович О.В., Викентьев И.В., Зарубина О.В., Брянский Н.В., Гороховский Б.М., Котов А.Б., Дриль С.И., Бортников Н.С. U-Th- He датирование пирита из Cu – Zn-колчеданного месторождения Узельга (Урал, Россия): первый опыт использования нового геохронометра // Доклады Академии Наук. 2019б. Т. 485. № 6. С. 57–60.

Якубович О.В., Гедз А.М., Викентьев И.В., Котов А.Б., Гороховский Б.М. Миграция радиогенного гелия в кристаллической решетке сульфидов и возможности их изотопного датирования // Петрология. 2019а. Т. 27. № 1. С. 1–22.

Christensen J.N., Halliday A.N., Leigh K.E., Randell R.N., Kesler S.E. Direct dating of sulfides by Rb-Sr: A critical test using the Polaris Mississippi Valley-type Zn-Pb deposit // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59(24). P. 5191-5197.

Farley K.A., Wolf R.A., Silver L.T. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. T. 60. № 21. C. 4223–4229.

Foeken J.P.T., Stuart F., Dobson K., Persano C., Vilbert D. A diode laser system for heating minerals for (U-Th)/He chronometry // Geochemistry, Geophys. Geosystems. 2006. V. 7(4). P. 1–9.

Garuti G., Zaccarini F. Minerrals of Au, Ag and U in volcanic-rock-associated massive sulfide deposits of the Northern Apennine ophiolite, Italy // Can. Mineral. 2005. V. 43. P. 935–950.

Ivanov A.V., Vanin V.A., Demonterova E.I., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Gorovoy V.A. Application of the 'no fool's clock' to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia // Ore Geology Reviews. 2015. V. 69. P. 352–359.

McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A. A precise 40Ar-39Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard // Chem. Geol. 2005. V. 214. № 3–4. P. 249–263.

Melekestseva I.Y., Tret'yakov G.A., Nimis P., Yuminov A.M., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13 30.87′ N): evidence for phase separation and magmatic input // Marine Geol. 2014. V. 349. P. 37-54.

Petke T., Diamond L.W. Rb–Sr dating of sphalerite based on fluid inclusion-host mineral isochrons: a clarification of why it works // Econ. Geol. 1996. V. 91. P. 951-956.

Siqueira-Ribeiro M.C., Marin D., Hackspacher P., Stuart F. The performance of the (U+Th)/he thermochronology laboratory at UNESP Rio Claro, Brazil // An. Acad. Bras. Cienc. 2019. T. 91. № 1. P. 1–11.

Stein, H. J., Sundblad, K., Markey, R. J., Morgan, J. W., Motuza, G. Re-Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuittila-Kivisuo, Finland and Proterozoic molybdenite, Kabeliai, Lithuania: testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting // Miner. Dep. 1998. V. 33(4). P. 329-345

Мелилит в породах Чикского щелочного массива (Сангиленское нагорье, респ. Тыва)

Поляков Н.А.[1], Никифоров А.В.[1], Сугоракова А.М.[2]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, nik4pol@yandex.ru*
[2]*ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл*

В настоящем сообщении приводятся сведения о первой находке мелилита в контактовой зоне Чикского щелочного массива. Чикский щелочной массив расположен на территории Сангиленского нагорья на юго-востоке республики Тыва (50°10.6' с.ш., 96° 42.6' в.д). Он является одним из представителей щелочных массивов Сангиленского нагорья. Массив ийолит-уртитов залегает в толще мраморов и мраморизованных известняков, его размеры небольшие – примерно 1 км в длину и 250 м в ширину. Северо-западная часть массива состоит из шлирово-полосчатого комплекса перемежающихся субвертикальных полос ийолитов и уртитов. На юго-востоке массива обнажаются разнообразные по минеральному составу кальцитсодержащие породы, сложенные нефелином, клинопироксеном, Ti-андрадитом и, соответственно, кальцитом. Вопрос происхождения этих пород остается дискуссионным. Рассматриваются версии Na-метасоматоза по ийолитам и мраморам, скарнов, карбонатитов (Кононова, 1957; Врублевский и др., 2019).

Формирование массива происходило в условиях регионального метаморфизма на данной территории, что, по-видимому, явилось причиной сложных пространственных взаимоотношений между породами, обладающими неоднозначными характеристиками.

Мелилит-содержащие породы находятся в юго-восточной массива и относятся к близконтактовой ассоциации пород, представленной кальцит-нефелин-пироксен-мелилит-гранатовыми, кальцит-нефелин-гранатовыми, кальцит-нефелиновыми и нефелин-гранатовыми разнозернистыми (от мелкозернистых до крупнозернистых) породами. Содержание мелилита местами достигает 10-15%. Минерал образует кристаллы в форме тетрагональных призм, размером 0,5-3 см светло-бурого цвета (рис.1-1 – 1-2), которые по отношению к размеру других минералов в породе могут рассматриваться как вкрапленники.

При исследовании продольного среза крупного кристалла мелилита на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA 450 (ИГЕМ РАН, аналитик Магазина Л.О.) установлено, что мелилит полностью преобразован с образованием структур распада (рис.1-3 – 1-4).

На срезе кристалла видны домены сложенные мелкозернистым агрегатом довольно выдержанного минерального состава и участки крупнозернистого сложения, которые приурочены к краевым частям кристаллов или секущим зонам.

Мелкозернистый агрегат сложен относительно крупными ксеноморфными выделениями граната (андрадит-гроссулярового ряда) в сростках с соразмерными симплектитами волластонита, нефелина и местами канкринита. Реже встречаются ксеноморфные выделения олигоклаза.

Крупнозернистый агрегат сложен кальцитом и подчиненным количеством граната и волластонита. Кальцит в строении внутренних мелкозернистых частей протокристалла не обнаружен, поэтому нельзя с уверенностью говорить, что кальций для образования этого кальцита есть продукт распада мелилита. Вероятней всего он, как и CO_2, привнесен извне.

Временами в различных участках протокристалла встречается фторапатит и сфалерит, которые, по-видимому, представляют собой минеральные включения, поскольку они встречаются и в других породообразующих минералах породы.

Предполагается, что м/з агрегат представляет собой первую стадию распада без привноса и выноса компонентов, тогда как к/з агрегат уже результат взаимодействия протокристалла с окружающим пространством.

Химический состав м/з агрегата был оценен по площади на трех участках, которые показаны на рисунке 1-2. Полученные составы показаны в Таблице 1.

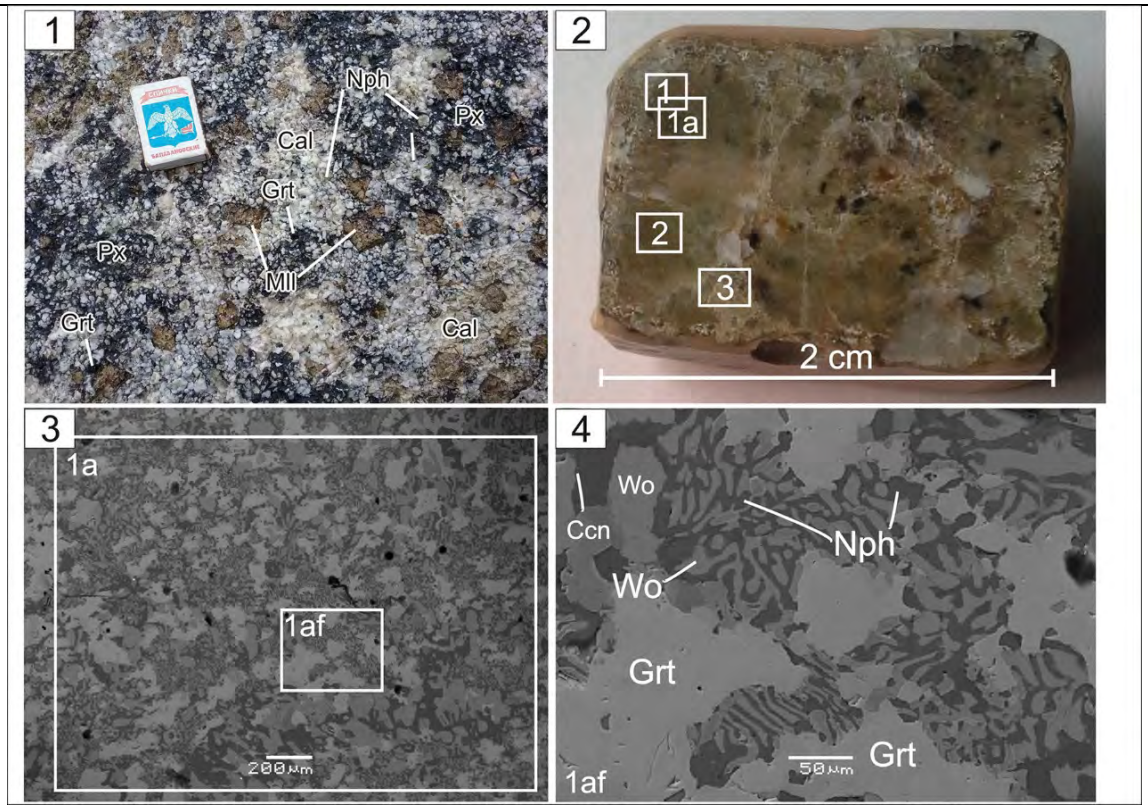


Рисунок 1. 1- Мелилит-содержащая порода; 2- Кристалл мелилита, продольный срез с участками, по которым оценивался состав; 3,4- Структуры распада мелилита, фотографии в отраженных электронах.

Обозначения минералов: Mll- мелилит, Cal- кальцит, Grt- гранат, Wo- волластонит, Nph- нефелин, Px- пироксен, Ccn- канкринит

Таблица 1. Химический состав структур распада протоминерала, вес.%.

№ участка	SiO_2	Al_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Сумма
сп.124	42,77	12,34	6,60	0,14	0,71	27,47	6,43	0,98	0,54	97,99
сп.132	41,90	12,28	7,45		0,65	26,91	6,55	0,71		96,45
сп.133	40,01	11,55	7,50	0,16	0,69	27,43	5,38	0,91	0,39	94,02
сп.134	41,88	11,93	7,31	0,09	0,67	28,34	5,50	0,93	0,81	97,46

Примечание: FeO* – общее железо

Составы получились весьма похожими, что подтверждает предположение о том, что м/з агрегат минералов представляет собой неизмененные структуры распада протоминерала, который по соотношению элементов соответствовал мелилиту. Форма кристаллов – тетрагональная призма, не противоречит этому.

Расчет формулы минерала, выполненный кислородным методом из расчета на 7 атомов кислорода, дает следующие кристаллохимические формулы:

Спектр 124: $(Ca_{1,36}\ Na_{0,58}\ K_{0,06})_2\ (Al_{0,67}\ Fe_{0,26}\ Mg_{0,05})_{0,98}\ Si_{1,98}\ O_7$
Спектр 132: $(Ca_{1,36}\ Na_{0,6}\ K_{0,04})_2\ (Al_{0,68}\ Fe_{0,29}\ Mg_{0,05})_{1,02}\ Si_{1,98}\ O_7$
Спектр 133: $(Ca_{1,43}\ Na_{0,51}\ K_{0,06})_2\ (Al_{0,66}\ Fe_{0,31}\ Mg_{0,05})_{1,02}\ Si_{1,95}\ O_7$
Спектр 134: $(Ca_{1,42}\ Na_{0,5}\ K_{0,06})_{1,98}\ (Al_{0,66}\ Fe_{0,29}\ Mg_{0,05})_1\ Si_{1,96}\ O_7$

Мелилит из Чикского массива по своему составу относится к ряду Na-мелилит ($CaNaAlSi_2O_7$ – 51-60%) – феррооккерманит ($Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$ – 34-40%) с небольшой примесью геленитового компонента ($Ca_2AlAlSiO_7$ – 4-9/%).) (рис. 2-4)

В сравнении с известными из литературы составами мелилитов из различных природных объектов исследованный минерал Чикского массива почти не содержит Mg и максимально обогащен Na и Fe, что наглядно отражено на рисунках 2-1 – 2-3.

Среди природных объектов, где встречается мелилит, выделяется две большие группы – скарны и породы щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами. Собранные нами из литературы составы мелилита из этих групп хорошо различаются (Васильева и др.; Врублевский и др., 2019; Дир и др.; Скляров и др., 2009; Старикова, 2013; Beard et al, 2007; Chakhmouradian, 2004; Christie, 1962; Katona et al, 2003; Marincea et al, 2011; Tzvetanova et al, 2013).

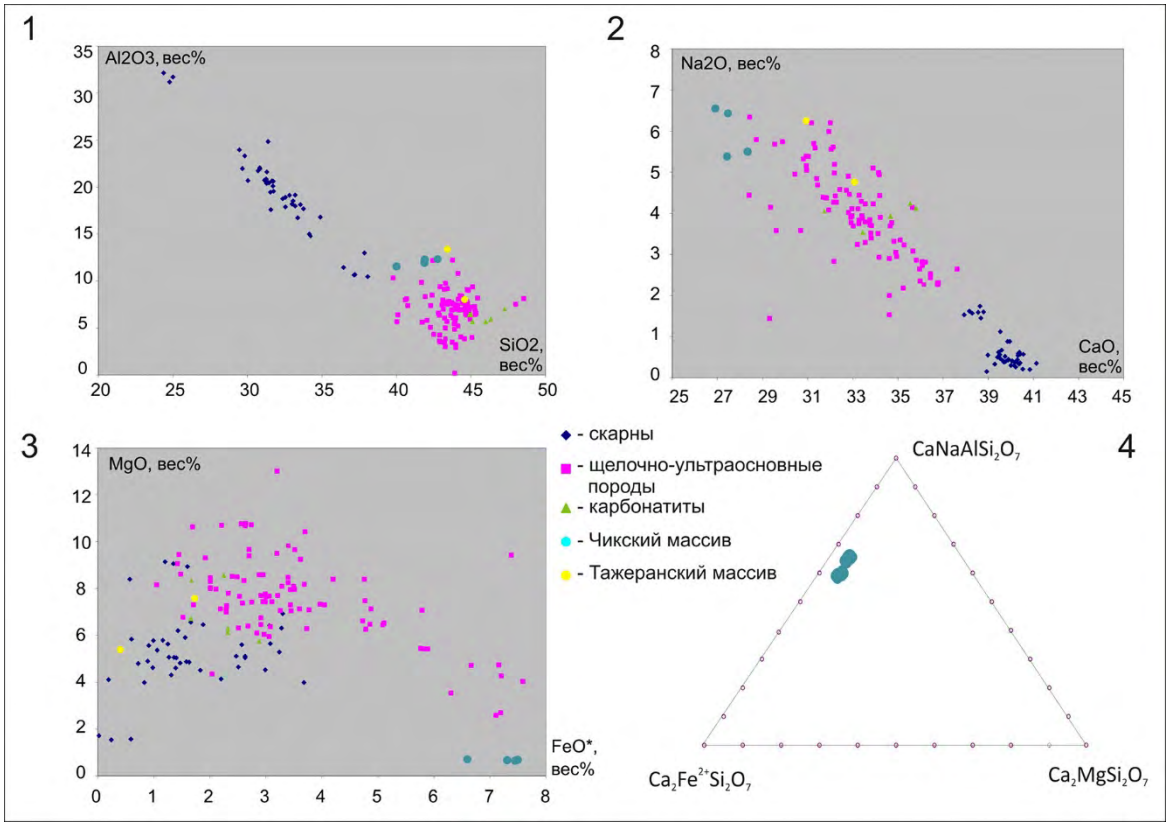


Рисунок 2. Вариации составов мелилитов из различных природных объектов и мелилита из Чикского массива.

Состав исследованного минерала тяготеет к области состава мелилита из магматических пород и лишь по содержанию алюминия занимают промежуточную позицию. В этом они весьма похожи на мелилит Тажеранского щелочного массива (Прибайкалье), который встречается в высокотемпературных, существенно карбонатных породах, генезис которых неоднозначный (Скляров и др., 2009; Старикова,2013).

Проведенные исследования показали широкое развитие мелилита в зоне контакта Чикского массива ийолитов-уртитов. Минерал в настоящее время полностью замещен. Его состав, оцененный по неизмененным структурам распада отвечает ряду Na-мелилит (51-60%) – феррооке́рманит ($Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$ – 34-40%), тем самым отличая его от мелилита скарнов, и соответствует большинству составов мелилита магматических пород щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами.

Васильева В.А., Евдокимов М.Д. Геолого-петрографическая характеристика мелилитовых пород Турьего полуострова (Кольский п-ов). Записки Всероссийского минералогического общества. Ч.CXXXI. №1. С.19-28

Врублевский.В.В., Никифоров А.В., Сугоракова.А.М., Козулина Т. В. Мантийно-коровая природа раннепалеозойских щелочных интрузий Центрального Сангилена, Тува (по Nd, Sr, Pb, C, O изотопным данным) Геология и Геофизика Т. 60 № 5. 2019. С.591-605.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, Том 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. С.271-290.

Расс И.Т. Парагенетический анализ зональных минералов. М.:Наука,1986.

Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. т. 50. № 12. С. 1409-1427.

Старикова А.Е. Гранат-мелилит-волластонитовые породы Тажеранского массива (Западное Прибайкалье): особенности минерального состава и проблемы генезиса. Материалы XXV Всероссийской молодежной конференции Иркутск, 23–28 апреля 2013 г. С.37-39

Старикова А.Е. Минералогия метасоматических пород Тажеранского массива (Западное Прибайкалье). Автореферат на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск. 2013.

Beard, A. D., Drake, S. M. A melilite-bearing high-temperature calcic skarn, Camasunary Bay, Isle of Skye // Scottish Journal of Geology. 2007.v.43. P57-67.

Bindi, L., Bonazzi, P., Godfrey Fitton, J. Crystal chemistry of strontian soda melilite from nephelinite lava of Mt. Etinde, Cameroon // Eur. J. Mineral. 2001. 13. P. 121–125.

Chakhmouradian A.R. Afrikanda: an assosiation of ultramafic, alkaline and alkali-silica-rich carbonatitic rocks from mantle-derived melts. Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine the Key Example of the Kola Alkaline Province // Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, London. 2004. P.249-291

Christie, Olav H.J. The systems åkermanite - sodium-gehlenite and gehlenite - sodium-gehlenite. Norsk geologisk tidsskrift 42, On sub solidus relations of silicates, 1962. IV. P. 31-44

Katona, I., Pascal, M.-L., Fonteilles, M., Verkaeren, J. The melilite (gh50) skarns of Oravita, Banat, Romania: Transition to gehlenite (gh85) and to vesuvianite // The Canadian Mineralogist. 2003.Vol. 41, P. 1255-1270.

Marincea, S., Dumitras, D.-G., Ghinet, C., Fransolet, A.-M., Hatert, F., Rondeaux, M. Gehlenite from three occurrences of high-temperature skarns, Romania: New mineralogical data // The Canadian Mineralogist. 2011.Vol. 49. P. 1001-1014

Tzvetanova, Y., Titorenkova, R., Piroeva, I. Melilite from skarns, Zvezdel-Pcheloyad ore deposit, Eastern Rhodopes, Bulgaria // Bulgarian Geological Society, National Conference with international participation “Geosciences 2013”. 2013. P. 55-56

Ulrych, J., Pivec, E., Lang, M. & Lloyd, F.E. 2000. Ijolitic segregations in melilite nephelinite of Podhorni vrch volcano, Western Bohemia. N.Jb.Miner. Abb 175: 317-348; Stuttgart

Wiedenmann, D., Keller, J., Zaitsev, A.N. Melilite-group minerals at Oldoinyo Lengai, Tanzania. // Lithos 2010. doi: 10.1016/j.lithos.2010.04.002

Минералогические и геохимические особенности карстовых и брекчиевых руд на месторождениях Нижнеякокитского рудного поля (Центрально-Алданский рудный район).

Попов А.К.[1], Желобанов М.А.[1]

Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Пепербург, biz_yes@mail.ru

Месторождения Нижнеякокитского рудного поля расположены в Центрально-Алданском рудном районе. Основное оруденение локализуется на контакте горизонтально залегающих доломитов унгелинской свиты нижнего кембрия и перекрывающих их юрских песчаников юхтинской свиты. В пределах рудного поля расположены зоны тектонических нарушений, контролирующих рудные залежи. Данная система тектонических нарушений принадлежит к зоне Эмельжанского регионального разлома, контролирующего размещение всех месторождений и рудопроявлений Нижнеякокитского рудного поля. С его поздней активизацией связана линейная рудоносность доломитов и сиенитовых даек (Леонтьев В.И., 2015).

Месторождения по своей геолого-структурной позиции, вещественному составу руд и околорудных метасоматитов относится к куранахскому типу. Формирование объектов куранахского типа связано с дезинтеграцией и переотложением в карстовые полости терригенных юрских аркозовых песчаников и первичных руд – в основном пирит-адуляр-кварцевых 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. Золотоносными являются коры выветривания сложного состава, в которых преобладают лимонит, каолинит, гидрослюды, калиево-натриевый полевой шпат 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 В.И., 2015).

При изучении карстовых образований был проведен ренгеноструктурный (ренгенодифракционный) анализ (количество проб - 20 шт), который позволил определить минеральный состав глинистой фракции рудного карста. Для определения минерального состава брекчированных руд были проведены минералого-петрографические исследования в шлифах и аншлифах, а также рентгеновский микроспектральный (микрозондовый анализ). Для определения химического состава руд был проведен масс-спектрометрический анализ с индуктивно-связанной плазмой. По полученным результатам были выявлены минеральные и геохимические особенности исследуемых руд.

Карстовые руды состоят из обломков карбонатных и терригенных пород, части песчаной размерности представлены преимущественно кварцем, калинатровым полевым шпатом и гидроокислами железа. Частицы глинистой размерности представлены в основном калиево-натриевым полевом шпатом (микроклин), кварцем, каолинитом, гетитом, серецитом, кальцитом. В небольших количествах присутствуют иллит, тальк, биотит. Золото в данном типе руд имеет прямую корреляционную зависимость средней силы ($r_{знач.}$=0,39) с сурьмой и таллием.

Брекчиевые руды состоят из обломков вмещающих доломитов, сцементированных железисто-карбонатной массой с кальцитом размером до 5 мм с первичной мелкозернистой структурой, кварцем размером до 1 мм, гематитом, лимонитом, пиритом. Прожилки заполнены гидрооксидами железа, кальцитом и микрозернистым кварцем (см. рис. 1). Золото имеет прямую корреляционную зависимость слабой силы ($r_{знач.}$=0,77) с серебром, таллием, литием и медью, среднюю связь с сурьмой и висмутом, сильную связь с кадмием.

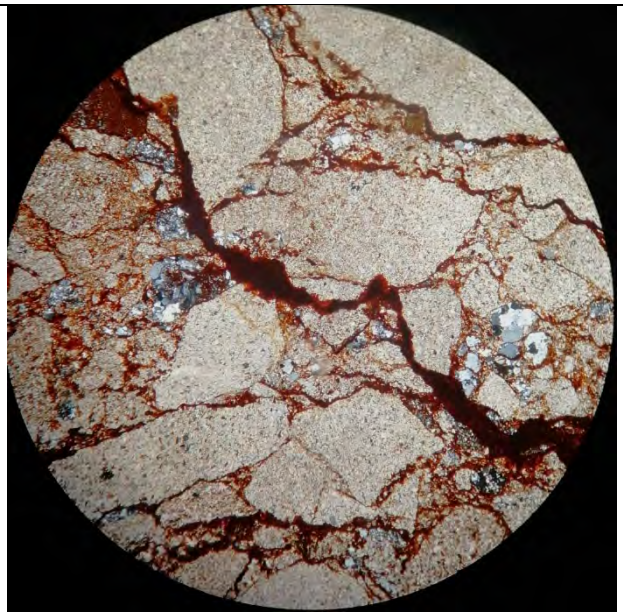


Рисунок 1. Брекчированные руды месторождений Нижнеякокитского рудного поля.

Геохимические различия данных руд изучались с помощью графика (см. рис. 2) нормирования химического состава карстовых и брекчированных руд на вмещающие породы.

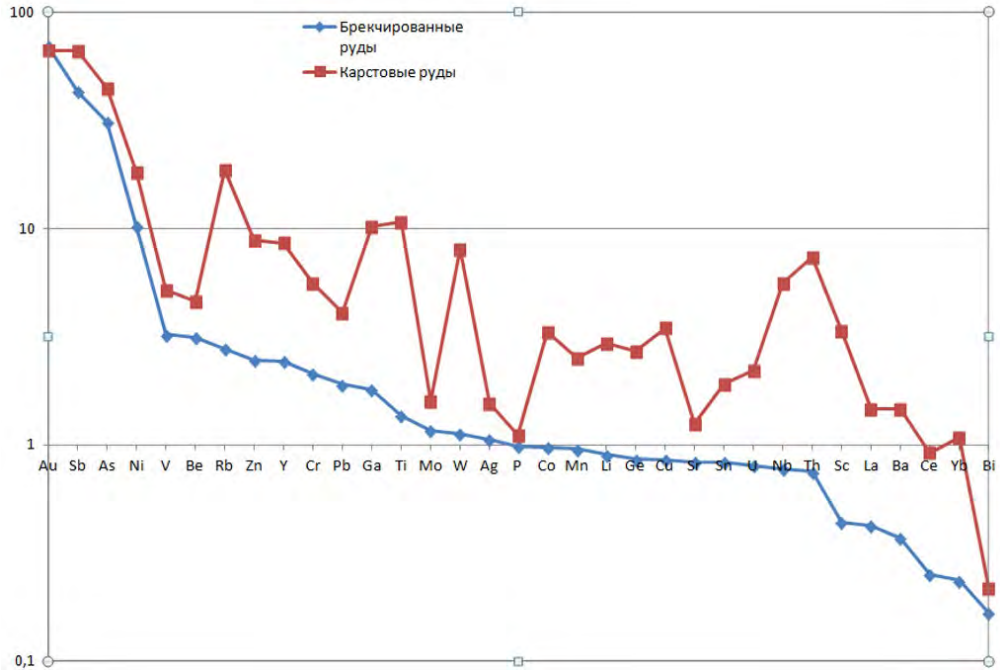


Рисунок 2. График нормирования химических элементов на вмещающие породы.

Повышенное содержание рубидия, калия, скандия, германия, лантана, ниобия, лития, олова, галлия, цезия в карстовых рудах обусловлено их изморфной примесью в калиево-нитриевом полевом шпате (микроклине), который имеют в своем составе только карстовые руды. Повышенное содержание урана, тория, свинца, галлия, вольфрама, титана обусловлено присутствием в карстовых рудах слоистых силикатов (каолинит, иллит, тальк, биотит, мусковит). Повышенное содержание кобальта, цинка, иттрия, хрома, свинца, редких земель в карстовых рудах имеет магматическую природу. Данные химические элементами имеют повышенный кларк содержания в средних породах – сиенитах. Благодаря повышенной подвижности элементов и гидротермальным процессам, они были перенесены в виде изоморфных примесей в породообразующие минералы первичных руд, позднее переотложенных в карст.

Леонтьев В.И. Крутопадающие минерализованные зоны как возможные рудоподводящие структуры золоторудного месторождения «Надежда» (Центральный Алдан) // Вестник ИрГТУ. 2015. №2.

Кирьякова, И.Г. Статистические методы обработки экспериментальных данных. Спб., 2012.

Результаты изотопного изучения гранитоидов Западного Забайкалья

Рампилов М.О.[1], Рипп Г.С.[1], Рампилова М.В.[1], Избродин И.А.[1], Ласточкин Е.И.[1], Посохов В.Ф.[1]

[1]*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, rampilov@ginst.ru*

На территории Западного Забайкалья расположена гранитоидная провинция, занимающая площадь более 200000 км2. Основной объем кислых магматитов сформировался на позднепалеозойском этапе (Цыганков и др., 2007), они слагают один из крупнейших в мире Ангаро-Витимский батолит. Граниты мезозойского возраста распространены меньше, с ними связаны редкометальные месторождения и проявления – Западно-Забайкальская бериллиеносная провинция, большая группа молибденовых и вольфрамовых месторождений.

В целях установления геохимических особенностей гранитов, оценки источников вещества нами проведены анализ изотопных составов стабильных и радиогенных изотопов и интерпретация их генетической природы.

Изотопный состав кислорода определен в основном в кварце и полевых шпатах из гранитов. В гранитах, с которыми связаны молибденовые месторождения (Первомайское, Новопавловское, Жарчихинское, Тамирское), значения $\delta^{18}O$ близки к мантийным значениям и в среднем равны 6,8 ‰ в кварце и 5,8 ‰ в полевых шпатах (рис. 1). В гранитах вмещающих Ta-Nb минерализацию (Ингурский, Безымяский, Оймурский) в кварце установлен более тяжелый кислород (от 7 до 10 ‰), в полевых шпатах – варьирует от 5 до 7 ‰ $\delta^{18}O$. Гранитоиды, связанные с F-Be минерализацией (Ермаковское) характеризуются облегченными значениями $\delta^{18}O$ ‰ (4,8 ‰ в кварце и 2,4 ‰ в полевом шпате).

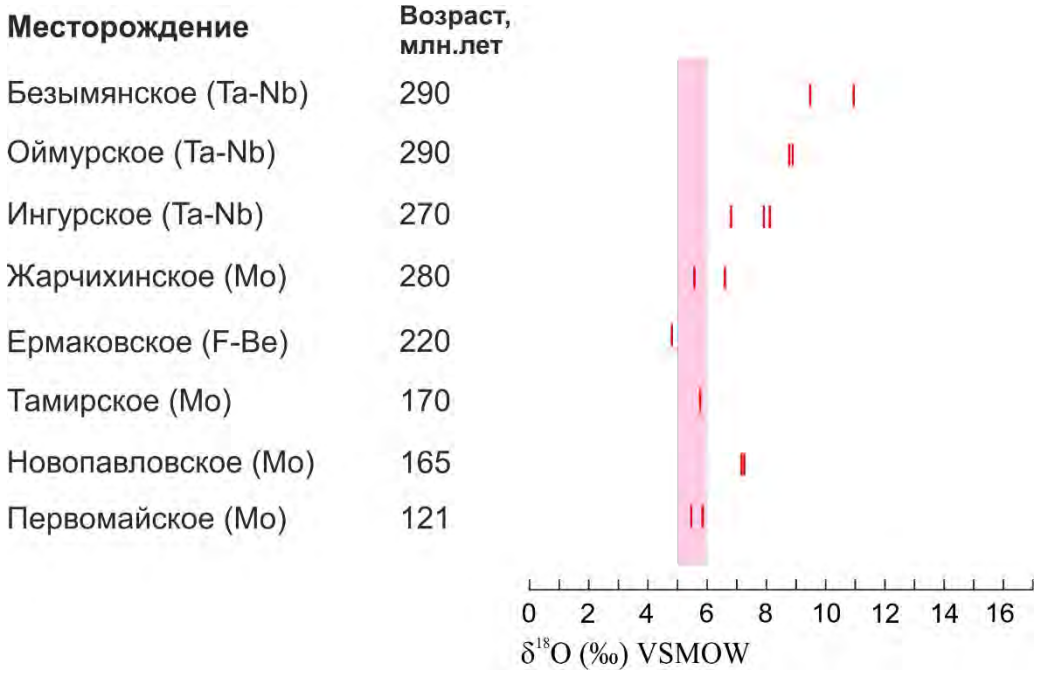


Рисунок 1. Изотопный состав кислорода в кварце.

В гранитах Первомайского штока, вмещающих молибденовое оруденение установлены положительные значения εNd(T). Граниты, связанные с F-Be минерализацией, имеют значения εNd от 0,5 до -0,5 на Ермаковском и, в среднем -2,5 на Ауникском и Амандакском месторождениях (Лыхин и др., 2015). В гранитах, вмещающих Ta-Nb минерализацию значения εNd равны в среднем -5 (Оймурский и Безымянский) и -1,7 (Ингурский).

Эти значения контрастно отличаются от значений в гранитах не содержащих редкометальную минерализацию. Последние имеют более древний возраст (Баргузинский комплекс). Для них характерен коровый источник, что подтверждается изотопными составами кислорода, составляющими 10-12 ‰ $\delta^{18}O$ в валовых пробах и от 7 до 14 ‰ в титаните, калиевом полевом шпате и кварце (Litvinovsky et al., 2011).

Граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит) имеют отрицательные значения εNd(T), в основном в диапазоне от –5 до –8 (Цыганков и др., 2014), соответствующие рифейской континентальной коре (T(DM) = 1.6-1.7 млрд. лет), что согласуется с Nd изотопной систематикой коровых магматических протолитов Западного Забайкалья (Ярмолюк и др., 1999).

Таким образом, для гранитов сопровождающихся молибденовыми и фтор-бериллиевыми месторождениями предполагается участие мантийной компоненты, доля которой уменьшается в гранитах с Ta-Nb минерализацией. Более древние безрудные граниты имеют типично коровые метки и сформировались из метатерригенного источника.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ (МК-1014.2019.5) и РФФИ (грант 17-05-00129).

Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: месторождения, рудоносный магматизм, источники вещества. Москва: ГЕОС, 2015. 255 с.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51(9). С. 1249–1276.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

Турмалин-содержащие жилы месторождения золота Муртыкты, Южный Урал, Башкортостан

Рассомахин М.А.[1]

[1]*Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Miha_Rassomahin@mail.ru*

Введение. Турмалин является широко распространенным минералом, образующимся при различных геологических процессах и в широких пределах PT-условий. Он встречается в гидротермальных жилах, магматических породах, пегматитах, метасоматитах и метаморфических породах. Является основным концентратором бора во многих золоторудных месторождениях (Березовское, Кочкарское и др.) При этом вопросы генезиса турмалина в пределах колчеданоносных вулканогенно-осадочных комплексов Южного Урала ранее рассмотрены не были.

Высыпки кристаллов и обломков жильного кварца с обильными включениями турмалина были известны на горе Муртыкты с 80-х годов XX века. Во время проходки карьера Восточной зоны месторождения золота Муртыкты в 1999 г. геологом БЗК И.Б. Купцовым были обнаружены в коренном залегании жилы карбонатно-кварцевого состава с акцессорным игольчатым турмалином серовато-голубоватого цвета, занимающие секущее положение по отношению к рудным телам.

Методы исследования. Минеральный состав определен методом рентгенофазового анализа (РФА) на приборе ДРОН-2.0 (аналитики П. В. Хворов, Е.Д. Зенович). Состав минералов изучен автором в полированных препаратах при помощи растрового электронного микроскопа Tescan Vega 3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act. Все работы выполнены в ЦКП при ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН.

Геологическая позиция. Месторождение золота Муртыкты находится в Учалинском районе республики Башкортостан, между деревнями Сафарово, Мансурово и Ильинка, в 20 км от Учалинского медно-колчеданного месторождения. Месторождение локализовано на северной выклинке Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги среди вулканогенно-осадочных пород карамалыташской свиты $D_{2ef\text{-}zv}$ в непосредственной близости к Шартымскому разлому (Знаменский, 1992, Сазонов и др., 1999). В строении месторождения принимают участие значительно преобразованные процессами серицитизации, карбонатизации и хлоритизации вулканиты андезитобазальтового состава и их туфы, кремнистые пелитолиты, вулканомиктовые песчаники и алевропелиты. На месторождении выделено три рудные зоны – Восточная, Промежуточная и Западная. В настоящее время месторождение отрабатывается карьерами.

Золото распределено неравномерно, явной связи с сульфидной минерализацией нет, но в участках, обогащенных сульфидами полиметаллической ассоциации и теллуридами, его содержание возрастает (Падучина и др., 2019).

В пределах месторождения отмечаются секущие кварцевые и кварц-карбонатные жилы варьирующей мощности (первые сантиметры – 1 метр) с турмалином, которым и посвящена данная работа. Серия кулисообразных, выклинивающихся с глубиной жил широко развита в Восточной зоне и более ограниченно в Промежуточной и Западной. Турмалин распределен неравномерно как в масштабе площади, так и в собственно жилах. Максимально он распространен в жилах Восточной зоны, на Западной зоне пока не встречен.

Большинство жил представлены молочно-белым кварцем с включениями в различной степени выветрелых карбонатов, среди которых встречается слабо измененный кальцит и практически полностью замещенные лимонитом и гидроксидами марганца карбонаты ряда доломит-анкерит. Отдельные участки жил обогащены турмалином от первых процентов до практически мономинеральных агрегатов турмалинового «войлока» (Рис. 1a). В теле жилы встречаются пустоты с кристаллами кварца размером от первых миллиметров до 15 см (рис. 1b). Часто кварц пронизан кристаллами турмалина, выходящими в виде тончайших иголочек в полость. В жилах также встречены ксеноморфные выделения халькопирита, частично замещенные лимонитом и малахитом, единичные зерна галенита, сфалерита и золота.

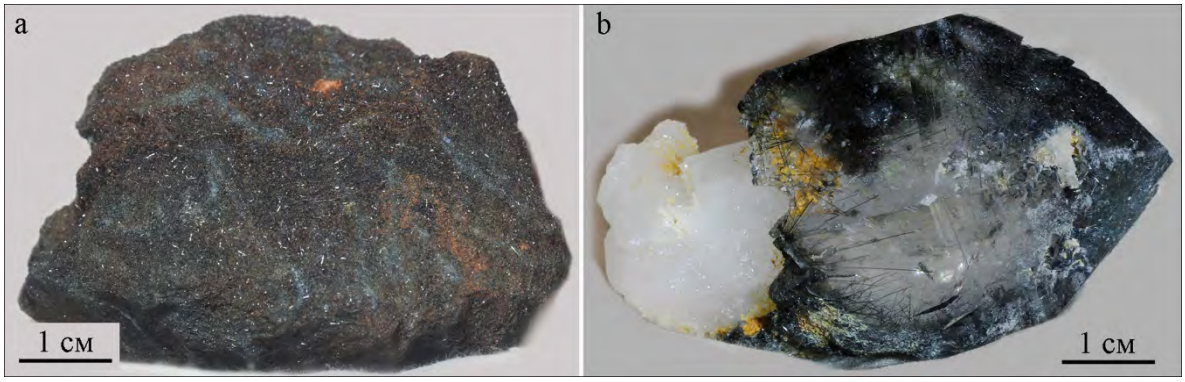


Рисунок 1. Формы выделения турмалина. a – войлокоподобный агрегат; b – включения в скипетровидном кварце.

В отдельных участках жил, в значительной степени обогащенных неизмененным карбонатом, обнаружены парагенетические срастания турмалина с кальцитом (табл. 1, ан. c) и ксенотимом-(Y) (рис. 2a). Состав ксенотима (мас. %): P_2O_5=34.55, CaO=0.19, Y_2O_3=39.67, Nd_2O_3=1.47, Sm_2O_3=2.34, Eu_2O_3=2.49, Gd_2O_3=9.20, Dy_2O_3=4.50, Er_2O_3=2.91, Yb_2O_3=3.33, Сумма=100.65. При этом в большинстве случаев от карбоната сохранились только полости ромбоэдрического габитуса с тонкими решетчатыми перегородками лимонита, развившимися по спайности карбоната. В полостях местами образуются почки черного мягкого очень легкого вещества, в разрезе представленного ажурными агрегатами глинистого минерала с просечками безжелезистого гидроксида марганца с примесями меди и цинка и со «сгустками» Pb-Zn-Ba-содержащего гидроксида марганца (табл. 1, ан. d, e, f) (Рис. 2b).

Таблица 1. Химический состав минералов из жил месторождения Муртыкты

Ан.	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	SO_3	K_2O	CaO	MnO	FeO	ZnO	BaO	PbO	Сумма
a	2.30	6.82	32.37	37.98	–	–	–	–	8.14	–	–	–	87.61
b	3.05	7.01	35.25	38.75	–	–	–	–	5.00	–	–	–	89.06
c	–	1.43	–	–	–	–	53.07	–	0.54	–	–	–	55.04
d	–	0.28	1.17	2.28	0.18	0.15	0.74	62.2	–	1.32	CuO=0.57		68.90
e	0.13	1.24	21.85	37.59	–	1.97	0.61	0.62	7.57	–	–	–	71.58
f	0.24	0.44	0.17	0.34	–	0.38	1.92	53.96	–	0.72	3.72	6.13	68.02
g	2.70	6.77	32.47	37.79	–	–	–	–	6.96	–	–	–	86.69
h	2.85	6.92	34.91	38.15	–	–	–	–	4.29	–	–	–	87.12
i	1.59	7.31	33.04	38.14	–	–	–	–	6.73	–	–	–	86.81
j	1.66	7.30	32.97	38.38	–	–	–	–	6.61	–	–	–	86.92
k	1.68	7.33	32.89	38.54	–	–	–	–	6.75	–	–	–	87.19

Примечание: Буквы соответствуют точкам на рис. 2. a, b, g-k – дравит; c – кальцит; d, f - гидроксид марганца; e – глинистый минерал.

Турмалин в жилах представлен игольчатыми кристаллами толщиной до 0.1-0.3мм и длиной до первых сантиметров. Цвет его изменяется от полупрозрачного серовато-голубоватого до практически черного. Состав варьирует в незначительных пределах, все анализы отвечают дравиту (табл. 1, ан. a, b, g-k). В поперечных срезах проявлена зональность по содержанию натрия, железа и магния (табл. 1, ан. g, h; рис. 2c). По удлинению значительных колебаний состава не обнаружено (табл. 1, ан. i-k). Сходство составов турмалина из разных жил разных участков месторождения может свидетельствовать об их генетическом единстве и одновременном образовании всей системы жил.

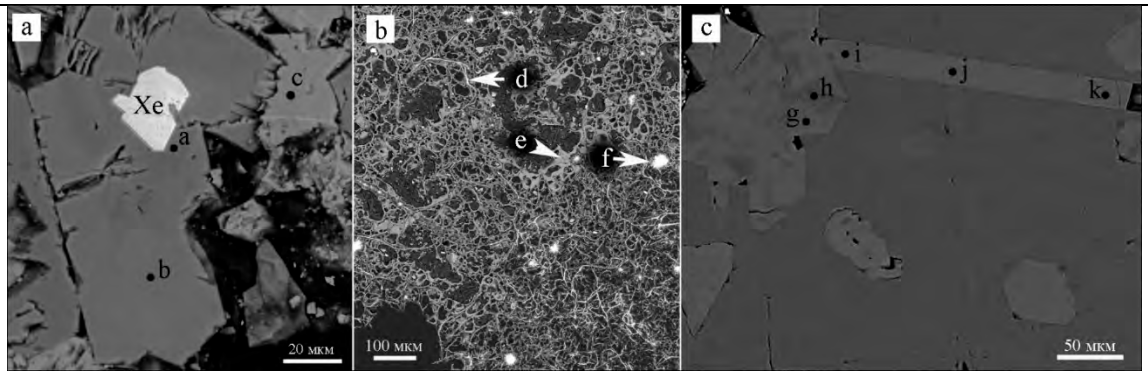


Рисунок 2. Строение агрегатов минералов из жил месторождения Муртыкты. a – ксенотим-(Y) (Xe) в турмалине (a, b) с кальцитом (c); b – почки гипергенных минералов; c – секториальный турмалин в кварце.

Несмотря на довольно широкое развитие борной минерализации в пределах палеозойских вулканогенно-осадочных комплексов Южного Урала (манганаксиниты из марганцевых месторождений (Брусницын, 2013), ферроаксинит из диабазовых даек, секущих известняки в окрестностях г. Миасса (авторские данные), вопрос источника бора является открытым. Для месторождения Муртыкты можно предположить два источника: перераспределение бора из захороненных палеоокеанических осадков или привнос бора гидротермами, связанными с внедрением массивов плагиогранитов (Мансуровский, D_2s_2, 6 км к западу от месторождения) и диоритов (Сангалыкский, δD_2s_1, 5 км к северо-западу).

Возможность минеральной фиксации бора из захороненных морских осадков рассмотрена на примере грязевых вулканов Керченского полуострова и др. объектов подобного типа, где образование минералов бора происходит в настоящее время близ поверхности (Kopf et al., 2002). В грязевых вулканах при высоких концентрациях бора в растворах основным стабильным концентратором этого элемента являются смешаннослойные слоистые силикаты (Sokol et al., 2019). Эти силикаты при метаморфизме и метасоматических процессах, характерных для месторождения Муртыкты и других объектов Магнитогорской палеоостровной дуги, могли послужить источником бора для таких минералов, как турмалин и аксинит. Возможность образования минерализованных кварцевых жил на таком расстоянии от интрузивных массивов также не вызывает сомнений. На основании имеющихся данных судить о генезисе рассмотренных жил преждевременно. Однако, нельзя исключать вероятность комплексного процесса, включающего преобразования боросодержащих осадков морского происхождения флюидом, связанным с магматическими массивами района.

Работа поддержана проектом фундаментальных научных исследований по программам РАН (АААА-А18-11060900540). Автор благодарен Е.В.Белогуб за консультации, руководству и сотрудникам ОАО БЗК за содействие в работе на карьерах месторождения Муртыкты.

Брусницын А.И. Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2013. 160 с.

Знаменский С.Е. Структура и закономерности размещения золото-полиметаллического оруденения Ильинского рудного поля. Уфа: БФАН СССР, 1992. 80 с.

Падучина Ю.А., Чухарева Н.С., Новоселов К.А., Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Артемьев Д.А., Рассомахин М.А. Минералогия благородных металлов месторождения золота Муртыкты, Южный Урал // Минералогия. 2019. № 5(2) С. 57–68.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА. 1999. 570 с.

Kopf, A., Deyhle, A. Back to the roots: boron geochemistry of mud volcanoes and its implications for mobilization depth and global B cycling // Chem. Geol. 2002. 192, 195–210.

Sokol E.V., Kokh S.N., Kozmenko O.A., Lavrushin V.Yu, Belogub E.V., Khvorov P.V., Kikvadze O. Boron fate in an onshore mud volcanic environment: case study from the Kerch Peninsula, the Caucasus continental collision zone // Chemical Geology. 2019. 525. 58–81.

Минералогический очерк пегматитовых жил Светлинского пегматитового поля

Ратьковский Г.Е.[1], Степанов С.Ю.[2], Паламарчук Р.С.[1], Беленков Н.Б.

[1]*Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, ratkov_gleb.ev@mail.ru*
[2]*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого, г. Екатеринбург*

Светлинское пегматитовое поле входит в так называемую «Русскую Бразилию» – серию минералогических объектов, выделенных Н.И Кокшаровым, как совокупность месторождений и проявлений редких и уникальных минералов. Эти объекты занимают территорию между реками Каменкой и Санаркой. В 50-е года прошлого столетия начались активные разведочные работы, направленные на поиск камнесамоцветного и редкометального сырья. По результатам разведочных работ в пегматитах Светлинского поля были подсчитаны запасы редкометальных руд, содержащие Ta_2O_6 – 0,05 % и Nb_2O_6 – 0,017 % (Пужаков и др., 2014).

Тип гранитных пегматитов Светлинского поля был определён А.С. Таланцевым (1988) как камерный. Изученные пегматитовые жилы пространственно связаны с аплитовыми телами плащеобразной морфологии различного залегания (Таланцев, 1988). Размеры этих тел варьируют от 20 до 150 м по простиранию. Данные тела образовались в раннепермский период и генетически связаны с гранитами джабыкско-санарского комплекса, которые слагают часть Борисовского гранитного массива (Пужаков и др., 2014). Вмещающими для них служат породы еремкинского метаморфического комплекса вендского времени, представленные гнейсами и кристаллическими сланцами (рис.1).

Само пегматитовое поле обладает зональностью, выраженной в изменении концентрации пегматитовых жил внутри аплитовых тел. Так, самая «богатая» пегматитами зона находится на расстоянии 2 км от Борисовского массива. Там же находится аплитовое тело № 2 (Таланцев, 1988), на котором проводились наши исследования. Для изучения были отобраны штуфные образцы типовых пород и шлихи-протолочки из занорышевой части пегматитовой жилы. Кроме того, для петрографического анализа были сделаны шлифы, а для детального минералогического – изготовлены искусственные аншлифы.

Для изученных пегматитовых тел установлена варьирующая мощность от 2–5 см до 70 см. Жилы обладают отчётливо выраженной зональностью. От периферии к центру последовательно располагаются мелкографическая зона, крупнографическая зона, апографическая зона, блоковый микроклин и кварцевое ядро. Однако в строении пегматитового тела могут отсутствовать некоторые зоны, особенно в маломощных жилах. В блоковой зоне содержится наибольшее количество кристаллов редкометальных минералов. В графической зоне встречаются кварц-мусковитовые ёльчатые агрегаты. В качестве особенности данных пегматитов можно подчеркнуть выполнение полостных миарол, так называемых «занорышей», кристаллами самоцветных минералов и глинистым материалом или сыпучим агрегатом альбита.

Целью наших исследований является характеристика минерального состава и разнообразия камнесамоцветной и редкометальной минерализации Светлинского пегматитового поля на примере жильного тела № 2, а также выявление признаков принадлежности данных пегматитовых жил к определённой формации. Для достижения поставленной цели были изучены штуфные образцы и шлиховые пробы из занорышевой части пегматитовых тел при помощи методов оптической и электронной микроскопии. Детальное изучение акцессорных минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL-JSM6390LV (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, центр коллективного пользования «Геоаналитик»). Для определения составов минералов была использована система энергодисперсионного анализа EDS X-max 80.

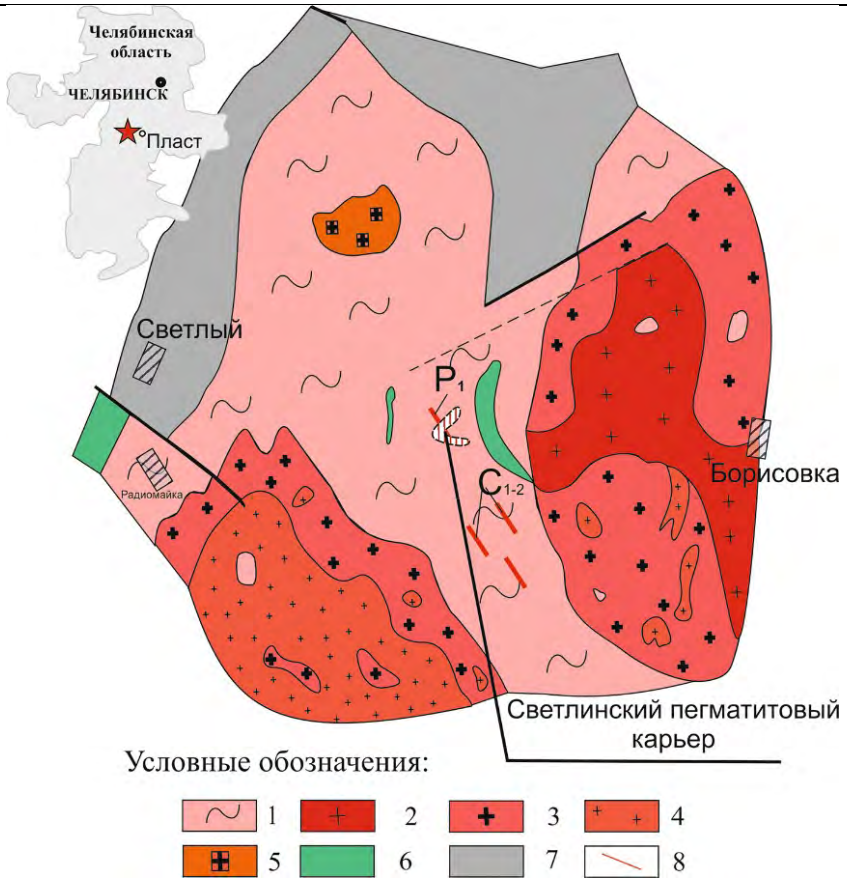


Рисунок 1. Геологическая позиция Светлинского пегматитового поля.
1 – Еремкинская плагиогнейсово-амфиболитово-сланцевая толща (V_1); 2 – Пластовский плагиогранитовый комплекс (D_3-C_1); 3 – Варшавский гранитовый комплекс (C_{1-2}); 4 – Джабыкско-Санарский гранитовый комплекс (P_1); 5 – Еремкинский гнейсо-гранитовый комплекс ($Є_2$); 6 – Чебаркульско-Казбаевский габбро-долеритовый комплекс (O_{2-3}); 7 – Биргильдинская вулканитовая толща (C_1); 8 – дайки лейкогранитов, пегматитов (C_{1-2}) и (P_1); 9 – Разрывные нарушения.

Ассоциация минералов из пегматитов типична для гранитных пегматитов редкометальной формации, но одновременно отвечает ассоциации минералов, характерных для камерных разновидностей гранитных пегматитов (Ферсман, 1940). В шлиховых концентратах были обнаружены акцессорные минералы, исследование которых может способствовать определению формационной принадлежности пегматитов Светлинского поля. Из них, прежде всего, стоит упомянуть о наиболее распространённом в шлихах минерале – гранате, который встречается также и в виде крупных зёрен непосредственно в пегматитовых телах. Минералы этой группы в образцах имеют оранжевые и красноватые окраски, в шлихах огранку не сохраняют. Среди индивидов было встречено два минеральных вида – спессартин и пироп (рис. 2. А). Зерна пиропа встречаются редко, а спессартины повсеместно распространены в пегматитовых жилах. Главным образом их можно наблюдать в графической зоне, где они образуют цепочки зёрен размером до 1 см с частичным сохранением граней кристаллографических простых форм. Большая часть из них замещена оксидами марганца.

Индивиды рутила встречены в шлихах в виде зёрен со сложной огранкой и преобладанием сколовых поверхностей. По данным рентгеноспектрального микроанализа в зёрнах наблюдается высокое содержание Nb и Ta, что может говорить о частичном замещении рутила минералами ряда колумбит-танталит (рис. 2. В).

Монацит-(Ce) был обнаружен в нескольких шлиховых пробах, но в небольшом количестве (рис. 2. Д). Цвета зёрен этого минерала жёлтые или жёлто-зелёные. Монацит достаточно часто сохраняет грани пинакоида {100} и ромбической призмы {101}. Главными редкоземельными элементами в составе монацита являются Ce, La, Nd. Кроме того в составе встречаются Y и Sm.

Колумбит (или реже танталит) является главным концентратором редких металлов в пегматитах Светлинского поля. Его зёрна очень часто обладают собственной огранкой, где хорошо выражены грани ромбической призмы {130}, ромбической дипирамиды {111} и

пинакоида {001}. Кристаллы имеют небольшие размеры – от 1 мм (образцы такого размера изучались под электронным микроскопом) до 2 см. Крупные кристаллы очень редки и встречаются, главным образом, в блоковой зоне. По химическому составу наблюдается слабо проявленная зональность, обусловленная вариацией содержания колумбитового и танталитового минала (рис. 2. Ж). По количеству преобладают железистые разновидности колумбита.

Пухерит. Минерал встречен только в шлихах и имеет незначительные размеры. Внешне похож на Ta-Nb минералы, но отличается иным характером побежалости и присутствием в окраске малиновых оттенков, характерных для висмутовых минералов.

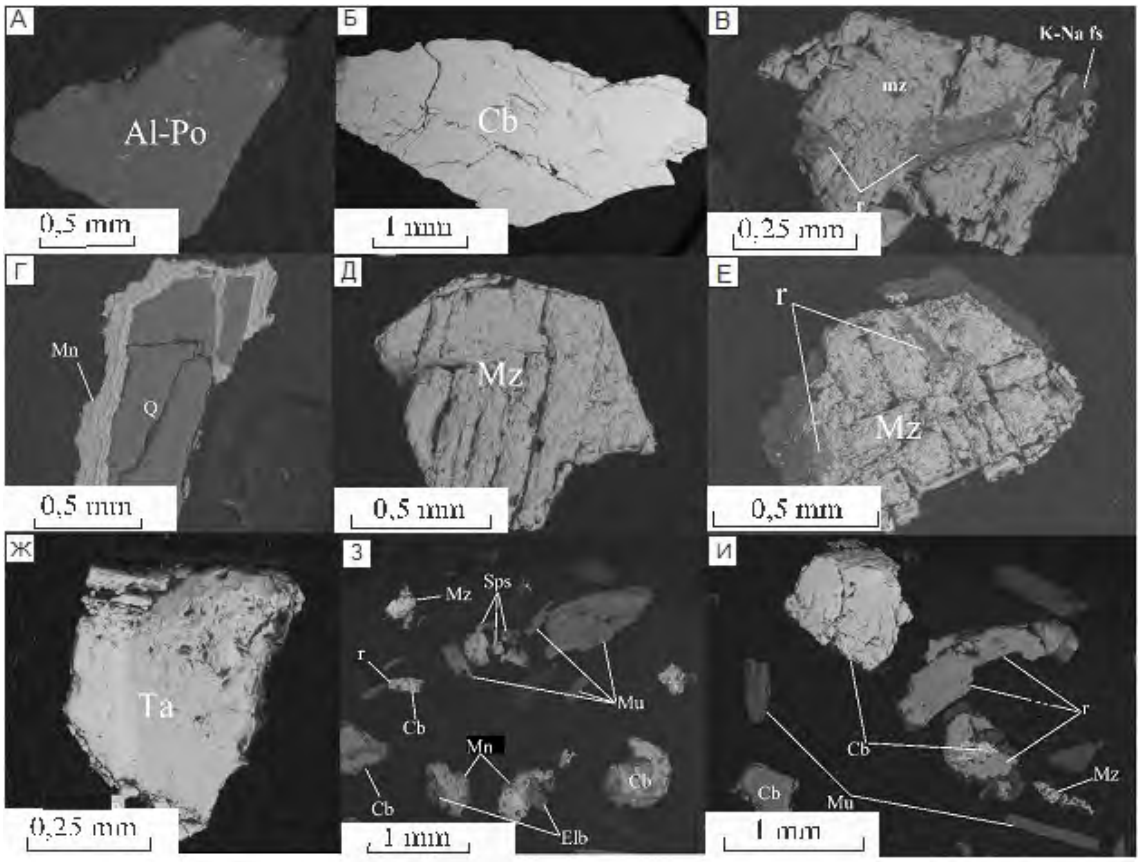


Рисунок 2. СЭМ-фото минеральных зерен в режиме BSE.

А – Гранат пироп-альмандинового ряда (Al-Po); Б – (Fe)-колумбит (Cb); В – Рутил (r); Г – Кварц (Q), с оболочкой из оксидов и гидроксидов Mn; Д – Монацит (Mz); Е – Монацит (Mz) с включениями рутила (r), замещаемого Ta-Nb минералами; Ж – (Mn)-Танталит (Ta); З-И – зёрна мусковита (Mu), спессартина (Sps), оксидов и гидроксидов марганца (Mn), монацита (Mz), колумбита (Cb), эльбаита (Elb) и рутила (r).

Результаты проведённых исследований позволяют сделать вывод о том, что минеральный состав пегматитов Светлинского поля богат минералами редких элементов – таких как Nb, Ta, La и другие редкоземельные элементы. В то же время, в пегматитовых жилах часто встречаются миароловые пустоты, заполненные смесью кристаллов как породообразующих, так и акцессорных минералов, включая и камнесамоцветное сырьё. Таким образом, анализ общего геологического строения гранитных пегматитов Светлинского поля и закономерностей проявления в них акцессорной минерализации демонстрирует, что они обладают набором признаков характерных как для редкометальных, так и для камерных пегматитов. Такая особенность может быть объяснена либо условиями образования (глубина залегания, активность флюидов, время становления), отвечающими промежуточной стадии развития пегматитового процесса, либо вызвана последовательным наложением во времени редкометальной и камнесамоцветной минерализации друг на друга. Для ответа на эти вопросы необходимо проведение дальнейших исследований, направленных на определение абсолютных возрастов минералов, слагающих пегматитовые тела, и установление точных ассоциаций минералов в различных пегматитовых жилах Светлинского поля.

Бакуменко И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис. Москва. Наука. 1966. 184с.

Пужаков Б.А., Шох В.Д., Щулькина Н.Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIII (Пласт). Объяснительная записка. – СПБ: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 354с.

Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. Москва. Наука. 1988. 144 с.

Ферсман А.Е. Пегматиты. Том 1. Москва. Ленинград, 1940. 723 с.

Сульфидно-платинометальные ассоциации метасоматизированных рудоносных пород худолазовского дифференцированного комплекса, Южный Урал

Рахимов И.Р.[1], Вишневский А.В.[2,3]

[1]*ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, rigel92@mail.ru*
[2]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск*
[3]*Новосибиркий государственный университет, vishnevsky@igm.nsc.ru*

Худолазовский комплекс является одним из немногих известных на Урале расслоенных комплексов с Cu-Ni оруденением (Салихов, Пшеничный, 1984). В 1960–1970 гг. комплекс был детально разбурен, в результате чего был выявлен ряд рудопроявлений с промышленным содержанием Cu и Ni. В разное время вопросами петрологии и рудогенеза худолазовского комплекса занимались Э.С. Бучковский, Д. Н. Салихов, А.А. Захарова (Бучковский и др., 1974ф; Захарова, 1982ф; Салихов, Пшеничный, 1984), однако нерешёнными оставались проблемы времени консолидации комплекса, его петрогенезиса, закономерностей размещения интрузий разного состава и генезис сульфидной минерализации. В последние годы авторами данной статьи, благодаря использованию современных аналитических методов и компьютерных технологий, получены новые фактические данные, проясняющие вопросы петрологии и оруденения худолазовского комплекса (Рахимов, 2017). В частности, установлены закономерности концентрации сульфидных фаз в различных типах пород и массивов, исследованы парагенетические ассоциации минералов, впервые выявлена благороднометальная минерализация (Rakhimov et al., 2018). Объём изверженного материала оценивается нами > 3 км^3. В результате детального изучения морфологических и минерально-геохимических особенностей сульфидных скоплений и связанных с ними минералов ЭПГ в породах рудоносных массивов худолазовского комплекса выделено 4 типа сульфидно-платинометальных ассоциаций.

Тип 1. Ассоциации *пирротин–халькопирит–пентландитового (po–ccp–pn)* состава установлены в относительно мало изменённых породах, в которых развито незначительное количество серпентина по краям зёрен оливина, а также хлорита, актинолита и эпидота по краям зёрен и по трещинам пироксена и плагиоклаза. В сульфидных ассоциациях в незначительном количестве присутствуют сфалерит и галенит, а сами выделения всегда сопровождаются небольшими краевыми выделениями магнетита (рис. 1а). Внутри сульфидных фаз обнаружены выделения минералов платины и палладия субмикронного размера: сперрилит ($PtAs_2$), мончеит ($Pt(Te, Bi)_2$), фрудит ($PdBi_2$), майчнерит (PdBiTe). Из них самым распространённым является майчнерит.

Подтип 1а (po–ccp–pn) характеризуется каплевидной и уплощённой амёбовидной морфологией, отвечая первичным сульфидным выделениям. Как правило, они окружены неизменённой силикатной матрицей. Их размеры варьируют от нескольких десятков мкм до нескольких десятков мм. Вкрапления имеют чёткие (пассивные) границы с силикатной матрицей (рис. 1а). Минералы ЭПГ образуют субмикронные включения внутри сульфидных минералов, чаще всего – в халькопирите и пирротине. Сперрилит – наиболее характерный минерал платины, образующий идиоморфные кристаллы размером до 2–5 мкм внутри пирротина (рис. 2а). Мончеит очень редок. Майчнерит представлен обычно субидиоморфными кристаллами размером до 14 мкм. Чаще всего он локализуется внутри халькопирита (рис. 2б).

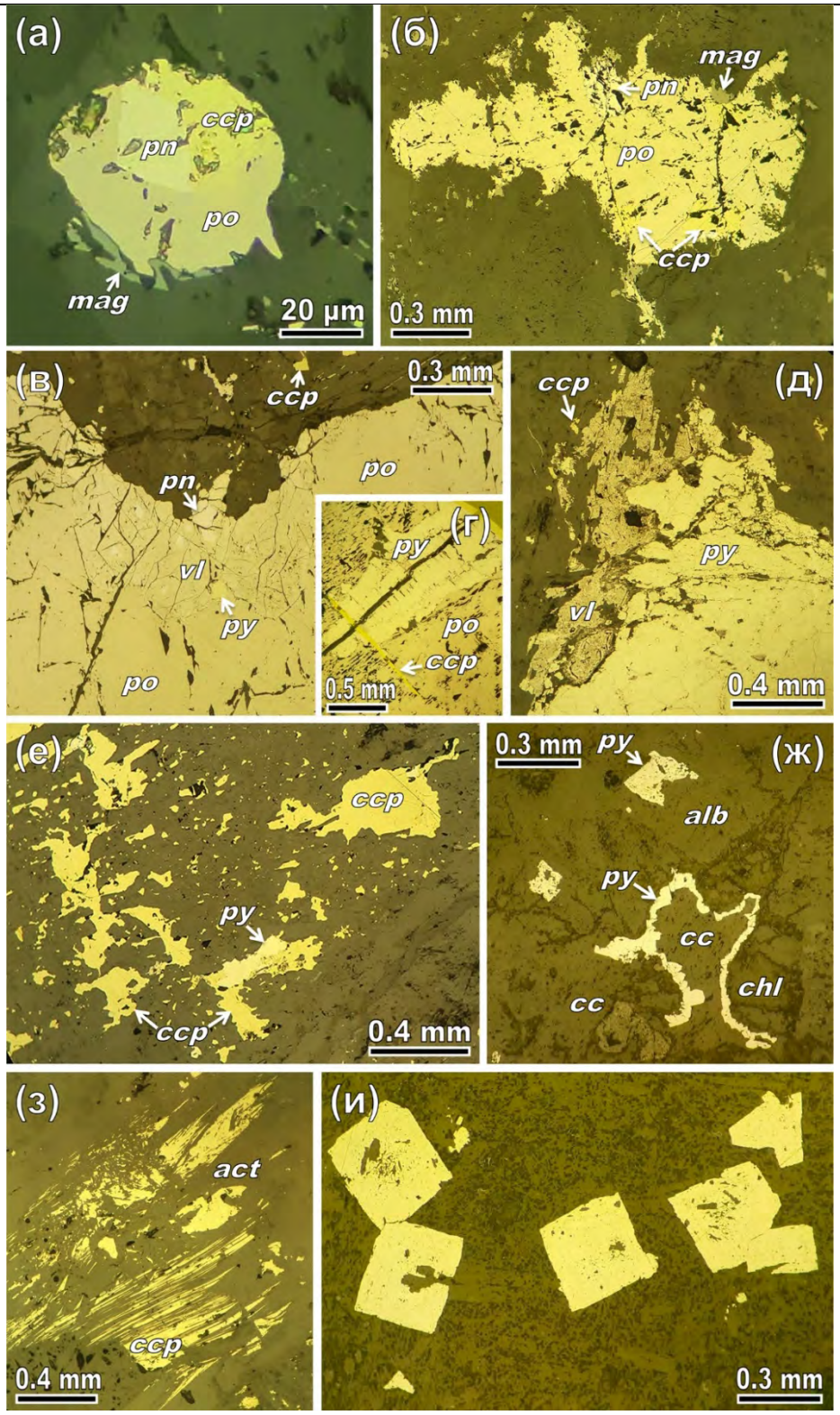


Рисунок 1. Типы сульфидных ассоциаций в породах массивов худолазовского комплекса. а – глобуль *po–ccp–pn* состава в роговой обманке из габбро верхней части интрузива (*тип 1*); б – *po–ccp–pn* вкрапление с корродированными краями в изменённом габбро (*тип 1*); в – *po-py–vl-pn–ccp* вкрапление в метасоматизированном габбро (*тип 2*); г – жильное замещение пирротина пиритом (фрагмент *po-py–vl-pn–ccp* вкрапления, *тип 2*); д – *py–ccp–vl* вкрапление в метасоматизированном габбро (*тип 2*); е – *ccp–py* вкрапления в интенсивно метасоматизированном габбро (*тип 3*); ж – вкрапления пирита в ассоциации с кальцитом в интенсивно метасоматизированном габбро (*тип 3*); з – совместные халькопирит-актинолитовые выделения по роговой обманке в интенсивно метасоматизированном габбро (*тип 3*); и – выделения кубических кристаллов пирита в окварцованном и карбонатизированном роговообманковом долерите из дайки, прорывающей габброиды худолазовского комплекса (*тип 4*).

Обозначения минералов: *act* – актинолит, *alb* – альбит, *cc* – кальцит, *ccp* – халькопирит, *chl* – хлорит, *mag* – магнетит, *pn* – пентландит, *po* – пирротин, *py* – пирит, *vl* – виоларит.

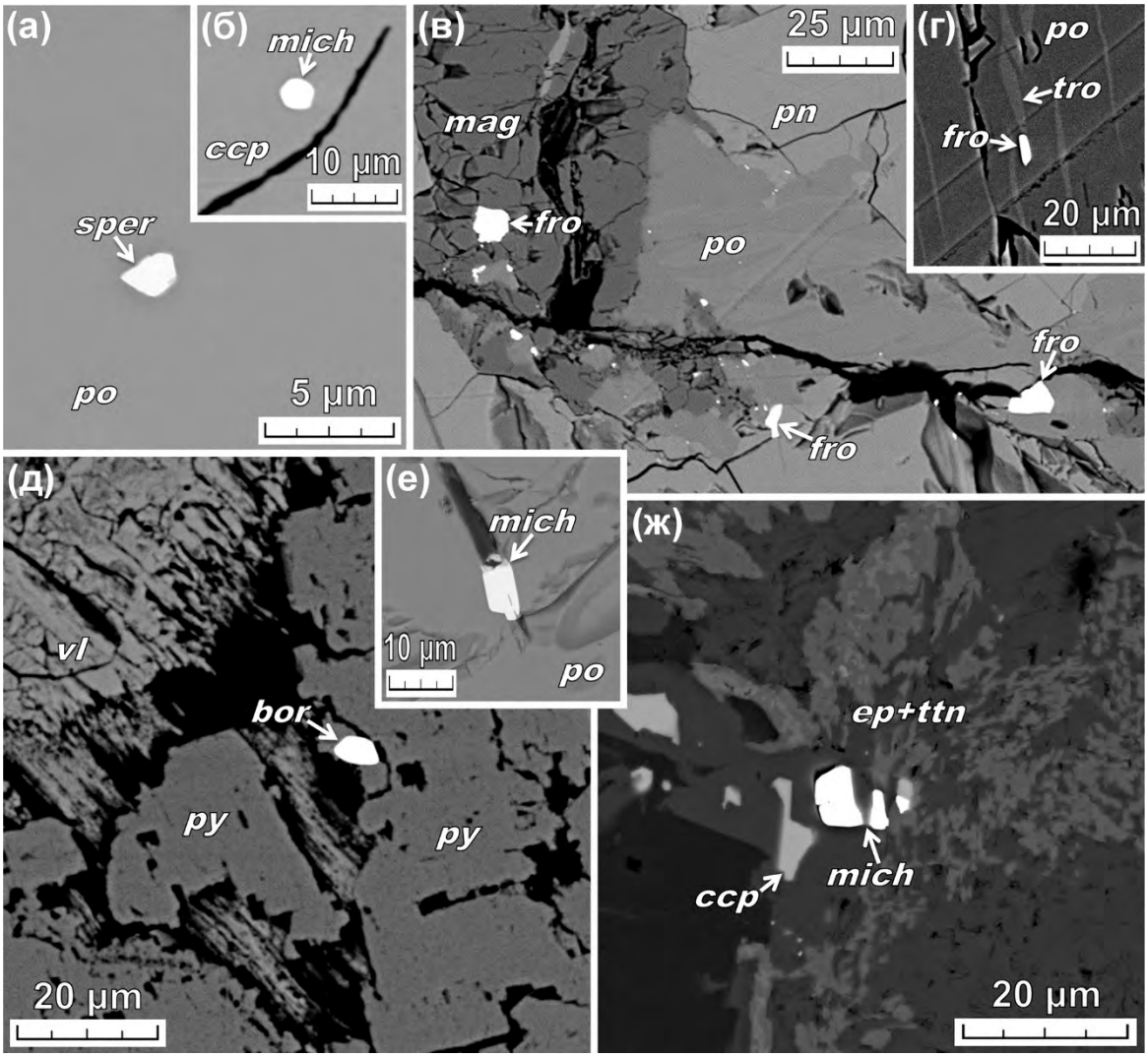


Рисунок 2. BSE-изображения минералов ЭПГ в различных сульфидных ассоциациях худолазовского комплекса.

а – кристалл сперрилита в пирротине *(тип 1)*; б – зерно майчнерита в халькопирите *(тип 1)*; в – вкрапленность фрудита в магнетите, заместившем пирротин вдоль трещины *(тип 1)*; г – кристалл фрудита вдоль ламели троилита в пирротине *(тип 1)*; д – зерно боровскита в агрегате пирита, заместившем пирротин *(тип 2)*; е – зерно Sb-майчнерита в трещине пирротина *(тип 2)*; ж – зёрна Sb-майчнерита в титанит-эпидотовом матриксе *(тип 2)*.

Обозначения минералов: *bor* – боровскит, *ep* – эпидот, *fro* – фрудит, *mich* – майчнерит, *sper* – сперрилит, *ttn* – титанит, *остальные* см. в подписи к рис. 1.

Подтип 1b (po–ccp–pn) отличается от предыдущего по морфологическим особенностям, несущим первые признаки вторичных изменений. У таких сульфидных выделений отмечаются сильно корродированные края (рис. 2б, рис. 1б), в которых сульфиды частично заместились магнетитом и хлорит-серпентиновым агрегатом на границе с изменёнными оливином и пироксеном. Из минералов ЭПГ здесь также распространены сперрилит и майчнерит, в составе последнего нередко обнаруживаются примеси Pt (до 3.2%). Помимо этого выявлен фрудит, локализующийся в продуктах окисления пирротина (рис. 2в), либо приуроченный к ламелям распада твёрдого раствора пирротина (рис. 2г).

Тип. 2. Ассоциации *пирит-пирротин–халькопирит–виоларит-пентландитового состава (py-po–ccp–vl-pn)* установлены в существенно метасоматизированных габброидах и шрисгеймитах, в которых оливин и пироксен практически нацело замещены серпентином и хлоритом, соответственно. Плагиоклаз замещён альбитом, кварцем и соссюритовым агрегатом, а по роговой обманке фрагментарно развиты вторичные амфиболы – актинолит, тремолит. В незначительном количестве в сульфидных срастаниях присутствует сфалерит, очень редко –

кобальтин и аргентопентландит. В сульфидах выявлены Sb-майчнерит, сперрилит, садбериит (PdSb), боровскит (Pd_3SbTe_4). Формирование данной ассоциации происходило за счёт метасоматических изменений *типа 1*, проявленных в разной степени интенсивности. Пирротин замещался пиритом, а пентландит – виоларитом, при этом, несмотря на общее сохранение морфологических особенностей первичных сульфидных выделений, происходило заметное уменьшение их объёма (как минимум на 1/10 часть).

Подтип 2а (*py-po–ccp–vl-pn*) характеризуется уплощёнными и амёбовидными формами выделений при варьирующих соотношениях (py + vl)/(po + pn) > или < 1. Размеры выделений достигают нескольких см, но они меньше, чем первичные неизменённые скопления (*тип 1*), что связано с частичным выносом компонентов из сульфидов. Замещение пирротина пиритом происходит по трещинам с постепенным распространением метасоматического процесса вглубь зёрен вплоть до полного замещения. В промежуточной стадии это проявляется в виде жил пирита в пирротине, причём на халькопирите, находящемся в виде ламели внутри кристалла пирротина, эта пиритизация никак не отражается (рис. 1г). Незамещённый пирротин приобретал пластинчатую структуру. Замещение пентландита виоларитом начинается по трещинкам спайности, постепенно распространяясь к центру кристаллографической отдельности (рис. 1в). Халькопирит в таких ассоциациях, помимо сростков, часто формирует самостоятельные мелкие выделения вокруг *py-po–vl-pn* срастаний. В сохранившихся первичных сульфидных фазах обнаружены субмикронные зёрна Sb-майчнерита, сперрилита, садбериита. Найденный здесь в единичных случаях сперрилит отличается от сперрилита в ассоциациях *1 типа* более мелкими размерами зёрен. Sb-майчнерит является самым характерным минералом-платиноидом, представленным кристаллами размером до 12 мкм, локализованными обычно в трещинах пирротина (рис. 2е). Находки остальных платиноидов единичны.

Подтип 2b (py–ccp±vl) выявлен в тех же породах, характеризуясь полным замещением пирротина пиритом и пентландита виоларитом (рис. 1д), последний при этом не всегда присутствует в скоплениях. Такие обособления, как правило, имеют более мелкие размеры (< 10 мм). В пирите данной ассоциации из 17 изученных на электронном микроскопе проб были сделаны всего две находки минералов ЭПГ – по одному зерну Sb-майчнерита и боровскита (рис. 2д).

Тип 3. Ассоциации *пирит-халькопиритового (py–ccp)* состава распространены по всему объёму интрузивов, сопровождая пути проникновения гидротермальных флюидов. Об этом свидетельствует их струйчато-жиловидная морфология, или своеобразные агрегаты с сосуществующими хлоритом, калишпатом, кварцем, кальцитом и др., иногда совместно с ними развиты тальк и глинистые минералы. В неизменённых или слабо изменённых породах такие халькопирит-пиритовые ассоциации не были выявлены. Размеры отдельных вкраплений невелики (< 1 мм), но их морфология очень сложна (рис. 1е, ж, з). Формирование этой ассоциации произошло за счёт переотложения компонентов, слагавших предыдущие ассоциации сульфидов (*типы 1 и 2*). Платинометальные минералы в них не были обнаружены.

Подтип 3а (совместные py–ccp срастания) распространён, в основном, в верхних частях массивов. Формы их выделений весьма разнообразны. Чаще всего они образуют прожилки в срастании с хлоритом, амфиболом, кварцем и другими минералами.

Подтип 3b (самостоятельные выделения py) наиболее характерен тем участкам пород, где проявился карбонатный метасоматизм. В таких ассоциациях пирит образует совместные агрегаты с кальцитом (рис. 1ж), либо небольшие метакристаллы с пористой структурой.

Подтип 3с (самостоятельные выделения ccp) распространён повсеместно. Как правило, он представлен прожилковыми, пластинчатыми или тонкодисперсными выделениями, ассоциирующими с вторичными железо-магнезиальными силикатами (рис. 1з).

Тип 4. Ассоциации *пирита (py)* преимущественно идиоморфного облика выявлены в изменённых роговообманковых долеритах из даек улугуртауского комплекса (Рахимов, 2017), прорывающих рудоносные интрузивы худолазовского комплекса, а также в их экзоконтактовых ореолах – метасоматизированных габброидах. Очевидно, что это наиболее поздняя сульфидная генерация, связанная, судя по всему, с тепловым воздействием даек, при котором произошла частичная ремобилизация сульфидов ранних ассоциаций. Все породы, в которых встречается эта *py*-ассоциация, являются метасоматическими образованиями. Пирит здесь обычно образует

кубические кристаллы (рис. 1и), ассоциируя с гнёздами хлорита и кварц-карбонатными жилами. Минералы ЭПГ в нём также не были выявлены.

Бучковский Э.С., Перминов Г.М., Крестинин Б.А., Караваев И.Н., Петров Ю.Н. Оценка никеленосности основных интрузий Худолазовского комплекса // Отчёт по объекту «Худолазовская синклиналь. Поиски масштаба 1:50 000 сульфидных медно-никелевых руд» в 8 т. Уфа: ГосГеолФонд. 1974. Т.1. 240 с.

Захарова А.А. Петрология и металлогения раннекаменноугольной габбро-плагиогранитной формации на восточном склоне Ю. Урала (худолазовский комплекс) // Научный отчёт по теме «Условия формирования и метаморфизм магматогенных комплексов Южного Урала» в 3 т. Уфа: ИГ БФ АН СССР. 1982. Т. 1. 429 с.

Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Дисс… канд. геол.-мин. наук. Уфа, 2017. 181 с.

Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Puchkov V.N., Salikhov D.N., Vishnevskiy A.V., Vladimirov A.G. First finds of platinum and palladium minerals in sulfide ores of the Khudolaz intrusive complex (Southern Urals) // Doklady Earth Sciences. 2018. V. 479. I. 2. P. 439–442.

Влияние давления, температуры и водного флюида на фазовые отношения в гранитной системе

Русак А.А.[1], Щекина Т.И.[1], Граменицкий Е.Н.[1], Алферьева Я.О.[1], Котельников А.Р.[2], Бычков А.Ю[1].

[1]*МГУ им.М.В. Ломоносова, г. Москва, aleks7975@yandex.ru, t-shchekina@mail.ru*
[2]*ИЭМ РАН им. Д.С. Коржинского, г. Черноголовка, kotelnik@iem.ac.ru.*

Основным «вечным» вопросом петрологии является связь магматизма и рудообразования. На протяжении многих лет накапливался большой геологический, петрологический и геохимический материал по геологическому положению и локализации месторождений, фазовой неоднородности природных сред минералообразования и причинам концентрирования руд в различных породах, но до сих пор многие проблемы процессов рудообразования, в частности, связанного с гранитным магматизмом, остаются нерешенными. Использование экспериментальных исследований предоставляется необходимым для решения этой проблемы (Граменицкий и др., 2005).

Для исследования была выбрана относительно детально изученная гранитная система Si-Al-Na-K-Li-F-O-H с редкими элементами, представленными всем рядом редкоземельных элементов от La до Lu, Y и Sc. Перед экспериментом ставилась задача выявить фазу, способную концентрировать редкие элементы еще на магматической стадии процесса рудообразования. От обычной модельной гранитной системы она отличалась высокими содержаниями фтора и лития, и таким образом моделировала по составу высоко фтористые граниты с редкими элементами.

Составы твердой шихты для опытов задавались, исходя из состава алюмосиликатного расплава с определенными соотношениями Si, Al, Na+K+Li и фторидной солевой фазы (криолита) в количестве, достаточном для насыщения ею алюмосиликатного расплава. Исходный состав силикатного расплава отвечал гранитной эвтектике системы Qtz-Ab-Ort при 690 °C, 1 кбар H_2O, 1 мас. % F (Manning, 1981). Содержание Li в системе составляло 1,5 мас. %.

Эксперименты проводились на установке высокого газового давления (УГВД) в институте экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ РАН) в Черноголовке. Продукты экспериментов исследовались на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энерго-дисперсионным INCA Energy-350 и кристалл-дифракционным INCA Wave-500 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания) спектрометром в лаборатории локальных методов исследований вещества МГУ. Главные породообразующие и редкоземельные элементы, скандий, иттрий, фтор, литий исследовались на ICP MC в лаборатории кафедры геохимии МГУ.

Проведены 9 серий экспериментов с предельным содержанием фтора при температуре от 500 до 1250 °C, давлении 1 и 2 кбар и содержанием воды от 2 до 50 мас. %. Показано, что поведение редкоземельных элементов в гранитной системе Si-Al-Na-K-Li-F-O-H зависит от температуры, давления и содержания водного флюида.

Независимо от заданных условий эксперимента в продуктах опытов сосуществует два расплава: алюмосиликатный и алюмофторидный, за исключением ликвидусных условий при температурах от 1250 до 1000 °C и давлении 1 кбар. При данных условиях эксперимента во всех опытах присутствуют светло-серое алюмосиликатное стекло в виде матрицы (L) и мелкие закалочные фазы (FP) щелочноалюмофторидного состава. Эти фазы обладают разными оттенками серого цвета, что говорит о неоднородности их состава. Закалочные фазы при 1250 °C, при увеличении содержания воды в системе становятся больше в диаметре.

При уменьшении температуры до 800 °C и при давлении 1 и 2 кбар фазовый состав расплава изменяется, в системе уже стабильно существуют два расплава – алюмосиликатный и солевой щелочноалюмофторидный. В продуктах опытов помимо закаленного силикатного расплава, появляются крупные алюмофторидные солевые глобули (LF) от 100-150 мкм до 500-550 мкм в диаметре (рис.1). Их состав близок к стехиометрии LiKNa- криолита. При содержании воды больше 10 мас.% в системе появляется свободный флюид, о чем свидетельствует наличие

крупных пор в обеих фазах. Все редкоземельные элементы, Y и Sc с большими коэффициентами разделения распределяются в пользу солевого расплава.

Было показано влияние давления на распределение РЗЭ. При 800 °С коэффициенты разделения (K_d) между алюмофторидным и солевым расплавами в системе существенно понижаются с увеличением давления от 1 до 2 кбар. Они монотонно снижаются от лёгких к тяжёлым РЗЭ как при 1, так и при 2 кбар. Имеется также тенденция увеличения $Kd_{РЗЭ}$ (LF/L) при увеличении концентрации воды в системе.

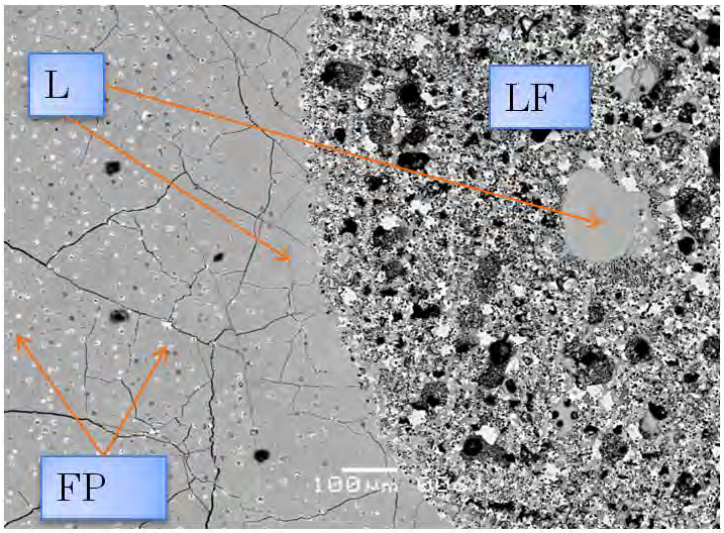


Рисунок 1. Крупный солевой глобуль (более 600 мкм), погруженный в алюмосиликатный расплав (T=800 °C, P=1 кбар, C_{H2O} = 15 мас.%), насыщенный фазами РЗЭ (белые мелкие кристаллы в BSE).

Условные обозначения: L – алюмосиликатное стекло; LF – щелочноалюмофторидный расплав; FP – закалочные фазы.

При снижении температуры от 800 °С до 600 °С и изменяется фазовый состав системы: при 700 °С и 1 кбар происходит частичная кристаллизация солевого расплава с образованием крупных кристаллов алюмофторидов (LiKNa-криолита), практически не содержащих редкоземельные элементы. Остаточный расплав, обогащенный редкоземельными элементами, остается в системе вплоть до 500 °С. При температуре 600 °С и давлении 1 кбар начинает кристаллизоваться кварц, что приводит к следующему равновесию гранитной системы: алюмосиликатный расплав+щелочноалюмофторидный расплав+криолит+кварц (рис.2).

При уменьшении температуры до 700 °С и 1 и 2 кбар коэффициенты разделения между солевым и алюмосиликатным расплавами увеличиваются. При увеличении давления от 1 до 2 кбар, коэффициенты разделения K_d (LF/L) существенно уменьшаются, как при 800 °С.

В опытах при 550 °С и 1 кбар равновесными фазами по-прежнему являлись алюмосиликатный и солевой расплавы и водный флюид. При понижении температуры до 500 °С усиливаются процессы кристаллизации. В алюмосиликатном расплаве кристаллизуются крупные кристаллы кварца до100 мкм, часто с частичной огранкой.

Нередко внутри них образуются кристаллы криолита как Na-, так и К-криолита, соответственно, темно и светло-серого цвета в BSE. Этот факт свидетельствует о совместной кристаллизации кварца и алюмофторидов. Причем обогащенные калием или натрием фториды часто формируют собственные фазы. Только в крупных глобулях еще частично остается незакристаллизованный солевой расплав. На контакте крупных глобулей с матрицей нередко образуется широкая кайма (более 100 мкм), образованная удлиненными шестоватыми кристаллами. По составу фаза представляет калиевый фторсодержащий алюмосиликат, предположительно, лепидолит. Фторидные фазы редких земель в раскристаллизованных глобулях солевого расплава часто образуют каймы в их краевых частях.

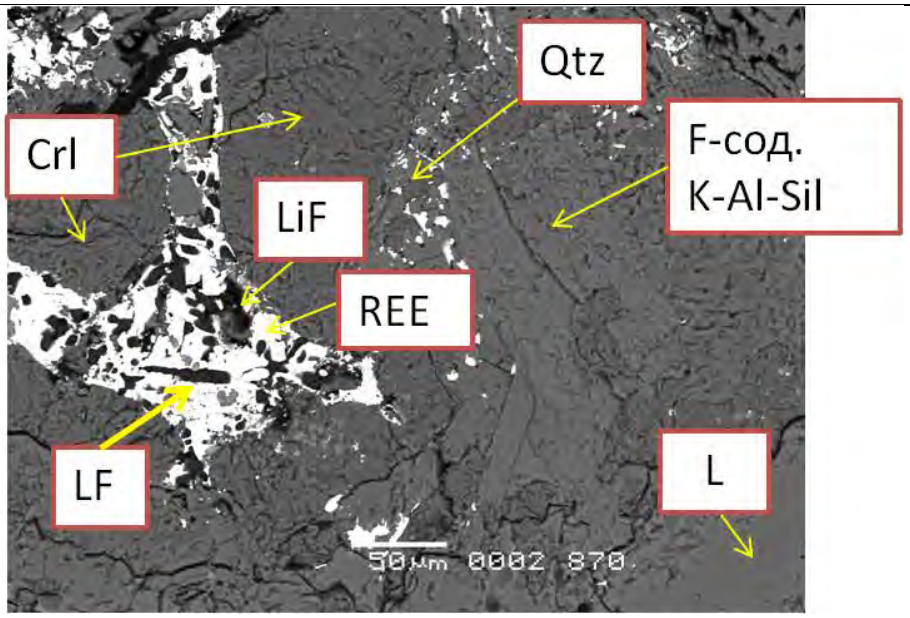


Рисунок 2. Фазовый состав гранитной системы Si-Al-Na-K-Li-F-O-H при T=600 °C, P=1 кбар и C_{H2O} = 15 мас.%.

Условные обозначения: L – алюмосиликатный расплав; LF – щелочноалюмофторидный расплав; Crl – криолит; Qtz –кварц; F-содержащий K-Al-Sil – фторсодержащий калиевый алюмосиликат, предположительно, лепидолит; LiF – грайсит; REE – фториды редкоземельных элементов.

В отличие от всех предыдущих опытов эта серия отличается новыми фазовыми отношениями в гранитной системе Si-Al-Na-K-Li-F-O-H. Как и говорилось ранее, равновесными фазами до 500 °C и 1 кбар являлись алюмосиликатный и солевой расплавы и водный флюид. Из алюмосиликатного расплава кристаллизуется кварц, как и при 600 °C, а из солевого расплава кристаллизуются алюмофториды щелочей (Li-K-Na Crl) и редкоземельных элементов и грайсит (LiF).

Исходя из полученных данных для 500 °C и 1 кбар нужно сказать, что размер глобулей связан с температурой образования. В данном случае, чем меньше температура, тем больше размер глобулей (более 1000 мкм в диаметре). Во всех сериях опытов коррелирует содержание воды и размер пор (до 10 мкм). При данных условиях эксперимента важными кристаллизующимися фазами стали кварц, крупные кристаллы криолита (до 100 мкм), ранее не встречающиеся в данной серии экспериментов, и новая фторсодержащая фаза – калиевый алюмосиликат (лепидолит). Редкоземельные элементы при закалке солевого расплава образуют фториды состава LnF_3 или комплексные фториды со щелочными элементами, как и для каждой предыдущей серии экспериментов.

Главными выводами являются: 1. Доказана большая роль солевого алюмофторидного расплава как рудоконцентрирующей фазы в широком интервале температур от 800 до 500°C и давлениях 1 и 2 кбар. 2. Независимо от заданных условий эксперимента все редкоземельные элементы и литий с большими коэффициентами разделения (в несколько раз) распределяются в солевой алюмофторидный расплав. 3. Коэффициенты разделения РЗЭ между солевым и алюмосиликатным расплавами зависят от температуры, давления и содержания летучих (воды) в системе. 4. Показано, что при понижении температуры от 800 до 500 °C изменяется фазовый состав системы: при T = 700 °C, P = 1 и 2 кбар происходит частичная кристаллизация солевого расплава с образованием крупных кристаллов KNa - алюмофторидов. Остаточный солевой расплав, обогащенный редкоземельными элементами и литием, и алюмосиликатный расплав сохраняются в системе вплоть до 500 °C.

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М.: ГЕОС. 2005. 188 с.

Manning D. The effect of Fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab- Or with excess water at 1 kb // Contrib. Mineral. Petr. V. 76. 1981. pp. 206-215.

Геолого-структурные особенности локализации благородного оруденения в пределах Пуркикитской площади (Хабаровский край)

Рыбин И.В.[1]

[1]*ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, iliaribin@mail.ru, rybin@ssc-ras.ru*

Кухтуйско-Ланжинская площадь, в которую входит Пуркикитская площадь, расположена на севере Охотского района Хабаровского края (рис.1) и охватывает площадь равную 18068,8 км^2.

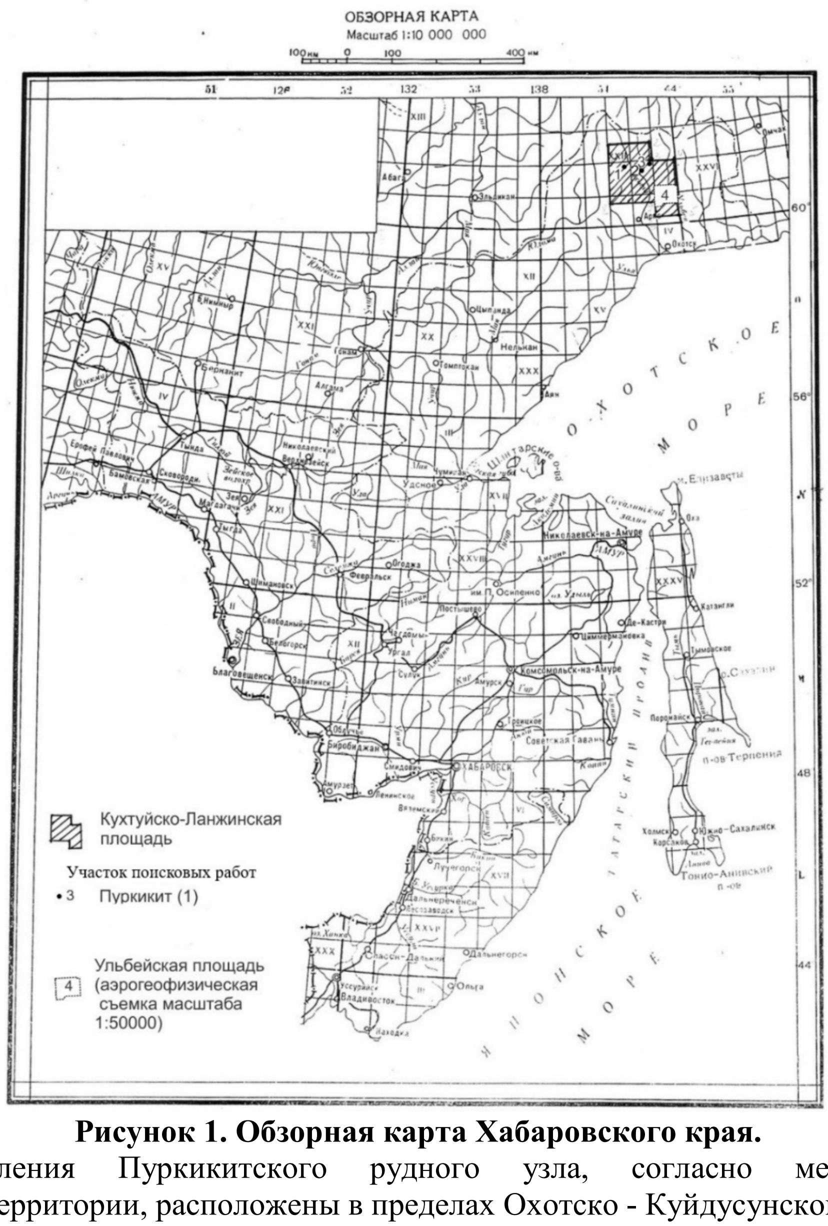


Рисунок 1. Обзорная карта Хабаровского края.

Рудопроявления Пуркикитского рудного узла, согласно металлогеническому районированию территории, расположены в пределах Охотско - Куйдусунской меридиональной зоны (Au, Ag, Sn, W), прослеживающейся вдоль Кетандинской меридиональной зоны разломов. Значительную часть площади зоны занимают субвулканические риолиты и риолито-дациты, прорывающие покровные вулканиты позднего мела и пермские терригенные отложения. Рудная зона включает пять рудных узлов: Верхнеильбейский, Кяла-Туртинский, Дочканахский, Хакчанский (Догниканский), Пуркикитский, Мукалакитский и Дарпирчанский (Геология СССР, 1966).

Пуркикитский рудный узел в структурном плане совмещён с Верхнемайманджинской вулкано-тектонической структурой, сложенной меловыми вулканитами преимущественно

кислого состава. Широко развиты субвулканические и гипабиссальные тела кислого, субщелочного и среднего состава, прорывающие вулканические покровы и подстилающие их пермские терригенные отложения. Характерно широкое развитие мелких разломов и зон трещиноватости, которые контролируют размещение полей даек, зон жильного и прожилкового окварцевания и минерализованных брекчий. Оруденение узла представлено преимущественно золото-серебряной, в меньшей степени – редкометальной минерализацией.

Наиболее перспективные рудопроявления золота и серебра локализованы в восточной части рудного узла, в пределах Пуркикитского рудного поля, которое охватывает истоки р. Тесная. Площадь поля около 12 км^2. Оно вмещает Главную рудоносную зону субмеридионального простирания, которая представляет собой серию кулисообразно расположенных кварцево-жильных зон северо-восточного направления, локализованных в меловых субвулканических риолито-дацитах. Наиболее интересными в отношении золото-серебряного оруденения оказались крайние «кулисы»: западная - рудопроявление Пуркикит-2 и восточная – рудопроявление Тесное.

Рудопроявление Пуркикит-2 наиболее изучено в ходе поисковых работ при ГГС-50 (Горохов и др., 1982ф). Оно приурочено к узкому (500–1000 м) блоку, ограниченному с запада крупным субмеридиональным разломом Кетандинской системы, а с востока – его ветвью. Большую часть этого блока занимают выходы субвулканических риолито-дацитов позднего мела, слагающих трещинное тело сложной формы. Золото-серебряное оруденение связано с линзовидными жилами и прожилково-жильными зонами кварцевого и кварц-карбонат-адулярового состава, залегающими в брекчированных и окварцованных породах западного эндо- и экзоконтакта субвулканических риолито-дацитов и образующими штокверкообразное тело размером 200–500×1000 м. Мощность жил до 0,5–1 м. Рудные минералы (арсенопирит, пирит, галенит) образуют редкую вкрапленность. Наиболее высокие содержания золота и серебра отмечаются в кварц-карбонат-адуляровых жилах: золото – 0,1–10 (до 48) г/т, среднее – 5 г/т; серебро – 7,6-331 г/т, среднее – 40 г/т. Кроме этого, в рудах присутствует медь - до 0,5%, молибден до 0,07 %, мышьяк 1-4 %, сурьма 0,05 %. Среднее отношение золота к серебру около 1:8. Прогнозные ресурсы (P_2) составляют золота – 45 т, серебра – 360 т (Горохов и др., 1982ф). Рудопроявление сопровождается геохимическими аномалиями серебра, свинца, мышьяка, сурьмы и шлиховыми потоками золота, электрума, минералов серебра.

В северной части Пуркикитского рудного поля в аргиллизированных риолито-дацитах выявлены по делювиальным развалам адуляр-кварцевые жилы мощностью 2–4 м и протяжённостью 50–200 м, содержащие золото до 10 г/т, серебро 100 г/т и молибден 0,05 % (рудопроявление Тесное). В одной штуфной пробе, отобранной из делювиальных развалов кварцевой жилы, содержание серебра достигает 3000 г/т. Перспективность этой части рудного поля не ясна. Здесь, на северо-восточном продолжении рудоносных зон повышенной трещиноватости проявления Пуркикит-2, рыхлые склоновые образования повсеместно золотоносны, с ними связаны высокопродуктивные (1–10 и более г/т) аномалии серебра площадью до 0,8 км^2 (рудопроявление Тесное). Согласно рассчитанному коэффициенту зональности, эта часть рудного поля менее эродирована относительно проявления Пуркикит-2 и характеризуется надрудным и верхнерудным уровнем среза. Рудоносные зоны, очевидно, являются коренным источником россыпного золота долины р. Тесная.

Приведённые выше данные послужат основанием постановки на участке Пуркикит детальных геолого-геофизических работ.

Геология СССР. Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область, Ч.1: Геологическое описание. Москва: «Недра». 1966. 736с.

1.Горохов С.И. и др. Отчёт по групповой геологической съёмке масштаба 1:50000. Листы Р- 54-79-В-б,г; -79-Г; -80-В; -81-В,Г; -91-А-б,г; -91-В-б; -91-Б,Г; -92-А,Б,В,Г; -93-А,Б,В,Г; -104-А,Б,В,Г; -116-А,Б,В,Г. Москва, 1982.

Закономерности размещения полезных ископаемых на территории Муштинской рудной зоны (Кабардино-Балкарская республика)

Рыбин И.В.[1]

[1]*ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, iliaribin@mail.ru, rybin@ssc-ras.ru*

В административном отношении район работ располагается на территории Зольского района Кабардино-Балкарской республики в пределах листов К-38-2 и К-38-14 масштаба 1:100 000 (рис. 1).

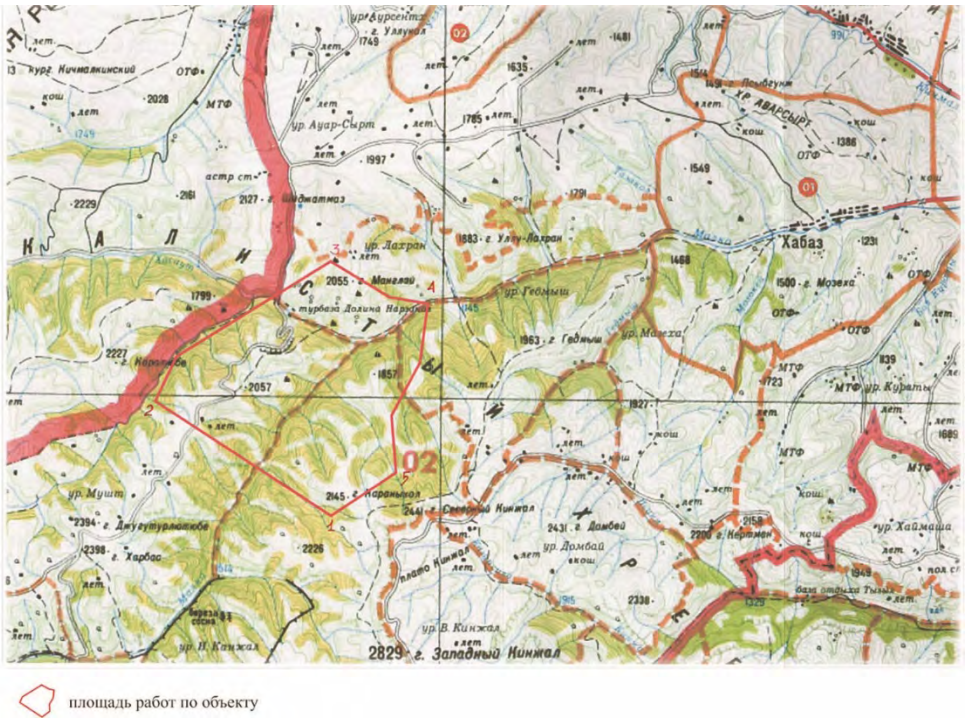


Рисунок 1. Обзорная карта района работ.

Участок располагается в центральной части Ардоно-Даховской металлогенической зоны, в пределах Хасаутского синклинория, который сложен породами вулканогенно-осадочной, кремнисто-вулканогенно-терригенной, туфогенно-осадочной формаций (Геология СССР, 1968).

При составлении металлогенических карт Северного Кавказа масштаба 1:200000 здесь было выделено гипотетическое Муштинское рудное поле перспективное на обнаружение шеелитового и золотого оруденения (Ручкин Г.В. и др., 1998).

Изучение золотоносности района заключалось, в основном, в выявлении и изучении кварцевых жил. На территории рудного поля зафиксировано 104 ранее известных или впервые обнаруженных гидротермальных жильных проявлений. Характерной особенностью всех развитых здесь жил и прожилков является быстрое выклинивание их по простиранию и падению, т.е. обычно они имеют линзовидную форму. Мощных протяженных жил здесь нет. Все они обладают небольшими размерами и проявления выражены зачастую единичными жилами и прожилками, реже (в 37 случаях из 104) – зонами развития прожилков кварцевого или кварц-полевошпатового состава. Протяженность зон обычно составляет первые сотни метров, мощность – до 10,0 м.

Самая большая зона, названная «Пионерский штокверк», имеет протяженность по простиранию 350-400 м, ширину в центральной части 40-50 м. Штокверк расположен в левом борту р. Хасаут и представлен большим количеством мелких разноориентированных ветвящихся прожилков кварца и единичных прожилков кварц-полевошпатового состава. Мощность прожилков до 10-30 см, протяженность – до 15 м, частота их достигает 3-4 на 1 пог.м. Штокверк вытянут в северо-западном направлении.

Все кварцевые жилы сложены светло-серым, иногда молочно-белым, полупрозрачным кварцем, который обычно трещиноват. Изредка в жилах отмечается друзовидный кварц. Иногда содержится убогая вкрапленность сульфидов, представленных мелкими зернами, реже гнездами (до 2 см) пирита, галенита, халькопирита. В целом количество сульфидов не превышает первых долей процента.

Жильные образования кварц-полевошпатового состава совершенно не содержат рудных минералов. В них не установлено ни золота, ни серебра. Сосредоточены они в южной части рудного поля, располагаясь в экзоконтактовой зоне интрузивного массива малкинских гранитоидов. Жилы и прожилки кварцевого состава распространены на более широкой площади и встречаются как в самих гранитах, так и на различном удалении от них. Наибольшее количество их приурочено к областям развития пород малкинской свиты (84% от всего количества), меньшее - среди отложений шитжатмазской свиты (11 %), еще меньшее - в урлешской свите (около 5%). А в отложениях лахранской свиты наблюдаются единичные жилы и прожилки. На факт формирования проявлений золото-кварцевой формации в герцинское время указывает приуроченность жил к породам доюрского основания района и наличие обломков золотоносного кварца в базальных конгломератах нижней юры.

Анализ результатов предыдущих исследователей по золотоносности участка указывает на то, что основное внимание ими уделялось выявлению и опробованию кварцевых жил, реже зон изменения вмещающих их пород. При обобщении материалов была доказана не высокая перспективность отдельных наиболее крупных золотоносных жил (№№1,4,13,14). Была дана положительная оценка рудному полю. Лишь в одной жиле №1 среднее содержание золота составило 3,17 г/т , а запасы его по категориям $A+B+C_1$ определены в количестве 11,835 кг. (Буряк, 1975).

Анализируя данные бороздового опробования (около 1500 проб, отобранных работниками комбината «Севкавзолото»), геохимического опробования (650 проб, из которых 180 отобрано отрядом на золото в 1970 году и 470 – Хасаутским отрядом в 1976-1977 гг.), валового опробования по жиле №1, напрашивается вывод о крайне неравномерном распределении золота в кварцевых жилах. По данным геохимического опробования количество значимых проб составило около 10% (содержание золота лишь в единичных случаях достигает десятых долей г/т); в бороздовых пробах золото встречается чаще. По результатам пробирного анализа в 20% проб содержание золота составляет - 0,1-0,5 г/т; в 4% - 0,5-1,0 г/т; в 2% -1,0-2,0 г/т и в 2% - более 2 г/т. Установлено соотношение результатов валового опробования к бороздовому, которое составило 1,7 , т.е. встречаемость металла возрастает с увеличением веса проб. Можно отметить, что золотоносность кварцевых жил определяется присутствием в них самородного золота, которое представлено знаками фракций размерами 0,25 мм; 0,25-0,5 мм; 0,5-1,0 мм. Напрашивается вывод, что незначительные размеры золотоносных кварцевых жил, крайне неравномерный характер распределения золота в них и невысокие средние содержания его ставят представителей малосульфидной золото-кварцевой формации в разряд малоперспективных образований.

Изучение золотоносности пород, вмещающих кварцевые жилы, проводилось на исследовании 70 проб, в которых по результатам спектрозолотометрического анализа только в базальных конгломератах нижней юры установлены содержания золота от 0,006 до 0,02 г/т.

В последние годы в РФ выявлен новый промышленно-генетический тип золотого оруденения – метаморфогенно-гидротермальный, приуроченный к областям распространения пород метаморфизованных в фации зеленых сланцев и углисто-терригенных образований. Этот тип характеризуется невысокими (1-3 г/т) содержаниями золота, но значительным развитием рудного процесса, захватывающим крупные блоки пород или отдельные горизонты геологических образований. В таких месторождениях основная масса золота связана с сульфидной минерализацией и находится в сульфидах в дисперсном состоянии.

Сходная геологическая обстановка позволяет надеяться на выявление золото-сульфидных руд метаморфогенно-гидротермального генезиса в пределах Муштинского рудного узла.

Приведенные выше результаты изучения золотоносности говорят о том, что в пределах участка не было встречено образований, которые бы однозначно указывали на присутствие золотосульфидного оруденения (Ручкин Г.В. и др., 1998).

Учитывая факт некоторого повышения степени золотоносности слабо пиритизированных отложений малкинской свиты до целых г/т на нижних гипсометрических уровнях (в нижнем течении р. Мушт), можно сделать предположение о том, что здесь имеем переходную зону, в пределах которой совмещены нижние по падению части проявлений золотокварцевой формации и верхние части золото-сульфидной.

Одним из основных металлогенических факторов, позволяющих выделить потенциальное Муштинское рудное поле, кроме прямых признаков оруденения, является наличие метаморфизованных в разных фациях пород – от амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой до фации зеленых сланцев. Факт концентрации подавляющего большинства кварцевых жил в поле развития пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, позволяет сделать предположение о метаморфогенно-гидротермальной их природе.

При этом на основании данных В.А. Буряка, полученных в 1975 году, можно предполагать, что кварцевые жилы являются верхней составляющей рудной колонны (Буряк, 1975).

На глубине же ожидается наличие прожилково-вкрапленных руд золото-сульфидной формации с меньшими, нежели в кварцевых жилах, содержаниями металла, но со значительными масштабами оруденения.

По данным ранее проведенных работ можно установить комплекс признаков, определивших локализацию оруденения в пределах изучаемой площади, включающий стратиграфический, магматический и тектонический факторы. О возможной роли метаморфического фактора было упомянуто выше.

Итак, остановим свое внимание на стратиграфическом факторе. Значительное количество золотоносных кварцевых жил сосредоточено в отложениях малкинской и шиджатмазской свит, представляющих соответственно вулканогенно-осадочную и флишоидную туфогенно-осадочную формации, метаморфизованные в фации зеленых сланцев.

В поле развития пород, слагающих остальные стратиграфические подразделения, отмечены лишь редкие незначительные проявления золота, с содержаниями, не превышающими сотых долей г/т. Объяснением этому обстоятельству, возможно, служит различная степень метаморфизма, выделяемых на участке свит. Отсутствие же рудопроявлений в песчаниках урлешской свиты определяется не только слабой степенью метаморфизма, но и монотонным составом слагающих ее пород, в отличие от малкинской свиты, в составе которой выделяются туфы, лавы, туфоконгломераты, туффиты, филлиты.

Магматический фактор заключается в том, что было сделано предположение о генетической связи кварцевых жил участка с интрузией малкинских гранитоидов. Само по себе это утверждение вряд ли можно оспаривать, но связь с ними, вероятно, нужно рассматривать «не напрямую», а отводя интрузивному процессу мобилизующую роль, при которой из вмещающих пород извлекаются полезные компоненты в метаморфические растворы. Воздействие интрузии на вмещающие породы привело к образованию контактового ореола, представленного фельдшпатизированными породами бечасынской свиты, а также кварц-серицитовыми метасоматитами и актинолитизированными породами малкинской свиты. Эти процессы способствовали мобилизации и выносу золота из зоны метасоматоза в слабоизмененные породы малкинской и шиджатмазской свит. Подтверждением этому является хотя бы тот факт, что в породах малкинской свиты, подвергшихся метасоматической проработке, практически отсутствуют проявления золота (Ручкин Г.В. и др., 1998).

В завершении следует сказать, что рудопроявления участка пространственно увязываются с полями развития даек лампрофиров и пластовых тел габбро-диабазов, плагиогранит-порфиров. Причины этой связи не выяснены, но на многих золоторудных месторождениях оруденения именно с этими образованиями чаще всего имеют тесную пространственную и возрастную связь.

Буряк В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения // Геология рудных месторождений. 1975. том 17. № 2. С. 37.

Геология СССР. Т. IX: Северный Кавказ, Ч.1: Геологическое описание. Москва: «Недра». 1968. 760с.

Золото. Минеральное сырье. Справочник под. ред. Ручкина Г.В., Остапенко В.Г., Москва: ЗАО «Геоинформарк». 1998. 85 с.

Минералого-петрографические и термобарогеохимические особенности золотоносного кварца Таяхтахской перспективной площади (Магаданская область)

Рыбин И.В.[1]

[1]*ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, iliaribin@mail.ru, rybin@ssc-ras.ru*

Площадь занимает бассейны рек Таяхтах и Неча, впадающих в Колыму справа. Северо-восточная граница перспективной площади проходит по долине Колымы. В административном отношении площадь находится на территории Тенькинского района Магаданской области.

Таяхтахская площадь находится в северо-западной части Таяхтахской структурно-металлогенической зоны. Для площади характерна широко проявленная золотоносность аллювия вплоть до образования промышленных россыпей. На части площади, охваченной ранее проведенными геохимическими поисками, выявлены потоки рассеяния золота, мышьяка. Установлены проявления рудной минерализации золото-кварцевого формационного типа (Геология СССР, $1970_{1,2}$).

Территория обладает скрытым металлогеническим потенциалом, подтверждением чего является выявленное в пределах Таяхтахской структурно-металлогенической зоны рудопроявление Хугланнах, рудопроявлений и пунктов минерализации Таяхтахского интрузивного массива и находящегося юго-восточнее известного месторождения Школьное.

В геологическом плане территория находится в северо-западной части Аян-Юряхского антиклинория в районе сочленения его с Иньяли-Дебинским синклинорием по Чай-Юрьинскому глубинному разлому. Площадь сложена породами всех четырёх пермских свит - пионерской, атканской, омчакской и старательской, слагающих Колымскую антиклиналь. На юго-западе площади выделена Таяхтахская синклиналь Аян-Юряхского антиклинория, выполненная в ядре отложениями триасовых толщ (Габдрахманов и др., 1969ф).

На площади установлены морские терригенные и вулкано-терригенные отложения пермской и триасовой систем, а также континентальные рыхлые четвертичные образования.

Изверженные породы на Таяхтахской площади представлены одним небольшим штоком гранит-порфиров и комплексом даек. Широко развиты на площади гидротермальные образования.

Площадь расположена в юго-восточной части Яно-Колымской складчато-надвиговой системы вблизи стыка двух крупных структур – Иньяли-Дебинского мегасинклинория с Аян-Юряхским антиклинорием, разделенных Чай-Юрюинской зоной разлома (Геология СССР, $1970_{1,2}$).

Было проведено минералого-петрографическое исследование образцов в отраженном свете (аншлиф) при помощи рудного поляризационного микроскопа ПОЛАМ-Р312, определение структурно-текстурных особенностей образцов.

В образце нч-01000 в общей массе наблюдаются отдельные идиоморфные зерна пирита размером до 0,25 мм. Структура образца зернистая с кавернами, текстура пятнистая.

Образец нч-01001 отличается отсутствием зерен сульфидов (рис. 1).

Образцы нч-01003 и нч-01004 были изучены на вакуумном декриптографе ВД-5 по общепринятой методике при навеске 200 мг., размере фракции -0,5+0,2 мм, в интервале температур 0-1000°С. Результатом исследований является построение графика газовых выделений с гистограммами флюидоактивности (рис. 2).

Так ороговикованный кварц (нч-01003) имеет более выраженный эффект, чем жильный. Наблюдается высокий среднетемпературный эффект в интервале 360-420°С с медленным затуханием, что связано с внедрением рудоносного расплава и постоянной порционной подпиткой.

При сравнении 2-х графиков наблюдается заметное увеличение показателя флюидоактивности F, а также повышение температуры максимума газовыделения, что

подтверждает степень интенсивности проработки системы флюидами, локализуя зону минерализации. В свою очередь, включения указывают на перенасыщенность раствора, что подчеркивают благородность минерализации.

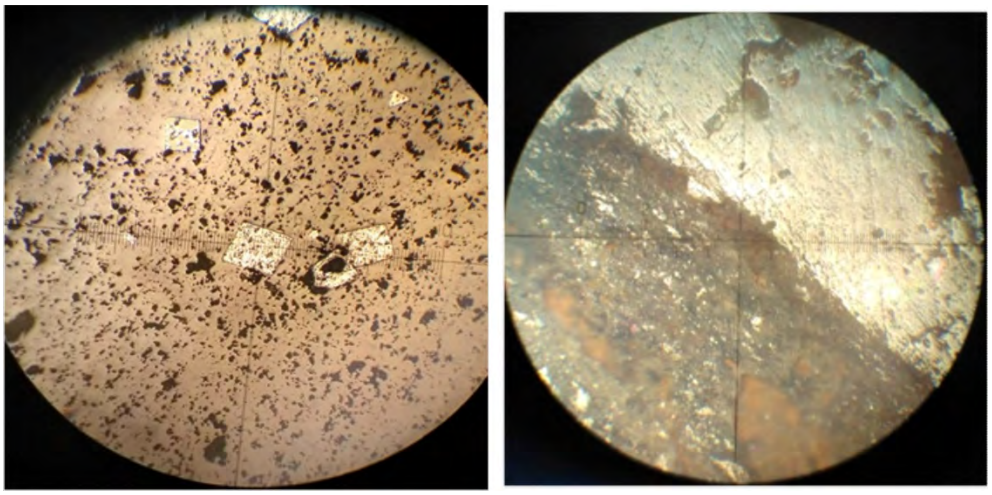


Рисунок 1. Общий вид образцов кварца НЧ-01000 (слева) и НЧ-01001(справа).

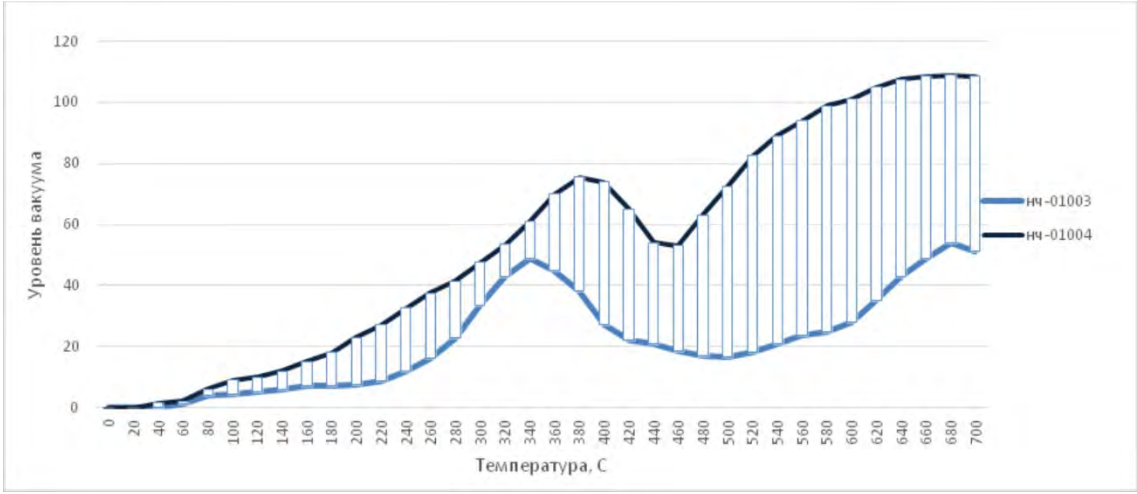


Рисунок 2. Сравнительная гистограмма флюидонасыщенности проб.

Исходя из теоретических данных и проведенных исследований, можно заключить, что площадь находится в северо-западной части Таяхтахской структурно-металлогенической зоны и на ней широко проявлена золотоносность аллювия, вплоть до образования промышленных россыпей. На части площади, охваченной ранее проведенными геохимическими поисками, выявлены потоки рассеяния золота, мышьяка. Установлены проявления рудной минерализации золотокварцевого формационного типа.

Основой для постановки работ на площади послужили следующие критерии:

- положение геологических структур в верхней части пермского золотоносного стратиграфического уровня.
- наличие грубозернистых пород (песчанистых алевролитов, песчаников, гравелитов) в толщах преимущественно глинистого состава.
- преобладающие северо-западные тектонические зоны, контролирующие золото-кварцевое оруденение в пределах Аян-Юряхского антиклинория.
- складчатые антиклинальные структуры, сводовые части которых благоприятны для локализации золото-кварцевого оруденения в эшелонированных седловидных рудных телах.
- многочисленные кварцевые жилы, зоны прожилкования и окварцевания, минерализованные зоны дробления, с повышенными содержаниями золота и типоморфных минералов, характерных для оруденения золото-кварцевого типа (арсенопирит, галенит).

- выявленные по результатам интерпретации геофизических данных положительные аномалии поля силы тяжести и зоны вторичной радиогеохимической специализации калиевого и калий-уранового типа;
- региональные метаморфические изменения стильпномелановой субфации зеленосланцевой фации (в пределах такой же находятся месторождения Наталка, Павлик).

Территория обладает скрытым металлогеническим потенциалом, подтверждением чего является выявленное в пределах Таяхтахской структурно-металлогенической зоны рудопроявление Хугланнах, рудопроявления и пункты минерализации Таяхтахского интрузивного массива, а также нахождение на юго-востоке известного месторождения Школьное.

Геология СССР. Т. XXX: Северо-восток СССР, Кн.1: Геологическое описание. Москва: «Недра», 1970, - 548с.

Геология СССР. Т. XXX: Северо-восток СССР, Кн.2: Геологическое описание. Москва: «Недра», 1970, - 536с.

Габдрахманов Н.Г., Земко А.И., Толмачёва К.Н. Отчёт о работе Таяхтахской геологосъёмочной партии масштаба 1:50000 за 1968 год. ТГФ. Магадан. 1969.

Исследование вековой вариации геомагнитного поля по данным обсерваторий «Киев» и «Львов» украинского сектора сети INTERMAGNET

Рябова С.А.[1]

[1]*ФГБУН ИДГ РАН, г. Москва, riabovasa@mail.ru*

Вековые вариации магнитного поля происходят в течение длительных периодов времени и проявляются в значительных изменениях значений элементов земного магнетизма, которые можно оценить по трендовой составляющей вариаций магнитного поля Земли, зарегистрированных на наземных обсерваториях (Bloxham et al., 1989). Степень изменения элементов земного магнитного поля различна для разных районов Земли (Яновский, 1978). Возникновение вековых вариаций, видимо, объясняется процессами, протекающими внутри Земли (в ядре и на границе ядра с мантией) (Rikitake, 2012). В меньшей степени они связаны с особенностями строения земной коры (Dumberry, Finlay, 2007).

Определение характера длиннопериодных временных изменений магнитного поля Земли необходимо для дальнейшей разработки физической теории геомагнетизма, восстановления эволюции магнитного поля Земли, для понимания связи процессов, происходящих во внутренних и внешних оболочках нашей планеты (Glatzmaier, Roberts, 1996).

При рассмотрении длиннопериодных вариаций магнитного поля Земли одной из важнейших задач является представление его в виде аналитической зависимости компонент от координаты места наблюдений. В настоящее время самая популярная модель среднего глобального магнитного поля Земли – International Geomagnetic Reference Field (IGRF) (Cain et al., 1967). Разложение потенциала поля в ряд, используемое в модели, было предложено в 1838 К.Ф. Гауссом (Gauss, 1839). Это разложение имеет вид:

$$V = -R\sum_{i=1}^{k}\left(\frac{R}{r}\right)^{i+1}\sum_{n=0}^{m}\left(g_n^m(t)\cos m\lambda_0 + h_n^m(t)\sin m\lambda_0\right)P_n^m(\cos\vartheta_0), \quad \mathbf{B} = \mu_0\nabla V,$$

где λ_0 – долгота точки, в которой определяется вектор напряженности, $\vartheta_0 = 90^\circ - \theta_0$, θ_0 – ее широта, r – расстояние от центра Земли, R – средний радиус Земли, g_n^m и h_n^m – коэффициенты Шмидта, определяемые из таблицы (https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/ igrf.html), $\mu_0 = 4\pi\cdot 10^{-7}$ кг · м · А$^{-2}$ · с$^{-2}$ – магнитная постоянная (или магнитная проницаемость вакуума), P_n^m – квазинормализованные по Шмидту присоединенные функции Лежандра. Величины коэффициентов определяются эмпирически. Модель обновляется каждые 5 лет. Коэффициенты для данных между пятилетними интервалами получаются путем линейной интерполяции между соответствующими коэффициентами для соседних пятилетних интервалов.

Набор коэффициентов Гаусса полностью определяет описываемую модель геомагнитного поля. В современных моделях разложение ограничивается коэффициентами от 1-й до 13-й степени и от 0-го до 13-го порядка (в прогностической вариации от 1-го по 8-й и от 0-го по 8-й соответственно), округленными до 0,1 нТл. Модель не описывает мелкомасштабные пространственные вариации магнитного поля, которые в основном обусловлены локальным магнетизмом земной коры (Кусонский и др., 2017). Угловое разрешение модели можно оценить как $360^\circ/\sqrt{13\cdot 14} \approx 27^\circ$, что соответствует длине дуги большого круга в ~3000 км.

В настоящей работе выполняется анализ вековых вариаций геомагнитного поля, зарегистрированных на украинских магнитных обсерваториях сети INTERMAGNET «Киев» и «Львов». Координаты обсерваторий, их приборное оснащение для регистрации магнитного поля Земли приведены в таблице 1.

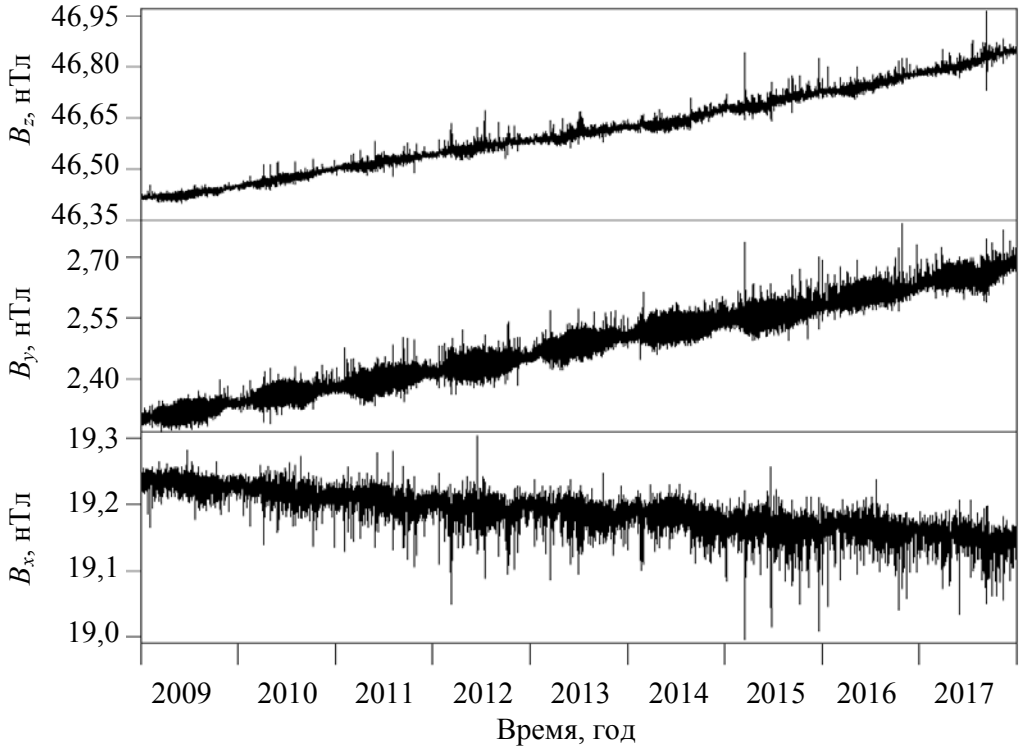
Следует отметить, что датчики на обеих обсерваториях измеряют поле в одной системе координат: ось X направлена на географический север, Y – на восток, Z – вертикально вниз.

Рассмотрим все этапы анализа на примере данных Геомагнитной обсерватории «Киев» На рис.1 представлены результаты регистрации вариаций геомагнитного поля, выполненной в

географической системе координат (ось *X* направлена на географический север, *Y* − на восток, *Z* − вертикально вниз) за период 2009 − 2017 гг.

Таблица 1. Магнитные обсерватории сети INTERMAGNET, украинского сектора

Обсерватория/код JAGA	**Киев (Дымер)/KIV**	**Львов/LVV**
Координаты (широта/долгота)	50,72 с.ш./30,3 в.д.	49,9 с.ш./ 23,74 в.д.
Инструменты для абсолютных измерений	QHM-магнитометр, DI-flux магнитометр, протонный магнитометр MMP203	Магнитный теодолит, QHM-магнитометр, DI-flux магнитометр, протонный магнитометр MMP-203
Основной магнитометр	LEMI 008	Торсионный фотоэлектрический магнитометр ТРМ на основе вариометра Боброва
Ориентировка датчиков	XYZ	XYZ
Динамический диапазон измерений (нТл)	5000	800
Дискретность измерений (сек)	1	5



Риунок.1 Вариации компонент геомагнитного поля на обсерватории «Киев» с 2009 г. по 2017 г.

Вид графиков вариаций магнитного поля Земли свидетельствует о некоторой тенденции его изменения. О наличии трендовой составляющей можно судить по характерному виду автокорреляционной функции как очень медленно спадающей кривой. Наличие трендовых вариаций для вертикальной и горизонтальных компонент геомагнитного поля обусловлено их вековыми вариациями (Яновский, 1964).

При расчете аналитических значений поля использовалась IGRF модель 12 поколения, выпущенная в 2014 г. Эта модель состоит из 20 моделей DGRF для эпох с 1900 года по 1995 год с коэффициентами до степени 10-ого порядка (один раз в 5 лет), трех моделей DGRF для эпох 2000.0, 2005.0, 2010.0 гг. до степени 13-ого порядка и одной IGRF для эпохи 2015.0 г. до степени 13-ого порядка, с предсказательной моделью вековой вариации до степени 8-ого порядка (Thebault et al., 2015).

Таблица 2. Значения компонент магнитного поля: 1) вычисленные путем осреднения данных регистрации поля на обсерваториях, 2) вычисленные на основе модели IGRF-12. Разница между значениями 1) и 2).

	Экспериментальные значения				Рассчитанные по модели				Разница
Дата	B_x, нТл	B_y, нТл	B_z, нТл	B, нТл	B_x, нТл	B_y, нТл	B_z, нТл	B, нТл	ΔB
01.01.2009	19230,8	2303,7	46418,8	50297,5	19384,9	2229,7	46199,1	50150,8	146,7
01.06.2009	19236,1	2319,6	46426,8	50307,6	19382,9	2244,2	46213,7	50164,1	143,5
01.12.2009	19231,5	2341,7	46446	50324,5	19380,5	2261,6	46231,3	50180,2	144,3
01.01.2010	19232,3	2342,8	46450,9	50329,6	19380,1	2264,7	46234,3	50182,9	146,7
01.06.2010	19210,8	2370,7	46477,3	50346,8	19376,8	2281,5	46251,5	50198,2	148,6
01.12.2010	19217,3	2374,5	46498,5	50369,1	19372,8	2301,8	46272,2	50216,7	152,4
01.01.2011	19212	2376,2	46503	50371,3	19372,1	2305,3	46275,8	50219,9	151,4
01.06.2011	19205,7	2401	46522,8	50388,6	19368,8	2322,1	46293	50235,3	153,3
01.12.2011	19193,3	2419,7	46544,7	50404,8	19364,8	2342,4	46313,7	50253,8	151
01.01.2012	19203,1	2419	46545,1	50408,9	19364,1	2345,9	46317,3	50257	151,9
01.06.2012	19209,5	2432, 5	46556, 7	50422,8	19360,8	2362,7	46334,5	50272,4	150,4
01.12.2012	19205,3	2453	46581,1	50444,8	19356,8	2383	46355,3	50290,9	153,9
01.01.2013	19203	2455,4	46589,1	50451,2	19356,2	2386,5	46358,8	50294,1	157,1
01.06.2013	19164,7	2491,75	46606	50454,1	19352,9	2403,2	46375,9	50309,4	144,7
01.12.2013	19188,4	2504,5	46621	50477,5	19348,9	2423,5	46396,7	50328	149,5
01.01.2014	19178,6	2505,2	46627,3	50479,7	19348,2	2427	46400,3	50331,2	148,5
01.06.2014	19198	2529	46637,5	50497,7	19344,9	2443,8	46417,4	50346,5	151,2
01.12.2014	19180,5	2542	46667,8	50519,7	19340,9	2464,1	46438,2	50365,1	154,6
01.01.2015	19170,4	2545,7	46677	50524,5	19340,2	2467,6	46441,8	50368,3	156,2
01.06.2015	19180,4	2558	46689,1	50540,2	19338,6	2484,1	46461,4	50386,6	153,6
01.12.2015	19155	2584,5	46724,1	50564,3	19336,7	2504,1	46485	50408,7	155,6
01.01.2016	19138,9	2586,8	46730,8	50564,3	19332,8	2543,9	46532,4	50452,9	111,4
01.06.2016	19166,7	2617,1	46744,9	50589,6	19334,7	2524,1	46,508.8	50430,9	203
01.12.2016	19170,3	2619,7	46775,7	50619,5	19332,8	2544	46532,5	50453	210,8
01.01.2017	19155,8	2630,6	46783,2	50621,6	19332,5	2547,4	46536,5	50456,7	164,9
01.06.2017	19163,9	2652,7	46808,5	50649,1	19330,9	2563,9	46556,1	50475	174,1
01.12.2017	19148,5	2678,8	46844, 5	50677,7	19329	2583,9	46579,8	50497,2	386,8
Ср. зн.	**19190,7**	**2485,5**	**46603,9**	**50468,4**	**19354,3**	**2405, 8**	**46377,1**	**50315,8**	**152,3**

Результаты сравнения осредненных значений компонент магнитного поля, вычисленных на основе данных регистрации, и значений компонент магнитного поля, вычисленных по модели IGRF-12, представлены в таблице 2. Из таблицы 2 видно, что разница между экспериментальными и теоретическими значениями магнитного поля не превысила 210,8 нТл, а среднее значение этой разницы составило 152,3 нТл.

Если привлечь карты аномального магнитного поля Украины, то можно прийти к следующему выводу: расхождение между осредненными значениями компонент магнитного поля, вычисленными на основе данных регистрации, и значениями компонент магнитного поля, вычисленными по модели IGRF-12, обусловлено тем, что в глобальной модели не учтены локальные геомагнитные аномалии.

Кусонский О.А., Бородин П.Б., Бебнев А.С. Вековые вариации геомагнитного поля на Урале по наблюдениям на обсерваториях "Екатеринбург", "Высокая Дубрава", "Арти" // Глубинное строение, геофизика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Девятые научные чтения Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2017.С. 240-244.

Яновский Б.М. Земной магнетизм. Т. 1. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та. 1964. 445 с.

Яновский Б.М. Земной магнетизм: учебное пособие. Изд. 4-е. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та. 1978. 592 с.

Bloxham, J., Gubbins D., Jackson A. Geomagnetic secular variation // Philosophical Transactions of the Royal Society of London A. 1989. Vol. 329. P. 415–502.

Cain J.C., Hendricks S.J., Langel R.A., Hudson W.V. A proposed model for the International Geomagnetic Reference Field – 1965 // Journal of Geomagnetism and Geoelectricity. 1967. Vol. 19. P. 335-355.

Dumberry M., Finlay C.C. Geomagnetic secular variation and its applications to the core // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 254. No. 1. P. 146-157.

Gauss C.F. Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus // Resultate aus den Beobachtungen des magnetischen Vereins im Jahre 1838. Eds: C.F. Gauss, W. Weber. Leipzig, 1839. P. 1-57.

Glatzmaier G.A., Roberts P.H. On the magnetic sounding of planetary interiors // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1996. Vol. 98. P. 207-220.

Rikitake T. Electromagnetism and the Earth's interior. Amsterdam-London-New York: Elsevier, 2012. 320 p.

Thebault E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth Planet // Space. 2015. Vol. 67. N. 1. P. 1-195.

https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html

Исследование гидротермально-метасоматической зональности методом UV-Vis-NIR спектроскопии по керну скважин на медно-порфировом месторождении Малмыж (Дальний Восток России)

Саранчин А.В.[1], Рассулов В.А. [1], Березнев М.В. [1], Калинин Е.А.[2]

[1]*ФГБУ «ВИМС», г. Москва, Saran chin@vims-geo.ru*
[2] *ООО "Амур Минералс", г. Хабаровск, kalinin_evgeniy@rcc-group.ru*

При проведении поисковых и разведочных работ все большее внимание уделяется методам бесконтактного оперативного анализа вещественных и качественных параметров изучаемых недр. Широкому внедрению спектроскопии диффузного отражения привели разработанные алгоритмы и реализующие их программы, которые позволяют проводить диагностику минералов и картирование околорудных изменений в полевых условиях. Результаты, полученные на основании изучения образцов керна на урановом месторождении Столбовое, показали высокую степень надежности идентификации минералов слюдистой (мусковит, фенгит, парагонит, серицит, иллит) и глинистых (каолинит, монтмориллонит) групп, карбонатов и хлоритов методом UV-Vis-NIR-спектрометрии (Рассулов и др., 2018).

Месторождения медно-порфирового типа обладают гидротермально-метасоматической зональностью, которая характеризуется наличием определенных групп слюдистых образований, приуроченных к различным зонам проявления того или иного характера метасоматических изменений.

Малмыжское золото-меднопорфировое месторождение расположено в северо-восточной части Средне-Амурской депрессии в западной части Журавлевского террейна - раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна в северо-западном крыле складки западнее Центрального Сихотэ-Алинского разлома. В геологическом строении месторождения принимают участие осадочные терригенные отложения нижне- и верхнемелового возраста, прорванные верхнемеловыми интрузиями и дайками диорит-гранодиоритового состава, которые перекрыты четвертичными рыхлыми образованиями.

Всего на месторождении выделено 4 крупных участка (Центральный, Равнина, Долина и Свобода), на которых ведутся основные разведочные работы и 10 более мелких участков.

Для проведения исследований был выбран буровой профиль участка Долина. В геологическом отношении участок сложен ороговикованными песчаниками и алевролитами ларгасинской свиты, которые прорываются штоком кварцевых диоритовых порфиритов. В своей верхней части, шток «разветвляется» на многочисленные апофизы (мощностью 5-60 м) с падением их на СЗ. В центральной части участка интрузивные и осадочные породы превращены в полнопроявленные метасоматиты, представленные калиевым (биотит-магнетитовые и содержащие вторичный калиевый полевой шпат), кварц-хлорит-серицитовым, кварц-серицитовыми (филлиты) и пропилитовым типами. Для участка характерна хорошо выраженная рудно-метасоматическая зональность, выражающаяся в последовательной смене от центра порфировой системы к периферии калиевых метасоматитов, кварц-хлорит-серицитовыми и далее кварц-серицит-пиритовыми. На удалении от системы и на глубоких горизонтах развиваются пропилиты.

Оруденение связано с вкрапленной и прожилково-гнездово-вкрапленной минерализацией развитой, в пределах калиевой и кварц-хлорит-серицитовой метасоматических зон и ограниченно, в кварц-серицит-пиритовой зоне.

Измерение спектров диффузного отражения в Ultraviolet–Visible–Near-Infrared (UV-Vis-NIR) (ультрафиолет – видимый свет – ближне-инфракрасная область) проведено с использованием портативного спектрометра TerraSpec 4 Hi-Res (ASD Inc. PANalytical NIR Center, США). Прибор измеряет спектр диффузного отражения в видимой и коротковолновой ИК области спектра (VIS+SWIR), от 350 до 2500 нм. В этом диапазоне определённые молекулярные соединения в минералах поглощают энергию электромагнитных волн, соответственно резко понижая отражательную способность с образованием в области спектра отрицательных пиков,

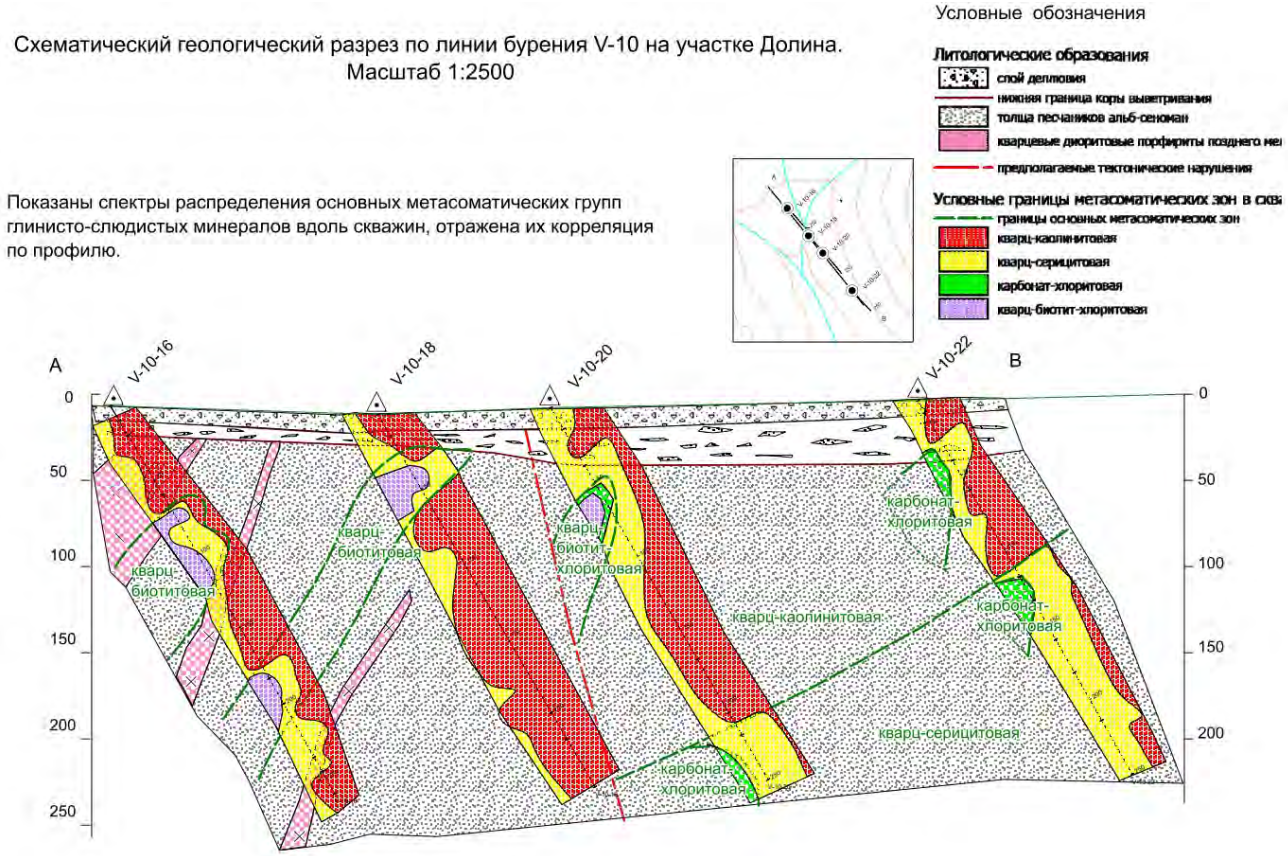
отвечающих данным длинам волн. По измеренным спектрам определен глинисто-слюдистый минеральный состав пород с использованием базы данных и программного обеспечения TSG Version 7 (CSIRO, Australia).

Исследования методом ИК-спектроскопии проводились на половинках керна с интервалом точек измерения 25 см с выборочным отбором материала керна для проведения дальнейших исследований с применением химико-аналитических и оптических методов, количественного рентгенофазового анализа. Всего было изучено 5 скважин глубиной по 260 м.

В ходе проведенных исследований по измеренным спектрам были идентифицированы минералы слюдисто-глинистых групп, в результате чего было построен разрез по буровому профилю, с предварительно выделенной метасоматической зональностью (рис.1). На основании проведенных исследований сделаны следующие предварительные выводы:

В скважинах проявлена смена ряда парагенетически связанных (соседних) зон метасоматитов (кварц-биотитовая; кварц-каолинитовая; кварц – серицитовая; карбонат-хлоритовая)

Выявлена корреляция с показателями содержаний Cu (метод определения: RFA), которые возрастают в большинстве из проанализированных скважин в интервалах кварц-каолинитового метасоматоза (снижение температуры растворов при их химической разгрузке) в направлении от кварц-серицитовой стадии к кварц-каолинитовой. Только по скважине V-10-16 повышение содержаний рудных минералов дополнительно, коррелирует с ядрами кварц-биотитовой стадии, зонально сменяемой кварц-серицитовой и далее кварц-каолинитовой стадиями, что может быть связано с наличием кварц-диоритовых порфиритов и большей дифференциацией метасоматитов.



Предварительные данные полученные методом UV-Vis-NIR-спектрометрии указывают на возможное применение метода при проведении поисковых и разведочных работ для выявления различных метасоматических образований, маркирующих рудоносные участки на месторождениях медно-порфирового типа. В продолжении работ будет осуществлена оценка корреляции распределения гидрослюдистой минерализации и рудоносности при наличии аналитических данных по содержанию полезных компонентов.

Рассулов В.А., Леденева Н.В., Иоспа А.В. Оперативная диагностика глинисто-гидрослюдистой минерализации на основе спектрометрии в диапазоне UV-VIS-NIR// Разведка и охрана недр. 2018. №10. С. 69-72

Характеристика околорудных метасоматитов как свидетельств рудообразующего процесса на примере крупного золоторудного месторождения Зун-Холба (Восточный Саян).

Сарсекеева Э.М.[1], Якич Т.Ю.[1]

[1]*ТПУ, г. Томск, elmira-071098@mail.ru, cherkasovatu@tpu.ru*

Объектом исследования авторов является одно из наиболее крупных месторождений Урик-Китойской рудной зоны мезотермальных месторождений золота Восточного Саяна – Зун-Холбинское месторождение, являющееся основным объектом золотодобычи р. Бурятия и расположенное в междуречье рек Китой и Урик. В структурном плане месторождение относят к Самарто-Холбинской межкупольной синклинальной шовной зоне, северо-западного простирания 5. Зона оруденения приурочена к гранодиорит-плагиогранитной интрузии сум-сунурского комплекса, датированного возрастом 400-420 млн. лет., согласно данным А.В. Чугаева 8, а по данным Д.Д. Дамдинова имеющаяй более молодой возраст, равный 353,9-386,4 млн лет 9.

В пределах шовной зоны распространены неопротерозойские вулканогенно-осадочные породы ильчирской свиты (R_2) 5, (Гордиенко и др. 2016) к образованиям островодужной формации, а также терригенно-карбонатные отложения иркутской свиты (R_2)6, слагающие чехол фундамента Гарганской глыбы 8.

Присутствующие на месторождении околорудные метасоматиты отличаются как по формационной принадлежности, так и по типу протолита. Среди них преобладают метасоматиты березитовой формации. Рудные тела на месторождении представлены сульфидно-кварц-минерализованными и кварцево-жильными зонами, локализованными, главным образом, среди метаосадочных пород (PR- Є) и гранитоидов сум-сунурского комплекса 8.

Целью данной работы является макроскопическое и петрографическое изучение околорудных метасоматитов по преобладающим породным группам (различным протолитам) для установления минеральной зональности околорудного ореола.

Каменный материал в количестве 110 штуфных образцов, любезно предоставленный профессором отделения геологии Томского политехнического университета Кучеренко И.В. посвятившим изучению месторождения много лет, лег в основу данной работы. С использованием органолептического и кристаллооптического методов, а также петрографического анализа образцов в процессе изучения их текстурно-структурных особенностей были отобраны три серии метасоматических колонок по плагиогранитам Амбартогольского массива (сум-сунурский комплекс), вмещающим сланцам, в том числе углеродистым и гнейсам (рис. 1). Метасоматические колонки по разным типам протолита (таблица) включают в себя несколько минеральных зон по мере увеличения минеральных преобразований от периферии к центральной рудной зоне. Наиболее ярко минеральная зональность проявляется в плагиогранитах Амбартогольского массива и заключается в смене фронтальной (наиболее удаленной) зоны с исходными минералами (в частности биотитом) эпидот-хлоритовой (пропилитовая формация) и осевой (березитовая формация).

1. Минеральная зональность метасоматической колонки по плагиогранитам Амбартогольского массива 7.

Во фронтальной зоне (исходная порода) мощностью до десятков метров массивный крупнокристаллический плагиогранит сложен беспорядочно ориентированными короткотаблитчатыми кристаллами плагиоклаза и серым кварцем (до 25 об.%) с примесью ксеноморфных зерен ортоклаза, единичных микрокристаллов гиперстена, сфена, циркона, апатита. Порода сохранила гипидиоморфную структуру, – слабо гидротермально изменена с объемом новообразований до 10 об.%. Бурый биотит образует крупные чешуйки (до 3 мм) и скопления мелких чешуек, замещенные в разной степени бледно-зеленым хлоритом, нередко в страстании с эпидотом.

Таблица 1. Минеральная зональность метасоматического ореола мезотермального месторождения золота Зун-Холба.

	Исходная порода	Пропилитовая формация (эпидот -хлоритовая зона)	Березитовая формация (Осевая зона)
Плагиограниты Амбартагольского массива	Кварц+серицит +кальцит+лейкокен +ильменит +рутил +магнетит +альбит +биотит (исходной породы)	Кварц+серицит +кальцит+лейкоксен +рутил+ильменит +магнетит+альбит +хлорит+цоизит +эпидот	Кварц+серицит +кальцит+лейкоксен +рутил+сульфиды +золото +серебро
Гнейс	Кварц+серицит +полевой шпат +плагиоклаз +соссюрит +биотит +пироксен	Кварц+серицит +кальцит+эпидот +хлорит+плагиоклаз	Кварц+кальцит +серицит +сульфиды
Сланец	Кварц+серицит +хлорит+мусковит +полевые шпаты (альбит) +углеродистое вещество+роговая обманка	Кварц+серицит +кальцит+углеродистое вещество+эпидот +хлорит	Кварц+кальцит+ углеродистое вещество+серицит +сульфиды

Примечание. Подчеркнуты и выделены курсивом минералы, исчезающие в более тыловой зоне.

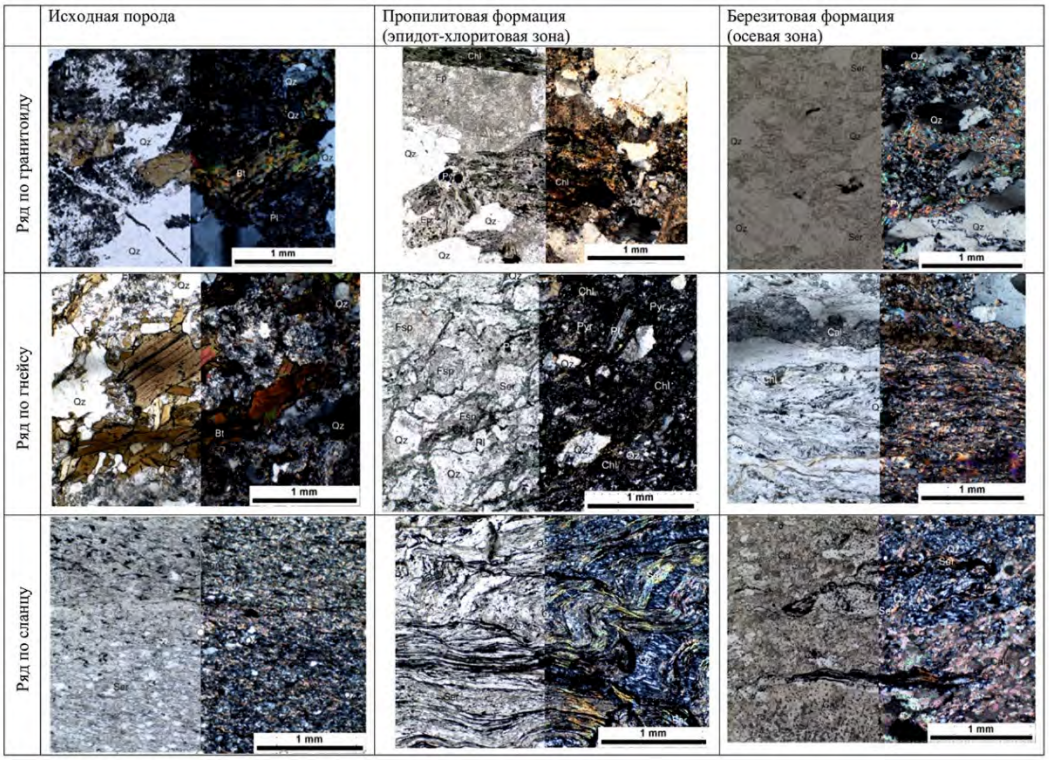


Рисунок 1. Таблица минеральной зональной околорудных метасоматитов месторжения Зун-Холба (Вотосчный Саян).

В эпидот-хлоритовой зоне (пропилитовая формация) мощностью до нескольких метров биотит и пироксен отсутствуют, – они растворены на внутренней границе фронтальной зоны. Возросла интенсивность изменений породы с увеличением объема минеральных новообразований до 25…30 об. %, в основном эпидота, хлорита, серицита. Гипидиоморфная структура сочетается с гранолепидобластовой. Короткостолбчатые (до 1 мм) кристаллы плагиоклаза содержат густую, но, как правило, не сплошную, иногда редкую вкрапленность серицита и/или «оспененных» выделений цоизита (до 30 об. %), частично замещенных по микротрещинам эпидотом. В связи с этим полисинтетическое двойникование плагиоклаза завуалировано, хотя иногда и просматривается. С периферии некоторые кристаллы плагиоклаза обрамлены полосками чистого альбита, – признак «раскисления» первого. Возникающие при замещении плагиоклаза серицитом излишки кремнезема кристаллизуются в форме тонко-мелкозернистых агрегатов кварца в обрамлении кристаллов, причем границы между агрегатами кварца и кристаллами плагиоклаза бывают неясными и просматриваются только при вращении столика микроскопа. В породе присутствует незначительная примесь ксеноморфных зерен кальцита.

В березитовой зоне (березитовая формация) порода сложена серицитом и кварцем в количественных соотношениях, с примесью мелких ксеноморфных зерен кальцита лейкоксена (рутила). Скопления серицита, заместившего цветные минералы, – хлорит, эпидот, а через них биотит, загрязнены примесями лейкоксена и рутила. Кристаллы пирита, как правило, окружены оторочками зерен кварца. По минеральному составу порода отвечает березиту в классическом («березовском») его выражении. Образование кальцита, пирита и других сульфидов, обилие калиевой слюды – серицита в тыловой (березитовой) зоне околожильной метасоматической колонки, образованной в бескарбонатных, бессульфидных плагиогранитах, доказывает поступление (диффузию) из трещинных металлоносных флюидов в поровые флюиды боковых пород калия, углекислоты, серы, металлов, то есть калиево-сернисто-углекислотный профиль метасоматизма 7.

2. Минеральная зональность метасоматической колонки по гнейсам иркутской свиты 4 .

Во фронтальной зоне гнейсы преимущественно сложены крупнозернистым кварцем (до 30% об.). Также породу слагают реликты плагиоклаза и полевого шпата, замещенные соссюритом. Реликтовая роговая обманка частично замещена крупным эпидотом, далее она полностью растворяется. Также в некоторых образцах можно отметить сульфидную минерализацию. Порода сохранила первичную структуру, содержание новообразованных минералов не более 15% от общего объема.

В эпидот-хлоритовой зоне (пропилитовая формация) сохраняется структура первичных гнейсов, но по породе развивается более низкотемпературный вторичный эпидот, увеличивается объем карбонатов, тем самым объем новообразованных минералов увеличивается до 30% от общего.

В березитовой зоне структура породы гранолепидобластовая. Порода березитового состава, преимущественно ксеноморфный, крупнозернистый кварц и карбонаты параллельно ориентированы согласно с серицитом, по микротрещинам развивается пирит.

3. Минеральная зональность метасоматической колонки по сланцам ильчирской свиты 2.

Во фронтальной зоне (исходная порода) сланцы представляют собой породу пойкилогранобластовой структуры, размерность кварца различна, также в породе присутствуют реликтовые зерна плагиоклазов, по которым развивается серицит. Плагиоклазы узнаются по призматической форме с выраженными полисинтетическими двойниками.

В эпидот-хлоритовой зоне (пропилитовая формация) зерна минералов большей частью мелко- и среднезернистые. По микротрещинам развиваются сульфидные минералы. Значительно увеличивается объем новообразованных минералов, серицит и карбонаты слагают до 30% от основной массы шлифа.

Березитовая зона (березитовая формация) лейкократовая порода главным образом представлена кальцитом (до 30%), кварцем и серицитом. Значительно сульфидной вкрапленностью, в частности пиритом.

Данные колонки описывают минеральную зональность метасоматических изменений различных пород, при этом, несмотря на различие составов исходных протолитов, по всем

породам отмечается единый калиево-сернисто-углекислотный профиль метасоматизма, что фиксируется в значительных массах таких новообразованных минералов как серицит, сульфиды, карбонаты.

Описанная метасоматическая зональность в общих чертах согласуется с представлениями Д.С. Коржинского 3 – и отражает основные принципы процесса диффузии вещества, сущность которых заключается в том, что в направлении усиления интенсивности изменения породы один за другим растворяются минералы с образованием новых, что обуславливается дифундированием привносимого вещества в исходную породу. На наш взгляд, процесс поступления вещества имеет пульсационный характер 10, и единую природу с рудообразованием, формируя в пределах Зун-Холбинского месторождения метасоматиты, главным образом, двух формаций – березитовой во внутренних частях метасоматических колонок и пропилитовой – в периферийных зонах 5, не зависимо от состава исходного протолита.

Гордиенко И.В., Рощектаев П.А., Гороховский Д.В. Окинский район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. Москва, Известия сибирского секции наук о земле РАЕН. 2016 С.405-429.

Жмодик С.М., Миронов А.Г. Типы углеродистых образований юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2014. С.239-245.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

Левицкий И.В., Ефремов С.В. Петрология и геохимия пород фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2014. С.43-55.

Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

Семейкин И.Н. "Палеогеографическая и геодинамическая обстановки формирования рифей-палеозойских образований Окино-Китойского металлогенического пояса (Восточный Саян)" // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. Т. 32. №6, 2008, С.93-104.

Черкасова Т. Ю. Полиминеральная тыловая зона околожильного метасоматического ореола в мезотермальном месторождении золота Зун-Холба (Восточный Саян) / Т. Ю. Черкасова ; науч. рук. И. В. Кучеренко // Проблемы геологии и освоения недр : труды XIX Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 70-летнему юбилею Победы советского народа над фашистской Германией, Томск, 6-10 апреля 2015 г. : в 2 т. Томск : Изд-во ТПУ. 2015. Т. 1. С. 143-146.

Чугаев А.В., Бондарь Д.Б., Бортников Н.С., Чернышев И.В., Травин А.В., Аристов В.В., Кшановский В.С., Аникина Е.Ю., Гольцман Ю.В. Позднедевонская эпоха золоторудной металлогении в Восточном Саяне: результаты Rb-Sr и 39Ar-40Ar датирования орогенного месторождения Зун-Холбинское // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Москва, 2018 ИГЕМ РАН.

Damdinov D.D., Zhmodik S.M., Travin A.V. New data of the Age of Gold Mineralization in the Southeastern Part of Eastern Sayan // Doklady Academii Nauk, 2018 Vol. 479. No 5. P.532-535.

Cherkasova T. Yu., Kucherenko I. V., Abramova R. N. Rear polymineral zone of near-veined metasomatic aureole in mesothermal Zun-Holba gold deposit (Eastern Sayan) [Electronic resource]// IOP Conference Series: Earth and Environmental Problems of Geology and Subsurface Development Science. 2015. Vol. 27.

Минералы группы шпинели из контактово-метаморфизованных ультрамафит-мафитовых пород интрузии Седова Заимка (Колывань-Томская складчатая зона, Россия)

Светлицкая Т.В.[1], Фоминых П.А.[1]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, svt@igm.nsc.ru*

Интрузия Седова Заимка расположена в 40 км севернее г. Новосибирска, на правом берегу р. Обь, в пределах Новосибирского прогиба Томь-Колыванской герцинской складчатой зоны, располагаясь в области сочленения ее с Западно-Сибирской плитой. Она принадлежит к ташаринскому пикрит-габбро-долеритовому комплексу позднепермского возраста, с которым в Томь-Колыванской зоне пространственно и генетически связана сульфидная медно-никелевая минерализация (Глотов, 1984; Сотников и др., 1999; Росляков и др., 2011). Седова Заимка представляет собой небольшую (~ 500×200 м) крутопадающую лополитообразную интрузию с общим северо-западным простиранием, залегающую под маломощной толщей четвертичных отложений, в 0.5 км от северо-западной зоны эндоконтакта Барлакского гранитного интрузива триасового возраста. Она имеет псевдостратифицированное строение и состоит из двух основных горизонтов: нижнего (придонного) – преимущественно, метаультрамафитового, и верхнего (составляющего около двух третьих от объема) – метамафитового. Минералого-петрографические и петрохимические особенности состава пород, слагающих интрузию Седова Заимка, представлены в работах Дергачева и др. (1980), Петренко и др. (1982), Кривенко и др. (1983), Глотова (1984), Глотов, Кривенко (1990), Сотников и др. (1999). Метаультрамафитовые породы состоят из реликтовых зерен оливина (до 35-40 об.%), соссюритизированного и пренитизированного плагиоклаза, уралитизированного клинопироксена (реликты магматической стадии) и роговой обманки (реликты более высокотемпературной метаморфической стадии), погруженных в основную массу, сложенную тремолит-актинолитом, неизмененным плагиоклазом, тальком и пренитом. С учетом петролого-петрохимических данных, в качестве исходных пород метаультамафитов предполагаются плагиоклазовые перидотиты (Дергачев и др., 1980; Сотников и др., 1999) или пикриты (Петренко и др., 1982; Глотов, 1984). Метамафитовые породы состоят из мелкозернистых агрегатов амфибола тремолит–актинолитовой серии и хлорита, среди которых присутствуют реликтовые участки, сложенные соссюритизированным плагиоклазом и уралитизированным клинопироксеном (реликты магматической стадии) в ясно выраженных офитовых взаимоотношениях. Роговая обманка, развивающаяся по клинопироксену (реликты более высокотемпературной метаморфической стадии) также замещается амфиболом тремолит–актинолитовой серии. Неизмененный плагиоклаз (до 15 об.%) присутствует в хлорит–амфиболовой основной массе в виде рассеянных зерен и сегрегаций, а также формирует каймы вокруг реликтов соссюритизированного плагиоклаза.

В контактово-метаморфизованных породах интрузии Седова Заимка минералы группы шпинели отмечаются в метаультрамафитовых и метамафитовых породах в виде рассеянной вкрапленности мелких (до 0,05 мм) идиоморфных и гипидиоморфных зерен, развитых преимущественно как включения в реликтовом оливине (рис.1а). Реже они встречаются в виде самостоятельных зерен в породе, в том числе в срастании с ильменитом или в массивных рудах в виде единичных мелких (до 0.04 мм) идиоморфных зерен и более крупных (до 0.4 мм) ксеноморфных зерен в сульфидах (рис. 1б).

В метамафитовых породах диагностируются две группы шпинелей: шпинели хромит – магнетитовой серии и герцинит (рис. 1с). Герцинит присутствует в виде самостоятельных зерен в хлорит–амфиболовой основной массе породы, характеризуется отношениями Mg : Fe^{2+} ~1.4 и представлен плеонастом. Шпинели хромит – магнетитовой серии отмечаются главным образом в верхней, наименее измененной части интрузии и представлены преимущественно Fe-хромитами, окруженными каймой Cr-магнетита; реже отмечаются реликты Al-хромита,

окруженные каймой Fe-хромита, а также Cr-магнетиты с каймой Cr-содержащего магнетита. Шпинели хромит–магнетитовой серии характеризуются широким диапазоном составов и содержат 0.4-16.7 масс.% Al_2O_3, 2.0-5.0 масс.% TiO_2, 0.5-2.6 масс.% MgO, 9.1-26.7 масс.% Cr_2O_3, 0.4–1.1 масс.% MnO, Cr# (Cr/(Cr+Al)) 0.52-0.95, Mg# (Mg/(Mg+Fe^{2+})) 0.03-0.13.

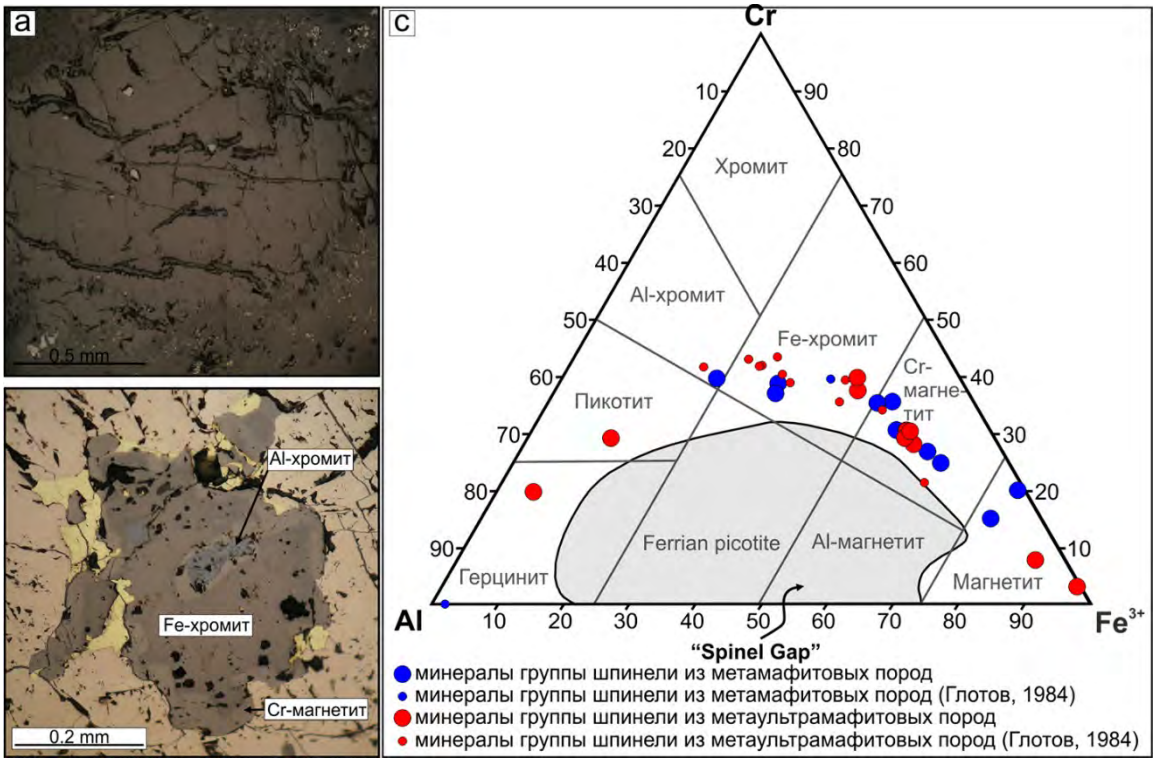


Рисунок 1. Шпинели хромит–магнетитовой серии в оливине из метамафитовых пород (а) и в массивных сульфидных рудах из метаультрамафитовых пород (б) интрузии Седова Заимка; с) составы минералов группы шпинели из контактово-метаморфизованных ультрамафит-мафитовых пород интрузии Седова Заимка на треугольной классификационной диаграмме Cr – Fe^{3+} – Al. Поле "Spinel gap" из Barnes, Roeder (2011).
Границы полей составов из Stevens (1944), Haggerty (1991) и Deer et al. (1992).

Al-хромит центральных частей зерен шпинелей хромит – магнетитовый серии обогащен Al_2O^3 (~16.7 масс.%), Cr_2O_3 (~26.6 масс.%) и ZnO (~2.0 масс.%), но существенно обеднен MgO (~1.0 масс.%), указывая на то, что первично-магматический состав хромшпинелей вероятней всего был изменен. Fe^{2+} – Mg^{2+} обмен в хромшпинелидах без существенного изменения содержаний трехвалентных ионов (Cr, Al, Fe^{3+}) и повышенные содержания Zn являются типичными при метаморфизме на уровне верхов зеленосланцевой – низов амфиболитовой фаций (хромшпинелиды, равновесные ниже 500–550°C) (Gargiulo et al., 2013; Singh, Singh 2011). Обычно обогащение Zn сопровождается повышением содержаний Mn, однако для хромшпинелидов из метамафитовых пород интрузии Седова Заимка каких-либо закономерных вариаций Mn не прослеживается, вероятно из-за стабильного присутствия в породах ильменита, концентрирующего этот элемент. В целом, по соотношению Cr# и Mg#, хромшпинелидах из метамафитовых пород должны находится в равновесии с оливином, характеризующимся содержанием форстерита 80-81, тогда как реально фиксируемая магнезиальность оливина в породе значительно ниже (Fo~72-73). Вероятно, состав первично-магматического оливина был преобразован под воздействием контактово-метаморфических процессов в сторону повышения железистости, поддерживая предположение об открытой системе и потенциальной возможности диффузии Mg (и других элементов) даже в зернах хромшпинелей, "запечатанных" в оливине.

Модельный профиль, построенный на основе совмещения микрозондовых анализов разных зональных зерен хромшпинелей из метамафитовых пород позволяет проследить закономерности преобразования шпинелей в ряду Al-хромит → Fe-хромит → Cr-магнетит → Cr-содержащий магнетит. Обогащенние Zn и деплетированние Mg Al-хромита ядерных частей зерен

обусловлено метаморфизмом на уровне верхов зеленосланцевой – низов амфиболитовой фаций, что вполне согласуется с минералогией вмещающих метапород. Каймы Fe-хромита, Cr-магнетита и Cr-содержащий магнетита также сформированы в результате метаморфической диффузии, главным образом в результате переуравновешивания с силикатными минералами; отмечается прогрессивное обеднение Al, Cr и Zn и увеличение содержания Fe^{3+} и Cr# в направлении от центра к периферии зональных зерен хромшпинелидов. К интересным особенностям распределения элементов относится принципиальное увеличение содержания Fe^{2+} в зонах, сложенных магнетитом при локальном обеднении Fe^{2+} зоны, сложенной Fe-хромитом, и зеркальная картина распределения Mg для этих зон, что приводит к стабильным значениям Mg# на всем профиле зерен. Содержания Ti не меняются при переходе от Al-хромита к Fe-хромиту, однако Cr-магнетит показывает небольшое обеднение Ti, а Cr-содержащий магнетит, напротив, обогащен этим элементов по отношению ко всем остальным хромшпинелидам. В целом же, повышенные содержания TiO2 в шпинелях хромит – магнетитовый серии из метамафитовых пород интрузии Седова Заимка отражают повышенное содержание ульвошпинелевой компоненты в первично-магматических хромшпинелидах, которое, в свою очередь, может отражать повышенную фиктивность кислорода исходного магматичсекого расплава.

В метаультрамафитовых породах также присутствуют шпинели хромит – магнетитовой серии и герцинит (рис. 1c). Герцинит отмечается в виде срастаний с ильменитом в периферийной части сульфидных вкрапленников, характеризуется отношениями Fe^{2+} : Mg ~5.1-8.3 при Al>Fe и соответствует пикотиту. Шпинели хромит–магнетитовой серии представлены в подавляющем большинстве зональным Fe-хромитом с каймой Cr-магнетита, реже в центральной части зерен отмечается Al-хромит (рис. 1c). Они характеризуются в целом более высокими содержаниями Al_2O_3 (4.7-18.0 масс.%), MgO (0.5-4.1 масс.%), Cr_2O_3 (15.7-30.8 масс.%) и MnO (0.6-1.1 масс.%), Mg# (0.03-0.20), более значимыми вариациями TiO_2 (0.8-5.3 масс.%) и более низкими содержаниями ZnO (0.3-0.6 масс.%) и Cr# (0.52-0.71) по сравнению с таковыми из метамафитовых пород.

Al-хромит центральных частей зерен шпинелей хромит–магнетитовый серии обогащен Al_2O_3 (17.7-18.0 масс.%), Cr_2O_3 (28.6-29.1 масс.%), но обеднен MgO (3.7-4.1 масс.%), хотя содержания последнего заметно выше, чем в Al-хромите из метамафитовых пород. В направлении от центра к периферии зерен в модельном профиле Al-хромит → Fe-хромит → Cr-магнетит, отмечается планомерное снижение содержания Al, Mg, Zn, Mn и Mg# при росте содержаний Fe^{2+} и Fe^{3+} и Cr#. Содержания Cr и Ti, в Al-хромитах и Fe-хромитах сохраняются на одном уровне, при этом содержания Ti возрастают, а Cr – снижаются в кайме, сложенной Cr-магнетитом. В целом, распределение основных и примесных компонентов в шпинелях хромит – магнетитовый серии сопоставимо с таковым для хромшпинелей из метамафитовых пород и обусловлено метаморфизмом на уровне верхов зеленосланцевой – низов амфиболитовой фаций, отражая, по-видимому, более высокий уровень флюидного воздействия на регрессивном этапе метаморфизма, маркируемому выносом Zn и Mn и более интенсивной Mg – $Fe2^{+}$ диффузией.

Работа выполнена в рамках гранта Президента Российской Федерации № МК-5159.2018.5, при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ИГМ СО РАН.

Глотов А.И. Никеленосная пикрит-долеритовая формация Новосибирского Приобья. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР. 1984. 247 с.

Глотов А.И., Кривенко А.П. Пермотриасовые габброиды Новосибирского Приобья. В кн.: Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири [Отв. ред. д.г.-м.н. А.П. Кривенко, чл.-корр. АН СССР Г.В. Поляков]. Новосибирск: Наука, 1990. С. 146–172.

Дергачев В.Б., Глотов А.И., Терехов В.Н., Брюзгин Л.А. Седовозаимский габбро-перидотитовый массив и связанное с ним сульфидное медно-никелевое оруденение // Геология и геофизика. 1980. № 11. С. 133–138.

Кривенко А.П., Глотов А.И., Казеннов А.И., Мисюк В.Д. Петрология никеленосного пикрит-долеритового комплекса в Новосибирском Приобье. В кн.: Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири [Отв. ред. акад. Ю.А. Кузнецов]. Новосибирск: Наука. 1983. С. 5–48.

Петренко Н.Л., Терехов В.Н., Неволько А.И., Козлова В.М. Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-44-22-Б, Г и N-44-23-В. Отчет Чаусского участка геолого-съемочной партии о результатах ГГК масштаба 1:50 000 за 1977-1982 гг. Новосибирск. 1982 (Фонды НПГО).

Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А., Рослякова Н.В., Васильев И.П., Неволько А.И., Осинцев С.Р. Минерагения области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны [Науч. ред. д.г.-м.н. О.П. Иванов, д.г.-м.н. Н.А. Росляков]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2011. 243 с.

Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Васильев И.П., Гимон В.О. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны [Науч. ред. д.г.-м.н. О.П. Иванов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 227 с.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology. 2001. V.12. P. 2279–2302.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. An introduction to the rock-forming minerals. Harlow, England, ed. Longman Scientific & Technical, 1992. 695 p.

Gargiulo M.F., Bjerg E.A., Mogessie A. Spinel group minerals in metamorphosed ultramafic rocks from Río de Las Tunas belt, Central Andes, Argentina // Geologica Acta. 2013. V. 11. No 2. P. 133–148.

Haggerty S.E. Oxide mineralogy of the upper mantle. Spinel mineral group. In: Lindsley, D.H. (ed.). Reviews in Mineralogy. Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance. 1991. V. 25. Mineralogical Society of America. P. 355-416.

Singh A.K., Singh R.K.B. Zn and Mn rich chrome-spinels in serpentinite of Tidding Suture Zone, Eastern Himalaya and their metamorphism and genetic significance // Current science. 2011. V. 100. No. 5. P.743–749.

Stevens R.E. Composition of some chromites of the western hemisphere // American Mineralogist. 1944. V. 29. P. 1–34.

Рудно-метасоматическая зональность рудного участка Свобода Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения

Свистунов В.В. [1]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, vasilysvistunov@mail.ru*

Классическая модель рудно-метасоматической зональности порфировых месторождений, в общем виде включает в себя центральную часть, с Cu ± Au ± Mo оруденением, развитым в пределах относительно высокотемпературных зон калиевых, хлорит-серицитовых и серицитовых метасоматитов. По периферии, как правило, развивается гораздо менее высокотемпературная зона пропилитов с повышенными содержаниями Zn, Pb, Ag ± Mn (Кривцов и др., 1983, Lowell J.D., and Guilbert J.M., 1970, Hedenquist, 1998, Silitoe, 2010).

На Малмыжском месторождении последние 15 лет проводятся комплексные геологоразведочные работы. Результаты опробования керна буровых скважин были использованы для установления картины рудно-метасоматической зональности одного из наиболее крупных и полноценно разведанных на данный момент участков месторождения – Свобода.

Участок представляет собой перекрытую четвертичными образованиями толщу терригенных отложений мелового возраста, относимых к ларгасинской свите, которую прорывают порфировые интрузии двух фаз внедрения: к первой относятся, преимущественно диорит-порфириты, ко второй – кварцевые диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры. Также к образованиям 2-й интрузивной фазы относятся гидротермально-магматические и фреатические брекчии (Игнатьев и др., 2015).

Метасоматическая зональность участка Свобода выглядит следующим образом. Калиевошпат-биотитовые метасоматиты слагают небольшие ядра, размером первые десятки-сотни метров, их обрамляют мощные (сотни метров) и наиболее распространённые кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты, которые на флангах участка переходят в пирит-кварц-серицитовые (филлизиты). Гораздо менее распространены пропилитовые метасоматиты (кварц-эпидот-хлоритовые) встречающиеся на юго-западе участка. Локально развиты существенно кварцевые метасоматиты, по-видимому, представляющие собой разновидности кварц-серицитовых метасоматитов, с количеством кварца, превышающим 70%.

Зона оруденения представляет собой штокверк, который имеет весьма сложную морфологию. Определение точного залегания рудной структуры достаточно затруднительно. Поэтому анализ латеральной изменчивости рудных компонентов производился в 2х направлениях: в продольном – по линии генерального простирания зоны рудной минерализации (юго-запад – северо-восток), и в поперечном – перпендикулярном к продольной линии (северо-запад – юго-восток).

Определено, что тенденции распределения рудных компонентов (Cu, Au, Mo, Pb, Zn, Mn) схожи как в продольном, так и в поперечном направлении. Золото, медь и молибден имеют повышенные содержания в центральных частях рудного участка. При этом непосредственно в срединной части, которая имеет достаточно небольшой размер, наблюдаются локальные понижения средних содержаний этих металлов. Её окружают более выраженные и выдержанные зоны повышенных содержаний Cu, Mo, Au, причем участки локальных максимумов содержаний молибдена тяготеют к внешней границе этой зоны, но в целом находятся в ее пределах.

При переходе к краевым частям рудного участка наблюдаются повышения средних содержаний остальных элементов (Pb, Zn, Mn). Причем, к внутренней границе периферийной зоны приурочены пики содержаний цинка и марганца, а к внешним – свинца.

Таким образом, в латеральном направлении наблюдается следующая рудная зональность (от центра участка, к его периферии): (Cu+Au)-Mo-(Zn-Mn)-Pb.

В соответствии с результатами анализа латерального распределения рудных компонентов, анализ вертикального распределения был проведен с использованием мультипликативных коэффициентов. Первый коэффициент был введен для Cu, Au и Mo. Учитывая то, что в

латеральном распределении меди-золота и молибдена замечена некоторая асинхронность, необходимо определить характер изменений содержания молибдена относительно меди и золота в вертикальном направлении. Второй коэффициент введен для определения характера изменения содержаний элементов «центральной» группы относительно «периферийной». Формулы расчета коэффициентов представлены на рис. 1.

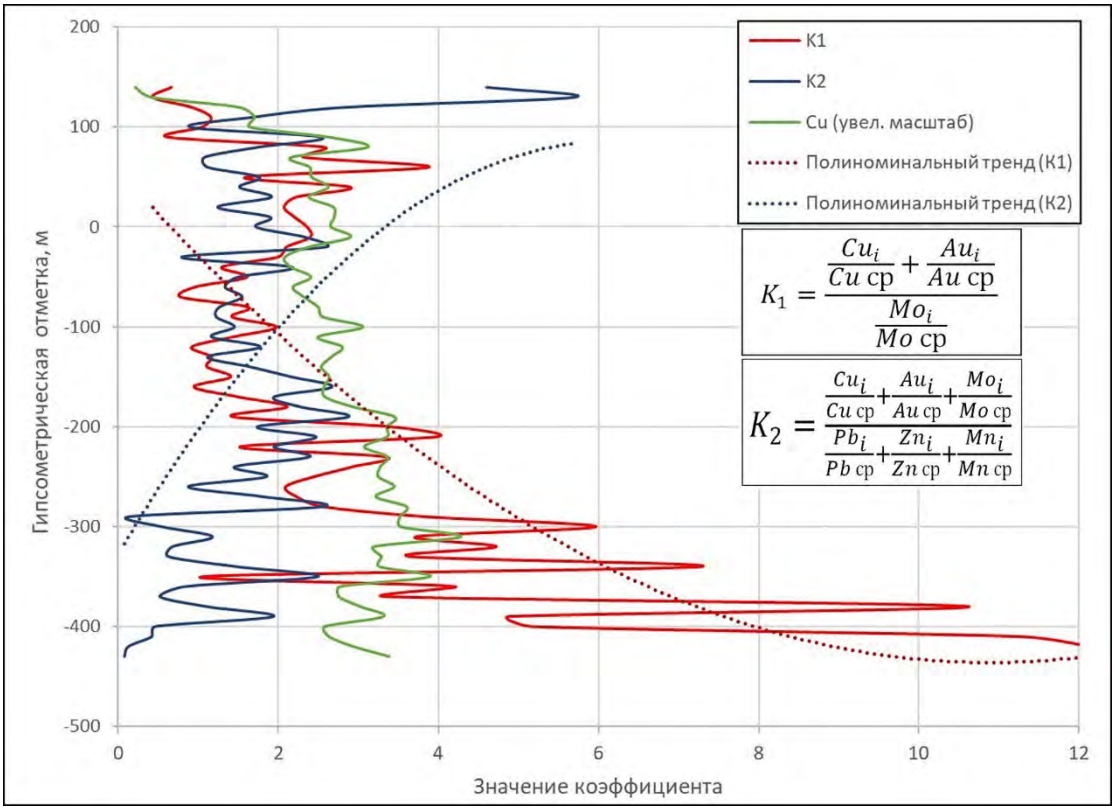


Рисунок 1. График изменений значений мультипликативных коэффициентов рудных компонентов в зависимости от гипсометрической отметки.

График изменений значения коэффициента K_1 показывает, что повышенные содержания молибдена локализуются в верхней части относительно Au и Cu. С увеличением глубины происходит понижение содержаний Mo относительно меди и золота. При этом наблюдается тенденция уменьшения значений коэффициента K_2, что свидетельствует о том, что металлы периферийной группы (свинец, цинк, марганец) занимают преимущественно верхнерудную позицию. Рост средних содержаний меди с глубиной может указывать на наличие перспектив обнаружения богатой медной минерализации на еще не вскрытых горизонтах.

Установленная латеральная и вертикальная рудно-метасоматическая зональность участка Свобода, характерна для верхнерудного эрозионного среза центра золото-медно-порфировой минерализации. А выделенный (Cu+Au)-Mo-(Zn-Mn)-Pb ряд распределения металлов хорошо согласуется с классической моделью данного типа месторождений.

Игнатьев Е.К. и др. Отчет по оценочным работам на рудное золото, медь и сопутствующие компоненты, проведенным на выявленных объектах Малмыжского рудного поля и участке Северный Малмыж в 2013-2015 гг., с подсчетом запасов меди и золота по состоянию на 01.01.2015 г. Хабаровск. 2015. 311 с.

Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.

Lowell J.D., and Guilbert J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper ore deposits // Economic Geology, v. 65, p. 373-408.

Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems, Economic Geologists, Inc. Economic Geology, 2010. v. 105. P. 3–41

Hedenquist J.W., Arribas A.Jr., Reynolds T.J., Evolution of an Intrusion-Centered Hydrothermal System: Far Southeast-Lepanto Porphyry and Epithermal Cu-Au Deposits, Philippines // Economic Geology and Bulletin of the society of Economic geology. 1998. v. 93. № 4. P 373-404.

Вертикальное распределение концентраций TiO_2 в рудных песках редкометально-титанового месторождения Гораи (Мозамбик)

Селиванов П.В.[1], Лаломов А.В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, donpavlensio@yandex.ru*

Россыпное месторождение Гораи расположено на побережье Мозамбикского пролива Индийского океана вблизи эстуария одноименной реки на севере Мозамбика (провинция Замбези). Разведка месторождения в составе группы объектов, расположенных в пределах одной лицензии (Пебанская группа), производилась компанией Tazetta Resources. Lda в 2012–2013 годах с непосредственным участием автора во всех стадиях работ. Работы включали в себя геологические наблюдения с поверхности, документацию шурфов и скважин с последующим элементным (XRF спектрометр Elvax) и минералогическим количественным анализом проб.

Россыпь имеет длину более 5.5 км при ширине от 1.4 до 1.9 км. Тело россыпи залегает в абразионном уступе, выработанном в третичных осадочных породах. Плотик вблизи клифа вскрывается на глубинах от 5–6 метров и полого наклонен в сторону моря. Литологически россыпь сложена преимущественно мелкозернистыми, реже среднезернистыми песками. Вблизи эстуария встречаются маломощные линзы битуминозных глин, расположенные в виде «лестницы» погружающейся в сторону моря, что, очевидно, отражает последовательную миграцию мангровых болот на фоне голоценовой трансгрессии. По минеральному составу пески месторождения кварцевые с небольшими примесями полевых шпатов и иногда слюд. Более 90 % тяжелой фракции слагает ильменит, в заметных количествах присутствуют циркон и рутил, являющиеся предметом промышленного интереса, а так же лейкоксен, ставролит, минералы группы кианита, амфиболы, пироксены, эпидот, лимонит; редко – магнетит. Выход тяжелой фракции от долей до десятков процентов, в отдельных случаях встречаются прослои природного концентрата, содержащего более 90 % тяжелой фракции. Содержание TiO2 в пробах сильно коррелирует с содержанием ильменита и рутила ($r > 0,9$), что позволяет осуществлять прямой пересчет химических анализов на содержания данных минералов (Селиванов, 2017).

На плане обогащенные участки с промышленными содержаниями приурочены к области, примыкающей к эстуарию, а так же – к тыловой части россыпи. Первая область обогащения, очевидно, связана с существующей литолого-динамической ловушкой, вторая область концентрации предположительно сформировалась на фоне стабилизации уровня моря и смене трансгрессии регрессией, возможно, при участии промежуточных коллекторов, ныне изолированных (Селиванов, 2019). Обращает на себя внимание тот факт, что наиболее богаты тяжелыми минералами участки интенсивного развития эоловых форм рельефа.

В разрезе наиболее обогащены верхние горизонты месторождения, сложенные литоральными и эоловыми песками. Так же в песках выделяется обогащенная область, пространственно сопряженная с распространением битуминозных глин, сформированная, по всей видимости, в литоральных условиях на фоне трансгрессии моря (Селиванов, 2019).

Был проведен анализ распределения концентраций TiO2 в пробах в зависимости от их гипсометрического уровня; выборка была составлена на основании даннных разведочного бурения и включает в себя 1715 проб, отобранных с гипсометрических уровней от -13 до +23 м. На (рис 1.) видно, что нижние горизонты, соответствующие мелководно-морским и нижней части литоральных песков, в целом обеднены полезным компонентом; наиболее обедненная часть соответствует нижнему уровню литоральных песков (-3 – 0 м). В то же время, в верхней части разреза литоральных отложений (0-2 м) происходит резкое обогащение, достигающее локального максимума в зоне максимального заплеска и перехода в пляжевую ступень. Для дюнных песков характерно закономерное нарастание концентрации TiO_2 с высотой, осложненное локальными спадами. По мнению автора наблюдаемый характер распределения полезного компонента отражает двухстадийный процесс обогащения песков. На первой стадии обогащение происходит за счет деятельности волн с формированием высоких концентраций в зоне максимального заплеска (Лаломов, 2013). Далее активно включаются эоловые процессы, осуществляющие

транспортировку и сортировку предварительно обогащенного материала. В зоне пляжевой ступени и на пологих наветренных поверхностях дюн происходит эоловая сепарация песков: наиболее тяжелые зерна транспортируются волочением и сальтацией, тогда как зерна легких минералов переходят во взвешенное состояние и уносятся ветрами вглубь континента.

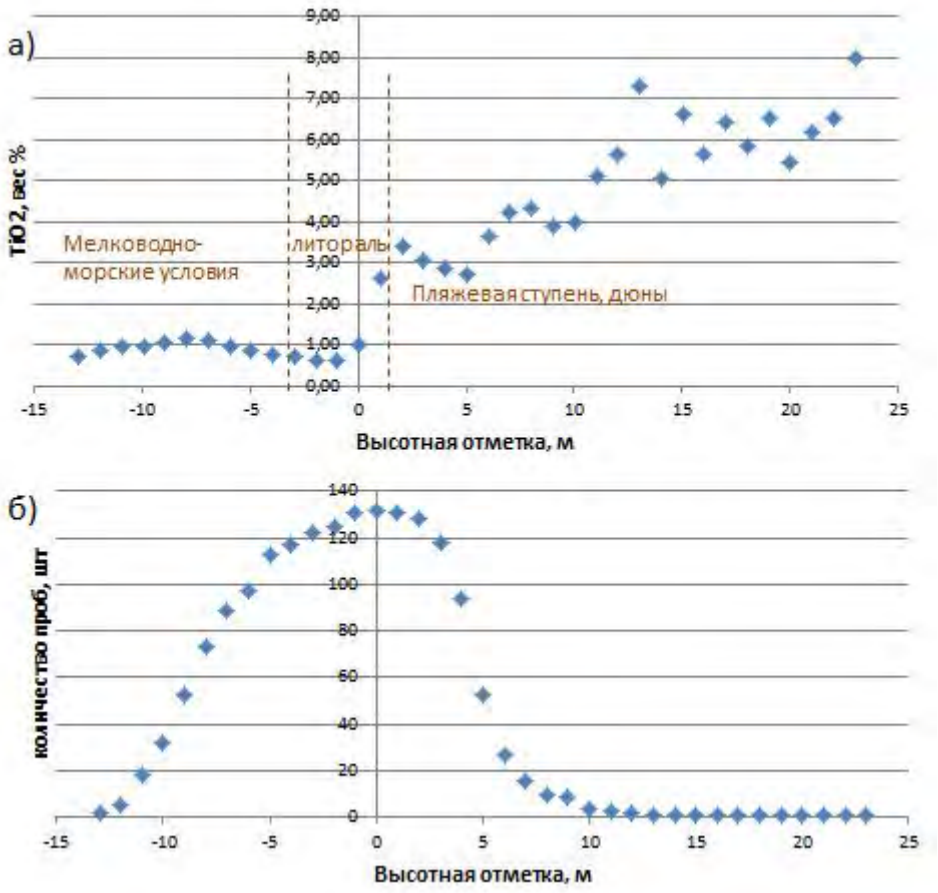


Рисунок 1 Распределение содержаний TiO_2 по гипсометрическим уровням (а) и частотное распределение проб (б).

Пик условной продуктивности, полученной как произведение средних концентраций на количество проб в выборке, приходится на гипсометрический уровень от 0 до 5 метров.

Лаломов А.В., Таболич С.Э. Локальные геолого-динамические факторы формирования комплексных прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов М.: ГЕОС, 2013. 224 с.

Селиванов П.В. Закономерности пространственного размещения рудных песков на редкометально-титановом месторождении Гораи (Мозамбик) // XXV молодежная научная школа «Металлогения древних и современных океанов – 2019». Миасс: 2019. С. 106-109.

Селиванов П.В. Использование пешей гамма-радиационной съемки при поисках и оценке комплексных редкометально-ильменитовых россыпей на примере месторождения Пебане (Мозамбик) // Труды XXI Международного научного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр». Томск. 2017. Т.1 С. 180-181.

Петрологическое и экспериментальное изучение сиенитизиции тоналитовых гнейсов на примере массива Мадиапала, комплекс Лимпопо, ЮАР

Селютина Н.Е.[1,2], Сафонов О.Г.[1,2], Варламов Д.А.[2]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, nata-me98@mail.ru, oleg@iem.ac.ru*
[2]*ИЭМ РАН, Черноголовка, dima@iem.ac.ru*

Сиенитовый массив Мадиапала расположен в западной части Центральной Зоны (ЦЗ) комплекса Лимпопо (ЮАР) среди серии тоналит-трондьемитовых гнейсов Олдейз с возрастом 2610-2650 млн. лет. Согласно геохронологическим данным, полученным методом SHRIMP (Rigby et al., 2011), возраст сиенитов массива составляет 2010.3±4.5 млн лет. Этот возраст соответствует наиболее позднему палеопротерозойскому тектоно-термальному событию (D3/M3) в ЦЗ, которое характеризовалось мощной флюидной проработкой вдоль зон сдвигово-пластических деформаций. М. Ригби с соавторами (Rigby et al., 2008) с помощью метода псевдосечений (программный комплекс THERMOCALC) в системе Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3 для ассоциаций сиенитов установили, что максимальные значения P-T параметров для этих пород составляли 6 кбар и 770ºC. Эти данные были интерпретированы как условия метаморфизма ранее существовавших сиенитов в ходе этапа D3/M3. Иную модель образования сиенитового массива в тоналит-трондьемитовых гнейсах Олдейз (Safonov et al., 2012, Safonov et al., 2014b) основана на экспериментах по взаимодействию биотит-амфиболового тоналитового гнейса с флюидами H_2O-CO_2-(K, Na)Cl при 750 и 800ºC и 5.5 кбар (Safonov et al., 2012; Safonov et al., 2014a). Эти эксперименты демонстрируют, что определяющим фактором образования сиенитовой ассоциации за счет ассоциации исходных тоналитовых гнейсов является возрастание активности калия во флюиде, связанной с солевой составляющей флюида. Таким образом, сиениты этого массива могли быть продуктом процесса сиенитизации тоналитовых гнейсов с участием богатых солевой составляющей водно-углекислых флюидов.

Геохимические данные (масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и атомно-эмиссионный метод) позволили выявить два типа сиенитовых пород в массиве (сиениты и сиено-диориты), подтвердить коровую природу сиенитов и их тесную генетическую связь с вмещающими тоналитовыми гнейсами. Спектры распределения РЗЭ для сиенитов указывают на активную кристаллизационную дифференциацию внутри массива.

По петрографическим данным, ранней ассоциацией в сиенитах является калиевый полевой шпат + клинопироксен + титанит ± апатит, а более поздняя ассоциация – амфибол + альбит. Для того, чтобы оценить условия образования первичной ассоциации с помощью программного комплекса PERPLE_X (версия 6.7.7 для Windows) (Connolly, 2005) для валовых химических составов сиенитов были рассчитаны диаграммы в координатах P-T и изоплеты магнезиальности и содержания Na в клинопироксене в ассоциации с щелочным полевым шпатом и сфеном. Условия образования первичной магматической сиенитовой ассоциации соответствуют температурному интервалу 850 - 950ºC и давлениям 5.6 - 7.4 кбар. Оценки влияния активности K_2O на гнейсы Олдейз посредством расчета диаграмм (псевдосечений) в координатах $lg(aH_2O)$ - $lg(aK_2O)$ показали, что преобразование ассоциации гнейса в сиенитовую ассоциацию возможно при постоянных P и T только за счет увеличения активности K_2O (рис. 1, переход из поля 1 в поле 2).

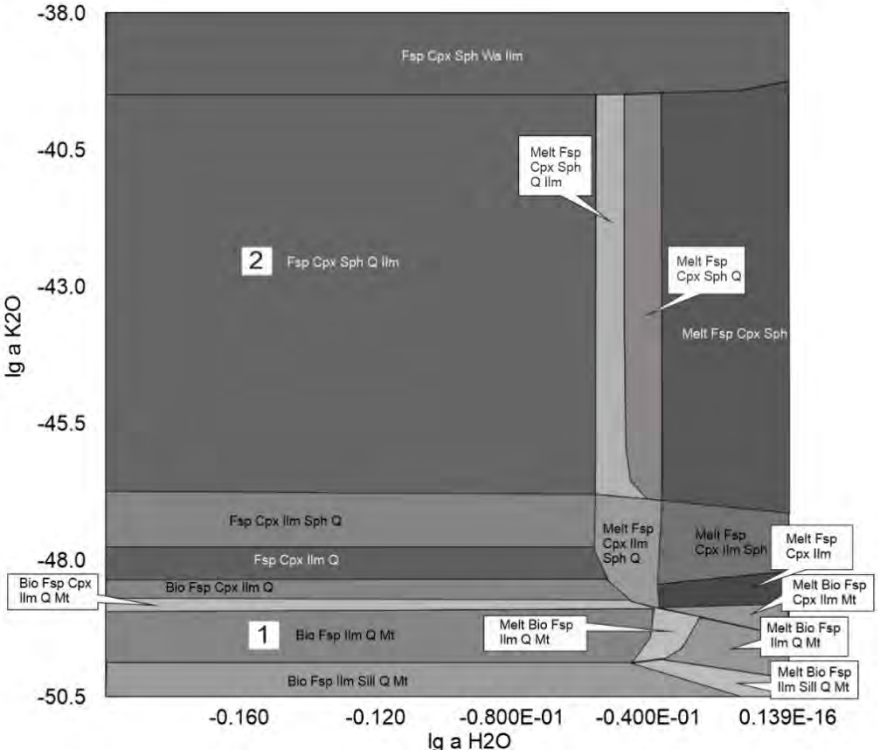


Рисунок 1. Диаграмма в координатах $lgaH_2O$-$lgaK_2O$, для состава гнейса Avoca, температура 700°C.

С целью воспроизвести минеральную ассоциацию сиенитов массива Мадиапала были проведены эксперименты по взаимодействию биотитового тоналитового гнейса Олдейз с флюидом H_2O-CO_2-(K, Na)Cl при температуре 850°C и давлении 6 кбар на установке высокого газового давления с внешним нагревом в ИЭМ РАН. В результате экспериментов удалось воспроизвести ассоциацию клинопироксен + титанит в ходе реакций титансодержащего биотита с кварцем и плагиоклазом (Рис. 2), инициированных флюидом.

Эта ассоциация сосуществует с расплавом сиенитового состава, обогащенного F, Cl, H_2O, что подтверждено исследованиями закаленных стекол с помощью КР-спектроскопии (Табл. 1). Этот результат согласуется с предлагаемой моделью формирования массива.

Таблица 1. Средние составы стекол, полученные в экспериментах (НПО – ниже пределов обнаружения).

Образец	F	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	Cl	K_2O	CaO	H_2O
1	0,11	2,67	12,07	70,55	0,04	6,26	0,90	1,57
3	0,25	3,79	15,87	64,96	0,04	4,85	1,56	4,27
4	0,03	5,79	20,69	61,08	0,03	5,47	2,63	2,94
5	0,26	4,59	12,23	68,15	0,34	3,35	0,92	1,87
6	НПО	3,95	15,5	62,2	0,04	4,81	1,25	2,36
7	0,26	2,86	15,46	66,93	0,04	7,11	0,70	3,95
8	НПО	2,67	12,78	67,10	НПО	5,37	0,65	2,82

Таким образом, породы массива являются продуктом процесса сиенитизации тоналитовых гнейсов, по своей сути схожим с гранитизацией. Формирование сиенитов массива Мадиапала происходило при давлениях 6 – 7 кбар и температурах более 900°C в ходе активной проработки тоналитовых гнейсов Олдейз водно-углекисло-солевым флюидом, в котором ведущую роль играл калиевый солевой компонент. Определяющим фактором образования сиенитовой ассоциации являлась повышенная активность калия во флюиде. Образование более поздних амфиболсодержащих ассоциаций происходило на фоне остывания сиенитовой магмы. Этой стадии соответствовала смена режима щелочных компонентов во флюиде, так что рост активности Na_2O приводил к замещению ассоциации клинопироксен + калиевый полевой шпат ассоциацией амфибол + альбит.

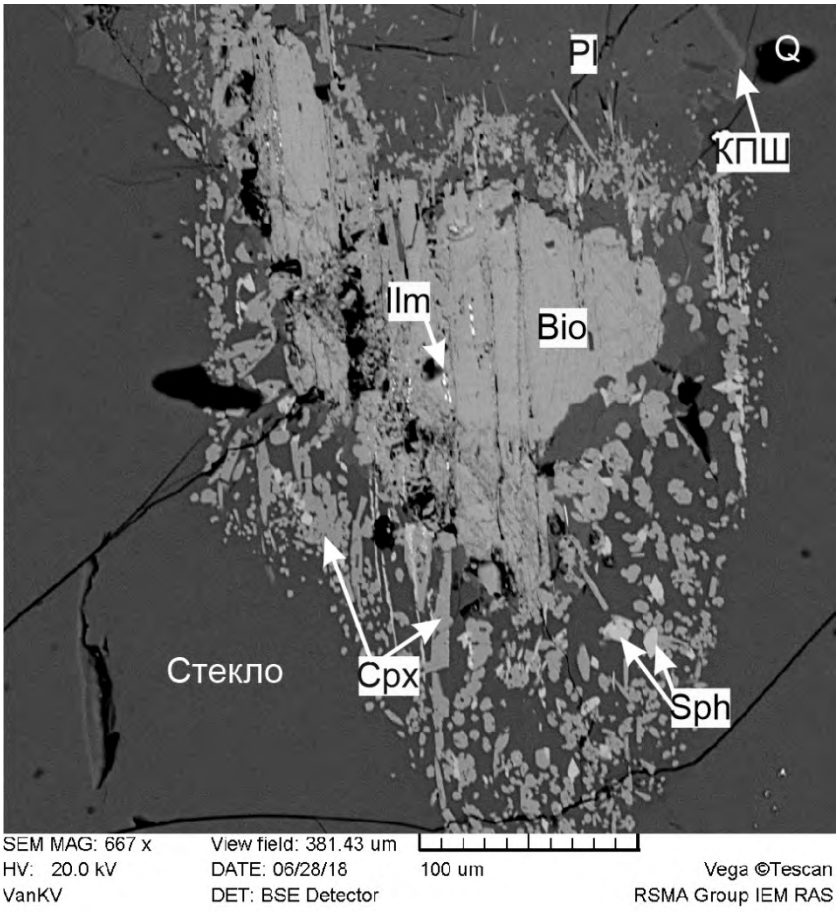


Рисунок 2. Образование ассоциации клинопироксен + титанит за счет биотита, кварца и плагиоклаза.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ №18-17-00206

Connolly J. A. D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Т. 236. №. 1-2. – С. 524-541.

Rigby M., Mouri H., Brandl G. PT conditions and the origin of quartzo-feldspathic veins in metasyenites from the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa // South African Journal of Geology. 2008. Т. 111. №. 2-3. С. 313-332.

Rigby M. J., Armstrong R. A. SHRIMP dating of titanite from metasyenites in the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa // Journal of African Earth Sciences. 2011. Т. 59. №. 1. С. 149-154.

Safonov O. G., Kovaleva, E. I., Kosova, S. A., Rajesh, H. M., Belyanin, G. A., Golunova, M. A., & Van Reenen D. D. Experimental and petrological constraints on local-scale interaction of biotite-amphibole gneiss with H_2O-CO_2-(K, Na) Cl fluids at middle-crustal conditions: Example from the Limpopo Complex, South Africa // Geoscience Frontiers. 2012. Т. 3. №. 6. С. 829-841.

Safonov O. G., Aranovich L. Y. Alkali control of high-grade metamorphism and granitization // Geoscience Frontiers. 2014a. Т. 5. №. 5. С. 711-727.

afonov O. G., Kosova S. A., Van Reenen D. D. Interaction of Biotite–Amphibole Gneiss with H_2O–CO_2–(K, Na) Cl Fluids at 550 MPa and 750 and 800° C: Experimental Study and Applications to Dehydration and Partial Melting in the Middle Crust // Journal of Petrology. 2014b. Т. 55. №. 12. С. 2419-2456.

Условия педогенного минералообразования в глеевых дерново-солоди и солоди темногумусовой (северная часть Ишимской равнины)

Семенков И.Н.[1], Крупская В.В.[1,2]

[1]*МГУ имени М.В.Ломоносова, г. Москва, semenkov@geogr.msu.ru,*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва, krupskaya@ruclay.com*

Введение

Солоди относятся к почвам с ярко выраженной текстурной дифференциацией профиля (Базилевич, 1967; Классификация.., 1977), что определяет очень контрастные условия для миграции тяжелых металлов (Семенков и др., 2019). При относительно хорошей изученности солодей с ярко выраженным горизонтом накопления педогенных карбонатов в виде белоглазки или хорошо различимых осветленных пятен) Восточно-Европейской равнины (Шваров, Кубарева, 2015) и южной части Западной Сибири (Зайдельман и др., 2011; Соколова и др., 2012; Пахомова, 2013; Конарбаева и др., 2015) бескарбонатные солоди (Классификация.., 1977), в т.ч. развивающиеся в северной части Ишимской равнины, исследованы очень слабо (Базилевич, 1967; Семенков и др., 2019). До сих пор в генезисе и классификации солодей остается множество нерешенных вопросов.

Цель исследования – сравнить условия формирования и минеральный состав солодей северной части Ишимской равнины, развивающихся в локальном понижении междуречья и в днище балки небольшого водосбора площадью 0,76 км^2.

Объекты и методы

В пределах балочного водосбора исследованы 2 разреза солодей, из которых отобрано 22 почвенных образца из каждого генетического горизонта и почвообразующих пород до глубины 2,8 м. В Эколого-геохимическом центре географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова определяли pH почв, гумусность (Сорг), гранулометрический состав стандартными методами; смотри подробнее в статье (Семенков и др., 2019). Элементный состав проанализирован в валовых образцах методом рентген-флуоресцентного анализа в ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев).

Илистую фракцию (диаметр частиц менее 2 мкм) выделяли в лаборатории кристаллохимии минералов им. Н.В. Белова ИГЕМ РАН из 3–6 % водной суспензии почв. Готовую суспензию диспергировали на высокоскоростном миксере (скорость вращения 10 000 об/мин). Для выделения илистой фракции использована центрифуга «ОС-6МЦ» (Дастан) с горизонтальным ротором: после 7 минут вращения на скорости 1200 об/мин отбирали столб надосадочной суспензии глубиной 5 см.

На геологическом факультете МГУ имени М.В.Ломоносова минеральный состав, включая глинистые и неглинистые минералы, определен в валовых образцах и илистой фракции почв (аналитик С.А. Гаранина) методом рентгеновской дифракции. Неориентированные препараты валовых образцов и образцов илистой фракции, а также ориентированные образцы илистой фракции изучали при помощи рентгеновского дифрактометра ULTIMA-IV (фирма Rigaku, Япония) в рабочем режиме 40 кВ, 40 mA и угловом диапазоне измерений 3–65° 2θ на медном излучении при использовании полупроводникового детектора DTex/Ultra.

Состав диагностировали посредством сопоставления экспериментальных и эталонных рентгенодифракционных картин спектров минералов из базы данных «PDF-2» в программном пакете «Jade-6.5» компании «MDI» с использованием методических рекомендаций (Дриц, Сахаров, 1976; Дриц, Коссовская, 1990; Moore, Reynolds, 1997). Количественный состав рассчитан в результате полнопрофильной обработки рентгенодифракционных картин по методу Ритвельда (Bish, Post, 1983; Пущаровский, 2000) в программном продукте «BGMN» (www.bgmn.de).

Результаты и их обсуждение

В гранулометрическом составе обеих солодей преобладают мелко- и крупнопылеватая фракции, содержание физической глины колеблется в пределах 50 – 70 % (Таблица 1).

Содержание илистой фракции не превышает 15 %, что отличает проанализированные нами солоди от аналогичных почв юго-восточной части Западной Сибири, существенно более богатых фракцией <1мкм (Зайдельман и др., 2011; Конарбаева и др., 2015) В верхней части почв (гумусовый и элювиальный горизонт) содержится в 2 раза больше илистой фракции, чем в почвообразующих оглеенных карбонатных лессовидных суглинках. На долю песчаных фракций суммарно приходится не более 10 %. Такая гранулометрическая дифференциация типична для солодей и отмечалась в различных регионах, в том числе и Западной Сибири (Базилевич, 1967; Соколова и др., 2005; 2012).

Таблица 1. Гранулометрический состав глеевых солодей, диаметр частиц в мкм

Горизонт	глубина	1000–500	500–250	250–50	50–10	10–5	5–1	<1	<10
Дерново-солодь									
Auw	2–9	0	0	2,6	48	16	28	5,7	50
AU	21–27	0	0	0,0	44	20	31	5,5	56
AEL	33–36	0	0	0,0	49	21	25	4,3	51
EL	36–41	2	0	3,3	39	18	31	7,0	56
BTEL	45–51	0	0	0,0	34	17	39	9,8	66
ELBT	63–70	0	0	3,7	37	13	36	10,4	60
BTg	86–100	0	0	0,8	31	14	43	11,3	69
BTG	150–165	0	0	0,1	31	14	42	12,8	69
BTCg	179–198	0	0	0,1	28	15	46	11,8	72
G	200–215	0	0	2,7	35	14	36	12,9	62
G	257–277	0	0	0,0	32	17	39	11,9	68
Солодь темно-гумусовая									
AY	6–11	0	0	0,1	50	20	25	4,4	50
EL	15–22	0	0	0,1	45	20	29	6,2	55
ELBT	29–33	0	0	9,2	42	13	28	7,5	49
ELBT	32–36	0	0	0,1	34	17	39	10,0	66
BTG	38–43	0	0	0,0	28	17	44	11,2	72
BTG	80–90	0	0	0,0	25	16	46	13,8	75
BTG	105–115	0	0	0,0	30	16	40	13,8	70
Gox	162–177	0	0	0,0	32	16	39	13,5	68
Gox	203–223	0	0	0,3	33	15	39	11,9	66
G	261–277	0	0	0,7	36	15	36	12,1	63

В солодях с глубиной величина pH увеличивается с 6 до 8, а содержание Сорг – уменьшается от 20 % в подстилке до 3 – 4 % в гумусовом горизонте и 0,2 – 0,4 % в почвообразующей породе (Таблица 2). Содержание валового Na, Si максимально в элювиальном горизонте, K, Mn – в текстурном горизонте, Ca, Mn и Fe – в гумусовом. В распределении Mg, Al не выявлено закономерностей.

В валовых образцах изученных солодей диагностированы: кварц (35 – 50 %)> смектит (1 – 33 %), плагиоклазы (12 – 18 %)> иллит (8 – 13 %), калиевые полевые шпаты (7 – 10 %)> хлорит, каолинит (1 – 4 %) и в почвообразующей породе – следы кальцита. Элювиальный горизонт EL обогащен кварцем, калиевыми полевыми шпатами и иллитом (в 1,5 раза относительно

почвообразующей породы) и в меньшей мере – плагиоклазами и практически лишен смектита. Содержание каолинита максимально в верхней части почвенного профиля, а хлорита (вероятно, и почвенного хлорита в том числе) – в нижней. Таким образом, по результатам анализа валовых образцов можно сказать, что, в целом, минералогический состав солодей унаследованы от покровных лессовидных суглинков. Наиболее заметные изменения минеральной матрицы произошли в горизонте EL, где за счет разрушения сметита остаточно увеличилось содержание наиболее устойчивых к кислотному воздействию минералов – кварца, плагиоклазов и полевых шпатов.

Таблица 2. Элементный состав, гумусность и величина pH глеевых солодей

Горизонт	Глубина, см	pH	Сорг,%	Na, %	Mg, %	Al, %	Si, %	K, %	Ca, %	Fe, %	Mn, ppm
Солодь темногумусовая											
AU	2-9	6,4	3,45	0,45	0,90	3,96	30	1,54	0,84	3,14	689
	21-27	6,9	3,91	0,74	0,48	3,24	32	1,30	0,76	2,33	449
AEL	33-36	7,1	2,22	1,00	0,34	2,64	36	1,19	0,59	1,41	256
EL	36-41	7,1	0,26	1,01	0,65	3,17	37	1,61	0,62	1,40	256
BTEL	45-51	7,2	0,47	0,79	0,65	4,18	32	1,68	0,54	3,54	442
ELBT	63-70	7,3	0,39	0,52	0,83	5,05	30	1,70	0,58	4,19	581
BTg	86-100	7,3	0,28	0,50	1,29	4,74	29	1,87	0,73	5,10	689
BTG	150-165	7,5	0,32	0,87	0,86	4,51	31	1,66	0,71	3,72	542
BTCg	179-198	7,6	0,29	0,90	0,81	4,35	32	1,63	0,71	3,47	565
G	200-215	7,9	0,23	0,65	1,18	4,35	31	1,82	0,74	4,32	713
	257-277	7,7	0,27	0,90	0,85	4,46	31	1,74	0,74	3,75	720
Дерново-солодь											
W	2-8	5,8	20,09	0,46	0,55	2,07	15	1,09	2,01	1,72	604
AY	6-11	6,4	не.опр.	0,62	1,19	4,38	30	1,83	0,84	4,80	1092
EL	15-22	7,1	0,28	1,01	0,54	2,75	37	1,54	0,71	1,46	449
ELBT	29-33	7,4	0,61	0,96	0,78	3,51	33	1,72	0,62	3,09	3168
	32-36	7,0	0,62	0,82	0,97	4,02	31	1,87	0,59	3,74	4191
BTG	38-43	7,1	0,47	0,58	1,34	5,28	30	2,21	0,64	5,14	2657
	80-90	7,3	0,33	0,78	0,96	4,96	29	1,96	0,71	4,11	751
	105-115	7,1	0,32	0,76	0,82	4,66	30	1,89	0,71	3,91	806
Gox	162-177	7,1	0,35	0,85	0,88	4,68	31	1,78	0,73	3,73	914
	203-223	7,4	0,27	не определяли							
G	261-277	7,3	0,37	0,84	0,83	4,59	30	1,90	0,84	3,86	728

Если в валовых образцах солодей доминируют неглинистые минералы, то в илистой фракции резко преобладают глинистые минералы, что отражает их педогенный генезис: иллит (40 – 65 %)> каолинит (15 – 30 %)> иллит-смектит смешаннослойные минералы с преобладанием иллитовых межслоев (9 – 11 %)> хлорит, кварц, калиевые полевые шпаты, кальцит (3 – 10 %)> плагиоклазы (1 – 3 %)> доломит (0,5 – 1,5 %).

Илистая фракция изученных солодей контрастно дифференцирована по составу глинистых минералов и более однородна по распределению неглинистых минералов. В горизонте EL обоих разрезов содержание иллита минимально, а плагиоклазов – максимально. Содержание каолинита в дерново-солоди увеличивается с глубиной, а в солоди темно-гумусовой – максимально в горизонте EL. Если солодь темно-гумусовая не дифференцирована по хлориту (4 – 5 %), то в дерново-солоди он активно накапливается в верхней части профиля: в гумусовом и элювиальном горизонте которой его в 2 – 3 раза больше, чем в почвообразующей породе. В распределении калиевых полевых шпатов, кварца, кальцита и доломита закономерностей вертикального распределения не обнаружено.

По вертикальной дифференциации минералогического состава илистой фракции исследованные солоди северной части Ишимской равнины отличаются от почв Джаныбекского стационара (Северный Прикаспий), Волгоградской области и Украины (Соколова и др., 2005),

для которых по единичным разрезам установлено снижение с глубиной количества иллита и увеличения – лабильных минералов. Возможно, это связано с более кислой (на 1 единицу pH) средой нижних горизонтов обследованных нами солодей. Иллитизация солодей объясняется их развитием из солонцов, а обеднение иллитом может быть связано с формированием рассматриваемых нами солодей за счет глеегенеза и оподзоливания в условиях избыточного увлажнения (Зайдельман и др., 2011) без щелочного гидролиза (Соколова и др., 2005). Стоит отметить, что уровень содержания иллита в илистой фракции исследованных нами солодей и солодях юго-восточной части Западной Сибири аналогичны (Зайдельман и др., 2011; Конарбаева и др., 2015), что позволяет предполагать наличие единого процесса образования иллита в этом типе почв, но разных условий для его перемещения.

Разрушение глинистых минералов в солодях до сих пор остается открытым вопросом, , поэтому актуальны исследования этих почв в новых регионах, ранее не охваченных детальными работами по минералогии.

Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 17-77-20072.

Конарбаева Г.А., Смоленцев Б.А., Сапрыкин О.И. Влияние физико-химических свойств солодей Кулундинской равнины на содержание в них йода // Агрохимия. 2015. №3. С. 72 – 80.

Пахомова Е.Ю. Агрофизические, химические и минералогические свойства солодей Барабинской низменности и Приобского плато, переувлажненных грунтовыми и поверхностными водами. Автореф. дис. ... канд. б. н. М.: МГУ. 2013. 26 с.

Базилевич Н.И. Лесостепные солоди. – М.: Наука. 1967. - 98 с.

Семенков И.Н., Касимов Н.С., Терская Е.В. Латеральная дифференциация форм соединений металлов в почвенных суглинистых катенах центра Западно-Сибирской равнины // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2019. №3. С. 25 – 37.

Зайдельман Ф.Р., Пахомова Е.Ю., Устинов М.Т. Солоди поверхностного и грунтового переувлажнения Западной Сибири: свойства, гидрология и генезис // Вестник Московского университета. Серия 16. Почвоведение. 2011. №1. С. 3 – 12.

Соколова Т.А. Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К, 2005. 336 с.

Соколова Т.А., Пахомова Е.Ю., Зайдельман Ф.Р. Глинистый материал в солодях Барабинской низменности и Приобского плато // Вестник Московского университета. Серия 16. Почвоведение. 2012. № 4. С. 3 – 12.

Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.

Шваров А.П., Кубарева А.В. Водоудерживающая способность и физические свойства почв степной зоны // Вестник Оренбургского государственного университета. 2015. №6 (181). С. 146 – 150.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976.

256 с. Moore D.M., Reynolds R.C.Jr. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford: Oxford University Press, 1997. 378 p.

Bish D.L., Post J.E. Quantitative mineralogical analysis using the Rietveld full-pattern fitting method // American Mineralogist. 1993. V. 78. P. 932–940.

Пущаровский Д.Ю. Рентгенография минералов. М.: Геоинформмарк, 2000. 292 с.

Хромит из ксенолитов хромитоносных пород горы Кумужья, Мончегорский комплекс, Россия

Сидельников М.В.[1,2], Сущенко А.М.[1,2], Грошев Н.Ю.[2]

[1]*АФ МГТУ, Апатиты*
[2]*ГИ КНЦ РАН, Апатиты, maxsidelnikov@yandex.ru*

Хром относится к стратегическим металлам в РФ, и вопрос наращивания запасов хромита в настоящее время является актуальным (Руднев и др., 2014). Единственное месторождение хромита в Мурманской области (Сопчеозерское) приурочено к массивным хромититам из Дунитового блока массива Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ) Мончегорского комплекса (Расслоенные …, 2004). Однако перспективы массива НКТ в отношении хромита этим не ограничиваются. На это указывают недавние находки даек хромититов в Дунитовом блоке (Chistyakova et al., 2016) и хромитоносных пород в перидотитовой зоне массива (Barkov et al., 2015), что свидетельствует о возможности выявления новых рудных тел в неизученных на хром частях разреза. Такое же значение имеют находки ксенолитов хромитоносных пород (КХП), сделанные вблизи основания пироксенитовой зоны массива НКТ (Сущенко и др., 2019). Главная цель исследования КХП заключается в установлении их протолита, в качестве которого могут выступать как Дунитовый блок, так и перидотитовая зона массива НКТ, хромитоносность которой, на наш взгляд, нуждается в переоценке. В докладе обсуждаются первые данные о составе хромита из КХП в сравнении с хромитами из гипотетических протолитов.

Материалом для исследования послужили образцы хромитоносных пород, выпиленные алмазной пилой из обнажений на северном склоне горы Кумужья. Всего было выпилено 6 образцов, из которых было изготовлено 6 шлифов, 8 комбинированных шлифов и 8 аншлифов. Петрографические исследования шлифов проводились на оптическом микроскопе Axioplan 2. Химический состав хромитов изучен на микрозондовом анализаторе MS-46 Cameca в ГИ КНЦ РАН (аналитик Е.Э. Савченко).

Хромитоносные породы горы Кумужья приурочены к основанию пироксенитовой зоны массива НКТ (рис. 1, a), в которой они встречаются в виде округлых и угловатых обломков. Размер обломков изменяется от нескольких сантиметров до 1 м в поперечнике. Среди КХП выделяются следующие разновидности: хромитсодержащий гарцбургит, обогащенный хромитом гарцбургит и массивный хромитит.

Хромитсодержащий гарцбургит имеет пойкилитовую структуру с элементами сидеронитовой и гипидиоморфнозернистой. Сложение общей массы породы от мелко- до среднезернистого. Текстура гарцбургита является пятнистой и обусловлена неравномерным распределением крупных ойкокристаллов ортопироксена размером до 5 см (рис. 1, b). Минеральный состав: оливин (70–80 %), ортопироксен (15–25 %), хромит (2–5 %), клинопироксен и плагиоклаз (2–3 %). Хромит распределен в гарцбургитах неравномерно. В зависимости от распределения в породе выделяется два морфологических типа хромита: сидеронитовый и вкрапленный. Сидеронитовый хромит выполняет совместно с пироксенами и плагиоклазом интерстиции между зернами оливина. Интерстиции более чем наполовину заполнены мелкими (0,1–0,2 мм) идиоморфными кристаллами хромита, среди которых часто отмечаются и более крупные зерна (до 0,5 мм). Вкрапленный хромит представлен мелкими зернами, как правило, рассеянными внутри ойкокристаллов ортопироксена. Сидеронитовый и вкрапленный типы хромита соответствуют хромиту матрикса и сфероидов из пойкилитовых гарцбургитов (Barkov et al., 2015).

По составу хромшпинелид из массивных хромититов, равно как и из прослоя обогащенного хромитом гарцбургита в них (рис. 1, d), соответствует магнезиохромиту (рис. 2, a), и на бинарных диаграммах фигуративные точки его состава располагаются внутри или вблизи поля хромититовых даек Сопчеозерского месторождения (рис. 2, b–c).

Хромшпинелид из остальных пород КХП представлен хромитом (рис. 2, a). Точки сидеронитового хромита находятся в поле дунитов Сопчеозерского месторождения,

преимущественно на его пересечении с полем хромититовых даек (рис. 2, b–c). Точки вкрапленного хромита из перидотитов КХП вместе с акцессорным хромитом из вмещающих ксенолиты пироксенитов на диаграммах образуют облако наиболее эволюционированных составов и в основном не попадают ни в одно из полей состава хромита Сопчеозерского месторождения (рис.2, a, c–d). Стоит отметить повторение парного распределения составов рудного (из хромититов) и акцессорного (из дунитов) хромита Сопчеозерского месторождения для сидеронитового и вкрапленного хромита из КХП, что свидетельствует о сохранении этапов нуклеации хромшпинелидов при кристаллизации пород КХП, несмотря на более эволюционированный состав расплава.

Как видно на рис. 2, хромшпинелиды из хромититов Сопчеозерского месторождения имеют наиболее примитивный состав, что отражает природу Дунитового блока, представляющего собой кумулаты родоначальной коматиитовой магмы Мончегорского комплекса (Karykowski et al., 2018). Хромшпинелиды из КХП горы Кумужья имеют значительно более эволюционированный состав, поэтому породы Дунитового блока не могут рассматриваться в качестве протолита этих ксенолитов. Напротив, по составу хромпинелидов КХП близки к дайкам хромититов в Дунитовом блоке. Вероятно, эти дайки могут представлять собой подводящие каналы для гипотетических вышезалегающих хромитоносных толщ в перидотитовой зоне (Barkov et al., 2015), которые кристаллизовались из более эволюционированной и контаминированной магмы (Karykowski et al., 2018) и с большей вероятностью могут являться протолитом для КХП.

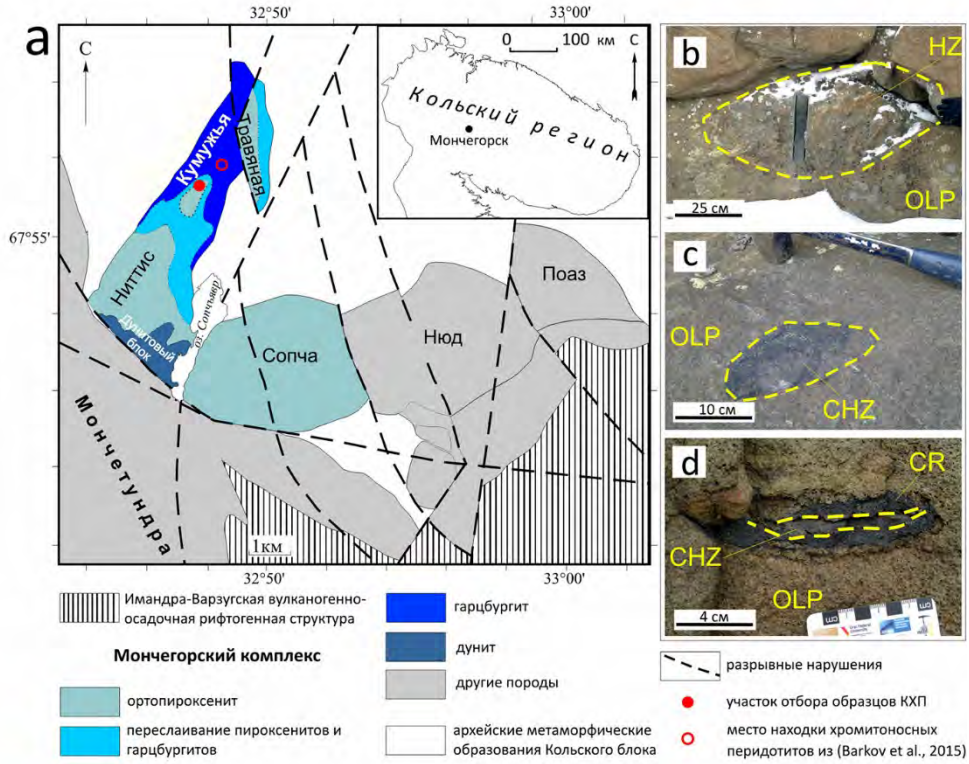


Рисунок 1. Схема геологического строения ультрамафитовой части Мончегорского комплекса, с изменениями по (Чащин и др., 2016).

Массивный хромитит был встречен в виде единичного уплощенного обломка размером 3 × 15 см (рис. 1, d). Обломок сложен на 80 – 100 % хромитом, также присутствуют оливин и ортопироксен. Хромит образует мелкие идиоморфные зерна размером 0,5–1 мм, обуславливающие панидоморфнозернистую структуру хромитита. Силикатные минералы встречаются в отдельных пятнах размером до 3 мм. В центральной части обломка отмечается сантиметровый прослой обогащенного хромитом гарцбургита (40 % хромита).

Химический состав хромшпинелидов КХП был изучен по 14 оригинальным микрозондовым анализам, нанесенным на бинарные вариационные диаграммы (рис. 2); 7 представительных анализов были пересчитаны на кристаллохимические формулы (табл. 1).

Таблица 1. Состав хромита из ксенолитов хромитоносных пород горы Кумужья и из перидотитовой зоны массива НКТ (Barkov et al., 2015)

Название породы	Тип хромита	Cr / (Cr+Al)	Mg / ($Mg+Fe^{2+}$)	Формула хромита
CR		0.700	0.555	$(Mg_{0.556}Fe^{2+}_{0.445}Ni_{0.004}Mn_{0.003}Zn_{0.002})_{1.010}$ $(Cr_{1.280}Al_{0.550}Fe^{3+}_{0.140}Ti_{0.011}V_{0.005})_{1.986}$ O_4
CHZ	S	0.692	0.360	$(Fe^{2+}_{0.637}Mg_{0.359}Mn_{0.005}Ni_{0.002}Zn_{0.002})_{1.005}$ $(Cr_{1.243}Al_{0.553}Fe^{3+}_{0.166}Ti_{0.010}V_{0.005})_{1.977}$ O_4
	S*	0.667	0.467	$(Fe^{2+}_{0.534}Mg_{0.467}Mn_{0.008})_{1.009}$ $(Cr_{1.254}Al_{0.598}Fe^{3+}_{0.122}Ti_{0.009}V_{0.005})_{1.988}$ O_4
	D*	0.628	0.437	$(Fe^{2+}_{0.575}Mg_{0.447}Mn_{0.008})_{1.030}$ $(Cr_{1.185}Al_{0.702}Ti_{0.034}Fe^{3+}_{0.031}V_{0.004})_{1.956}$ O_4
HZ	S	0.669	0.420	$(Fe^{2+}_{0.577}Mg_{0.419}Mn_{0.006}Ni_{0.003}Zn_{0.002})_{1.007}$ $(Cr_{1.270}Al_{0.547}Fe^{3+}_{0.153}Ti_{0.010}V_{0.004})_{1.984}$ O_4
	D	0.648	0.357	$(Fe^{2+}_{0.645}Mg_{0.357}Mn_{0.007}Zn_{0.005}Ni_{0.004})_{1.018}$ $(Cr_{1.135}Al_{0.617}Fe^{3+}_{0.189}Ti_{0.022}V_{0.007})_{1.970}$ O_4
OLP		0.631	0.310	$(Fe^{2+}_{0.692}Mg_{0.311}Mn_{0.008}Ni_{0.004}Zn_{0.003})_{1.018}$ $(Cr_{1.125}Al_{0.658}Fe^{3+}_{0.162}Ti_{0.022}V_{0.005})_{1.972}$ O_4

Сокращения: CR – хромитит, CHZ – обогащенный хромитом гарцбургит, HZ –хромитсодержащий гарцбургит, OLP – оливиновый пироксенит; типы хромита: S – сидеронитовый, D – вкрапленный, * – по данным из (Barkov et al., 2015).

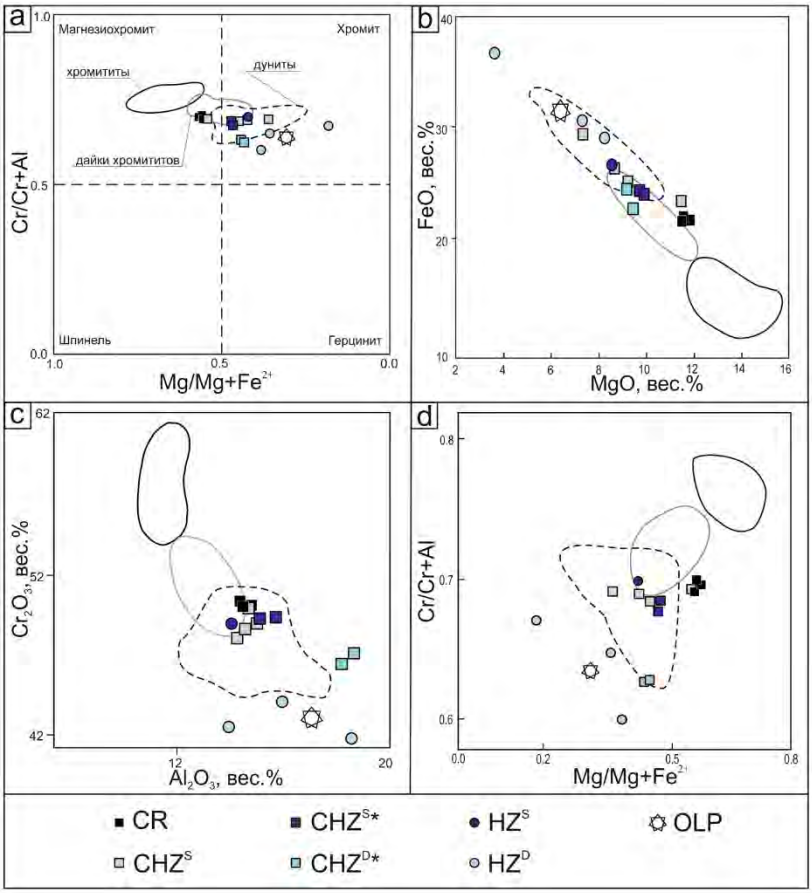


Рисунок 2. Бинарные вариационные диаграммы, показывающие состав хромита из массивных хромититов (CR), обогащенных хромитом гарцбургитов (CHZ), хромитсодержащих гарцбургитов (HZ) и вмещающих оливиновых пироксенитов (OLP).

Поля составов хромита построены с использованием данных (Chistyakova et al., 2016) по стратиформным хромититам, дунитам и хромититовым дайкам Сопчеозерского месторождения. Индексы: S – сидеронитовый, D – вкрапленный, * – по данным из (Barkov et al., 2015).

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: 2004. Ч. 1. 177 с.

Руднев А.В., Черпасов И.В., Швецов В.А., Цымбалист С.И. Об инвестиционной привлекательности объектов хромовых руд нераспределенного фонда недр // Разведка и охрана недр. 2014. № 7. С. 49–54.

Сущенко А.М., Сидельников М.В., Грошев Н.Ю. Петрография ксенолитов хромитоносных пород горы Кумужья, Мончегорский комплекс, Россия // Труды КНЦ. 2019 (в печати).

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 37–57.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Martin R.F. A novel mechanism of spheroidal weathering: a case study from the Monchepluton layered complex, Kola Peninsula, Russia // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2015. Vol. 87. P. 79–85.

Chistyakova S.Yu., Latypov R.M., Zaccarini F. Chromitite Dykes in Monchegorsk Layered Intrusion, Russia: In Sity Crystallization from Chromite-Saturated Magma Flowing in Conduits // Journal of Petrology. 2016. Vol. 56. №. 12. P. 2395–2424.

Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.-J., Pripachkin P.V., McDonald I. Origin of Reef-Style PGE Mineralization in the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018. V. 113. № 6. P. 1333–1358.

Минералого-геохимическая характеристика колонки лиственитов Березовского месторождения.

Сидорова Н.В.[1]

[1]ИГЕМ РАН, г. Москва, nsidorova989@mail.ru

Метасоматиты березит-лиственитовой формации имеют широкое распространение и связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритового и габбро-гранитного формационных типов, кислыми и средними субвулканитами, и контролируются зонами рассланцевания, трещиноватости, эндо-и экзоконтактовыми зонами тел гранитоидов (Сазонов, 1984). Метасоматические колонки образуются при температуре от 250 до 390ºС и давлении от 0,5 до 1,5 кбар; типоморфный минеральный парагенезис кварц+светлая слюда (гидроксилмусковит до фенгита)+карбонат. Металлогеническая специализация метасоматитов – Au, Ag, As, Sb, полиметаллы (Метасоматизм…, 1998; Сазонов, Коротеев, 2009).

Березовское золоторудное месторождение на Среднем Урале – классический объект золото-кварцевой березит-лиственитовой формации. Месторождение представляет разветвленную систему субвертикальных жильных интрузий гранитоидов, которые пересечены вкрест простирания крутопадающими золотоносными кварцевыми жилами. 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 (Бородаевский, Бородаевская, 1947).

Лестничные кварцевые жилы выполняют в основном субширотные крутопадающие к северу или к югу трещины, их мощность колеблется от 1 до 50 см (средняя – 10 см), а протяженность по простиранию определяется мощностью дайки (обычно 10-12 м).

«Красичные» жилы, залегающие вне даек, располагаются почти всегда группами (свитами) по 4-5 (иногда 10 и более) параллельных кулисно расположенных жил длиной каждая до 40, иногда 70-100 м. Расстояние между жилами от 3-5 до 10-15 м, а между свитами – до 1 км и более. Простирание и падение их аналогично жилам, залегающим в дайках (рис. 1), мощность жил варьирует в пределах 0,1-0,3 м, иногда достигает 0,5-1,0 м (Золоторудные…, 1984).

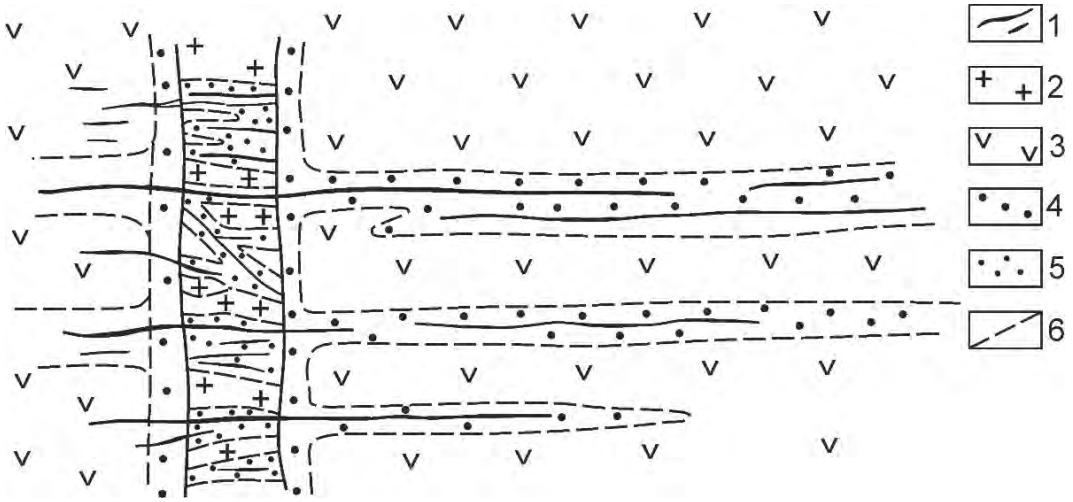


Рисунок 1. Взаиморасположение дайковых и красичных жил (в плане) Березовского месторождения.

1 – сульфидно-кварцевые жилы; 2 – дайки гранитоидов; 3 – вмещающие породы; 4 – листвениты; 5 – березиты; 6 – контуры метасоматических изменений, по (Золоторудные…, 1984).

Изученная метасоматическая колонка была отобрана по «красичной» жиле №454 на гор. -364 м шахты Южная. Сульфидно-кварцевая жила выходит из Перво-Павловской дайки и продолжается во вмещающих метаморфизованных (ФЗС) диабазах. Мощность жилы 30-35 см,

околожильные изменения – березитизация (плагиогранит-порфиры Перво-Павловской дайки) и лиственитизация – во вмещающих зеленокаменных породах, мощность которой превышает мощность жилы в полтора-два раза. Протяженность жилы 6-6,5 метров, в забое жила выклинивается, её мощность уменьшается до 5 см, но увеличивается мощность зоны лиственитизации, контакт лиственитов с диабазами четкий, по контакту проходят тонкие сульфидно-кварцевые прожилки (рис. 2).

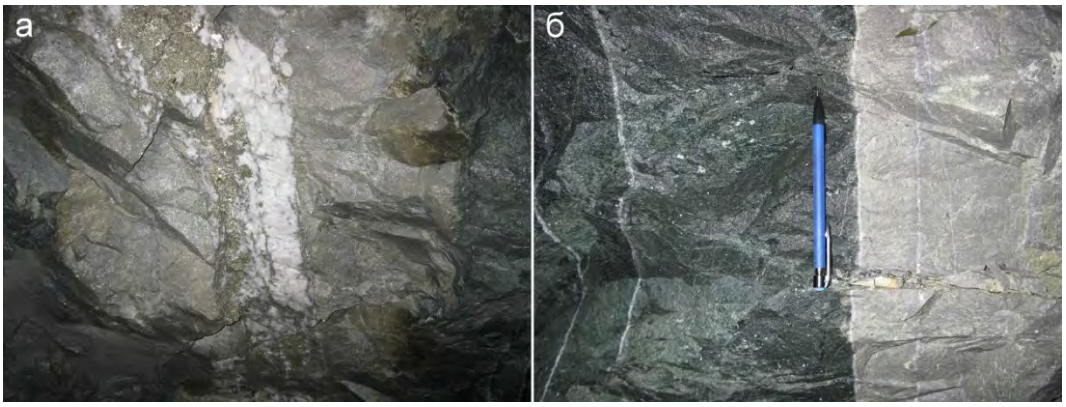


Рисунок 2. а – сульфидно-кварцевая жила с околожильной лиственитизацией; б – контакт серых лиственитов (справа) с зеленокаменно-измененными диабазами.

Вмещающие зеленокаменные диабазы – плотные массивные породы, на контакте с лиственитами имеют состав серицит-хлорит-карбонат-альбит. Альбит слагает мелкие, зачастую удлиненные зерна, размером до 0,1мм, по краям замещенные карбонатом в срастании с тонкими чешуйками светлой слюды, зёрна альбита содержат включения тончайших чешуек слюды и мелких удлиненных и таблитчатых кристаллов апатита. Карбонат (кальцит) слагает изометричные выделения в срастании со светлой тонкочешуйчатой слюдой (серицитом) и беспорядочно ориентированными мелкими чешуйками хлорита. Местами единичные мелкие изометричные зерна кварца. При приближении к контакту с лиственитами уменьшается количество альбита, его интенсивно замещают карбонат и серицит, уменьшается количество хлорита, увеличивается количество кварца, появляются тонкие кварц-карбонатные прожилки с мелкими единичными кристаллами пирита. В диабазах, на их контакте и в самих лиственитах повсеместно развиты вкрапленники агрегатов рутила, размером 15-20 мкм.

При приближении к сульфидно-кварцевой жиле зеленокаменные диабазы полностью замещаются мелкозернистым агрегатом кварц-серицит-кальцитового состава с вкрапленностью рутила и метакристаллов пирита (размером до 2 мм).

Главным рудным минералом в сульфидно-кварцевой жиле является пирит (70% сульфидной минерализации), который слагает агрегаты зерен, разбитых трещинами, с увеличением интенсивности трещиноватости к зальбанду жилы. Трещины в пирите выполнены в основном халькопиритом, кварцем, реже – галенитом и самородным золотом, количество последних возрастает при приближении к зальбандам в зоне интенсивной трещиноватости. Блеклая руда в срастании с халькопиритом и сфалеритом цементируют агрегаты пирита в жиле. В зальбанде жилы отмечены агрегаты блеклой руды с тонкими прожилками халькопирита и вкрапленностью самородного золота. В околожильных породах развиты тонкие карбонат-кварцевые прожилки, которые сопровождаются цепочками метакристаллов и агрегатов пирита с большим количеством включений минералов лиственитов (кварц, карбонат, серицит, рутил) и с редкими тонкими прожилками самородного золота. Состав блеклой руды $(Cu_{9.82},Ag_{0.18})_{10}(Zn_{1.19},Fe_{0.82})_2(Sb_{2-2.2},As_{2-1.8})_4S_{13}$.

Самородное золото в изученном участке красичной жилы отмечено в виде: 1. изометричных форм в срастании с халькопиритом, галенитом по прожилкам в пирите, размер золотин от 5-10 мкм до 200х50 мкм, зачастую сосредоточены в зальбандах прожилков; 2. включений овальной формы в пирите, размером от первых мкм до 100 мкм (в единичных случаях), в среднем – 20-30 мкм; 3. включений изометричной, вытянутой, округлой формы в

блеклой руде, размером от 5-10 до 170х50 мкм; 4. тонких прожилков (мощностью 1-5 мкм и длиной до 240 мкм) в агрегатах пирита в жиле и в призальбандовой зоне в лиственитах.

В составе золота от 6 до 30 мас.% Ag, в среднем 19 мас. % (37 точек анализа).

Методом РФА (ИГЕМ РАН) и ИСП-МС (ИПТМ РАН) был определен химический состав околожильных лиственитов (на контакте с жилой – 1/17), лиственитов на границе с зеленокаменными диабазами (2/17-1) и вмещающих пород (2/17-2) (табл.1,2).

От вмещающих пород к жиле уменьшается количество Na_2O, увеличивается – K_2O, CaO, MnO в меньшей степени - Al_2O_3 ,TiO_2, P_2O_5. Кремнезем, оксиды железа «вымываются» при образовании жилы, резко возрастает количество S. Из литофильных микроэлементов (табл. 2) незначительно увеличивается количество Be и Hf, Sc; заметно увеличивается – V, Rb, Sr, Y, U; и резко возрастают – Zr, W; уменьшается Cr, Cs; остальные литофильные элементы – Li, Nb, Ta имеют небольшую вариацию в количестве; содержание легких лантаноидов практически не меняются, тяжелых – увеличивается. Из сидерофильных элементов уменьшается количество Co, Ni, Mo, увеличивается Sn; из халькофильных – резко возрастает содержание Cu, умеренно – As, Ga Sb, Pb, Bi, Cd; уменьшается – Zn.

Увеличивается количество Au и Ag к околожильным лиственитам, в самой жиле содержание золота 92 г/т.

Таблица 1. Химический состав метасоматической колонки (главные компоненты, %, РФА)

№	ППП	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Fe_2O_3 общ.	P_2O_5	S общ.
1/17	19.39	0.15	4.88	11.50	37.1	3.91	11.48	1.77	0.662	8.12	0.16	0.76
2/17-1	14.66	2.25	4.63	10.19	44.95	2.28	8.23	1.26	0.192	11.08	0.10	0.07
2/17-2	12.82	2.17	5.20	10.21	46.97	1.91	7.29	1.36	0.165	11.69	0.11	<0.02

Таблица 2. Содержания микроэлементов в метасоматической колонке (ppm, ICP MS)

№	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y
1/17	6.5	1.2	41.3	367	31.7	20.7	31.6	66.4	31.2	16.5	3.2	117	201	12.5
2/17-1	5.2	0.61	37.4	277	149	30.4	85.4	7.9	56.2	11.5	1.4	85.6	149	6.4
2/17-2	7.4	0.73	40.5	280	104	31.3	52.9	8.6	81.4	11.0	0.58	77.2	115	6.0

Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
14.2	1.9	0.52	***0.19***	0.12	2.5	0.85	0.76	189	2.6	7.6	1.3	7.5	2.7	0.96	3.1
3.6	1.2	1.1	***0.094***	0.11	0.14	0.34	0.84	92.5	2.5	7.7	1.3	7.2	2.3	0.69	2.1
5.8	2.0	0.14	<по	0.072	0.45	0.30	1.0	78.5	2.6	8.3	1.4	7.9	2.5	0.72	2.1

Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Au	Tl	Pb	Bi	Th	U
0.45	2.6	0.49	1.3	0.18	1.2	0.21	0.48	0.26	14.3	***0.11***	0.35	4.6	0.39	0.17	0.32
0.25	1.4	0.24	0.70	0.10	0.80	0.17	0.21	0.15	1.1	<по	0.30	2.4	<по	0.16	0.018
0.25	1.5	0.24	0.69	0.095	0.77	0.19	0.37	0.26	0.44	<по	0.31	2.1	<по	0.19	0.034

Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.

Золоторудные месторождения. Т.1 (Европейская часть СССР). Ред. Бородаевская М.Б., Бородаевский Н.И. М.: ЦНИГРИ, 1984. 291с.

Метасоматизм и метасоматические породы. Ред. Жариков В.А, Русинов В.Л. М.: Научный мир, 1998. 492с.

Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. 208с.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала. Екатеринбург: ИГГ Уро РАН, 2009. 161с.

Геологические условия образования благороднометальной минерализации в Балыгычано-Сугойском прогибе

Соболев А.В.[1], Колова Е.Е.[1]

[1]*СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан asabler20111@mail.ru*

Балыгычано-Сугойский прогиб является уникальной геологической структурой, которая по насыщенности рудными объектами не имеет аналогов. Это дискордантная, линейная структура шириной до 50 км, протягивающаяся в северо-западном направлении вглубь континента на 270 км от верховьев р. Вилига (впадает в Охотское море) до среднего течения р. Колыма и расположенная между рек Балыгычан и Сугой (рис. 1). Прогиб приурочен к глубинному Омсукчанскому разлому трансрегионального характера (Умитбаев, 1986; Котляр и др., 2004; Кузнецов, Ливач, 2005; Нигай, 2016). Он состоит из двух конседиментационных мульд – Нягаинской на севере и Омсукчанской в южной части, заполненных терригенными (вулканогенными, осадочными, порой угленосными) толщами, залегающими с резким угловым и структурным несогласием на осадочных породах верхоянского комплекса (Кузнецов, Ливач, 2005; Геодинамика…, 2006). Мощность образований достигает 6 км. Здесь проявлен «экзотический» магматизм – ассоциация ультракалиевых риолитов с трахибазальтами, а так же наличие пикритов (Руб, 1970; Умитбаев, 1982; Кузнецов, Ливач, 2005). Вдоль западного борта впадины протягивается Кэнская лавовая полоса, сформированная крупными трещинными экструзивно-эффузивными комплексами пород кислого состава (Кузнецов, Ливач, 2005). По данным глубинной геофизики Балыгычано-Сугойский блок характеризуется отсутствием сейсмической расслоённости земной коры (Сурков и др., 2003). Перечисленные характеристики позволяют предполагать рифтогенную природу данной структуры (Умитбаев, 1986; Котляр и др., 2004).

В металлогеническом плане территория отвечает Омсукчанскому металлогеническому поясу (Геодинамика…, 2006). Здесь сочитаются вулканогенное золото-серебряное и серебряное оруденение раннемелового возраста, позднемеловое плутоногенное оловянное, вольфрамовое, медно-молибденовое и переходное вулканогенно-плутоногенное золото-теллуридное, олово-серебрянное, полисульфидное. Значимыми месторождениями Омсукчанского металлогенического пояса являются золото-серебро-полиметаллические –Дукат, Мечта, Тидит, Лунное, Арылах, Гольцовое, оловорудные – Невское, Галимовское, Труд, Джагын, золото-серебряное – Роговик, кроме того имеются проявления молибден-медно-порфировых руд – Порфировое, Оттох. Золото-серебряные (полиметаллические) месторождения рассматриваемой структуры характеризуются устойчивым кларковым соотношением Ag/Au 500-550 достигая 10000 (Константинов и др., 1998, 2003), вероятной причиной которого считается фазовое разделение флюида, при котором фазы приобретали различные окислительно-востановительные свойства (Петров и др., 2006).

Необходимость расширения минерально-сырьевой базы АО «Полиметалл» инициирует активное опоисковывание рудных объектов, расположенных в непосредственной близости от действующей ЗИФ в п. Омсукчан. В 2018 г поисковые работы проведены на Мяучанской площади, в пределах которой с 1980 г известно два золото-серебряных рудопроявления. С целью более точной оценки перспективности этих объектов проведен сравнительный анализ по основным параметрам с крупным (Дукат) и средними (Мечта, Тидит, Арылах, Лунное, Гольцовое) серебро-полиметаллическими и средним по ресурсам золото-серебрянным (Роговик) месторождениями Балыгычано-Сугойской структуры.

Месторождение Дукат приурочено к интрузивно-купольному поднятию, сформированного над невскрытым массивом лейкогранитоидов омсукчанского комплекса (Серебро…, 1989; Кузнецов, Ливач, 2005). Рудные тела представлены круто- и пологопадающими жильно-прожилковыми и прожилково-вкрапленными зонами кварцевого, кварц-адулярового, кварц-хлоритового, родохрозит-родонитового состава с сульфидой и благороднометальной минерализацией (Савва, 2018). Локализуются в ультракалиевых риолитах

аскольдинского комплекса, возраст которых определен как 130-134 млн. лет (Петров и др., 2006). При этом возраст оруденения по данным Rb-Sr изотопии предполагается 90-120 млн. лет (Петров и др., 2006), что корреспондирует с принятым возрастом формирования лейкогранитов Омсукчанского комплекса 99-105 млн.лет (Rb-Sr, K-Ar) (Котляр и др., 2004). Минеральный состав руд отличается большим разнообразием, установлено более 80 минералов (Савва, 2018; Серебро…, 1989; Филимонова, 2003). Наряду с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом широкое распространение имеют минералы серебра, в том числе в самородной форме (Савва, 2018).

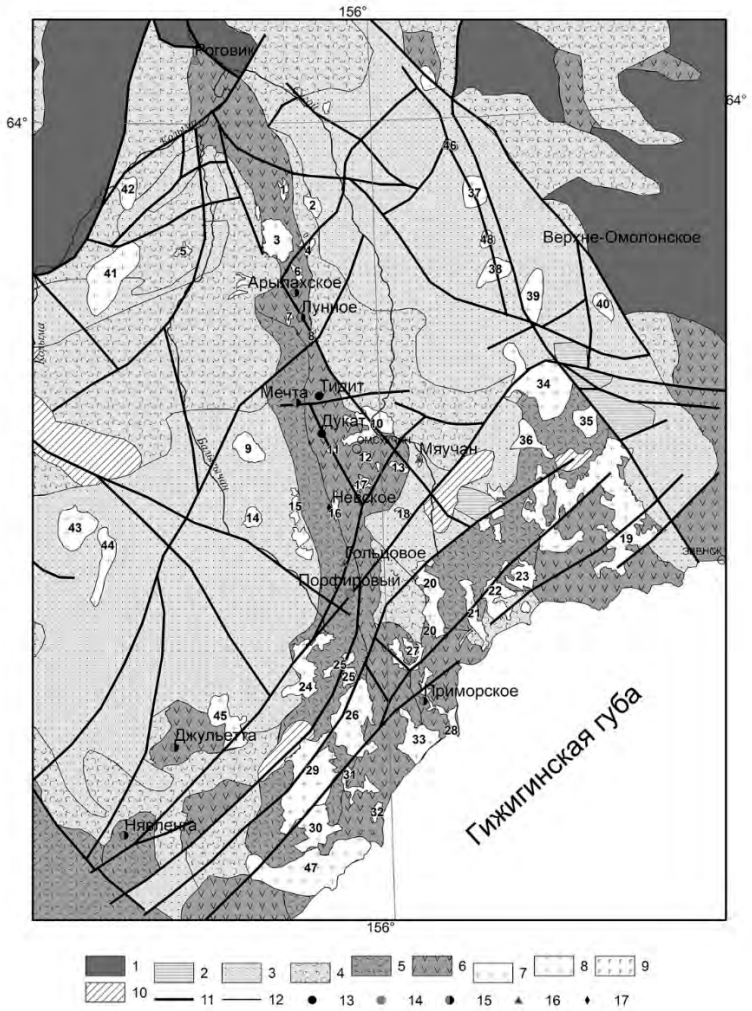


Рисунок 1. Геологическая схема Балыгычано-Сугойской зоны.

1 – палеозойские и архейские комплексы Омолонского массива и Приколымского поднятия; 2 – пермские осадочные образования с прослоями известняков; 3 – триасовые осадочные образования; 4 – юрские осадочные и вулканогенно-осадочные образования, вулканогенные материал среднего и основного состава; 5 – вулканиты кислого состава; 6 – вулканиты основного состава; 7-9 – интрузивные образования: 7 – гранит, гранодиоритового состава; 8 –диоритового состава; 9 –габбрового состава;10 – наложенные впадины палеоген-неогенового возраста; 11 – разломы; 12 – гидросеть; 13-17 – рудные объекты: 13 – серебряные, 14 – золотые, 15 – золото-серебряные, 16 – серебро-полиметаллические, 17 – оловянные. Цифрами на схеме обозначены интрузивные массивы: 1 – Право-Нягаинский, 2 – Марат, 3 – Егорлыкский, 4 – Кобзарь, 5 – Громада (сев.), 6 – Светлый, 7 – Арылахский, 8 – Громада (вост.), 9 – Кырчанский, 10 – Лево-Омсукчанский, 11 – Чапчинский, 13 – Лево-Мяучанский, 14 – О-Кейский, 15 – Маяк, 16 – Невский, 17 – Быстринский, 18 – Забытый, 19 – Таватумский, 20 – Вилигинский, 21, 22 – Осиновский, 23 – Хиндинский, 24-26 – Туманский, 27 – Аликский, 28 – Калалагинский, 29 – Туманский, 30, 32 – Учахонский, 31 – Анманныканский, 33 – Туркычаснкий ,34 – Верхне-Омолонский, 35 – Тенгкели, 36 – Няркинский, 37 – Незаметный, 38 – Хетагчанский, 39 – Хакырчанский, 40 – Мрачный, 41 – Куранахский, 42 – Толкуханский, 43 – Средне-Буюндинский, 44 – Глухарь, 45 – Синий, 46 – Плитук, 47 – Челкау, 48 – Хетагчанский.

Рудные тела месторождений Мечта, Тидит и Гольцовое размещаются в игнимбритах риолитов наяханской и шороховской свит возраст которых определен как 82-86 млн.лет (Петров и др., 2006), при этом Тидит и Гольцовое приурочены к периферии вулкано-интрузивных куполов, а Мечта к зоне трещиноватости меридионального направления. В связи с чем, строение рудных тел так же различно: для Тидита и Гольцового характерны пологозалегающие преимущественно сульфидные (сфалерит-галенитовые) жильные и прожилково-жильные тела, реже крутопадающие сульфидно-кварцевые жильно-прожилковые зоны, в рудном поле месторождения Мечта пологозалегающие рудные тела отсутствуют, а рудными телами являются крутопадающие кварц-хлорит-сульфидные жилы и прожилки выполнения. Минеральный состав руд у этих объектов схожий, а от руд Дуката его отличает отсутствием самородной формы серебра.

Рудные тела месторождений Арылах и Лунное локализуются в вулканогенно-осадочных и осадочных образованиях галимовской свиты (выделена из нижней подсвиты омсукчанской свиты). Оба объекта приурочены к Арылахской вулкано-тектонической депрессии. Рудные тела представлены крутопадающими жилами, жильно-прожилковыми зонами и минерализованными зонами дробления. Для Арылаха характерен лимонит-кварцевый, флюорит-сульфидно-кварцевый и сульфидно-хлорит-кварцевый состав руд, зачастую обладающих брекчивой текстурой. Для Лунного – кварц-карбонатный, кварц-адуляр-пиритовый, кварц-сульфидный и родонит-сульфидный состав и колломорфно-полосчатый текстуры. Для руд Арылаха наличие самородного серебра и золота не характерно (Савва, 2018). Для Лунного, напротив – 19 % золота встречается в самородной форме, а самородное серебро распространено широко (Савва, 2018) . Основными минералами концентраторами серебра на обоих объектах являются сульфосоли и сульфиды. Отличительная черта месторождения Арылах – значительная по мощности зона гиппергенеза (мощность до 300 м).

Золото-серебрянное месторождение Роговик расположено на замыкании Балыгычано-Сугойского прогиба в месте пересечения его региональным разломом субширотного простирания (Кузнецов, Ливач, 2005; Кравцова и др., 2015). Рудные тела представлены прожилково-жильными, прожилковыми и прожилково-вкрапленными зонами минерализации полого и крутопадающего залегания, кварцевого, кварц-адулярового, полевошпат-кварцевого, кварц-карбонатного и сульфидного состава. Они локализуются в вулканногенно-осадочной толще омсукчанской свиты сложенной преимущественно витрокластическими и пепловыми туфами и туфогенными брекчиями. Руды отличает сложный минеральный состав и крайне неравномерное распределение благородных металлов. Серебро распространено в виде сульфидов и селенидов, золото-серебрянных сплавов. Золото в самородной форме имеет низкую пробность. Отличительной особенностью самородного золота является постоянная примесь ртути до 2 % (Кравцова и др., 2015). Au:Ag отношение от 1:2 до 1:35.

Золото-серебрянные рудные проявления Мяучанской площади локализуются в субвулканическом теле гранит-порфиров, риолитов позднемелового возраста, прорывающего терригенные отложения карнийского и норийско-рэтского ярусов, расположенного в периферийной части вулканотектонической структуры. Рудные тела подобно месторождениям Гольцовый и Тидит представлены как крутопадающими, так и полого залегающими жильно-прожилковыми зонами сульфидно-кварцевого, флюорит-кварцевого состава. Так же как и для руд месторождения Арылах, для минерального состава руд Мяучанской группы наличие самородного серебра и золота не характерно. Основными концентраторами серебра, так же как и в рудах месторождений Гольцовое, Мечта, Тидит и Арылах являются серебросодержащие сульфиды.

Таким образом, проведя сравнительный анализ условий локализации, морфологии рудных тел, минерального состава основных рудных объектов Балыгычано-Сугойского прогиба можно отметить, что важный рудоконтролирующий фактор – структурный: наиболее перспективные объекты золото-серебро-полиметаллического типа, приурочены к перифериям вулкано-купольных структур, а благоприятные условия для образования богатых рудных тел достигаются в пологозалегающих зонах разуплотнения. Многоэтапность рудного процесса со значительным прогревом рудной системы на поздних этапах, приводит к дифференциации вещества с формированием самородных форм серебра. Исходя из этого, рассмотренные рудные объекты

Мяучанского рудного узла имеют признаки, указывающие на их перспективность, при этом ожидать наличия в рудах самородного серебра не стоит, но заслуживают внимания пологозалегающие рудные тела, поскольку именно они могут составить основную ресурсную базу этих объектов.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока Росии в 2 книгах / Под редакцией А. И. Ханчука. Владивосток : Дальнаука, 2006. 572 с.

Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. Якутск, ГУП НИП «Сахаполиграфиздат», 2003, 282 с.

Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное место- рождение Дукат. М., Недра, 1998, 203 с.

Котляр И. Н., Русакова Т. Б., Гагиева А. М. Буюндино-Сугойская рудоконцентрирующая площадь: уникальный металлогенический ареал Северо-Востока России //Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. №. 1. С. 3-19.

Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Павлова Л.А. Минералогия и состав, закономерности распроеделения и особенности формирования рудной минерализации золото-серебрянного месторождения Роговик (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2015. т. 56, № 10. С. 1739-1759.

Кузнецов В.М., Ливач А.Э. Строение т металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России: сборник научных трудов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 156–176.

Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / Вед. ред. С. Ф. Стружков. СПб: КФ ВСЕГЕИ, 1992. 140 с.

Нигай Е. В. Колымо-Охотский регион и его золотоносность // Региональные проблемы. 2016. Т. 19, № 4. С. 32–39.

Петров О. В., Михайлов Б. К., Шевченко В. В. и др. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60–76.

Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России / [науч.ред. А.А. Сидоров]; СВКНИИ ДВО РАН. М.: Издательство Триумф, 2018. 544 с.

Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.

Сидоров А.А., Горячев Н.А., Шпикерман В.И., Савва Н.Е., Еремин Р.А., Приставко В.А., Городинский М.Е., Бялобжеский С.Г. Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 107 с.

Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В., Рыжов О.Б., Шергина Ю.П. Новые данные по геологии и возрастному датированию золотых и серебряных жильных месторождений Омсукчанского района Охотско-Чукотского вулканического пояса // Колыма. 1994. № 9–10. С. 2–15.

Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М. : Научный мир, 2005. 320 с.

Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение,рудоносность, аналоги). М.: Наука, 1986.

Филимонова Л. Г., Трубкин Н. В., Бортников Н. С. Наночастицы рудных минералов в рассеянной многометальной минерализации Дукатского рудного района (Северо-Восток России) //Доклады Академии наук. 2003. Т. 392. №. 4. С. 521-525.

Антропогенные карбонаты как индикатор техногенного воздействия на гидросферу (на примере хвостохранилищ горнодобывающих предприятий)

Соктоев Б.Р.[1], Фархутдинов И.М.[2], Рихванов Л.П.[1]

[1]*ТПУ, г. Томск, bulatsoktoev@gmail.com*
[2]*БашГУ, г. Уфа*

Введение. Хвостохранилища горнодобывающих предприятий относятся к потенциальным источникам техногенного загрязнения компонентов природной среды (Белан, 2007; Биогеохимический …, 2017; Бортникова и др., 2006; Carbone et al., 2013; Azarova et al., 2019), поскольку в условиях свободного доступа кислорода происходит окисление складированных отходов и мощная трансформация минерального состава с интенсивным выносом водными растворами. Также в поверхностных условиях происходит ветровая эрозия и размывание вещества отходов. Все это сопровождается формированием кислых дренажных растворов (acid main drainage (AMD)) (Blowes et al., 2003) с высоким содержанием многих химических элементов. В результате формируются масштабные ореолы рассеяния, которые фиксируются абсолютно во всех компонентах природной среды, а также в организме человека.

Природные осадочные карбонатные отложения (известняки, травертины, сталактиты, сталагмиты, кораллы), широко применяются в науках о Земле для изучения различных геологических процессов (тектонической активизации, палеосейсмических и палеоклиматических событий). Изучение их химического (элементного и изотопного) состава позволяет реконструировать условия окружающей среды, при которых происходило формирование отложений (Pentecost, 2005; Fairchild, Treble, 2009; Tanner, 2010; Zhang et al., 2017).

В промышленных и бытовых условиях в нагревательной аппаратуре наблюдается формирование аналогичных карбонатных образований, которые известны как «накипь». Образующиеся отложения в большинстве случаев представлены карбонатами Ca, Mg, Fe.

В свою очередь, отложения, которые образуются в бытовых условиях в нагревательной аппаратуре (чайники, самовары, кастрюли), по нашему мнению, являются информативной средой для оценки миграции химических элементов, так как процесс кипячения является последней ступенью перед поступлением воды непосредственно в организм человека. Такого рода процессы, наблюдаемые в бытовых условиях, с точки зрения геохимии являются примером сочетания испарительного (класс F3, кислородный, нейтральный и слабощелочной, pH 6,5-8,5) и термодинамического (класс H3, кислородный, нейтральный и слабощелочной, pH 6,5-8,5) геохимических барьеров, по классификации А.И. Перельмана (Перельман, 1972). Элементами, концентрирующимися на таких барьерах, являются Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, I, Mg, Ca, Sr, S, Zn, Mo, U, V, Se, Ba, Pb.

Материалы и методы. Нами отобраны пробы антропогенных карбонатов в зоне влияния хвостохранилищ бывших и действующих горнодобывающих предприятий в следующих регионах: Алтайский и Забайкальский края, Кемеровская область, Республики Башкирия и Бурятия. Всего отобрано 56 проб.

Использованные аналитические методы были направлены на выявление элементного и минерального состава данных образований. Методы, использованные для определения концентраций химических элементов, включали: 1) инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА) (ТПУ); 2) масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) (ООО «ХАЦ «Плазма», Томск). Для установления форм нахождения химических элементов использовался широкий спектр аналитических методов: 1) порошковая рентгеновская дифрактометрия (ТПУ); 2) сканирующая электронная микроскопия (ТПУ).

Обработка данных включала статистическую обработку, расчет коэффициентов концентрации относительно фоновых показателей: кларка осадочных карбонатных пород (Григорьев, 2009) и накипи из вод оз. Байкал, полученной авторами.

Результаты и их обсуждение. Полученные данные позволяют говорить о высокой информативности антропогенных карбонатов как индикатора воздействия хвостохранилищ горнодобывающих предприятий. По результатам изучения можно выделить следующие особенности в элементном и минеральном составе

1. Анализ данных показывает, что элементный состав антропогенных карбонатов отражает в основном особенности металлогении территории и геохимический состав перерабатываемых руд. Проведенные исследования указывают, что на формирование элементного состава накипи большую роль оказывают общие металлогенические особенности территории расположения горнодобывающего предприятия. В условиях, когда руда транспортируется на существенные расстояния, особенности элементного состава антропогенных карбонатов обусловлены геохимическими особенностями перерабатываемой рудой.

2. Антропогенные карбонаты в районах воздействия хвостохранилищ горнодобывающих предприятий обогащены попутными химическими элементами, которые не представляли ценности для извлечения, поэтому они удалялись в хвостохранилища. При этом рудные элементы, которые извлекаются в технологических цепях, характеризуются пониженными концентрациями, в ряде случаев ниже фоновых значений. Это наблюдается даже в случаях, когда рудный элемент характеризуется повышенными концентрациями в других компонентах природной среды (почвы, мхи, лишайники, растительность, организм человека и т.д.)

3. Для проб антропогенных карбонатов в районах хвостохранилищ действующих горнодобывающих предприятий отмечено, что в них, как правило, концентрации большинства химических элементов ниже по сравнению с образцами накипи, отобранных в зоне воздействия уже закрытых горнодобывающих предприятий. Вероятнее всего, это обусловлено технологическими мероприятиями, применяемыми для минимизации экологического ущерба окружающей среде на действующих предприятиях. В то время как в районах размещения бывших ГОКов часто находятся нерекультивированные хвостохранилища, в которых происходит интенсивная ветровая и водная эрозия материала.

4. В антропогенных карбонатах в районах размещения хвостохранилищ горнодобывающих предприятий выявлены минеральные фазы, выявленные нами методами порошковой рентгеновской дифрактометрии и сканирующей электронной микроскопии. При этом такие фазы вероятно имеют как аутигенное, так и аллотигенное происхождение. Необходимо также отметить, что выявленные минеральные фазы часто представлены в виде соединений попутных химических элементов. В таких соединениях химические элементы формируют собственные минеральные фазы, а также входят изоморфно в структуру кристаллических решеток карбонатов (кальцита, арагонита), силикатов, сульфатов. Можно также предполагать, что химические элементы могут быть сорбированы в поверхностных дефектах минералов.

Заключение. Таким образом, полученные данные позволяют говорить о высокой информативности антропогенных карбонатов, формирующихся при кипячении, как индикатора техногенного воздействия. Данные результаты могут быть распространены в эколого-геохимических исследованиях других техногенных объектов.

Белан Л.Н. Геоэкологические основы прирлдно-техногенных экосистем горнорудных районов Башкортостана: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук. М., 2007. 50 с.

Биогеохимический мониторинг в районах хвостохранилищ горнодобывающих предприятий с учетом микробиологических факторов трансформации минеральных компонентов / Л.П. Рихванов и др. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2017. 437 с.

Бортникова С.Б. и др. Геохимия техногенных систем. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006. 169 с.

Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 382 с.

Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра. 1972. 288 с.

Azarova S.V. et al. Environmental problems of mining waste disposal sites in Russia // Reviews of Environmental Contamination and Toxicology, 2019. Vol. 247. pp. 59-84.

Blowes D.W. et al. The geochemistry of acid mine drainage // Treatise on Geochemistry / K. Turekian, H. Holland (eds.). Elsevier Science, 2003. Vol. 9. pp. 149-204.

Carbone C. et al. The role of AMD secondary minerals in controlling environmental pollution: Indications from bulk leching tests // Journal of Geochemical Exploration, 2013. Vol. 132. pp. 188-200.

Fairchild I.J., Treble P.C. Trace elements in speleothems as recorders of environmental change // Quaternary Science Reviews, 2009. Vol. 28. pp. 449-468.

Pentecost A. Travertine. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. 445 p.

Tanner L.H. Continental carbonates as indicators of paleoclimate // Developments in Sedimentology, 2010. Vol. 62. pp. 179-214.

Zhang K.-J. et al. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // Earth-Science Reviews, 2017. Vol. 167. pp. 27-46.

Состав и генезис реакционных кайм вокруг гранатов в неизмененном ксенолите деформированного перидотита из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная (Якутия, Россия)

Соловьев К.А.[1], Шарыгин И.С.[1, 2], Головин А.В.[1]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, kostyasolovyov54@gmail.com*
[2]*ИЗК СО РАН, г. Иркутск*

В ксенолитах мантийных пород повсеместно распространены реакционные каймы вокруг гранатов, называемые также келифитовыми каймами. Однако вопрос о генезисе таких кайм остается дискуссионным. Существует несколько взглядов на причины образования келифитовых кайм вокруг граната в ксенолитах из кимберлитов: 1) твердофазные реакции при декомпрессии во время подъема к поверхности с последующей гидратацией и привносом щелочей в результате реакции с флюидной фазой кимберлитовой магмы (Barton et al., 2003; Franz et al., 1996); 2) кимберлитовый метасоматоз, то есть реакция граната с кимберлитовым расплавом, проникавшим в ксенолиты (Шарыгин, 2014), 3) мантийный метасоматоз (Харькив и др., 1989; Егоров и др., 2004; Dawson, 1984), то есть взаимодействие с мантийными расплавами не связанными с кимберлитовым магматизмом.

В данной работе мы провели детальное минералогическое исследование келифитовых кайм на гранате из неизменённого ксенолита перидотита из трубки Удачная-Восточная с целью установить их генезис.

Трубка Удачная (~ 365 млн. лет.) расположена на севере Сибирского кратона и состоит из двух тел - западного и восточного (Sobolev et al., 1977). На глубине ниже 410 метров в трубке Удачная-Восточная были найдены уникальные свежие (без серпентина) кимберлиты, содержащие неизмененный оливин, магматические хлориды и щелочные карбонаты (Kamenetsky et al., 2012; Golovin et al., 2017). Ксенолиты мантийных пород также являются неизмененными (Golovin et al., 2017, 2018).

Исследованный ксенолит (образец № UV-3/05) представляет собой деформированный лерцолит с мозаично-порфирокластической структурой (Golovin et al., 2018). Породообразующие минералы представлены оливином (65%), ортопироксеном (13%), клинопироксеном (14%) и гранатом (8%) (Agashev et al., 2013). С использованием минеральной термобарометрии были оценены температуры (1352 °C) и давления (6.39 ГПа) залегания перидотита в мантии. Это соответствует глубинам ~ 200 км (Golovin et al., 2018). Гранаты образуют округлые зерна с ярко проявленной химической зональностью, размером до 4 мм. Все гранаты окружены келифитовой каймой. Зерна пересечены микрожилами схожие по петрографии и химическому составу с келифитом. Центр и край гранатов относится к лерцолитовому типу. От центра к краю зерна падает содержание Ca и Cr. В том же направление растет содержание Fe, Mg, Ti и Na. Причем Mg# снижается (Mg#=76.3-77.2 для края, Mg#=77.7-80.7 для центра). В краевой части зерна резко растет содержание Al.

Келифит состоит из крайне мелких минеральных фаз (0.5-10 мкм).

Для определения состава минералов размером менее 6 мкм использовался электронный микроскоп с ЭДС (10 кеВ и 1.5 нА); для фаз > 6 мкм использовался рентгеноспектральный микроанализ (15 кеВ и 50 нА). Подтверждение минералов проводилось с использованием КР-спектроскопии. Валовый состав келифитовых зон изучался методом площадного анализа на электронном микроскопе с ЭДС.

Келифит и микрожилы в гранате состоят из 5 супергрупп минералов: пироксен, шпинель, амфибол, слюда, гранат и оливин. Пироксен представлен как ортопироксном (энстатит с Mg#=79.2-86.1), так и клинопироксеном (авгит и диопсид с Mg#=78.8-85.2%). Шпинель представлена твердым раствором шпинели и хромита (Mg# изменяется от 68.0 при Cr#=8 до 37.2 при Cr#=61). Амфибол относится к Ca-подгруппе, которая представлена паргаситом и саданагаитом. Гранат в келифите более магнезиальный (Mg#=76.6-78.3%), чем край граната, вокруг которого образовался келифит, в остальном он идентичен по составу. Оливин более

железистый (Mg# =82.8-87.6), чем оливин в породе (Mg#=87.5). Слюда попадает в группу флогопита (Mg#=85-87.3). Доля амфибола и флогопита в келифите растет по мере того, как гранат, вокруг которого рассматривается келифит, ближе к границе ксенолита и кимберлита.

Келифит сложен из трех Зон. Зона 1 наиболее близкая к гранату сложена симплекститом субмикронных зерен шпинели, ортопироксена, клинопироксена и амфибола. Все зерна расположены под прямым углом к поверхности граната. В непосредственной близости от граната, Зона 1 сложена только пироксеном или амфиболом (в зависимости от положения зерна граната в ксенолите) с размером зерен 1-3 мкм. Ширина Зоны до 40 мкм. Зона 2 образована тесными срастаниями мелких зерен шпинели (до 5 мкм) и удлиненных зерен амфибола и пироксена (до 10 мкм). Ширина Зоны меняется от 15 до 80 мкм. Зона 3 представлена агрегатом изометричных зерен амфибола (до 30 мкм), крупных идиоморфных зерен шпинели (до 35 мкм) и флогопита (до 70 мкм). Флогопит слагает внешнюю часть Зоны 3. Амфибол и флогопит в некоторых случаях реагируют с породообразующими минералами.

Микрожилы рассекают все три зоны и проходят через гранат, причем флогопит не пересекается микрожилами. Они сложены агрегатам похожими на келифит: края жил сложены мелкозернистым симплекститом удлиненных зерен (1-10 мкм) шпинели, пироксена и амфибола, перпендикулярных к границе с гранатом. Центр жил сложен из крупных зерен (до 25 мкм) шпинели, пироксена, амфибола и оливина. Флогопита в жилах не отмечено.

Минералы слагающие келифит крайне неоднородны по составу в границах одного зерна. Далее химический состав дан в весовых процентах.

В пироксенах отмечается высокое содержание Al (4.1- 11.4 для клинопироксена и 4.4-10.3 для ортопироксена) и Cr (0.4-2.6 для клинопиросена и 0.4-2.4 для ортопироксена). Отмечается обратная корреляция между Mg# и Al, Cr, Ti и Na и прямая с Ca. Mg# в пироксенах растет от Зоны 1 к Зоне 2 и от Зоны 2 к микрожилам. Соответственно пироксены в микрожилах наиболее магнезиальные. Остальные параметры меняются в соответствии с корреляциями.

Амфиболы из разных Зон возможно разделить по содержанию K, которое растет от Зоны 1 к Зоне 3 и жильным амфиболам (от 0.4 до 1.4). Амфиболы характеризуются высокими содержаниями Ti (1.0-4.8) и Cr (0,5-3.9). ^{C}Al и ^{A}K, Mg# и ^{C}Ti прямо коррелированы. Жильные амфиболы идентичны по составу амфиболам Зоны 3.

Шпинель обладает резкой зональностью и сильными изменениями в составе. Cr# и Mg# изменяется как в рамках зерен, так и в рамках келифита в целом. Центр сложен высоко-Cr шпинель, в то время как край высоко-Al шпинелью. В целом, шпинели Зоны 3 и жил обладают более высоким значением Cr# по сравнению с Зоной 1 и 2. Содержания Mn и Ti сравнимы с ошибкой.

По результатам химических анализов, зерна флогопита неоднородные по химическому составу. Mg# и Na, Cr обратно коррелированы, тогда как Mg# и K прямо коррелированы. Содержание Al прямо коррелировано с Mg#.

Валовый состав Зон келифита показывает, что от Зоны 1 к Зоне 3 растет содержание K_2O, Na_2O, MgO и падает содержание FeO, Cr_2O_3, Al_2O_3, SiO_2. Причем содержание Cr_2O_3 падает быстрее Al_2O_3. Зоны 1 и 2 достаточно близки по составу к составу краевых частей граната, вокруг которого развит келифит и гранатам в келифите. Зона 3 значительно отличается по составу от других Зон, в связи с большим содержанием K и Na и низким SiO_2.

Рассмотрение приведенной информации позволяет заключить, что келифит формировался в открытой системе в постоянно меняющихся P-T-X условиях, что выражается в широком диапазоне вариаций химического состава минералов и их зональности, а также присутствие флогопита и амфибола, для образования, которых необходим привнос K, Na и H_2O. Присутствие амфибола и флогопита, таким образом, свидетельствует о том, что образование келифита происходило в присутствие расплава или флюида. Минеральная ассоциация, развитая вдоль трещин в гранате, идентична келифитовым каймам. Так как образование трещин в гранате перидотита вероятнее всего происходило вследствие декомпрессионного растрескивание при подъеме к поверхности, сделан вывод, что келифит формировался после того, как перидотит попал в кимберлитовую магму. Об образование келифита во время выноса перидотита к поверхности кимберлитовым расплавом также свидетельствует максимально возможное давления существования паргасита (4 ГПа) (Mandler et al., 2016). Наиболее предпочтительной

моделью образования келифита, по нашему мнению, является реакция граната с кимберлитовым расплавом, проникавшим в перидотит во время подъема к поверхности. При этом оливин, ортопироксен и клинопироксен, окружающие гранат, также могли принимать участие в образовании келифита, однако реакция происходила посредством миграции компонентов через расплавную фазу. Большее содержание амфибола и флогопита в келифите вокруг гранатов, которые расположены ближе к границе ксенолита, объясняется увеличением активности H_2O, K и Na от центра ксенолита к его краю.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-77-10062).

Егоров К. Н., Соловьева Л. В., Симакин С. Г. Мегакристаллический катаклазированный лерцолит из трубки Удачная: минералогия, геохимические особенности, генезис // Доклады Академии Наук. 2004. Т. 397. № 1. С. 88-92.

Харькив А. Д., Вишневский А. А. Особенности келифитизации граната из ксенолитов глубинных пород в кимберлитах // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1989. Т. 118. № 4. С. 27-37.

Шарыгин И.С. Акцессорные минералы ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): происхождение и петрогенетическое значение // Диссертация на соискание ученой степени к.г-м.н., на правах рукописи. ИГМ СО РАН, Новосибирск, 2004. 240 с.

Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. V. 160. P. 201-215.

Barton J. M., Gerya T. V. Mylonitization and decomposition of garnet: Evidence for rapid deformation and entrainment of mantle garnet-harzburgite by kimberlite magma, K1 Pipe, Venetia Mine, South Africa // South African Journal of Geology. 2003. V. 106. № 2-3. P. 231-246.

Dawson J. B. Contrasting types of upper mantle metasomatism // Kimberlites, II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships / Kornprobst J. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 289-294.

Franz L., Brey G.P., Okrusch M. Reequilibration of ultramafic xenoliths from Namibia by metasomatic processes at the mantle boundary // Journal of Geology. 1996. V. 104. № 5. P. 599-615.

Golovin A.V., Sharygin I.S, Korsakov A.V. Origin of alkaline carbonates in kimberlites of the Siberian craton: Evidence from melt inclusions in mantle olivine of the Udachnaya-East pipe // Chemical Geology. 2017. V. 455. P. 357-375.

Golovin A.V., Sharygin I.S., Kamenetsky V.S., Korsakov A.V., Yaxley G.M. Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 261-274.

Kamenetsky V. S., Kamenetsky M. B., Sharygin V. V., Faure K., Golovin A. V. Chloride and carbonate immiscible liquids at the closure of the kimberlite magma evolution (Udachnaya-East kimberlite, Siberia) // Chemical Geology. 2007. V. 237. № 3-4. P. 384-400.

Mandler B. E., Grove T. L. Controls on the stability and composition of amphibole in the Earth's mantle //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2016. V. 171. №. 8-9. P. 68.

Sobolev, N.V.; Brown, D.A. Deep-Seated Inclusions in Kimberlites and the Problem of the Composition of the Upper Mantle. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1977. 279 p.

Минеральные включения в природных стеклах как индикаторы условий их генезиса

Соловьева А. Д.[1], Золотарев А. А.[1], Пономарева Н. И.[1], Бочаров В. Н.[2]

[1]*Институт Наук о Земле СПбГУ, г. Санкт-Петербург, annasolovjova72@gmail.com*
[2]*РЦ Геомодель, Научный Парк СПбГУ, г. Санкт-Петербург*

По условиям образования среди природных стекол выделяют различные типы: вулканические, интрузивные, импактные, контактово-метаморфические, тектиты и фульгуриты (Богатиков, 1987), некоторые из них имеют спорный генезис. Например, на происхождение ливийского стекла существуют две точки зрения, одни авторы считают его вулканическим (Koeberl, 1997), другие доказывают его импактный генезис (Brugge, 2006). Обсидианы и другие природные стекла широко используются как материал для ювелирных изделий и предметов декоративно-прикладного искусства.

Настоящая работа посвящена изучению особенностей химического состава и свойств вулканических природных стекол и тектитов, а также минеральных включений в них с целью определения условий их образования, с одной стороны, и выявления их диагностических признаков, как объектов геммологии, – с другой.

Объектами настоящего исследования являются влтавит – тектит из Южной Чехии, ливийское стекло с юго-запада Великого Песчаного Моря на границе Египта и Ливии, генезис которого является предметом дискуссий, макузанит – кислое вулканическое стекло из толщ игнимбритов провинции Карабайя, Пуно (Перу) (первоначально предполагалось, что это тектит) и несколько разновидностей обсидианов: мексиканские – черный и радужный, армянский, а также прозрачный обсидиан черного, темно-серого цвета, известный под названием «Слезы Апачей», США.

Изучение химического состава природных стекол проведено на электронном микроскопе Hitachi TM 3000 Quanta в РЦ Микроскопии и микроанализа. Исследования состава включений проводились на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N и на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800 при 10- и 50-кратном увеличении объектива. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000-100 см$^{-1}$. Время накопления данных от 2 до 10 сек. с количеством повторов от 2 до 15. Показатель преломления определялся методом рефрактометрии, а плотность – методом гидростатического взвешивания.

Влтавит (влтавин, молдавит, млдавит) имеет зеленый, коричневато-зеленый цвет с поверхностью, подвергнутой химической коррозии. Содержание SiO_2 составляет 79-82 масс. %; показатель преломления – 1,455-1,460; плотность 2,40 г/см^3. Размер включений в стекле варьирует от 10 до 30 мкм. Форма их, в основном, шарообразная, либо округлая. Среди минеральных включений нами были диагностированы кристобалит и муассанит (последний, возможно, мог быть привнесен в процессе изготовления пластинки для исследования). Особый интерес представляет округлое включение, размерами около 10 мкм. Отсутствие схожего спектра в базе данных RRUFF и рамановского спектрометра Horiba LabRam HR800 не позволило точно идентифицировать эту фазу. Самый интенсивный пик рамановского спектра данной фазы совпадает с аналогичным пиком спектра алмаза в области 1300 см$^{-1}$, но также имеет и отличия – «плечо» в районе 1500 см$^{-1}$, которое в спектре алмаза отсутствует, поэтому мы полагаем, что это одна из модификаций углерода, возможно, аморфный углерод или лонсдейлит.

Ливийское стекло (LDG – Libyan Desert Glass) светло-желтого, зеленовато-желтого и медово-желтого цвета отличается очень высоким содержанием кремнезема (SiO_2 – более 98 масс. %), показатель преломления – 1,49, плотность 2,24 г/см^3. Минеральные микровключения в ливийском стекле по своим размерам (от 25 мкм до 1 мм), форме и составу сходны с таковыми во влтавите. Нами диагностированы: кристобалит, оксид титана (предположительно, анатаз) и округлая фаза (размеры около 1 мм), рамановский спектр которой аналогичен модификация углерода, обнаруженной во влтавите. Наличие этой фазы в ливийском стекле является, как нам представляется, дополнительным аргументом, позволяющим отнести его к тектитам.

Вулканическое стекло из Перу – макузанит – имеет бледный желтовато-зеленый цвет, показатель преломления – 1,48; плотность – 2,37 г/см^3; содержание SiO_2 в нем составляет 75-77 масс. %. В составе этого стекла были диагностированы микровключения андалузита и силлиманита, а также, в небольшом количестве, кордиерит и ставролит (Cheilletz и др., 1992; Craig и др., 2010). Наши исследования показали присутствие более широкого набора минеральных включений в этом стекле. Они характеризуются неравномерным распределением, разнообразной формой (призматические, игольчатые, шарообразные) и широкими вариациями размера – от 50 мкм до 1 мм. Среди минеральных включений, кроме андалузита и силлиманита, нами были диагностированы: санидин, ортоклаз, анортоклаз, олигоклаз, циркон, монацит, феррохолмквистит, церианит, молибденит, рутил. Эти разнообразные минеральные включения, вероятно, были захвачены из вмещающих метаморфических и метасоматических пород, что подтверждает вулканическое происхождение макузанита, с одной стороны и его уникальность – с другой.

Мексиканские обсидианы – черного цвета, непрозрачные. Радужный обсидиан обладает иризацией. Показатели преломления – 1,49; плотность – 2,36 г/см^3; содержание SiO_2 в черном обсидиане составляет 69-77 масс. %, в радужном – 78-79 масс. %. Размер включений в данных вулканических стеклах варьирует от 10 до 20 микрон. Их формы, в основном, округлые, призматические и игольчатые. Среди минеральных включений нами были диагностированы койотеит, авгит и теллуровисмутит в черном обсидиане и анортоклаз в радужном. Также, встречающиеся в двух разновидностях, срастания, «конгломераты» магнетита и ферросилита.

Армянский обсидиан – разновидность обсидиана с зональной окраской. Черные полосы чередуются с красно-бурыми, их расположение указывает направление течения лавы. Содержание SiO_2 в стекле составляет 77-78 масс. %. Показатель преломления – 1,49, плотность 2,37 г/см^3. Минеральные включения имеют разнообразные формы, в большинстве, призматические, их размеры колеблются в диапазоне 20-40 мкм. В обсидиане из Армении были идентифицированы срастания магнетита и ферросилита, аналогичные с мексиканскими образцами. Также были диагностированы гематит и апатит.

Обсидиан «Слезы Апачей» представляет собой черное, темно-серое прозрачное стекло с вариацией содержания SiO_2 – 68-80 масс. %, показателем преломления 1,47 и плотностью 2,34 г/см^3. Установлены включения олигоклаза призматической формы размерами около 20 мкм.

Таким образом, стекла разного генезиса отличаются по химическому составу, свойствам и набору установленных в них микровключений. Минеральные включения в природных стеклах, с одной стороны, являются важными индикаторами условий их образования, а с другой – позволяют идентифицировать их в ювелирных изделиях.

Богатиков О. А., Борсук А. М.. Природные стекла – индикаторы геологических процессов, М. Наука, 1987.

Norbert Brugge. The non-impact origin of the Libyan Desert Glass (LDG) – an unique opaline glass of volcanic origin (hyalite group). 2006.

Alain Cheilletz, Alan H. Clark, Edward Farrar, Guido Arroyo Pauca, Michel Pichavant, Hamish A. Sandeman. Volcano-stratigraphy and 40Ar/39Ar geochronology of the Macusani ignimbrite field: monitor of the Miocene geodynamic evolution of the Andes of southeast Peru. Tectonophysics. Andean geodynamics. 1992.

Nathan Craig, Robert J. Speakman, Rachel S. Popelka-Filcoff, Mark Aldenderfer, Luis Flores Blanco, Margaret Brown Vega, Michael D. Glascock, Charles Stanish. Macusani obsidian from southern Peru: A characterization of its elemental composition with a demonstration of its ancient use. Journal of Archaeological Science. 2010.

Christian Koeberl. Libyan Desert Glass: geochemical composition and origin. Proceedings of the «Silica 96» Meeting. 1997.

Основание нижнего рифея в пределах Южного Урала и Волго-Уральской области.

Солодова С.А.[1]

[1]*Башкирский государственный университет, г. Уфа, solodowa.sveta2010@yandex.ru*

Рифей – это крупное хроностратиграфическое подразделение Общей шкалы докембрия России. Впервые его выделил Н.С. Шатский в 1945 г и предложил в качестве стратотипа разрезы западного склона Южного Урала. Позднее было выявлено, что страторегион рифея – Башкирский мегантиклинорий (БМА).

Основание нижнего рифея на Южном Урале представлено отложениями айской свиты (Тараташский антиклинорий) и большеинзерской (Ямантауский антиклинорий), а в сопредельной части Волго-Уральской области (ВУО) – норкинской. Свиты являются возрастными аналогами друг друга.

Проблемы стратиграфической корреляции терригенных толщ названных свит в пределах разрозненных структур являются дискуссионными. Актуальность исследований толщ рифея обусловлена тем, что в подобных образованиях затруднено использование биостратиграфических и изотопно-геохронологических методов. Наиболее надежное использование геохронологии связано с вулканогенными горными породами. Так, в песчаниках айской свиты присутствуют обломки базальтов, их датирование U-Pb методом SHRIMP позволило уточнить возраст нижней границы рифея Уральского стратотипа (1800 млн. лет) (Пучков и др., 2017). Также базальты присутствуют и в норкинской свиты ВУО (вскрыты скважиной 203 Мензелино-Актанышской), их возраст требует уточнения.

Для решения задач корреляции использован минералогический метод исследования проб-протолочек, выделенных из песчаников. С помощью типоморфных признаков акцессорных минералов были предположены возможные источники сноса рассматриваемых осадков. Изучение проводилось с помощью бинокулярного микроскопа и сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N.

Айская свита

Айская свита нижнего рифея (RF_1ai) сложена наиболее древними осадочными породами на Южном Урале. Впервые свиту выделил М.И. Гарань в 1939 г и расчленил (снизу-вверх) на навышскую, липовскую, чудинскую, кисеганскую и сунгурскую подсвиты (Гарань, 1969). Позднее было предложено следующее деление на подсвиты: нижняя (навышская – RF_1ai_1), которая объединила навышскую и липовскую, средняя (чудинская – RF_1ai_2) и верхняя (кисеганская – RF_1ai_3), которая включила кисеганскую и сунгурскую (Козлов и др., 1989). Расчленение отражено в Стратиграфических схемах докембрия Урала (Стратиграфические схемы, 1993) и принято в данной работе.

Отложения айской свиты распространены на севере Башкирского мегантиклинория в пределах Тараташского антиклинория, слагая крылья Тараташской антиклинали и Липовскую антиклиналь. Наибольший интерес для изучения представляет базальная часть айской свиты – навышская подсвита.

В Тараташской антиклинали подсвита расчленена на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя (терригенная) толща представлена полимиктовыми конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками с редкой галькой. Верхняя (вулканогенно-осадочная) подсвита представлена пестроцветными (преимущественно красноцветными) полимиктовыми, кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, субаркозовыми, аркозовыми песчаниками и алевролитами, а также гравелитами и конгломератами, переслаивающимися между собой покровами разнообразных по составу и текстурно-структурным особенностям трахибазальтов (Козлов и др., 1989). В сводовой части Липовской антиклинали обнажены лишь самые верхние части подсвиты, состоящие из аркозовых песчаников и гравелитов. Вулканогенный материал в этих отложениях отсутствует. Ранее они относились к липовской подсвите (Гарань, 1969), а сейчас рассматриваются в ранге толщи в составе навышской подсвиты (Козлов, 1989).

Ниже в таблице приведена сравнительная характеристика типоморфных признаков акцессорных минералов.

Таблица 1. Типоморфные признаки акцессорных минералов айской свиты

Акцессорные минералы	Типоморфные признаки	
	Тараташская антиклиналь	Липовская антиклиналь
Циркон	Преимущественно бледно-розовые, прозрачные кристаллы. Реже темно-розовые окатанные зерна. Размеры: от 0,168×0,28 до 0,05×0,025 мм.	Преимущественно окатанные зерна округлой формы, встречаются призмы со сглаженными гранями. Цвет темно-розовый, розовый. Размер зерен варьирует 0,14×0,05 мм.
Турмалин	Кристаллы светло-зеленого цвета, встречаются темные разности. Средний размер 0,14×0,28 мм.	Обломки окатанных зерен от светло до темно-бурых, иногда с коричневатым оттенком, единично с голубоватым и зеленоватым. Размер от 0,225×0,125 до 0,18×0,05
Рутил	Удлиненной или неправильной, агрегатной формы. Красного, буровато-, светло-желтого цвета. Средний размер 0,25×0,05 мм.	Окатанные (преобладают) и полуокатанные зерна, удлиненной или неправильной формы. Красного, буровато-, светло-желтого цвета. Средний размер 0,25×0,15 мм.
Апатит	Преобладают окатанные зерна, меньше кристаллы. Бесцветные. Средний размер 0,20×0,15 мм.	Угловатые, угловато-окатанные, реже призмы. Бесцветные. Средний размер 0,125×0,05 мм.

Исходя из состава и типоморфных признаков акцессорных минералов для разрозненных структур существовали разные источники сноса. На Тараташскую антиклиналь значительное влияние оказали вулканогенные потоки, что подтверждается наличием кристаллов циркона магматического облика. Для Липовской антиклинали источником сноса мог послужить Тараташский метаморфический комплекс, для которого характерны окатанные темно-розовые зерна циркона.

Большеинзерская свита

Большеинзерская свита впервые была установлена в 1937 г Ивановым А.И. (Иванов, 1937). Она распространена в сводовой части Ямантауского антиклинория. Нижняя граница большеинзерской свиты не вскрыта эрозией (Иванов, 1937). Свита сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, в подчиненном количестве – доломиты, известянки, углеродисто-глинистые сланцы, отмечаются прослои гравелитов и разногалечных конгломератов.

В.И. Козловым свита расчленена на 3 подсвиты. Нижняя –серые и светло-серые, средне- и мелкозернистые кварцевые песчаники, чередующиеся с алевролитами, известняками, доломитами, углеродисто-глинистыми сланцами. Средняя – неравномерно зернистые песчаники. Наблюдаются переходы от мономинеральных кварцевых до субаркозовых разностей, углеродисто-глинистые и кварцевые алевролиты. Верхняя – переслаивание субаркозовых и полевошпат-кварцевых песчаников и алевролитов, доломитов, известняков.

Типоморфные особенности акцессорных минералов:

Циркон – преимущественно розовые с лиловым и малиновым оттенком окатанные зерна. Реже бледно-розовые призмы цирконового облика. Размер зерен: 0,26×0,15 мм, 0,3×0,3 мм.

Турмалин – преобладают обломки окатанных и полуокатанных зерен и редко призмы с зубчатыми окончаниями. Цвет – темно-бурый и бурый с коричневатым или зеленоватым оттенками. Размеры 0,15×0,1 мм, 0,2×0,125 мм.

Рутил – полуокатанные обломки, уплощенной, иногда удлиненной или неправильной формы, редко призмы. Цвет – красный, оранжево-красный. Размер зерен: 0,20×0,15, 0,325×0,1.

Вероятно, источником сноса для отложений большеинзерской свиты является также Тараташский метаморфический комплекс, так как цирконы близки по типоморфным признакам.

Норкинская свита

Нижний рифей в пределах Волго-Уральской области представлен кырпинской серией, в которой выделены: сарапульская подсерия (сигаевская, костинская свиты), прикамская подсерия (норкинская, ротковская и минаевская свиты), орьебашская подсерия (калтасинская и кабаковская свиты). Возрастным аналогом для айской и большеинзерской свит является норкинская свита. Впервые ее выделил Морозов С.Г.

Наиболее мощные отложения (608 м) норкинской свиты вскрыты скважиной 203 Мензелино-Актанышской на северо-востоке республики Татарстан, разрез представлен полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов, а также базальтами. Разрез предложен в качестве парастратотипа норкинской свиты (Козлов и др., 1995).

На территории республики Башкортостан эти отложения вскрыты в 2001 году 50 Новоурнякской скважиной. На основе коллекции ИГ УФИЦ РАН были изучены минералогические пробы-протолочки (5 шт) песчаников. Акцессорные минералы имеют следующие особенности:

Циркон – окатанные и эллипсоидальные зерна бледно-розовой, почти бесцветной окраски. Размеры – 0,07×0,07 до 0,2×0,25 мм.

Турмалин – окатанные зерна округлой формы, редко кристаллы, иногда с занозистыми окончаниями и грубой вертикальной решеткой на гранях. На окатанных зернах турмалина отмечается ямчатая поверхность – следы абразии. Цвет – темно-бурый, коричневый, зеленый, единично – синий. Размеры от 0,1×0,1 до 0,25×0,5 мм, редко 0,35×1 мм

Апатит – угловатые обломки неправильной формы, округлые и эллипсоидальные зерна. Бесцветной и оранжево-красной окраски. Размер – 0,1×0,1 до 0,2×0,25 мм и 0,3×0,3 мм.

Рутил – окатанные зерна удлиненной и уплощенной формы темно-бурого и черного (ильмено-рутил) цвета. Размеры от 0,07×0,1 до 0,1×0,25 мм.

Цирконовая кластика норкинской свиты совершенно отличается от айской и большеинзерской. Исследователи предполагают, что для формирования осадков авлакогенов Русской плиты и рифтогенных структур Южного Урала существовали разные источники сноса (Сергеева, 1999).

Для реконструкции состава материнских пород областей размыва и условий формирования проведено литолого-петрографического исследование пород в шлифах. Петрографические исследования (20 шлифов) выполнено с использованием поляризационного микроскопа МИН-8. По полученным данным построены типизационные треугольные QFL-диаграммы: классификационная и диагностические.

На классификационной QFL-диаграмме (Шутов, 1967) во всех четырех разрезах песчаники состоят, в основном, из кварца, а обломки пород и полевой шпат имеют подчиненное значение (рис. 1А). Песчаники норкинской, большеинзерской и верхней части айской свит довольно близки по составу (полевошпат-кварцевые, грауваковые аркозы, мезомиктовые кварцевые), за исключением мезомиктовых кварцевых песчаников вулканогенно-осадочной части айской свиты (обн. 4). Здесь предполагается дополнительный источник. Эти данные хорошо подтвердились типоморфными различиями циркона.

Для определения обстановок осадконакопления навышских песчаников использованы диагностические треугольные диаграммы (Dickinson et al., 1979; Yerino&Maynard, 1984) (рис. 1Б, 1В). Песчаники из норкинской (обн. 1) и большеинзерской (обн. 2) свит и верхней части айской свит (обн. 3) по источникам питания распределились в континентальном блоке, включающем внутреннюю часть кратона и переходно-континентальную, что не противоречит геологическим представлениям. Песчаники вулканогенно-осадочной части айской свиты (обн. 4) на диаграмме 2Б попадают в поле орогенической области, а согласно диаграмме 2В – рифтогенную область, то есть совершенно противоположные процессы. Согласно современным геотектоническим взглядам айское время ознаменовано образованием навышского рифта, с которого начинается крупный тектонический цикл (Пучков, 2010).

Таким образом, по данным литолого-петрографического состава песчаники норкинской, большеинзерской и верхней части айской свит хорошо сопоставляются, что говорит о правомерности корреляции отложений. А песчаники вулканогенно-осадочной части айской

свиты (обн. 4), имея своеобразный петрографический состав, значительно отличаются от названных выше, что связано с образованием навышского рифта.

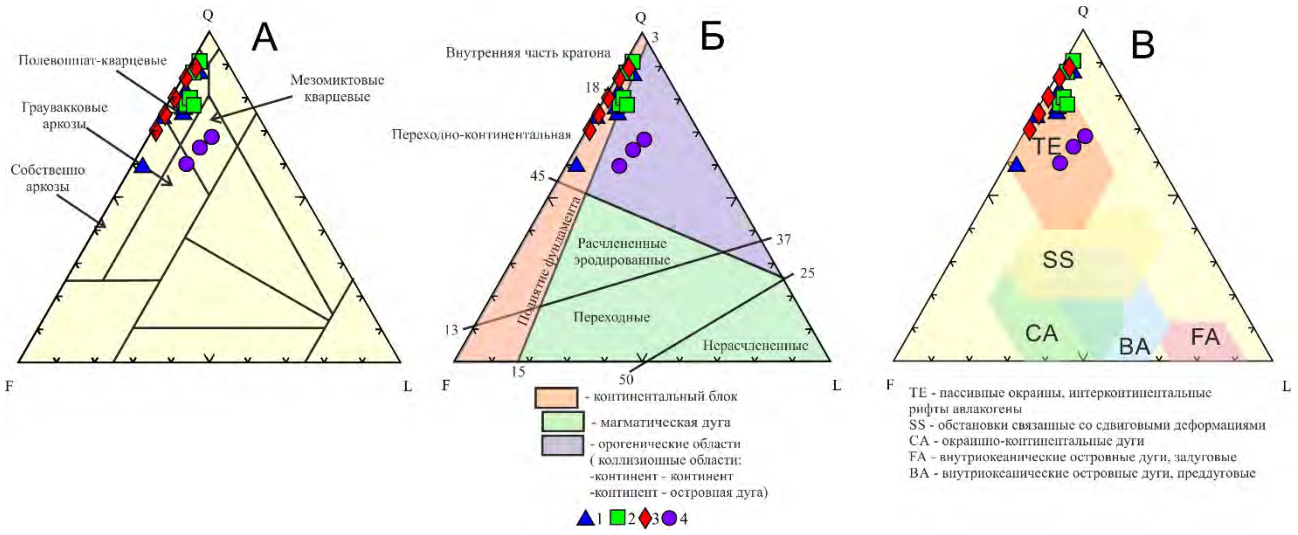


Рисунок 1. Положение фигуративных точек на QFL-диаграммах песчаников основания нижнего рифея: (А) (Шутов, 1967), (Б) (Dickinson, Suczek, 1979) и (В) (Yerino and Maynard, 1984).

1 – норкинская свита (обн. 1), 2 – большеинзерская свита (обн 2), 2 – верхняя часть айской свиты (обн. 3), 4 – вулканогенно-осадочная (нижняя) часть айской свиты (обн. 4).

Для отложений большеинзерской, верхней части айской свит характерны темно-розовый, малиново-красные хорошо окатанные (рециклированные) цирконы. Такие цирконы отмечаются многими исследователями в Тараташском метаморфическом комплексе ($AR\text{-}PR_1$), который и рассматривается, как основной источник сноса и область размыва для айской и большеинзесркой свит. В нижней части айской свиты навышской подсвиты присутствует вышеописанный тип циркона, но есть и цирконы магматического типа (бледно-розовые кристаллы). Это говорит о существовании дополнительного источника сноса, связанного с развитием навышского рифта. Хорошая сохранность кристаллов свидетельствуют о недалеком переносе и существовании местного источника сноса для песчаников навышской подсвиты. Для норкинской свиты, вероятно, присутствовал собственный источник сноса, связанный с формированием Русской плиты.

Результаты литолого-минералогических исследований «немых» терригенных пород докембрия позволяют проводить не только корреляцию разобщенных разрезов, но и сделать реконструкцию условий формирования и источника вещества.

Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ларионов, Н.Н. Михайлов П.Н., Баранов В.В. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. 218 с.

Гарань М.И. Нижний и средний докембрий // Геология СССР. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Т. 12. Ч.1. Кн. 1. М.: Недра. 1969. С. 64–149.

Иванов А.И. К стратиграфии и древнему орогенезу древних свит западного склона Южного Урала // Тр. Башкир. геол. треста. 1937. Вып. 7. С. 2-28.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ларионов Н.Н., Маслов А.В., Сергеева Н.Д., Бибикова Е.В., Генина Л.А., Ронкин Ю.Л. Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 240 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А., Аржавитина М.Ю., Ратов А.А. Стратиграфические следствия новых изотопно-геохронологических данных по Багрушинскому комплексу риодацитовых порфиров (Тараташский антиклинорий, Южный Урал) // Геологический сборник № 13 ИГ УНЦ РАН. СПб: Свое издательство, 2017. С. 3–15.

Сергеева Н.Д. Минералогическая корреляция верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской области // Материалы Всероссийского совещания «Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы». Ч.2. Уфа, 1999. С. 68-70.

Стратиграфические схемы Урала (Докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993. 151 схема, 152 с.

Шутов В.Д. Классификация песчаников, Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

Dickinson W., Suczek C. Tectonic and sand composition, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. V. 63. № 12. P. 2164–2182.

Yerino, L.N., and Maynard, J.B., Petrography of modern sands from the Peru-Chile Trench and adjacent areas. Sedimentology, 31:83-89. 1984.

Математическое моделирование роста кристаллов циркона

Сорокин М.А.[1], Мельник О.Э.[2]

[1]*МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, sorokin.mihail.a@gmail.com*
[2]*НИИ Механики МГУ, г. Москва, oemelnik@gmail.com*

Циркон – это акцессорный минерал, который можно найти почти во всех магматических горных породах. Вследствие этого в последние годы появилось большое количество экспериментальные результатов по нахождению распределения кристаллов циркона по размерам. Однако, интерпретация зависимости распределения от истории и условий образования породы всё ещё представляет большой интерес.

В работе построена модель диффузионного роста кристаллов циркона из магматического расплава. Это классическая задача Стефана, обычно решаемая в одномерном случае с явным выделением границы кристалла и переходом в подвижную систему координат, связанную с интерфейсом кристалл-расплав, что не позволяет простым образом рассматривать рост множества кристаллов в объеме магмы. Моделирование производилось методом замены кристаллов стоком массы с линейным распределением плотности и меняющейся во времени интенсивностью.

В частности, рассмотрена задача о нахождении распределения кристаллов циркона по размеру в одномерной постановке при условии линейного изменения температуры с течением времени и реалистичного коэффициента диффузии как функции температуры.

Рост кристалла циркона в основном определяется концентрацией циркония в окружающем расплаве, поэтому модель опирается на уравнение диффузии, а также закон сохранения массы. Оригинальный метод замены кристаллов стоками, плотность которых изменяется линейно внутри каждого отдельно взятого кристалла, позволяет определять размеры кристаллов по мере численного решения уравнения диффузии, без явного задания скорости роста как функции переохлаждения расплава исходя из экспериментальных результатов. Это выгодно выделяет этот метод, так как экспериментальной определение скорости роста кристаллов циркона не надёжно ввиду медленности этого процесса. Кроме того, эксперименты не могут полностью воспроизвести условия роста кристаллов в реальном магматическом расплаве. Поэтому непосредственное решение уравнения диффузии для циркония вокруг растущего кристалла позволяет получить уникальную информацию для любого закона изменения температуры. Использование метода стоков даёт возможность рассматривать одновременных рост многих кристаллов в объеме. Раньше этот метод не применялся.

Для корректной постановки задачи сделаны следующие предположения. Считается, что новые кристаллы всегда образуются в точках с наибольшей концентрацией циркония. А в случае, когда таких точек несколько, в наиболее удалённой от других кристаллов. Ещё одно ограничение связано с тем, что при достаточно малых размерах кристаллы растворяются, а не растут, поэтому в момент начала роста кристаллы считаются ненулевого диаметра, соответствующего диаметру устойчивого зародыша.

Проведены расчёты для роста от 40 до 70 кристаллов и получено их распределение по размерам, которое сравнивается с реальными продуктами извержений.

Решение задач осуществляется в пакете программ Matlab.

Минеральная форма редкоземельных элементов в морских ооидовых железняках

Сорокина А.М.[1], Рева И.В. [1], Рудмин М.А. [1], Даулетова А.Б.[1]

[1]*НИ ТПУ, г. Томск, sorokina-anya-97@mail.ru*

Ооидовые железняки– это существенно безкремнистые хемогенно-осадочные породы с более чем 5% железистых ооидов (оолитов) и более чем 15% железа, которые формировались в определенные геохронологические периоды в течении фанерозоя (Young, 1989). Они состоят главным образом из ооидов, пелоидов, пизоидов и пр., состав которых представлен смесью различных минералов, главными из которых являются гидроокислы (гидрогетит, гетит, лепидокрокит) и филлосиликаты (шамозит, бертьерин) железа (Young, 1989). Помимо железа в составе ооидов преобладают Si и Al, а также имеются относительно высокие содержания Mg, P, K, Ti, V и редкоземельных элементов (РЗЭ) (Garnit и др., 2017). На настоящее время известно, что фосфор может входить в ооиды в виде изоморфной примеси (Холодов и др., 2013) или в виде отдельных минералов - франколита, вивианита, митридатита, босфорита, апатита, гидроксоапатита, хлорапатита, стренгита, и в недавнее время был обнаружен фосфат РЗЭ (аутигенный монацит) (Rudmin и др., 2019). При этом в осадочных отложениях описываются различные раннедиагенитические минералы РЗЭ, такие как флоренсит и горсейксит.

Учитывая возрастающую потребность в РЗЭ для мировой индустрии, становится востребованным оценка новых промышленно генетических типов их месторождений.

Цель данной работы заключается в исследовании минеральных форм РЗЭ ооидовых железняков для понимания возможных технологий их селективного обогащения.

Мезо-кайнозойские ооидовые железняки были изучены из двух разновозрастных месторождений: мел-палеогеновое Бакчарское месторождение в Западной Сибири (Россия) и среднеолигоценовое Лисаковское месторождение в Торгайском прогибе (Северный Казахстан).

Бакчарское месторождение является основным месторождением Западно-Сибирского железорудного бассейна и представляет собой прибрежно-морскую осадочную последовательность мощностью до 80 метров, вмещающую железорудные пласты и линзы (Белоус и др., 1964). Месторождение залегает на глубинах от 165 до 255метров. Накопление железных руд происходило в условиях теплого климата в прибрежной зоне моря течении около 45 млн лет от коньяка до эоцена (Белоус и др., 1964). В ооидовых железняках Бакчарского месторождения были установлены следы флюидного литогенеза по специфической минералогии и геохимии редких металлов (Rudmin и др., 2019).

Лисаковское месторождение — это известный пример аллювиальных железняков расположенное в Северном Казахстане, рудоносная залежь которого имеет мощность до 40 м. В геологическом отношении месторождение расположено в пределах центральной части западной борта Тургайского прогиба и приурочено к континентальным среднеолигоценовым осадкам кутанбулакской свиты.

Рудные залежи сложены в основном рудами (гидро-)гетитового типа, представленными оолитовыми песками и песчаниками с немногочисленными маломощными прослоями гравийно-галечниковых и алевролито-глинистых отложений. Руды связывают с русловыми фациями аллювия на основе морфологии рудных тел, их эрозионных контактов с подстилающими породами, косой слойчатости потокового типа, наличия крупных растительных остатков в виде обломков стволов и лигнитизированного детрита, быстрой вертикальной и латеральной изменчивости состава отложений и аутигенных минералов с окисной формой железа (Слипченко и др., 1981).

Минеральные формы РЗЭ в образцах ооидовых железняков (около 120 образцов) изучались при помощи следующего комплекса методов: сканирующая электронная микроскопия (СЭМ, TESCAN VEGA 3 SBU), оснащенная приставкой для рентгенофлуоресцентного энергодисперсионного анализа(OXFORD X-Max 50), КР- (Раман-) спектроскопия

(ThermoFisherScientific DXR2), просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ, JEOL JEM-2100F).

Редкоземельные минералы в ооидовых железняков встречаются терригенной и аутигенной природы. Среди терригенных отмечается монацит, который от аутигенного монацита и других *insitu*минералов отличается большими размерами и детритовыми (обломочными) формами. Как правило они преобладают в терригенных толщах или прослоях месторождений железняков. В данном исследовании основной акцент сделан на аутигенные минералы. Они чаще всего входят в структуру железистых сфероидов в виде округлых включений, ксеноморфных агрегатов или отдельных концентрических зон, либо образуют редкие собственные зёрнас извилистым очертаниями. Аутигенные РЗЭ-минералы как правило ряда легких РЗЭ (ЛРЗЭ), реже тяжелых (ТРЗЭ) и представлены фосфатной или оксидной минеральной фазой.

Аутигенный ЛРЗЭ-фосфат (аутигенный монацит) встречается во всех месторождениях в структуре железистых ооидов (рис. 1a,d,e-g), пелоидов (рис. 1b,), онкоидов (рис. 1c)или глауконитовых зёрен. Агрегаты монацита образуют отдельные концентрические слои в ооидах (рис. 1a,e) или ксеноморфные скопления в пелоидах (рис. 1b) и глауконитовых зёрнах. Размеры зёрен этого монацита изменяются от 1.8 до 24 мкм.

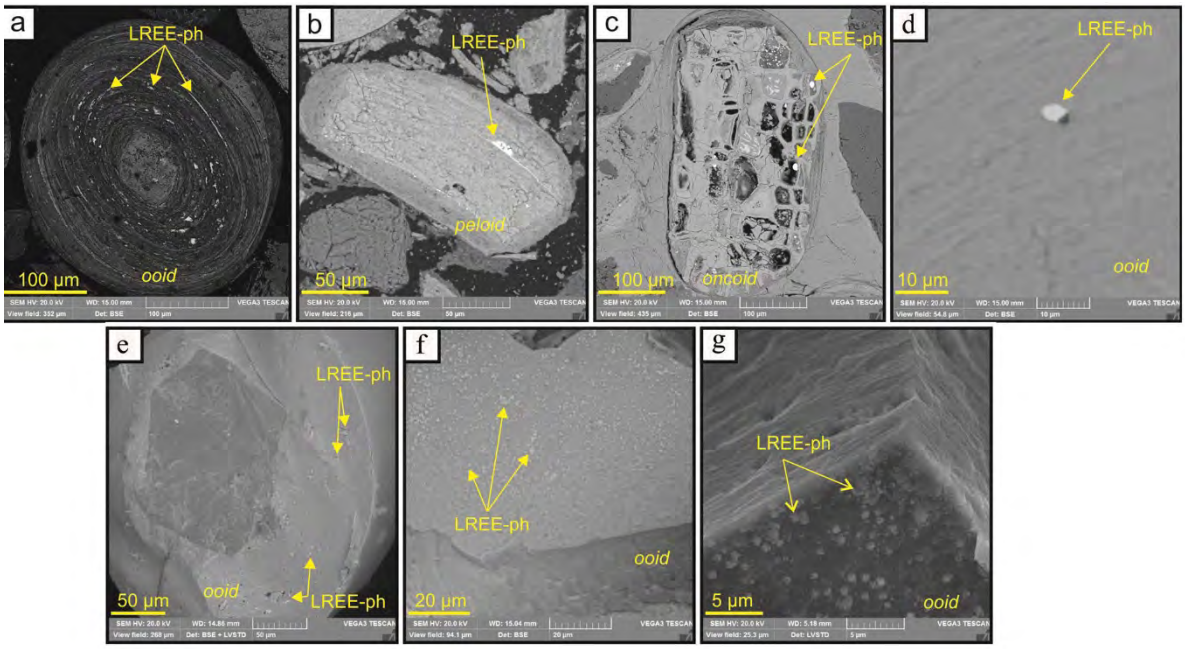


Рисунок 1. Агрегаты ЛРЗЭ-фосфатов в железосодержащих ооидах, пелоидах и онкоидах Бакчарского (a-c, e-g), и Лисаковского (d) месторождений ооидовых железняков.

Для химического состава ЛРЗЭ-фосфатов характерны следующие средние содержания: Ce_2O_3–28.3%, La_2O_3–12.2%, Nd_2O_3–10.3%, P_2O_5–34.2%, CaO–6%, Pr_2O_3 - 3.4%, Sm_2O_3–2.2%, Gd_2O_3–1.4%, Y_2O_3–2.5%. В составе аутигенного монацита отсутствует Th, что отличает его от детритового монацита.

Ксенотим был обнаружен в железняках Бакчарского месторождения среди филлосиликатного или карбонатного цемента в виде отдельных зёрен ксеноморфной или чешуйчатой формы. Размер зёрен изменяется от 1.8 до 8.5 мкм. Средний состав ксенотима: Y_2O_3–45.0%,P_2O_5–35.5%, Dy_2O_3–5.2%, Er_2O_3–3.9%, Yb_2O_3–3.3%, Gd_2O_3–2.7%, Ho_2O_3–1.8%.

Оксидная форма РЗЭ это церит-(La), который был обнаружен в железняках Бакчарского месторождения. Церит-(La) представлен сферическими зёрнами размерами в диаметром 1.5 мкм среди иллитового цемента с фрамбоидами пирита. Церит-(La) характеризуется следующим составом: La_2O_3 - 44.8%, Ce_2O_3 - 36.4%,FeO - 6.63%, SiO_2 - 3.4%, Al_2O_3 - 1.3%.

Аутигенные минералы редкоземельных элементов (особенно ЛРЗЭ) достаточно часто встречаются в ооидовых железняках изученных разновозрастных месторождений. Самым распространенным является аутигенный монацит. Подобные аутигенные фосфаты были описаны в других осадочных толщах (Rassmusen B., 1996), а также в древних аналогах фанерозойских

железняков – железистых кварцитах. Исходя из микроскопических размеров таких монацитов (до 24 мкм), они не были ранее выявлены во многих ооидовых железняках. Однако с применением прецизионных микроскопических методов они все чаще фиксируются в современных и древних осадках. Сегодня можно утверждать, что эти минералы являются основными минералами РЗЭ в железистых ооидах, пелоидах и онкоидах.

Аутигенный монацит характеризуются разнообразной формой зёрен. Вероятно, призматическая форма является финальной стадией его кристаллизации. Микросферическая форма поддерживает бактериальную роль (например, фосфат-редуцирующих бактерий) в их первичном накоплении (Brale L. и др., 2013). Тесная ассоциация с железистыми сфероидами свидетельствует о едином процессе накопления минералов, таких как гетит, шамозит (бертьерин) и ЛРЗЭ-фосфат. Сорбция из морской воды РЗЭ и Р на железогидрооксильных частицах (коллоидах)и их последующая коагуляция (Rassmusen B., 1996) вероятно являются основными процессами формирования тесной минеральной ассоциации в виде ооидов, пелоидов и онкоидов. Эта минеральная ассоциация объясняет неоднократно отмеченную положительную корреляцию между РЗЭ и Рв железняках (Garnit H. и др., 2017). Исходя из этого подобные минералы РЗЭ должны быть практически на всех месторождениях ооидовых железняков.

Состав ЛРЗЭ-фосфата характеризуется выдержанным трендом Ce>La≥Nd. Форма кристаллов, флуктуация химического состава (отсутствие Th), а также низкотемпературные условия формирования не позволяют идентифицировать этот минерал как «классический» монацит или какой-либо другой из известных фосфатов ЛРЗЭ. Однако по составу и структуре он ближе всего подходит к «нодулярному» монациту и на настоящий момент его можно рассматривать в качестве аутигенной разновидности монацита (Лазарева, 2018).

Микронные размеры и разнородная форма редкоземельных фосфатов в структуре железистых сфероидов ограничивают механический способ их сепарации. К перспективным методам обогащения редкоземельных металлов из ооидовых железняков следует отнести химическое или бактериальное выщелачивания. При этом важно понимать, что извлечение редких земель будет сопровождаться удалением фосфора, что положительно отразится на технологическом процессе переработки железной руды. Учитывая выдержанную минеральную ассоциацию минералов железа и фосфатов РЗЭ, ооидовые железняки стоит рассматривать как комплексные руды. Так среднее содержание РЗЭ в железных рудах Бакчарского месторождения составляет 286.4 г/т, а в отдельном типе руд (с сидеритом) среднее содержание РЗЭ находятся на уровне 500.7 г/т (Rudmin M. и др., 2019). При таких концентрациях ооидовые железняки следует рассматривать как новыйи нетрадиционный природный тип руд РЗЭ.

Выводы. (1) В ооидовых железняках встречаются минералы РЗЭ аутигенного и детритового происхождения. Основной аутигенной формой является монацит, который входит в состав железистых сфероидов, образуя выдержанную минеральную ассоциацию с (гидро-)окислами (гетит, гидрогетит) и алюмосиликатами (шамозит, бертьерин) железа. (2) Постоянство минеральной ассоциации в различных месторождениях доказывает единый механизм формирования этих минералов. Следовательно, ЛРЗЭ-фосфаты могут присутствовать практически во всех месторождениях ооидовых железняков. (3) По минералого-химическим характеристикам ЛРЗЭ-фосфат ближе всего соответствует так называемой аутигенной разновидности монацита (нодулярный монацит). Микронные размеры минерала (до 24 мкм механическую технология их обогащения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ и администрации Томской области (19-45-703002) и Программы повышения конкурентоспособности ТПУ (ВИУ-ОГ-61/2019).

Белоус Н.К.; Николаева И.В.; Казанский Ю.П.; Бердников А.П.; Кляровский В.М.; Кузнецов В.П.; Бабин А.А. Западно-Сибирский железорудный бассейн; Сибирское отделение Академии Наук СССР: Новосибирск. 1964;

Слипченко Б.В. О двух генетических типах оолитовыхжелезных руд Лисаковского месторождения (Северный Казахстан) // Геологический журнал. 1981. Т41. №6. С. 7 53-61.

Лазарева Е.В. и др. Нодулярный монацит из россыпей Куларского кряжа (Арктическая Сибирь, Россия) - состав, оценки возраста // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1658–1679.

Холодов В.Н., Недумов Р.И, Голубовская Е.В. Фациальные типы осадочных железорудных месторождений и их геохимические особенности. Сообщение 2. Проблемы геохимии фанерозойских железорудных месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2013. 48. С. 14-17.

Barale, L.; D'atri, A.; Martire, L. The Role of Microbial Activity In the Generation of Lower Cretaceous Mixed FE-Oxide-phosphate Ooids from the Provencal Domain, French Maritime Alps // Journal of Sedimentary Research. 2013. 83. P. 196–206.

Garnit, H.; Bouhlel, S. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Late Eocene oolitic ironstones of the Jebel Ank, Southern Tunisian Atlas // Ore Geology Reviews. 2017. 84. P. 134–153.

Rasmussen, B. Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: A major sink for oceanic phosphorus // American Journal of Science1996. 296. P. 601–632.

Rudmin, M.; Mazurov, A.; Banerjee, S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Marine and Petroleum Geology 2019. 100. P. 309–325.

Young, T.P. Phanerozoic ironstones: An introduction and review. GeologicalSocietySpecialPublication1989, 46, ix–xxv.

Признаки шокового метаморфизма в обрамлении массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район): данные петрографических и петрохимических исследований вмещающих пород

Сосновская М.А.[1], Нерович Л.И.[2], Грошев Н.Ю.[2], Ильченко В.Л.[2]

[1]*АФ МГТУ,г. Апатиты, margarita_margo1@mail.ru*
[2]*ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, nerovich@geoks.apatity.ru, nikolaygroshev@gmail.com*

Палеопротерозойские 2,5 Ga интрузии Мончегорского рудного района содержат полный спектр оруденения, характерного для расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов, включая залежи стратиформных хромититов, медно-никелевых, платинометалльных и железо-титан-ванадиевых руд (Чащин и др., 1999; Расслоенные …, 2004; Чащин и др., 2016; Karykowski et al., 2018a, b; Грошев и др., 2018). Одновозрастный массив Ярва-варака стоит в ряду этих интрузий обособленно. Располагаясь на удалении нескольких километров от известного пироксенит-перидотитового массива НКТ, массив Ярва-варака сложен гранофировыми разностями норитов и диоритов и в целом не содержит комплементарных этим породам ультрамафитовых кумулатов. Широкое развитие средних и кислых пород, обилие гранофировых сростков полевого шпата и кварца (Нерович и др., 2015), находки циркона с признаками ударного метаморфизма (Каулина и др., 2017) и пород с возрастом 2550±9 млн лет (Нерович и др., 2019) позволяют предполагать импактное—происхождение массива Ярва-варака в результате удара метеорита, предшествовавшего заложению палеорифта Печенга-Имандра-Варзуга. В пользу данной точки зрения свидетельствует сходство строения разреза и петрографо-геохимических характеристик пород интрузива с массивом Садбери (Нерович и др., 2015), образование которого связывают с импактым событием (Налдретт, 2003). Цель данной работы состоит в поиске признаков импактного события во вмещающих породах по аналогии с гнейсами основания комплекса Садбери.

Массив Ярва-варака расположен в 12 км к северо-западу от г. Мончегорска и представляет собой интрузивное тело неправильной формы размером 1.7 × 2.2 км в плане и мощностью до 2 км. Массив сложен норитами двух типов, гиперстеновыми диоритами, пижонит-авгитовыми диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Нориты различаются по количеству ортопироксена (мафитовые нориты) и плагиоклаза (фельзитовые нориты). Во всех породах массива присутствует гранофир.

Массив Ярва-варака вмещают глиноземистые гнейсы кольской серии, которые были изучены от зоны восточного контакта интрузива до берега Мончеозера в ходе тематических работ ГИ КНЦ.

В результате изучения пород обрамления массива Ярва-варака (40 образцов, 30 шлифов, 31 химический анализ пород) были выделены следующие петрографические разновидности.

1. Долериты: средне-мелкозернистые и тонко-мелкозернистые.

2. Гнейсы: силлиманит-биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые, кианит-биотитовые, амфибол-биотитовые, эпидот-биотитовые и биотитовые. В биотитах и клиноцоизите из гнейсов отмечается структура погасания «kink banding» – полосы излома и смятия, образующиеся при диаплектовых деформациях (French, 1998), похожие наблюдаются в гнейсах пород основания Садбери (рис.1a, c, i). Для изученных гнейсов характерны преимущественно сланцевато-полосчатые, линзовидно-полосчатые текстуры, вблизи массива очень характерна брекчиевидная текстура. Особенностью изученных гнейсов является частая встречаемость порфирокластовой структуры с лепидогранобластовой структурой цементирующей основной ткани породы. Все изученные гнейсы соответствуют парапородам, то есть это метаморфизованные осадочные образования.

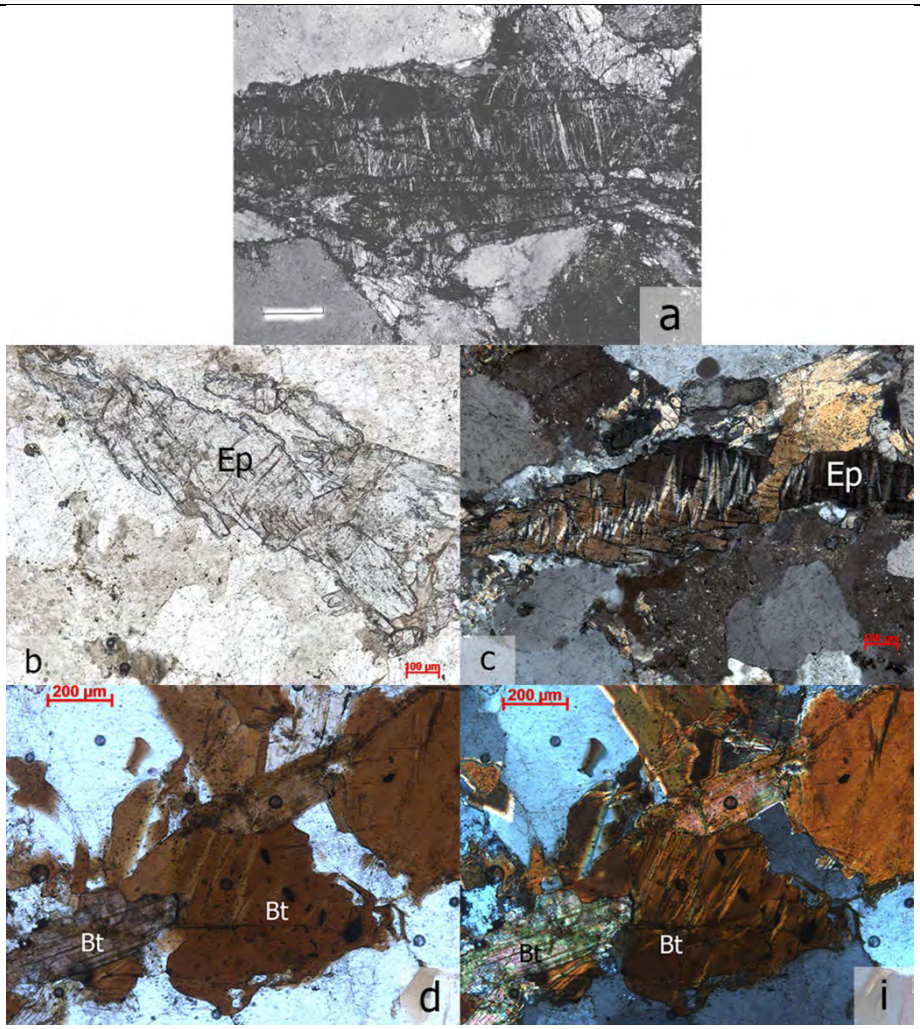


Рисунок 1. Структура «kink banding» – полосы излома и смятия в биотите гнейсов основания массива Садбери (a), в клиноцоизите и биотите пород обрамления массива Ярва-варака (b-i). Клиноцоизит без анализатора (b), с анализатором (c). Биотит без анализатора (d), с анализатором (i).

3. Гранитоиды: биотитовые гранитоиды субпластовых тел в гнейсах; микроклиновые гранитоиды неравномерно гнейсовидные; биотитовые гранодиориты; два типа пегматитовых жил – аляскитовые пегматиты и плагиопегматиты; субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты мелких жил в гнейсах и будин в тектонитах (монцолейкограниты). В микроклиновых гранитах и гранитах мелких жил и будин отмечается порфирокластовая структура. Для биотитовых гранодиоритов характерна штриховка, похожая на таковую в конусах скалывания. В биотитовом гранодиорите также отмечается структура погасания «kink banding» (рис.1 d, i). Изученные образцы гранитоидов по петрохимическим характерикам, преимущественно соответствуют S типу гранитов, которые обычно рассматривают как корово-анатектические образования. Плагиопегматиты соответствуют анорогенным гранитоидам A типа.

4. Тектониты с будинами и порфирокластами полевых шпатов и кварца.

5. Сланцы из линз и прерывистых полос в тектонитах: силлиманит-мусковит-флогопитовые.

6. Псевдотахилитовая брекчия.

Наиболее своеобразной породой, наблюдаемой в обрамлении массива, является псевдотахилитовая брекчия, в которой обломки угловатой формы гранитного и гнейсового состава и кристаллокласты кварца и плагиоклаза сцементированы стекловатым цементом. Под микроскопом цемент имеет оптические характеристики вулканического стекла, без анализатора имеет бурый цвет с черными пятнами (рис. 2a). С анализатором цемент изотропный (рис.2b). При большом увеличении цемент брекчии имеет криптокристаллическую структуру, что характерно для псевдотахилитов других объектов в мире, но в узких заливах брекчии в гнейсы отмечаются

микро-участки без признаков зернистости (рис. 2c, d). Наличие псевдотахилитовой брекчии является характерной чертой импактных структур (Tankard, 1982).

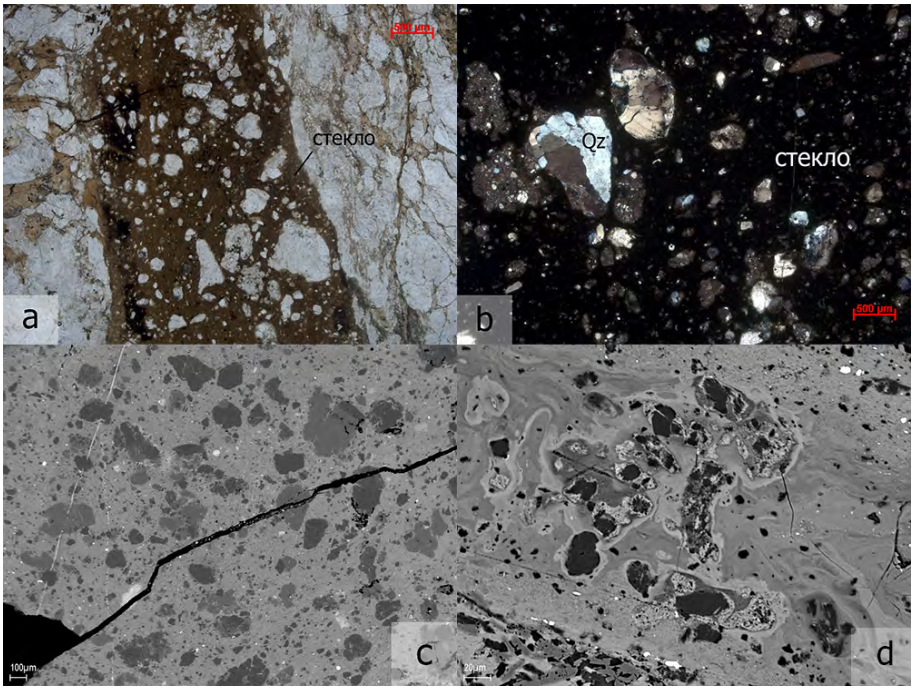


Рисунок 2. Микрофото (a, b) и BSE изображения (c, d) псевдотахилитовой брекчии

На классификационной диаграмме SiO_2-Σ(Na_2O+K_2O) гнейсы характеризуются широким разбросом химического состава по оси SiO_2, в основном концентрируясь в области средних пород, но также присутствуют разности кислого и основного состава. По оси Na_2O+K_2O, практически все составы гнейсов относятся к породам нормальной щёлочности, лишь единичный образец, соответствующий гранат-биотитовому гнейсу, попадает в пограничную область пород нормальной и умеренной щёлочности среднего состава, это же пограничное положение занимает состав цемента псевдотахилитовой брекчии. Для гранитоидов характерен кислый состав, с разбросом по оси суммы щелочей от нормальной, куда также попадает состав тектонита, до умеренной щёлочности.

На всех диаграммах зависимости содержаний петрогенных оксидов от содержания SiO_2 оценочный состав цемента псевдотахилитовой брекчии попадает в поле составов гнейсов. Можно предположить, что образование псевдотахилитовой брекчии связано с шоковым метаморфизмом этих гнейсов при импактном событии.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Грошев Н.Ю., Припачкин П.В., Karykowski B.T., Малыгина А.В., Родионов Н.В., Беляцкий Б.В. Генезис магнетитового пласта массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион: данные U-Pb SHRIMP-II датирования метадиоритов // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 6. С. 546–557.

Каулина Т.В., Нерович Л. И., Бочаров В. Н., Лялина Л. М., Ильченко В. Л., Кунаккузин Е. Л., Касаткин И. А. Рамановская спектроскопия импактного циркона из расслоенного массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров) // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1/1. С. 72–82.

Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2003. С. 273.

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геолого-петраграфического и геохимического изучения расслоенного массива Ярва-варака, Мончегорский рудный район // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2015. С. 141–146.

Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Елизаров Д.В., Базай А.В. К проблеме генезиса массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. 16. С. 413–417.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: 2004. Ч. 1. 177 с.

Чащин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н. Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. №. 6. С. 507–515.

Чащин В.В., Петров С.В. Малосульфидные платинометальные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. №. 1. С. 41–41.

French B.M. Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures. LPI Contribution № 954, Lunar and Planetary Institute, Houston. 1998. 120 pp.

Karykowski B. T., Maier W. D., Groshev N. Y., Barnes S. J., Pripachkin P. V., McDonald I., Savard D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018a. 113(4). P. 911–935.

Karykowski B. T., Maier W. D., Groshev N. Y., Barnes S. J., Pripachkin P. V. McDonald I. Origin of Reef-Style PGE Mineralization in the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018b. 113(6). P. 1333-1358.

Tankard A.J., Eriksson K.A., Hobday D.K., Jackson M.P.A., Minter W.E.L., Hunter D.R. Vredefot Dome // Evolution of Southern Africa: 3.8 Billion Years of Earth History 1982. P. 200-203.

Особенности морфологии рудного тела Ново-Учалинского месторождения (Ю.Урал)

Спирина А.В.[1,2]

[1]*РУДН, г. Москва*
[2]*ИГЕМ РАН, г. Москва, adelina.spirina@bk.ru*

Ново-Учалинское и расположенное севернее Учалинское месторождения образуют Учалинское рудное поле. Структура рудного поля представляет собой Малоучалинскую антиклинальную складку, которая образовалась на месте Учалинской базальтовой палеогряды (Бобохов и др., 1983). Складка длиной более 10 км и шириной 600-900 м в плане имеет дугообразную форму; падение пластов на крыльях составляет 70-90°. С юга на север ее простирание меняется с северо-западного на северо-восточное (Серавкин и др., 1992). Восточное крыло складки сорвано по крутопадающему разлому близмеридионального простирания (Бородаевская и др., 1963). В западном крыле складки расположены вышеупомянутые месторождения и ряд разломов близмеридионального простирания. В геологическом строении рудного поля принимают участие отложения риолит-базальтовой формации карамалыташской свиты (D_2e *kr*), выше залегают дациты улутаусской свиты (D_2gv *ul*) (Нестоянова, 1955; Маслов, 2010). Сверху обе свиты с частичным несогласием перекрыты осадочными породами колтубанской свиты (D_3f *kl*), которая сложена туфопесчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, туфами и туфобрекчиями андезитов и смешанного состава. Интрузивные и субвулканические образования рудного поля представлены: крупным телом дацитов (D_2gv), силлами диабазов (D_3?) и дайками габбро-диоритов и габбро-диабазов (C_1?).

В основании разреза месторождения находятся миндалекаменные базальты вскрыты на сопредельной площади Учалинского месторождения (Галиуллин И.Б. и др., 2012). Выше залегает рудовмещающая толща риодацитов, включающая также риолиты и дациты, их туфы и туфобрекчии. По этим породам развиты околорудные метасоматиты серицит-хлорит-кварцевого и серицито-кварцевого состава, преимущественно встречающиеся в лежачем боку рудного тела. В верхних горизонтах кремнекислой толщи залегают прослои вулканомиктовых песчаников, гравелитов и кремнистых алевролитов. Сверху залегает мощная толща (от 550 до 1600 м) представленная гиалокластитами, шлаковыми брекчиями и туфами базальтов с лавовыми потоками базальтов, нередко имеющих шаровую отдельность. В резко подчиненном количестве в толще присутствуют прослои кремнистых сланцев и туфопесчаников. Переход от кислой толщи к базальтоидам чаще резкий, отчетливый. Субвулканические образования месторождения представлены силлами диабазов, развитыми в подрудных и надрудных породах кремнекислого состава и имеют резкие контакты и ориентированны согласно напластованию пород и дайками габбро-диоритового и габбро-диабазового состава, возможно разного возраста.

Рудное тело залегает на глубине от 550 м и ниже с постепенным склонением на юг, близ контакта кремнекислых и базальтовых вулканитов. И представляет собой крутопадающую линзу сложного строения. Длина ее по простиранию составляет более 1250 м, по падению до 900 м. Нижнее выклинивание и южная часть рудного тела еще не оконтурены.

Контакты рудного тела с вмещающими породами висячего бока резкие, отчетливые. В дацитовых порфиритах надрудной части разреза, контактирующих с рудой, отмечается маломощная (до 5 см) хлоритовая оторочка и слабое рассланцевание. Контакты рудного тела с перекрывающими базальтами в участках непосредственного их примыкания к руде в зоне флексурного перегиба, как правило, тектонические, с зеркалами скольжения и рассланцевания и в руде, и в базальтах. Жильные диабазы, контактирующие с рудой, трещиноватые, иногда грубо рассланцованные в приконтактовой зоне (до 0,5 м), сильно хлоритизированные, с сульфидной минерализацией до 1-2%). В лежачем боку рудных тел контакты, перехода массивных руд во вмещающие породы, отбиваются по данным опробования и фиксируются ореолом вкрапленных руд между ними. Ореолы с сульфидной минерализацией (до 30%) имеют мощность от первых сантиметров до нескольких метров (Галиуллин И.Б. и др., 2012.

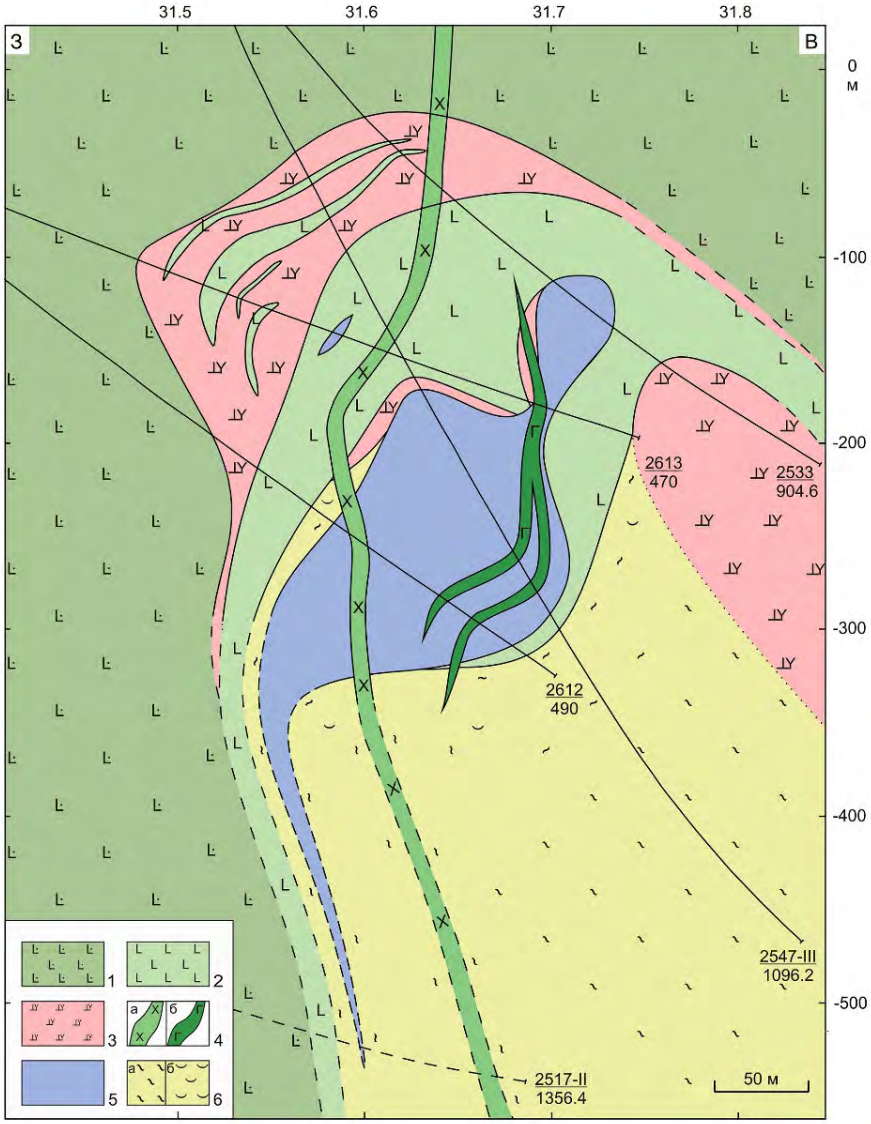


Рисунок 1. Поперечный разрез северной части Ново-Учалинского месторождения.
1 – базальты, 2 – диабазы, 3 – риодациты, 4 – дайки: а – габбро-диоритов, б – габбро-диабазов, 5 – контур рудного тела, 6 – метасоматиты: а – серицит–кварцевого состава, б – зоны хлоритизации

В ходе полевых работ 2017-2019г.г. отрядом ИГЕМ РАН при документировании керна скважин и подземных горных выработок вблизи верхнего выклинивания рудного тела были выявлены некоторые детали морфологии рудного тела. Верхнее выклинивание рудного тела обычно резкое, в центральной части оно имеет раздутое строение, а самая нижняя часть осложнена флексурообразным перегибом. На некоторых разрезах месторождения наблюдается разлинзование рудного тела. В промежутках между рудным телом и его «апофизой» (в лежачем боку) залегают серицит-кварцевые метасоматиты. В лежачем боку основной рудной залежи, а иногда и в висячем боку расположены мелкие линзообразные рудные тела, имеющие согласное с простиранием и падением основного рудного тела залегание. Сложные складчатые деформации стали причиной механического перераспределения вещества, что в свою очередь отразилось на морфологии рудного тела.

Работа выполнена при финансовой поддержке ППРАН №8.

Бобохов А.С. Геологическое строение Учалинского и Узельгинского рудных полей, проявление в них вулканизма и колчеданного оруденения // Среднедевонский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения. Уфа. 1983. С. 87-102

Бородаевская М.Б., Петровская Н.В., Нафиков У.С., Пирожок П.И., Курбанов Н.К. Генезис так называемых рудных галек из Учалинского медноколчеданного месторождения на Южном Урале // Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. ГосГеолТехИздат.: Москва. 1963. С. 97-115.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.

Нестоянова О.А., Ленных Г.А. Объяснительная записка к государственной геологической карте Урала. Масштаб 1:200000. Лист N-40-XVIII (Учалы). 1955.

Галиуллин И.Б., Чадченко А.В., Крылатов В.А. и др. Разведочные работы в пределах горного отвода Ново-Учалинского медноколчеданного месторождения в Учалинском районе Республики Башкортостан в 2009-2012 гг. Геологоразведочные работы с дневной поверхности в 2010-2012 гг. Учалы. 2012, кн.1.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Скуратов В.Н., Пирожок П.И., Чадченко А.В. Учалинское медно-цинковоколчеданное месторождение "Уральского" типа. Уфа: БНЦ УрО РАН. 1992. 174 с.

Химический состав и природа гранатовой минерализации в жильных силикатно-карбонатных породах, пространственно сопряженных с Кусинско-Копанским габбровым интрузивом, Южный Урал

Стативко В.С. [1], Степанов С.Ю. [2], Шагалов Е.С.[2]

[1]*Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург; vlad.stativko@mail.ru*
[2]*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург*

Введение. Одним из широко известных минералогических объектов с богатой гранатовой минерализацией на территории бывшего СССР является Ахматовская копь, расположенная в окрестностях г. Златоуста на Южном Урале. Эта копь была открыта в 1811 году и названа в честь известного на Урале горного инженера Е.Ф. Ахматова. Долгое время именно эта копь была единственным источником крупных штуфов с гранатом, перовскитом, эпидотом, везувианом и другими минералами. В процессе накопления данных о геологическом строении Южного Урала, в результате целенаправленных поисков источников абразивного сырья (граната), был выявлен ряд локальных объектов аналогичных Ахматовской копи по набору минеральных ассоциаций. Эти объекты пространственно связаны с Кусинско-Копанским габбровым интрузивом рифейского возраста. С целью разведочных и добычных работ разнообразные минерализованные тела были вскрыты открытыми горными выработками – копями, большая часть из которых получила собственные названия. По масштабам распространения минералов в штуфах музейного уровня Ахматовской копи не уступают Зеленцовская (открыта в 1929 г, названа в честь первого директора Магнитстроя С.М. Зеленцова), Николае-Максимилиановская (открыта в 1867, названа в честь коллекционера и главы Российского минералогического общества герцога Н.М. Лейхтербергского) и Перовскитовые копи.

Минеральные ассоциации силикатно-карбонатных жильных тел, вскрытых в копях при широкой их известности, изучены далко не в полной мере, тем более с использованием современных аналитичесикх методов. За долгое время исследований охарактеризованы многие минералы, такие как: перовскиты (Попов, 2012; Степанов и др., 2017), везувиан, диопсид (Попов, 2012), шпинели (Кутырев и др., 2014) и др. Существуют работы, характеризующие минералогию силикатно-карбонатных пород (Бочарникова и др., 2011), а также исследования, направленные на определение гентического типа этих минералогических объектов (Мясников, 1954; Белковский и др., 1998; Попов, 2012). В целом, многочисленные минеральные парагенезисы охарактеризованы с разной степенью детальности. При этом для гранатов, которые являются наиболее часто встречаемыми второстепенными минералами в силикатно-карбонатитных жилах, нет современных данных о химическом составе. Изучение этих минералов могло бы способствовать решению некоторых генетических вопросов.

Целью настоящей работы является выявление закономерностей изменения химического состава и природы формирования гранатовой минерализации. Для достижения поставленной цели были определены основные задачи: а) диагностировать видовой состав гранатов из разных точек минерализации на основании анализа химического состава; б) выявить закономерности внутреннего строения индивидов гранатов и предложить возможную генетическую модель образования.

Для решения поставленных задач были отобраны образцы из силикатно-карбонатных жильных пород, вскрытых в Перовскитовых, Николае-Максимилиановской и Прасковье-Евгеньевской копях. Изучены петрографические шлифы данных пород с применением оптической и электронной микроскопии. Изучение микропрепаратов проводилось с использованием растрового электронного микроскопа JEOL-JSM6390LV (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, центр коллективного пользования «Геоаналитик», аналитик Е.С. Шагалов). Для определения составов минералов была использована система энергодисперсионного анализа EDS X-max 80.

Минеральные копи расположены либо непосредственно в габбро Кусинско-Копанского интрузива (Шишимская, Прасковье-Евгеньевская, Зеленцовская), либо на контакте его пород с

доломитами саткинской свиты (Ахматовская, Николае-Максимилиановская). Исключением являются Перовскитовые копи, в которых жилы силикатно-карбонатных пород залегают в мраморизованных известняках саткинской свиты. Они пространственно локализованы в одной полосе, ориентированной на северо-восток с общей протяженностью приблизительно 18 км.

Результаты исслеедований. Силикатно-карбонатные жилы Кусинско-Копанского интрузива являются секущими телами относительно габброидов (Попов, 2009) и вмещающих их пород. Они сложены крупными кристаллами и друзами таких минералов, как клинохлор, диопсид, апатит, оливин, монтичеллит, шпинели и др. Кроме того, гранатовая минерализация, рассматриваемая в данной работе, пространственно и генетически также связана с силикатно-карбонатными породами.

Гранаты из Прасковье-Евгеньевской копи обладают коричневато-черной и красновато-черной окраской. Наиболее часто встречаются зерна, средний размер которых достигает 5 мм. Отмечено, что преобладают кристаллы изометричного облика с ромбододекаэдрическим габитусом, однако часто можно наблюдать комбинацию ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра. Для Перовскитовой копи характерны гранаты серовато-черных цветов. Они часто образуют друзы, в которых средний размер индивидов составляет 3 мм. Зерна обладают изометричным обликом, среди которых большинство характеризуется габитусом, обусловленным равным развитием двух простых форм,– тетрагонтриоктаэдра и ромбододекаэдра. В Николае-Максимилиановской копи цвет гранатов варьирует от красновато-коричневого до медово-коричневого. Зерна по размеру могут быть от первых миллиметров до трех сантиметров. Им характерен ромбододекаэдрический габитус, при этом нередко встречается комбинация ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра.

Для преобладающего большинства кристаллов гранатов зональность по химическому составу не установлена (рис. 1). Зерна характеризуются однородным составом и равномерным распределением элементов-примесей. В гранатах практически отсутствуют минеральные включения. В редких случаях в гранатовой матрице можно наблюдать кристаллы хлорита или клинопироксена (диопсида).

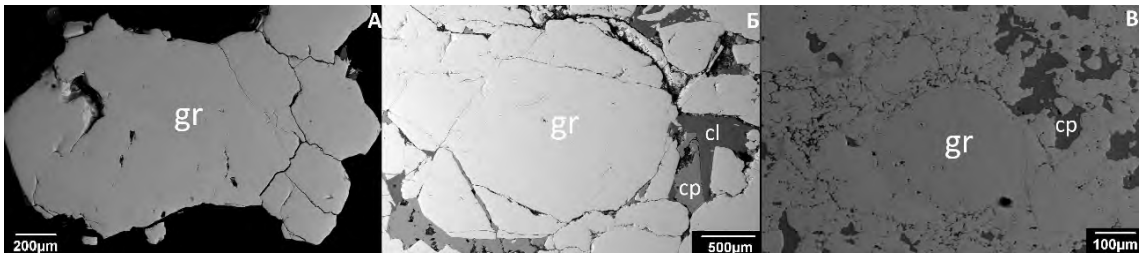


Рисунок 1. Внутреннее строение гранатов в режиме BSE.

Образцы отобраны из копей: А –Прасковье-Евгеньевской; Б –Перовскитовой; В –Николае-Максимилиановской. gr – гранат; cp – пироксен; cl – хлорит.

Гранаты из силикатно-карбонатных пород Прасковье-Евгеньевской копи по химическому составу отвечают андрадиту (табл. 1). Однако присутствие значительного количества титана и алюминия в позиции трехвалентного железа дает право утврждать, что гранаты являются титансодержащим андрадитом (табл. 1). В позиции кальция в малых количествах присутствует магний. Особенность химеского состава гранатов из Перовскитовых копей – относительно высокое содержание титана, которое достигает 5,59 масс. %. В соответствии с номенклатурой А.А. Гдовикова (1983), такие гранаты могут быь определены как меланиты. Гранаты из силикатно-карбонатных жильных пород Николае-Максимилиановской копи соответствуют промежуточной разновидности изоморфного ряда андрадит-гроссуляр. Стоит отметить, что в позиции трехвалентного железа в малых количествах практически всегда присутствуют примеси титана и ванадия. Кальций изоморфно замещается магнием и марганцем.

Для сопостовления особенностей химического состава гранатов, отобранных в разных копях, построена треугольная диаграмма (рис. 2) в координатах Ti-Al-$Fe_{общ}$. Отчетливо видно, что гранаты Перовскитовой копи, обогащенные титаном и алюминием (меланиты), отличаются составом от гранатов более южной Прасковье-Евгеньевской копи, где преобладающими

являются титансодержащие андрадиты. В северной части Кусинско-Копанскаго интрузива в Николае-Максимилиановской копи среди гранатов преобладает промежуточная разновидность изоморфного ряда гроссуляр-андрадит.

Таблица 1. Химический состав гранатов Перовскитовой, Николае-Максимилиановской и Прасковье-Евгеньевской копи и их кристаллохимические формулы.

№ обр.	№	Содержание оксидов элементов, масс. %								
		MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	TiO_2	VO_2	MnO	$Fe_2O_3^*$	Σ
1	1	0,59	2,14	36,47	34,13	4,44	–	–	22,23	
	2	0,65	2,32	35,67	33,72	4,94	–	–	22,46	
	3	0,64	2,74	35,13	34,35	5,44	–	0,22	21,47	
	4	0,71	2,81	35,17	34,23	5,85	–	–	21,22	
2	5	–	7,50	37,99	33,81	1,01	0,51	0,40	18,78	
	6	–	10,03	38,64	33,38	0,73	0,32	0,32	16,58	
	7	–	7,48	38,56	33,59	0,67	0,37	0,35	18,94	
	8	–	11,73	38,73	34,67	0,61	–	0,25	14,00	
	9	-	9,42	38,45	33,80	0,99	0,38	0,29	16,67	
	10	–	6,84	37,92	33,79	0,79	0,33	0,24	19,83	
	11	–	13,67	38,91	34,85	0,73	–	–	11,84	
3	12	0,23	0,78	36,00	34,25	1,93	–	–	26,81	
	13	0,29	2,44	36,81	34,04	1,81	–	–	24,62	
	14	0,36	0,66	35,76	34,18	2,80	–	–	26,24	
	15	0,28	1,08	36,03	34,03	2,18	–	–	26,41	
	16	0,28	1,03	36,25	33,78	2,64	–	–	26,03	
Рассчётные формулы										
1	1	$(Ca_{3,01}\ Mg_{0,07})(Fe_{1,38}\ Ti_{0,27}\ Al_{0,21})[SiO_4]_3$								
	2	$(Ca_{2,99}\ Mg_{0,08})(Fe_{1,35}\ Ti_{0,33}\ Al_{0,25})[SiO_4]_3$								
	3	$(Ca_{3,04}\ Mg_{0,08})(Fe_{1,33}\ Ti_{0,34}\ Al_{0,27})[SiO_4]_3$								
	4	$(Ca_{3,02}\ Mg_{0,09})(Fe_{1,31}\ Ti_{0,36}\ Al_{0,27})[SiO_4]_3$								
2	5	$(Ca_{2,91}\ Mn_{0,03})(Fe_{1,14}\ Al_{0,71}\ Ti_{0,06}\ V_{0,03})[SiO_4]_3$								
	6	$(Ca_{2,84}\ Mn_{0,02})(Fe_{0,99}\ Al_{0,94}\ Ti_{0,0}\ V_{0,02})[SiO_4]_3$								
	7	$(Ca_{2,89}\ Mn_{0,02})(Fe_{1,15}\ Al_{0,71}\ Ti_{0,04}\ V_{0,02})[SiO_4]_3$								
	8	$(Ca_{2,93}\ Mn_{0,02})(Fe_{0,83}\ Al_{1,09}\ Ti_{0,04})[SiO_4]_3$								
	9	$(Ca_{2,88}\ Mn_{0,02})(Fe_{1,00}\ Al_{0,88}\ Ti_{0,06}\ V_{0,02})[SiO_4]_3$								
	10	$(Ca_{2,92}\ Mn_{0,02})(Fe_{1,20}\ Al_{0,65}\ Ti_{0,05}\ Cr_{0,02}\ V_{0,02})[SiO_4]_3$								
	11	$(Ca_{2,91})(\ Al_{1,26}\ Fe_{0,70}\ Ti_{0,04})[SiO_4]_3$								
3	12	$(Ca_{3,07}\ Mg_{0,03})(Fe_{1,69}\ Ti_{0,12}\ Al_{0,08})[SiO_4]_3$								
	13	$(Ca_{3,01}\ Mg_{0,04})(Fe_{1,53}\ Al_{0,24}\ Ti_{0,11})[SiO_4]_3$								
	14	$(Ca_{3,06}\ Mg_{0,04})(Fe_{1,65}\ Ti_{0,18}\ Al_{0,06})[SiO_4]_3$								
	15	$(Ca_{3,04}\ Mg_{0,03})(Fe_{1,66}\ Ti_{0,14}\ Al_{0,11})[SiO_4]_3$								
	16	$(Ca_{3,01}\ Mg_{0,03})(Fe_{1,63}\ Ti_{0,17}\ Al_{0,10})[SiO_4]_3$								

Примечание: 1 – гранаты Перовскитовой копи; 2 – гранаты Николае-Максимилиановской копи; 3 – гранаты Прасковье-Евгеньевской копи; Fe2O3* - сумма закиси и окиси железа.

Таким образом при исследовании химического состава гранатов из силикатно-карбонатных жильных тел, пространственно сопряжённых с Кусинско-Копанским габбровым интрузивом установлено, что среди гранатов преобладают разновидности гроссуляр-андрадитового ряда с различным содержанием титана. При этом наибольшие содержания гроссулярового минала установлены для гранатов Николае-Максимилиановской копи, а в силикатно-карбонатных породах Перовскитовых и Прасковье-Евгеньевской копей преобладают андрадиты с повышенным содержанием титана.

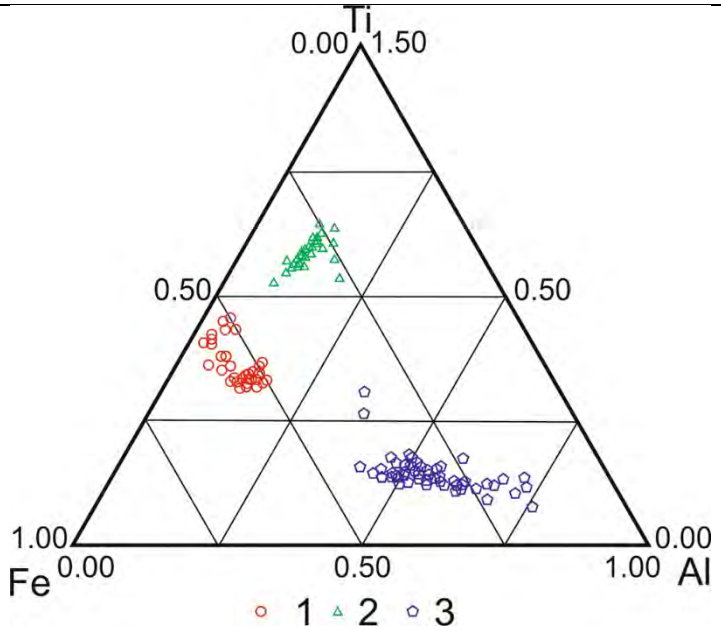


Рисунок 2. Тройная диаграмма с точками составов гранатов из силикатно-карбонатных пород из копей.

1 – Прасковье-Евгеньевской; 2 – Перовскитовых; 3 – Николае-Максимилиановской

Если в качестве основной модели формирования силикатно-карбонатных пород выбрать скарновую метасоматическую модель, предложенную В.С. Мясниковым (1954), то столь существенную разницу химического сосотва гранатов возможно было бы объяснить влиянием состава исходного субстрата, подвергающегося метасоматичсекому преобразованию. Однако, если силикатно-карбонатные породы Прасковье-Евгеньевской копи залегают непосредственно в рудных выскокотитанистых габбро, то в Перовскитовых копях силикатно-карбонатные породы прорывают толщи мраморизованных известняков. В то же время было доказано, что преобладающее большинство силикатно-карбонатных жил являются телами выполнения полостей (Попов, 2012). Необходимо подчеркнуть, что высокотитанистые гранаты имеют широкое распространение в щелочных ультраосновных породах и карбонатитах. С учётом совкупности полученных результатов, а также основываясь на ранее полученных возрастных датировках перовскитовой минерализации в силикатно-карбонатных жильных породах и результатов изучения стабильных изотопов (Степанов и др., 2019), для исследуемых объектов возможно предположить сочетание скарновых и карбонатитовых процессов минералообразования.

Работа выполнена в рамках бюджетной темы АААА-А18-118052590032-6 государственного задания ИГГ УрО РАН. Название: Палеогеодинамика и эволюция структурно-вещественных комплексов при формировании земной коры континентального типа (на примере Урало-Монгольского складчатого пояса и Западно-Сибирской платформы.

Белковский А.И., Локтина И.Н., Нестеров А.Р. (1998). Минеральные копи ШишимскихНазямских гор: предкарбонатитовые скарны и ранние (безрудные) карбонатиты. Проблемы петрогенезиса и рудообразования // Тез. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. Сю 12–14.

Годовиков А.А. Минералогия. Москва: Недра, 1983. С. 288-294.

Мясников В.С. О титановом везувиане из Перовскитовой и Ахматовской копей на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1940. Т. 28, № 5. С. 445–448.

Мясников В.С. (1954). Минеральные копи Шишимских и Назямских гор. Минералогия Урала, 1. М.: АН СССР, 250–268.

Попов В. А. К истории геолого-минералогических исследований Ахматовской копи на Южном Урале // Уральский минералогический сборник № 16. Миасс – Екатеринбург: УрО РАН. 2006. С. 25–33.

Попов В.А. Многообразие форм кристаллов минералов в скарнах и карбонатит-пегматитах Ахматовской копи на Южном Урале // Уральский минералогический сборник № 16. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2009. С. 34–41.

Попов В.А. Минералогичсекие исследования скарнов и карбонатитов Ахматовской копи // Уральский минералогический сборник. 2010. № 17. С. 109–117.

Попов В.А. Ахматовская копь на Южном Урале (очерк минералогии). Минералогический альманах. 2012.

Кутырев АВ., Матвеева П.П., Степанов С.Ю. Особенности морфологии и состава цинковых шпинелей различных месторождений мира // Металлогения древних и современных океанов № 20. Миасс – Екатеринбург: УрО РАН. 2014. 212-215.

Степанов С.Ю., Шарпёнок Л.Н и др. Особенности распределения микропримесей в перовските из скарнов и жильных кальцитовых образований чернореченского и назямского хребтов (южный Урал) // Минералогия. том 3. Миас–Екатеринбург: УрО РАН, 2017. С. 61-70.

Степанов С.Ю., Лепехина Е.Н, и др. Возраст и изотопные характеристики минерализованных карбонатных пород, сопряженных с магматитами кусинско-копанского габбрового интрузива, южный Урал // Металлогения древних и современных океанов. Миас–Екатеринбург: УрО РАН, 2019. С 266-269.

Перовскитовая минерализация в силикатно-карбонатных жильных породах, пространственно сопряжённых с Кусинско-Копанским габбровым интрузивом, Южный Урал

Степанов С.Ю.[1], Паламарчук Р.С.[2], Шагалов Е.С.[1], Минервина Е.А.[3]

[1]*ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Stepanov-1@yandex.ru*
[2]*Санкт-Петербургский Горный университет, г. Санкт-Петербург*
[3]*ИГЕМ РАН, Москва*

В связи с активным исследованием массивов щелочных-ультраосновных пород с карбонатитами и кимберлитых тел, перовскит и ряд минералов группы перовскита были детально охарактеризованы с применением разнообразных аналитических методов (Mitchel, 2002; Wu et al., 2010; Chakhmouradian et al., 2013). Для перовскита описаны закономерности изменения химического состава, на основании анализа которого возможно предположить природу перовскитовой минерализации. В то же время, вследствие стечения целого ряда обстоятельств, наименее изученными остались перовскиты из места их первого обнаружения. Так для перовскитов из Ахматовской копи и из расположенных рядом минералогических объектов в настоящее время отсутствуют данные о содержании, как главных минералообразующих элементов, так и элементов-примесей.

Совокупность полученных данных, в сочетании со слабой изученностью перовскита и других сопутствующих минералов, позволили усомниться в контактово-метасоматической модели формирования минерализованных тел с перовскитовой минерализаций (Мясников, 1954) обнаруженных в копях Шишимских и Назямских гор на Южном Урале. По результатам геологических и минералогических исследований было выдвинуто предположение о карбонатитовой природе уникальных минерализованных карбонатных тел вскрытых Ахматовской, Зеленцовской, Николае-Максимилиановской и других копях (Белковский и др., 1998; Попов, 2010). На основании, прежде всего, существенного отличия возраста перовскитовой минерализации от магматитов Кусинско-Копанской габбрового интрузива, а также сонахождения перовскита, в ряде случаев, в одном парагенезисе с относительно низкотемпературными минералами (клинохлор, манассеит, гидроталькит) была обоснована метаморфогенная модель формирования перовскитовой минерализации (Гекимянц, 2000).

Таким образом, в настоящее время открытым остаётся вопрос происхождения перовскита в минерализованных карбонатных телах в копях Шишимских и Назямских гор. Для решения этого вопроса авторы провели комплекс минералогических исследований с отбором образцов из наиболее доступных для исследования Зеленцовской и Перовскитовых копей.

В пределах Зеленцовской копи для перовскита установлены три наиболее типичных парагенезиса: перовскит-магнезиоферрит-форстерит-кальцитовый, перовскит-гранат-магнетит-клинохлор-кальцитовый, перовскит-шпинель-манассеит-кальцитовый. Из редких минералов совместно с перовскитом обнаруживается гейкилит, реже цирконолит. В карбонатных породах, вскрытых Перовскитовыми копями, перовскит обнаружен в трёх парагенезисах: перовскит-магнетит-клинохлор-кальцитовом, перовскит-магнетит-клинохлор-клиногумит-кальцитовом и перовскит-магнетит-диопсид-клинохлор-кальцитовом.

По результатам рентгеноспектрального микроанализа для большей части индивидов перовскита установлен состав близкий к стехиометричному $CaTiO_3$, особенно характерный для большинства относительно крупных индивидов из минерализованных карбонатных полостей вне зависимости от парагенезиса. В ряде случаев для кристаллов перовскита была установлена отчётливая зональность по содержанию железа. Небольшие зёрна перовскита, входящие в различные парагенезисы, иногда обладают отчётливо выраженной зональностью, связанной с изменением содержания как железа, так и других элементов-примесей (Y, Nb, REE). В режиме отражённых электронов более светлые зоны роста в кристаллах перовскита обычно характеризуются повышенными содержаниями РЗЭ, реже Y и Nb. Однонаправленного тренда изменения состава в кристаллах перовскита от центра к краевым частям не выявлено, однако, в

краевых частях индивидов наиболее часто обнаруживаются повышенные концентрации большинства элементов-примесей.

Распределение элементов-примесей в кристаллах перовскита было дополнительно изучено с использованием масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS). Для всех проанализированных перовскитов в целом характерен отрицательный наклон кривой распределения РЗЭ (рис. 1). При этом наибольшие содержания всех РЗЭ выявлены в октаэдрических кристаллах перовскита из карбонатных минерализованных полостей, вскрытых Перовскитовыми копями. Чуть меньшими содержаниями характеризуются кубические кристаллы перовскита из этого же объекта. Наименьшие концентрации РЗЭ установлены для кубических кристаллов перовскита из минерализованных карбонатных полостей в перовскит-магнетит-форстерит-кальцитовых породах Зеленцовской копи.

Одним из дискуссионных и нерешённых в настоящее время вопросов является природа перовскитовой минерализации в карбонатных минерализованных породах, пространственно связанных с Кусинско-Копанским габбровым интрузивом. Для уточнения генезиса перовскитовой минерализации целесообразно провести сравнительный анализ особенностей химического состава изученных кристаллов перовскита с перовскитами из разных типов пород. Для проведения сравнительного анализа был проанализирован образец из гранат-везувианового скарна Ахматовской копи, развитого по габбро. В нём были обнаружены зёрна перовскита, имеющие метасоматическую природу (Попов, 2010). Эти перовскиты отличаются пониженными содержаниями РЗЭ, по сравнению с кристаллами из минерализованных карбонатных полостей, вскрытых в копях Шишимских и Назямских гор . Содержание тяжёлых РЗЭ в них близко к нижнему пределу обнаружения масс-спектрометра, что обуславливает скачкообразный характер кривой распределения РЗЭ (рис. 1).

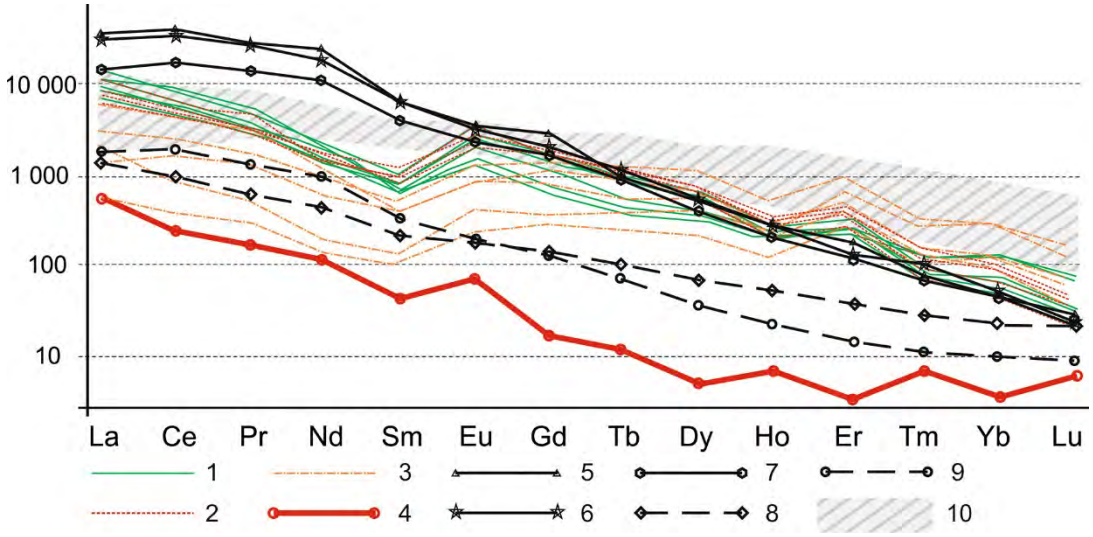


Рисунок 1. Хондрит-нормализованные спектры редкоземельных элементов в перовскитах по данным LA-ICP-MS.

1 – октаэдрические кристаллы из перовскит-магнетит-диопсид-хлорит-кальцитового парагенезиса (Перовскитовые копи); 2 – кубические кристаллы из перовскит-магнетит-клинохлор-кальцитового парагенезиса (Перовскитовые копи); 3 – кубические кристаллы из перовскит-магнезиоферрит-форстерит-кальцитового парагенезиса; 4 – перовскит из скарнов Ахматовской копи; 5–7 – перовскиты из кимберлитов: 5 – трубка Удачная, Россия (Chakhmouradian et al., 2013), 6 – Чикен парк, Колорадо, США (Chakhmouradian et al., 2013), 7 – Куруман, Южная Африка (Donnelly et al., 2001); 8,9 – из щелочных пироксенитов массива Африканда, Кольский полуостров, Россия (Арзамасцев, Арзамасцева 2013); 10 – поле содержания редкоземельных элементов в перовскитах из Перовскитовых копей

Необходимо отметить, что перовскиты из минерализованных карбонатных пород Перовскитовых и Зеленцовской копей существенно отличаются от большинства перовскитов из недосыщенных кремнекислотой щелочных ультраосновных и основных пород, карбонатитов и скарнов. Характер распределения элементов-примесей в исследованных перовскитах из минерализованных карбонатных полостей имеет одну важную особенность – самариевый

минимум, не характерный для перовскитов из щелочных ультраосновных и основных пород и карбонатитов или кимберлитов. Проанализированные перовскиты по содержанию лёгких РЗЭ близки к перовскитам из ультраосновных и щелочных пород, а по содержанию группы тяжёлых РЗЭ аналогичны перовскитам из кимберлитов. Так для перовскитов из щелочных ультраосновных и основных пород и карбонатитов наряду с повышенным содержанием РЗЭ, Nb и Y, характерно высокое содержание стронция (Арзамасцев, Арзамасцева, 2013). Перовскиты из скарнов Тажеранского массива также обладают повышенными содержаниями элементов-примесей, в том числе стронция (Sklyarov et al., 2019). Для перовскитов из кимберлитов (Mitchell, 2002; Chakhmouradian et al., 2013; Wu et al. 2014;) характерны содержания элементов-примесей сопоставимые с перовскитами из щелочных ультраосновных и основных пород. Низкие содержания всех элементов-примесей в перовскитах из копей Шишимских и Назямских гор, вероятно, являются следствием пространственной связи карбонатных минерализованных пород, содержащих перовскитовую минерализацию, с габброидами Кусинско-Копанской интрузии. Для этих габбро характерна нормальная щёлочность, Fe-Ti-V рудная специфика и умеренные содержания элементов-примесей, в том числе и редкоземельных элементов. В целом для восточной части Башкирского антиклинория не установлены примеры проявления щелочного ультраосновного и основного магматизма, сопровождающего формирование редкоземельных и редкометалльных объектов. Исключением является REE-Ta-Nb месторождение Сибирка, расположенное в 60 км к югу от исследуемых объектов и связанное со штоком нефелиновых сиенитов бердяушского интрузивного комплекса.

Помимо особенностей химического состава, для решения генетических вопросов немаловажно учитывать возраст перовскитовой минерализации. Так возрастные характеристики перовскитов из минерализованных карбонатных пород, вскрытых Зеленцовской и Перовскитовыми копями (Степанов и др., 2019), существенно отличаются от возраста габброидов кусинско-копанского плутонического комплекса, который составляет 1379±8 млн. лет. Столь значительная разница во времени формирования габброидов и минерализованных карбонатных пород не позволяет считать последние продуктом скарнирования, инициированного внедрением габбро Кусинско-Копанского интрузива. Столь же существенно различается возраст нефелиновых сиенитов бердяушского массива, инициировавших образование редкометалльных и редкоземельных руд месторождения Сибирка.

Появление перовскитовой минерализации не имеющей генетической связи с активным рифейско-вендским магматизом указывает на существование процессов эндогенной активности в пределах Западного склона Урала в раннем палеозое, что корреспондируется с данными В.М. Гекимянца (2000). Однако вопросы возникновения минерализованных зон, залегающих в габброидах Кусинско-Копанского интрузива и в доломитах саткинской свиты, остаются дискуссионными. По совокупности полученных результатов можно исключить скарновую модель формирования перовскитовой минерализации. Основываясь на результатах датирования перовскита из хлоритовых или хролит-манассеитовых пород Зеленцовской копи, В.М. Гекимянц (2000) предложил метаморфогенную (родингитовую) модель формирования перовскитовой минерализации в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. В то же время нами были обнаружены перовскиты в парагенезисе с форстеритом и магнезиоферритом, что не позволяет считать формирование перовскитовой минерализации следствием низкотемпературных процессов. Важно отметить, что метаморфическое преобразование габброидов отчётливо проявлено в северной части Кусинско-Копанского интрузива. В его южной части габбро практически не подвержены метаморфическим преобразованиям, но в них также обнаруживаются довольно мощные карбонатные минерализованные тела по минеральному составу аналогичные тем, что вскрыты в Зеленцовской, Ахматовской и Перовскитовых копях. Эти тела разрабатывались Шишимской и Прасковье-Евгеньевской копями. Совокупность этих фактов противоречит метаморфогенной модели формирования перовскитовой минерализации.

Учитывая особенности химического состава изученных перовскитов и их возрастные характеристики, а также многочисленные минералогические наблюдения (Попов, 2010) наиболее корректной моделью формирования перовскитовой минерализации, по мнению авторов статьи, является карбонатитовая, предложенная в работах (Белковский и др., 1998). В то же время нерешёнными остаются вопросы источника вещества для формирования минерализованных

карбонатных пород, а также их связи с интрузивными образованиями в пределах западного склона Урала. Для ответа на эти вопросы необходимо проведение специальных геологических, петрохимических, геохимических и изотопных исследований.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Геохимические индикаторы эволюции щелочно ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 21. № 3, с. 277–308

Белковский А.И., Локтина И.Н., Нестеров А.Р. Минеральные копи Шишимских – Назямских гор: предкарбонатитовые скарны и ранние (безрудные) карбонатиты // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 1998. С. 12–14.

Гекимянц В.М. Минералогия титана и циркония в скарнах, родингитах и родингитоподобных образованиях Западного Урала. Дис. канд. геол.–минерал. Наук. М.: МГУ, 2001. 21 с.

Мясников В.С. Минеральные копи Шишимских и Назямских гор. Минералогия Урала, 1. 1954 М.: АН СССР. 250–268

Попов В.А. Минералогичсекие исследования скарнов и карбонатитов Ахматовской копи. Уральский минералогический сборник. 2010. № 17. 109–117.

Степанов С.Ю., Лепехина Е.Н.., Паламарчук Р.С. Шарпенок Л.Н.. Возраст и изотопные характеристики минерализованных карбонатных пород, сопряжённых с магматитами Кусинско-копанского габбрового интрузива, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов. 2019. С. 266–269

Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Kamenetsky V.S., Sharygin V.V., Golovin A.V. Trace-element partitioning in perovskite: implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle-derived undersaturated // Rocks Chem Geol. 2013. 353. P.112–131

Mitchell, R.H. Perovskites: Modern and Ancient; Almaz Press Inc.: Thunder Bay, ON, Canada. 2002. 318p.

Sklyarov E.V., Karmanov N.S., Lavrenckuk A.V., Starikova A.E. Perovskites of the Tazheran Massif (Baikal, Russia) Minerals 2019. 9(5). 323

Wu F., Yang,Y., Mitchell R.H., Li Q., Yang J., Zhang Y. In situ U-Pb age determination and Nd isotopic analysis of perovkites from kimberlites in southern Africa and Somerset Island, Canada // Lithos. 2010.115. P. 205–222.

Расслоенный интрузив Фёдоровой тундры, Кольский регион, Россия: термальная история базального контакта

Степенщиков Д.Г.[1], Грошев Н.Ю.[1]

[1]*Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, stepen@geoksc.apatity.ru*

В докладе приведены результаты термального моделирования первой интрузивной фазы палеопротерозойского массива Фёдоровой тундры, базальная толща которого вмещает крупное месторождение элементов платиновой группы (ЭПГ). Базальная толща, сложенная такситовыми габброноритами, как считается, образовалась в результате дополнительного внедрения насыщенной серой магмы и представляет собой вторую фазу интрузива. Отсутствие миграции обогащенной ЭПГ сульфидной жидкости из габброноритов в архейские породы фундамента свидетельствует о внедрении магмы в значительно остывший базальный контакт первой фазы и позволяет оценить минимальное время, прошедшее между этими двумя интрузивными событиями. Моделирование с учётом среднего геотермического градиента (30 С/км) показывает, что это время составляет 600–700 тыс. лет. Полученные результаты подтверждают формирование месторождения Фёдоровой тундры вне стратиграфической последовательности интрузива.

Критическим фактором формирования контактовых малосульфидных руд элементов платиновой группы (ЭПГ) в расслоенном мафит-ультрамафитовом массиве является предварительный нагрев вмещающих пород за счёт предшествующей формированию интрузива магматической активности (Karykowski et al., 2018). Прогрев рамы до 400 °C за счёт внедрения, например, серии даек или силлов, предваряющих главную интрузию, создаёт условия для эффективного накопления сульфидных капель вблизи дна магматической камеры, а также для просачивания этих капель в частично расплавленные породы фундамента. На Фенноскандинавском щите примерами интрузий, где этот фактор играл решающую роль, являются расслоенные комплексы Портимо и Мончегорский (Iljina, 1994; Karykowski et al., 2018).

По существующим представлениям первая интрузивная фаза массива Фёдоровой тундры (центральная часть Кольского полуострова) выступает в качестве возможного источника предварительного нагрева для на порядок меньшей по объёму базальной толщи (рис. 1, a) или второй интрузивной фазы, содержащей контактовое ЭПГ-оруденение (Schissel et al., 2002; Groshev et al., 2009). В случае значительного теплового влияния первой фазы в строении рудной зоны должны быть проявлены процессы миграции сульфидной жидкости за счет сил гравитации, однако признаков этих процессов в рудоносной толще не наблюдается. Такситовые габбронориты базальной толщи на всей её мощности до 300 м содержат неравномерную вкрапленность сульфидов (2–5 об. %). Равномерно-вкрапленные сульфиды (20–30 об. %) встречаются незакономерно и крайне редко, массивные сульфидные руды практически отсутствуют; оруденение полностью локализовано в пределах интрузии – просачивания сульфидной жидкости в породы фундамента не отмечается (рис. 1, b). Следовательно, внедрение второй интрузивной фазы произошло, по-видимому, после значительного остывания пород первой фазы массива. Целью настоящего исследования является оценка временного разрыва между интрузивными фазами массива Фёдоровой тундры с помощью математического моделирования и обсуждение результатов в контексте длительности кристаллизации расслоенных интрузий и формирования ЭПГ-оруденения контактового типа.

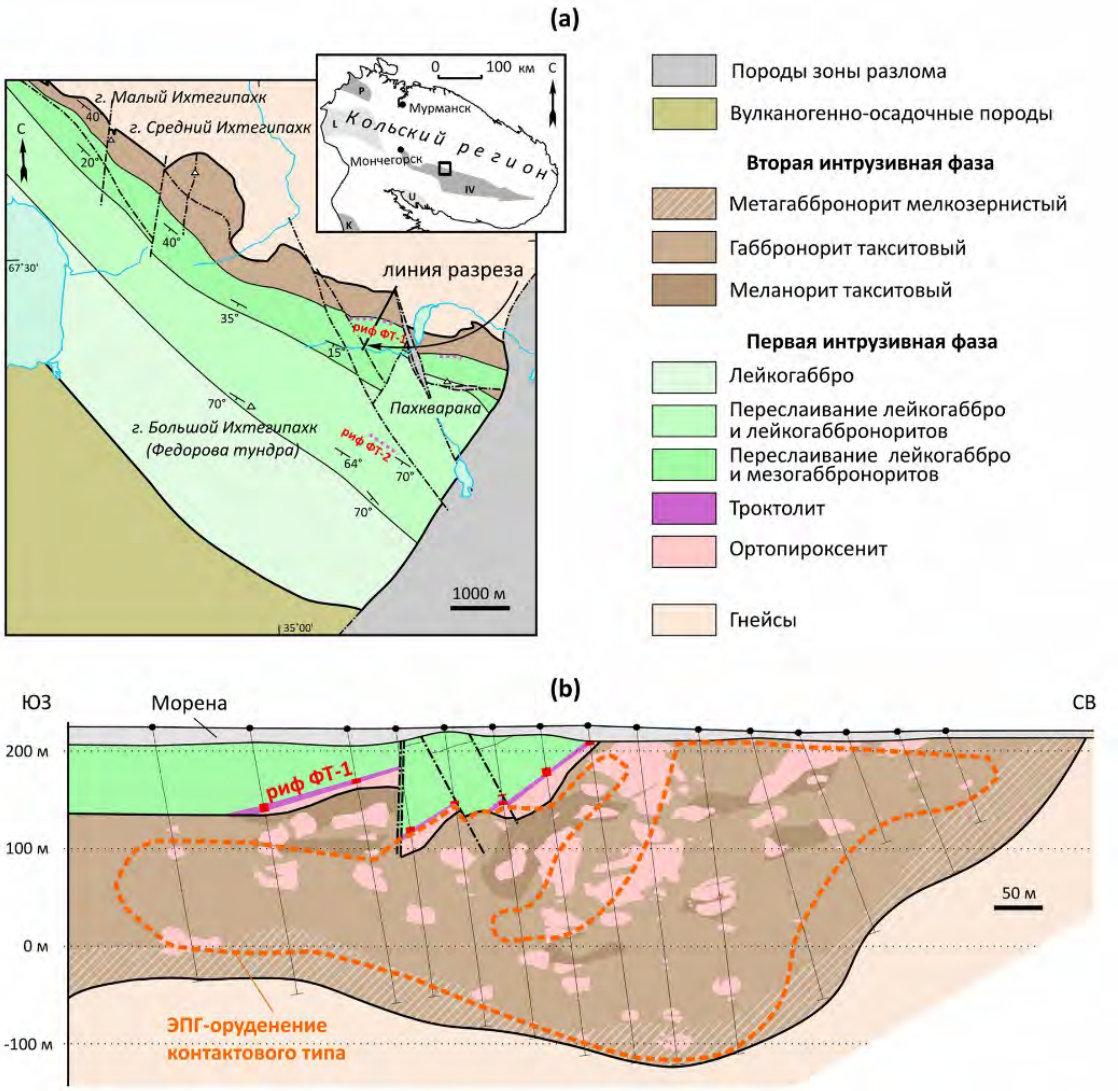


Рисунок 1. Упрощённая геологическая карта интрузива Фёдоровой тундры (a) и схематичный геологический разрез месторождения (b).

Фиолетовые пунктирные линии обозначают положение платинометалльных рифов ФТ-1 и ФТ-2 на карте; красные прямоугольники указывают на минерализованные интервалы рифа ФТ-1 в скважинах. Протерозойские структуры преимущественно архейского Кольского региона (врезка): палеорифты Имандра-Варзуга (IV), Куолаярви (K) и Печенга (P); гранулитовые пояса Лапландский (L) и Умбинский (U). С изменениями по (Грошев, Савченко, 2011).

Остывание первой интрузивной фазы массива Фёдоровой тундры может быть промоделировано теплообменом пластового тела магмы с температурой 1200 °C, внедрившейся в архейский фундамент на глубине 5 км (Дубровский, Рундквист, 2008). Мощность пластового тела составляет 4 км (Грошев, 2011). Дискретизация одномерного уравнения теплопроводности даёт рекуррентную формулу:

$$T_i^{n+1} = T_i^{n+1} + k\Delta t(T_{i+1}{}^n - 2T_i^n + T_{i-1}{}^n)/(\Delta x)^2,$$

где k обозначает температуропроводность ($k = 2{\cdot}10^{-6}$ м^{2}с$^{-1}$), а T_i^n – температуру на глубине $i{\cdot}\Delta x$ м через $n{\cdot}\Delta t$ лет. Подробный вывод уравнения приведён в (Karykowski et al., 2018). Для устранения граничных эффектов глубина моделирования была увеличена до 20 км.

Моделирование показывает (рис. 2, a), что внедрение такой мощной толщи магмы приведёт к значительному прогреву подстилающих пород, которые через 25 тыс. лет будут на 250 м вниз от базального контакта первой фазы прогреты выше температуры частичного плавления фундамента (700 °C). В случае если бы магма первой интрузивной фазы содержала кумулусные сульфиды, они должны были бы осаждаться вблизи дна камеры, формируя в

различной степени обогащенные прослои, и просачиваться в архейские диорито-гнейсы. Поскольку миграции сульфидной жидкости не наблюдается (рис. 1, b), магма первой фазы при внедрении, по-видимому, не была в целом насыщена серой. В свою очередь базальная толща такситовых габброноритов, очевидно, принадлежит к последующему магматическому эпизоду, произошедшему после снижения температуры в нижнем контакте первой фазы до 400 °С. При граничных условиях, принятых в расчете, разделяющее интрузивные фазы массива минимальное время составляет 600–700 тыс. лет (рис. 2, b).

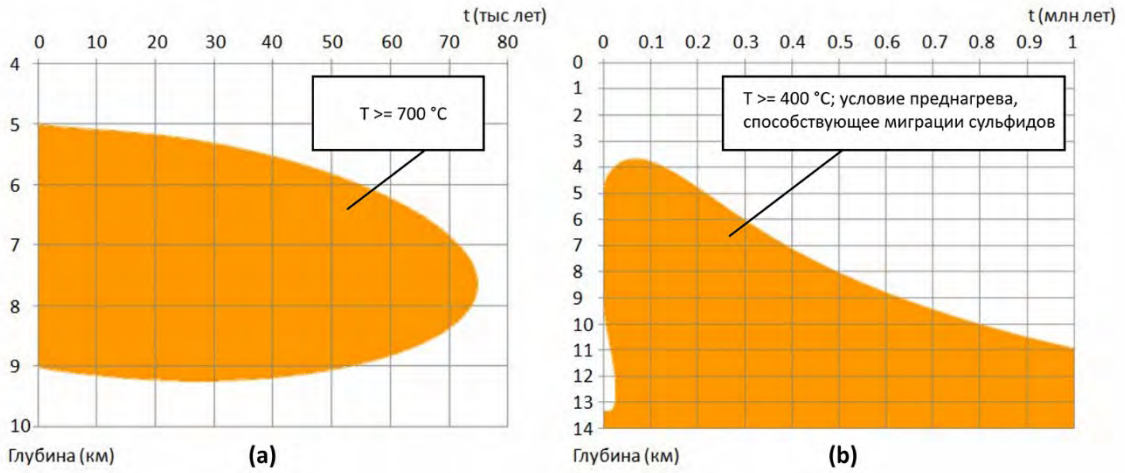


Рисунок 2. Графики время-глубина, показывающие температурные области свыше 700°С (a) и свыше 400°С (b) после внедрения первой интрузивной фазы массива Фёдоровой тундры.

Термальное моделирование демонстрирует, что длительности кристаллизации магмы основного-ультраосновного состава в условиях закрытой и открытой системы могут отличаться на порядок. Если в первом случае для кристаллизации расплава в магматической камере требуются десятки тысяч лет (рис. 2, a), то втором, как показывает пример массива Федоровой тундры, – сотни тысяч лет (рис. 2, b). Вместе с тем, последние данные систематического изотопного датирования расслоенных интрузий, образованных в условиях открытой системы, показывают, что длительность их кристаллизации составляет 1–3 млн лет при ошибке отдельных определений возраста до 0.26 млн лет по модулю (Zeh et al., 2015; Scoates, Wall, 2015; Wall et al., 2018). Стоит отметить, что существующая изотопно-геохронологическая оценка длительности кристаллизации массива Федоровой тундры в 40 млн лет (Groshev et al., 2009), очевидно, является сильно завышенной из-за вероятного включения вторичного циркона в расчет U-Pb возраста (Groshev, Karykowski, 2018). Таким образом, уточнение изотопного возраста интрузивных фаз этого массива является одной из наиболее важных нерешенных задач в петрологии расслоенных массивов Фенноскандинавского щита.

Кроме этого, наличие или отсутствие миграции сульфидной жидкости из базальных рудных зон в породы фундамента, как показывают примеры упомянутых расслоенных интрузий, является важным генетическим признаком для контактовых месторождений ЭПГ. В подтверждение этого тезиса обсудим данные аналогичного моделирования для массива Нюд-Поаз Мончегорского комплекса, содержащего в придонных меланократовых норитах сульфидную вкрапленность, выходящую за пределы интрузива на расстояние до 8 м (Припачкин и др., 2018). Дополнительная фаза (Габбро-10), внедренная вдоль базального контакта этого массива и также содержащая ЭПГ-оруденение, сопровождается просачиванием обогащенных ЭПГ сульфидов в архейские породы (Грошев, Припачкин, 2018). Следовательно, дополнительное внедрение насыщенной серой магмы произошло во время, когда базальный контакт массива Нюд-Поаз еще оставался прогретым. Временной разрыв между фазами, согласно термальному моделированию массива Нюд-Поаз, составляет не более 150 тыс. лет. Точность изотопных методов датирования в настоящее время не позволяет различать такие временные интервалы – возраст кристаллизации интрузива Габбро-10 в пределах ошибки совпадает с возрастом массива Нюд-Поаз (Groshev et al., 2018).

Работа выполнена в рамках темы НИР №0226-2019-0053.

Грошев Н. Ю., Савченко Е. Э. Риф Невидимый – новый уровень малосульфидной платинометальной минерализации в массиве Фёдоровой тундры (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 15–26.

Грошев Н.Ю. Федоровотундровский массив Федорово-Панского платиноносного расслоенного комплекса (Кольский полуостров) – новые петрохимические и геохимические данные // Вестник КНЦ. 2011. № 1. С. 17–29.

Грошев Н.Ю., Припачкин П.В. К вопросу о геологической позиции и платиноносности массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 4-13.

Дубровский М. И., Рундквист Т. В. Петрология раннепротерозойского платиноносного массива Фёдоровых тундр (Кольский полуостров) // Записки Российского минералогического общества. 2008. Т. 137. №. 4. С. 20–33.

Припачкин П.В., Грошев Н.Ю., Кариковски Б.Т., Майер В.Д., Макдональд Я., Барнс С.-Дж., Савард Д. Геохимия элементов платиновой группы в базальном платинометально-медно-никелевом оруденении массива Нюд, Мончегорский комплекс // Труды ФНС ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 302–305.

Groshev N. Y., Nitkina E. A., Mitrofanov F. P. Two-phase mechanism of the formation of platinum-metal basites of the Fedorova Tundra intrusion on the Kola Peninsula: New data on geology and isotope geochronology // Doklady Earth Sciences. 2009. V. 427. №. 2. P. 1012–1016.

Groshev, N. Yu., Pripachkin, P. V., Karykowski, B. T., Malygina, A. V., Rodionov, N. V., and Belyatsky, B. V. Genesis of a Magnetite Layer in the Gabbro-10 Intrusion, Monchegorsk Complex, Kola Region: U–Pb SHRIMP-II Dating of Metadiorites // Geology of Ore Deposits, 2018. Vol. 60. No. 6. P. 486–496.

Groshev N. Y., Karykowski B. T. The Main Anorthosite Layer of the West-Pana Intrusion, Kola Region: Geology and U-Pb Age Dating // Minerals. 2019. V. 9. №. 2. P. 71.

Iljina M. The Portimo layered igneous complex: with emphasis on diverse sulphide and platinum-group element deposits. Ouluensis Universitas, 1994.

Karykowski B. T., Maier W. D., Groshev N. Y., Barnes S. J., Pripachkin P. V., McDonald I., Savard D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018. 113(4). P. 911–935. DOI: 10.5382/econgeo.2018.4576

Schissel D., Tsvetkov A. A., Mitrofanov F. P., Korchagin A. U. Basal platinum-group element mineralization in the Federov Pansky layered mafic intrusion, Kola Peninsula, Russia. Economic geology. 2002. 97(8). P. 1657–1677.

Scoates J. S., Wall C. J. Geochronology of layered intrusions / Layered intrusions. Springer, Dordrecht, 2015. P. 3–74.

Wall C. J., Scoates J. S., Weis D., Friedman R. M., Amini M., Meurer W. P. The Stillwater Complex: integrating zircon geochronological and geochemical constraints on the age, emplacement history and crystallization of a large, open-system layered intrusion // Journal of Petrology. 2018. 59(1). P. 153–190.

Zeh A., Ovtcharova M., Wilson A. H., Schaltegger U. The Bushveld Complex was emplaced and cooled in less than one million years–results of zirconology, and geotectonic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2015. 418. P. 103–114.

Петрографические и геохимические данные палеопротерозойских отложений Ходоканского рудного поля (Бодайбинский район)

Степченко В. В.[1]

[1]*ИГХ СО РАН, г. Иркутск* vstepcenko373@gmail.com

Территория исследования расположена на границе Алданского и Байкальского геоблоков на сочленении западной части Алданского щита, Байкальской горной области и плиты Сибирской платформы. Анализируемая площадь охватывает северный склон Нечерского поднятия, Приленской зоны, в 350 км северо-восточнее г. Бодайбо.

На территории Нечерского поднятия являются наиболее значимыми 2 золоторудных месторождения Ходокан VI и Истанах. Данные месторождения лежат в основании палеопротерозойскийх карбонатно-терригенных отложений ходоканской свиты Кевактинской серии с несогласно залегающими на них отложениями переотложенной коры выветривания пурпольской свиты, что дает основание предполагать модель формирования месторождений с позиции типа «несогласия».

Палеопротерозойские отложения вскрываются в разрезе Нечерского поднятия и представлены илинакской, ходоканской и тунгус-дабанской свитами. В пределах Тонодского поднятия албазинской и михайловской свитами, объединенные В. С. Аносовым в 1964 г. в кевактинскую серию, на Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны – отложениями кодарской серии и представлены икабийской, аянской, и инырской свитами. Все эти отложения в настоящее время объедены в кевактинскую серию (Иванов А. И., и др. 1995; Паршин и др., 2013; Будяк и др., 2017, Немеров В. К. и др., 2009), что основано на сходстве их литологического состава, однотипности метаморфических преобразований, одинаковых взаимоотношений с гранитоидами чуйско-нечерского комплекса и породами пурпольской свиты (Иванов А. И., и др. 1995) (рис. 1).

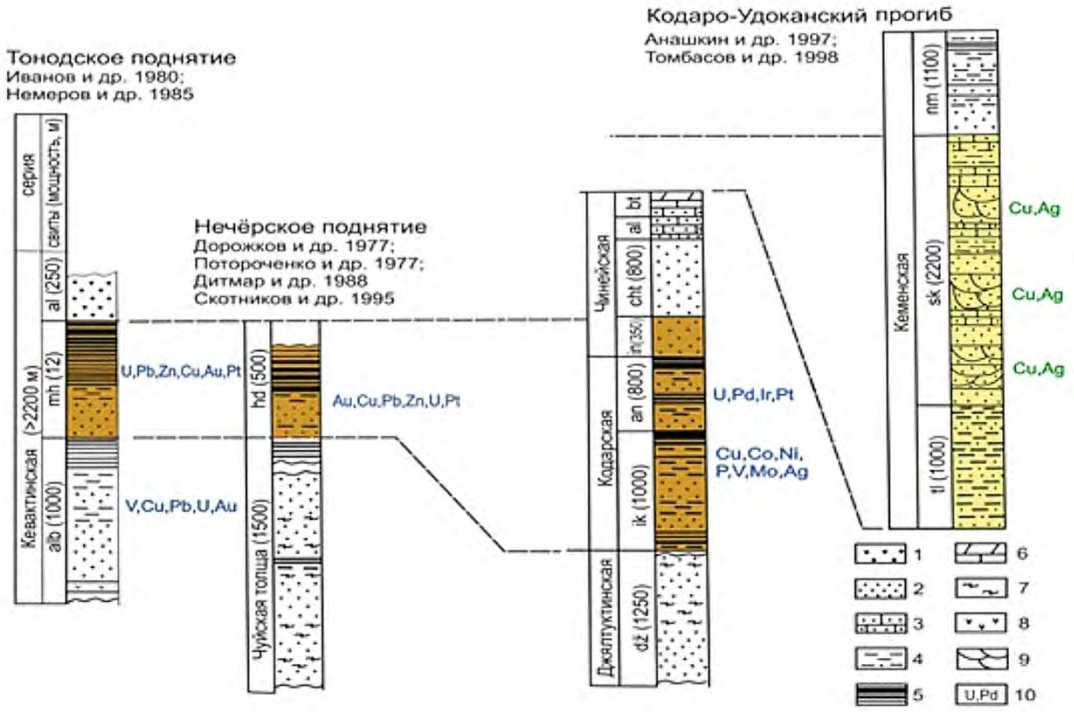


Рисунок 1. Схема сопоставления и металлогеническая характеристика разрезов кевактинской палеопротерозойской углеродисто-терригенной формации (Байкальской горной области).

1 – конгломераты, гравелиты; 2 – метапесчаники; 3 – песчанки извесковистые; 4 – алевросланцы, алевропесчаники; 5 – сланцы черные углородистые; 6 – карбонатные породы; 7 – парагнейсы; 8 –

метабазиты; 9 – косая слоистост; 10 – металлогеническая специализация угдеродистых толщ. Свиты: Alb – албазинская; mh – михайловская; al – александровская; hd – ходоканская; ik – икабийская; an - аянская; in – инырская; cht – читкандинская; bt – бутунская; tl – талаканская; sk- сакуканская; nm – намингинская.

Целью исследования является выявление петрографических и геохимических характеристик пород ходоканской свиты. Определение минерального состава ходоканской свиты проводилось петрографическими и минераграфическими методами исследования с помощью поляризационных микроскопов Микромед-полар 3 и Olympus BX–51 в проходящем и отраженном свете. Валовый состав свиты был определен с помощью ICP MS анализа (аналитик О. В. Зарубина); петрогенные элементы определялись методом РФА, силикатный (аналитики А. А. Амосова, В. М. Чубаров); содержание Au в породах установливалось методами сцинтиляционной атомно-эмиссионной спектрометрии (САЭС) (аналитик Е. В. Шабанова); определение органического вещества в сланцах выполнялось фотометрическими и гравиметрическими методами (аналитик П. Т. Долгих).

Ходоканская свита палеопротерозойских отложений откартирована в северной части Нечерского поднятия. С илинакской свитой она непосредственно не контактирует, в связи с чем ее более молодой возраст предполагается в основном исходя из базального положения илинакской свиты. Видимая мощность свиты 400-550 м. (Иванов А. И., и др. 1995).

Отложения ходоканской свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и представленны мелкозернистыми серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми метепесчаниками, углеродистыми серыми кварцево-слюдистыми сланцами, филлитовидными сланцами, хлорит-кварцево-слюдистыми сланцами и двуслюдяными сланцами.

Метапесчаники, характеризуются гранобластовой структурой, зернистой текстурой и размерами зерен от 0,1 до 0,5 мм. Псаммитовый материал представлен обломками кварца до 70-75%, плагиоклазом до 25% и чешуйками хлорита. Форма зерен изометричная, уплощенная, часто с неровными контурами и острыми углами. По зернам плагиоклаза прослеживается серицитизация. Цемент представлен зернами кварца, плагиоклаза, чешуйками серицита и хлорита.

Хлорит-серицит-кварцевые, хлорит-серицитовые, двуслюдяные-хлорит-кварцевые и филлитовые сланцы характеризуются следующим составом: кварц 45 %, мусковит 35 %, биотит 1 %, хлорит 10% плагиоклаз и кальцит 9 %. Кварц (0,04×0,02; 0,08×0,04; 0,1×0,06 мм), в основном мелкие зерна, вытянуты вдоль сланцеватости пород, иногда отмечаются порфиробластовые выделения. Структура гетеробластовая, лепидобластовая, лепидогранобластовая. Текстура зернистая, сланцеватая, реже плойчатая. Слюда чаще всего представлена мелкой разновидностью – серицитом, чешуйки серицита (0,04×0,02 мм) вытянуты вдоль сланцеватости. Чешуйки биотита (0,02х0,01; 0,09х0,03 мм) вытянуты и распределены по породе беспорядочно. Хлорит в породах встречается двух видов: первый равномерно вкраплен и вытянут вдоль сланцеватости в ассоциации с чешуйками серицита; второй участвует в строение листоватых, веерообразных чешуек, чаще всего сложенных в агрегаты, линзы или прожилки. Мелкие зерна плагиоклаза (0,05×0,03 мм), вытянуты вдоль сланцеватости. Аллотриоморфнозернистый кальцит, (0,07×0,04; 0,1×0,07 мм), отмечается по зернам кварца в виде пойкилитовой структуры. Чаще всего кальцит встречается в ассоциации с гидроксидами железа. Из акцессорных минералов встречаются андалузит (хиастолит?), апатит, циркон и турмалин.

Углеродистые сланцы сложены: хлорит-мусковитовым сланцами с микропрожилками карбонат-кварцевого состава и линзовидными образованиями, выполненными карбонатными минералами. Структура сланцев лепидобластовая, лепидогранобластовая; текстура: сланцеватая, плойчатая. Сланцы характеризуется следующим составом: мусковит 40 %, хлорит 20 %, кварц 30 %, карбонат 10 %, рудные минералы. Серицит (0,03×0,01;0,07×0,03), чешуйки серицита вытянуты вдоль сланцеватости. Мелкие чешуйки хлорита (0,03×0,01 мм) равномерно распределены по всему объему породы. В единичных случаях хлорит отмечается в виде микропрожилков приуроченных в основном к контакту сланцев и прожилков карбонат-кварцевого состава. Прожилки сульфид-карбонат-кварцевого состава вытянуты вдоль сланцеватости пород. Кварц слагает линзовидные выделения. Более крупные зерна (0,7×0,4; 0,3×0,3 мм) имеют вытянутую или изометричную форму. Мелкие зерна (0,05×0,03 мм) в этих

скоплениях вытянуты. Границы зерен мозаичного типа, чаще ровные, реже извилистые. Карбонаты (0,8×0,4; 0,1×0,05 мм) образуют ксеноморфные выделения в ассоциации с гидроксидами железа. В прожилках отмечаются крупные идиоморфные кристаллы пирита.

Рудная минерализация в породах ходоканской свиты представлена пиритом (0,4×0,4; 0,6×0,6 мм), марказитом (0,2×0,1), пирротином (0,03×0,01 мм), халькопиритом (0,04×0,02 мм) и рутилом.

По геохимическим данным породы ходоканской свиты были разделены на рудную и без рудную зоны. В рудную зону по нашим исследованиям отнесены породы с высоким содержанием $C_{орг}$ вещества (от 5 до 10 мас. %) и интенсивным проявлением сульфидной минирализации. С повышением сульфидной минерализацией и органическим веществом, возрастает содержания Au и размерность частиц. Наиболее высокие содержания Au зафиксированы в углеродистых сланцах. По петрогенным элементам в обеих зонах являются повышенные содержания MgO, Na_2O и P_2O_5, в рудной зоне характерно выделяются высокие содержания Fe_2O_3, что скорее всего свидетельствует о гидротермальной деятельности (рис. 2).

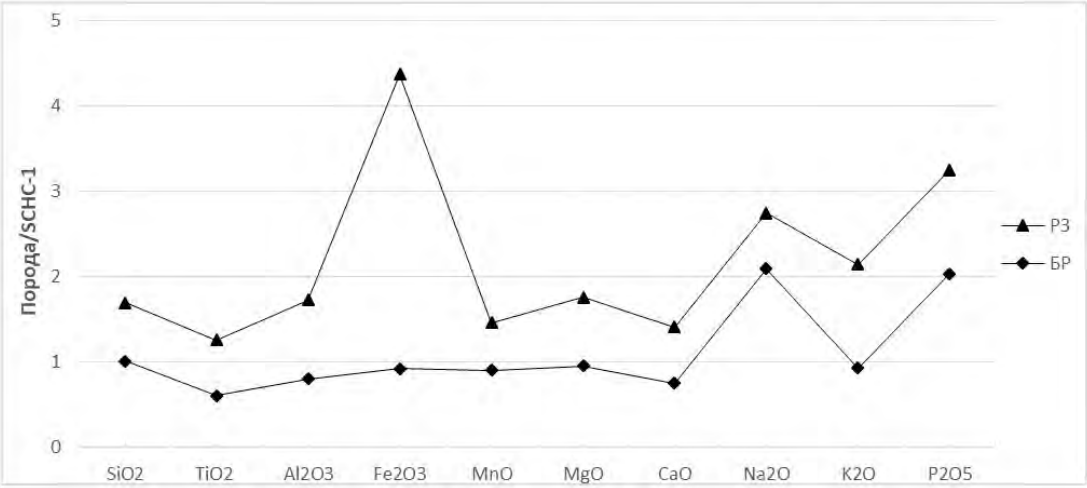


Рисунок 2. Распределение петрогенных элементов в породах ходоканской свиты нормированных по стандартному образцу черных сланцев SCHC-1 (Petrov et. el., 2004).
РЗ – рудная зона; БР – без рудная зона.

Таким образом можно отметить, что отложения ходоканской свиты обогащены рассеянным углеродистым веществом, что вероятно свидетельствует о бурном развитии бактериального бентоса в бассейне осадконакопления с застойным режимом (Терлеев и др., 2006). Концентрации $C_{орг}$ варьируют в пределах от 0.5 до 10 мас. %. Степень метаморфизма данных отложений не превышает зеленосланцевой фации.

Будяк А. Е., Паршин А. В., Спиридонов А. М., Реутский В. Н., Дамдинов Б. Б. Волкова М. Г., Тарасова Ю. И., Абрамова В. А., Брюханова Н. Н., Зарубина О.В. Геохимические особенности формирования Au-U месторождения типа «несогласия» (Северное Забайкалье) // Геохимия. 2017. №2. С. 149-16

Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. 1995. С. 352.

Немеров В.К., Будяк А.Е., Развозжаева Э.А., Макрыгина В.А., Спиридонов А.М. Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан // Известия СО РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2009. №2. С. 4-17

Паршин А.В., Абрамова В.А., Мельников В.А., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е. Перспективы благородно и редкометалльного оруденения нижнепротерозойских отложений на территории Байкальской горной области // Вестник ИрГТУ. 2013. №3. С. 53-59.

Терлеев А.А., Постников А.А., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В., Станевич А.М. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) // Палеоэкология и эволюция сообществ. 2006. С. 271-281.

Petrov L.L., Kornakov Yu.N., Korotaeva I.Ia. Multi-Element Reference Samples of Black Shale // Geostandards and geoanalytical research. 2004. V. 28. №1. P. 89-102.

Шешенкаринское рудное поле в Центральном Казахстане: перспективы обнаружения золото-медно-полиметаллического месторождения

Султанов Г.Д.[1, 2], Вихлянцев А.А.[1, 2], Исмаилов Х.К. [1]

[1]*ТОО «Центргеолсъемка», г. Караганда, Казахстан*
[2]*КарГТУ, г. Караганда, Казахстан, sgd1138@mail.ru, aavikhlyancev@mail.ru, zaocgs@mail.ru*

Шешенкаринское рудное поле находится в Бухар-Жырауском районе Карагандинской области (Республика Казахстан), в 63 км на северо-восток от г. Караганда (рис.1). Площадь составляет 44,5 кв.км.

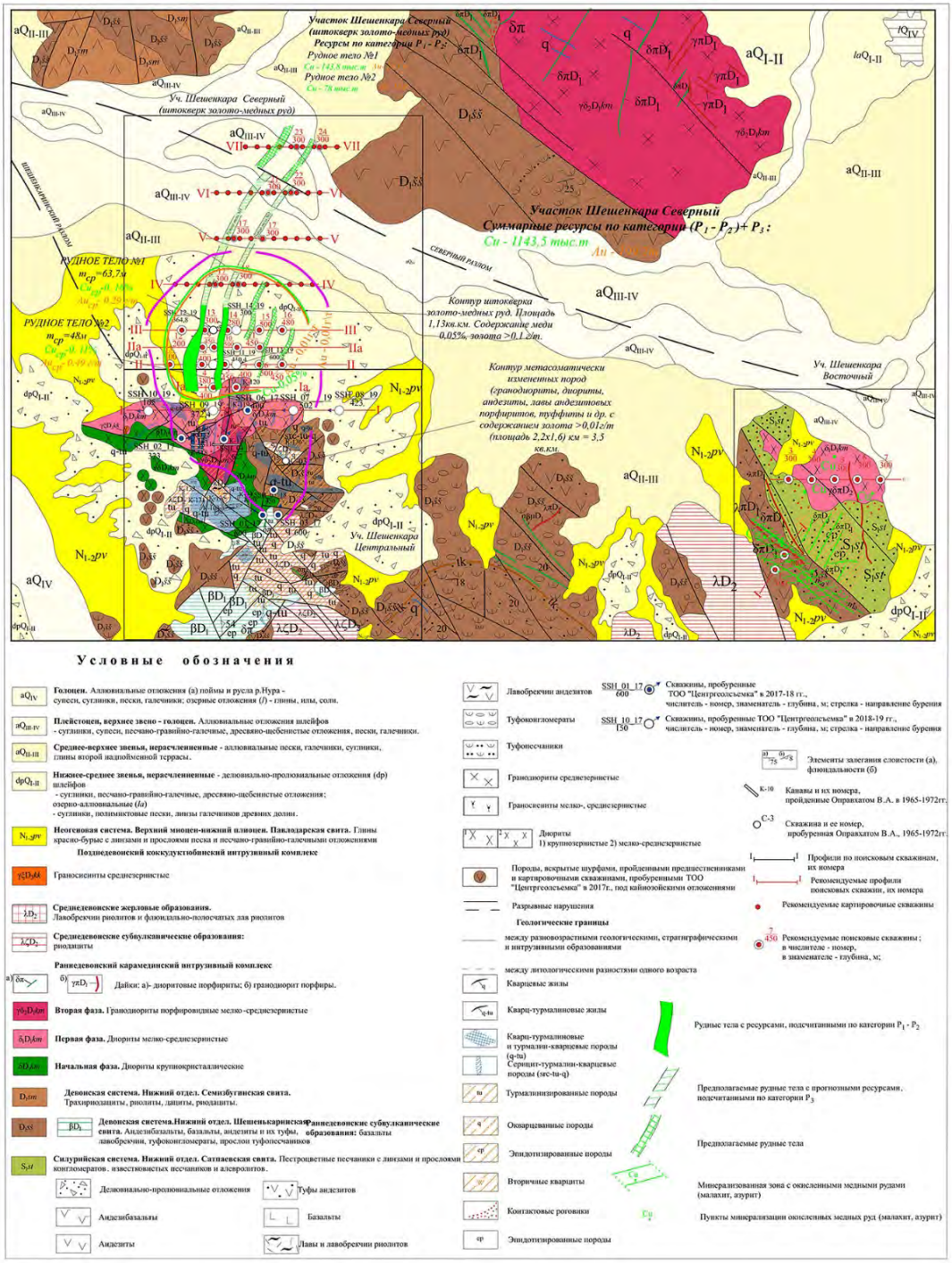


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта Шешенкаринского рудного поля 1:10 000.

В пределах Шешенкаринского рудного поля, в ходе геологоразведочных работ за 2017-2019 гг., проводимых геологоразведочными компаниями ТОО «Совместное предприятие «Тау-Кен проект» и ТОО «Центргеолсъемка», выделено три перспективных участка на выявление средне-, крупномасштабного золото-медно-полиметаллического месторождения: Шешенкара Центральный, Шешенкара Северный и Шешенкара Восточный.

Аналитические работы, проводимые с целью поисков и выявления рудного месторождения, включали в себя выборку проб и выявление взаимосвязи высоких содержаний золота, меди, элементов полиметаллов со вскрытыми скважинами поискового бурения породами.

Так же аналитические работы включали в себя построение геологических разрезов по профилям участков, составление схематической геологической карты Шешенкаринского рудного поля на основании документации поисковых скважин, петрографического описания шлифов, проведения геологических маршрутов, анализа материалов предшественников.

По результатам поисково-аналитических работ за 2017-2019 гг. установлено, что в геологическом строении Шешенкаринского рудного поля принимают участие теригенные образования нижнего силура сатпаевской свиты (S_1st), туфогенно-вулканогенные образования нижнего девона шешенкаринской свиты ($D_1šš$) и семизбугинской (D_1sm) и раннедевонские субвулканические образования основного состава (βD_1). Они прорываются среднедевонскими риолитами жерловой (λD_2) и риодацитами и риолитами субвулканической ($\lambda\zeta$, λD_2) фаций. Интрузивные образования на рудном поле представлены диоритами, гранодиоритами раннедевонского карамендинского комплекса (δ_1, $\gamma\delta_2 D_1km$) и граносиенитами позднедевонского коккудуктюбинского комплекса ($\gamma\xi_2 D_3kk$). Интрузии прорывают терригенные образования нижнего силура и вулканогенные образования нижнего девона.

На участке Шешенкара Центральный, расположенном в юго-западной части площади, в 2017-2018 гг. пробурено шесть наклонных поисковых скважин под углом 65-80°, глубиной 323-650 м., в 2018-2019 гг. четыре поисковые наклонные скважины в профиле VI, наклонные под углом 70°, по азимуту 270°, глубиной 165-502 м.

По результатам поисково-аналитических работ за 2017-2019 гг. на территории участка Шешенкара Центральный установлено, что вмещающими являются нижнедевонские вулканогенно-осадочные образования шешенкаринской свиты, представленные лавами и туфами андезитов, андезибазальтов и базальтов, конгломератами, песчаниками и алевролитами. На западе, севере и востоке участка девонские породы перекрыты рыхлыми неоген-четвертичными образованиями. Развиты многочисленные разломы субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений.

Гидротермально-метасоматические изменения различной интенсивности проявлены во всех разностях девонских пород и представлены окварцеванием, турмалинизацией, эпидотизацией, хлоритизацией и ороговикованием.

Массивы кварц-турмалиновых метасоматитов приурочены к узлам пересечения разломов и на проектных разрезах показаны в виде крутопадающих протяженных тел. В кварц-турмалиновых метасоматитах отмечены повышенные содержания меди. Для кварц-серицитовых метасоматитов характерен вынос меди, свинца и железа. Установлены содержания B2O3 – 1-5%, Sn – 0,1%, Zn, Pb – до 1%, Cu, Ni, Co – до 0,01%.

Между массивами отмечается окварцевание и турмалинизация меньшей интенсивности. В северной части участка, преимущественно в диоритах, выявлены многочисленные золотоносные жилы кварц-турмалинового и серицит-турмалин-кварцевого состава протяженностью до 350 м при мощности в раздувах до 35 м.

В приразломных зонах выявлено несколько пунктов минерализации меди (малахит).

К участкам интенсивных гидротермальных изменений приурочены комплексные литохимические аномалии меди (до 0,02%), молибдена (до 30 г/т), золота (до 0,05 г/т), цинка (до 0,2%), свинца (до 0,3%) и висмута (до 20 г/т).

В лимонитизированных породах (в зоне окисления по одной скважине поискового бурения, инт.8,8-20 м) участками наблюдается аномальное содержание As – до 0,37%, Pb – до 0,42%, Zn – 0,89%. Содержания Cu и Mo обычно невысокие, в единичных случаях достигают 0,04% и 0,006%, соответственно.

Метасоматическим преобразованиям в различной степени подвержены все породы

участка Шешенкара Центральный. Наблюдаются аргиллизиты, кварц-серицитовые метасоматиты и монокварциты, во всех разностях обычно присутствует турмалин в разных концентрациях, вплоть до образования мономинеральных турмалиновых пород.

По результатам анализа имеющихся данных участок представляется перспективным на выявление близповерхностного средне- или крупномасштабного золото-полиметаллического объекта.

Поисковыми признаками и предпосылками являются:

1) Выявленные проявления и пункты минерализации меди и золота, приуроченные к кварц-турмалиновым жилам и метасоматитам.

2) Ореолу метасоматических изменений соответствует комплексная геохимическая аномалия с типичным для данного типа оруденения набором элементов (Au, Ag, As, Sb, Bi, Pb, Zn, Cu и др.).

3) Аномальное содержание в лимонитизированных породах остаточных As – до 0,37%, Pb – до 0,42%, Zn – 0,89% при умеренно повышенных Cu и Mo.

4) Характерные интенсивные метасоматические преобразования с типичной зональностью: монокварциты и кварц-турмалиновые метасоматиты: аргиллизиты - кварц - (турмалин)-серицитовые метасоматиты.

5) В трех пробуренных скважинах, по одному профилю, отмечается 18 подсечений с повышенными содержаниями золота от 0,11 до 0,84 г/т. Мощность интервалов от 6 до 129 м.

Для оценки ресурсов проявления Шешенкара Центральный необходимо пробурить ряд дополнительных скважин на территории участка. Полученные данные лабораторных исследований дают основание для расширения объема геологоразведочных работ.

Основные перспективы объекта на золото и медь связаны с кварц-турмалиновыми и турмалин-кварцевыми, кварцевыми метасоматитами.

Участок Шешенкара Северный расположен севернее участка Шешенкара Центральный и граничит с его северной стороной. В 2018-2019 гг. на участке Шешенкара Северный по двум профилям пробурено четыре наклонные поисковые скважины под углом 70°, по азимуту 270°, глубиной 300-600,2 м.

По результатам поисково-аналитических работ за 2017-2019 гг. установлено, что источником рудного вещества на участке Шешенкара Северный являются флюидонасыщенные окисленные расплавы, переносящие Cu, Au, SO_2 из мантии в верхнюю часть земной коры, при господстве сжимающих напряжений (субдукции). На участке не исключено формирование так называемых «структурных ловушек» с большими концентрациями металлов, образованными под «экраническим» воздействием вмещающих пород шешенкаринской свиты, обладающих повышенными прочностными свойствами, скрытых под чехлом кайнозойских отложений (40-80 м).

По результатам аналитических работ, на участке Шешенкара Северный выделено 2 параллельных рудных тела северного простирания (рис.2).

Предположительная протяженность тел, скрытая под мощным чехлом кайнозойских отложений – 1700 м. В скважинах, пробуренных в профиле II, средние содержания золота и меди по рудным телам возрастают по простиранию в северном направлении, по сравнению с профилем I, с 0,13 – 0,36 г/т до 0,3 – 0,69 г/т по золоту и с 0,085 – 0,14% до 0,13 – 0,4% по меди.

Учитывая тенденцию увеличения содержаний по простиранию, предполагаются средние содержания по рудным телам: меди до 0,5-0,6%, золота до 1 г/т и более, серебра 7-8 г/т.

Исходя из данных аналитических исследований скважин, наличие множественных маломощных (от 2 до 26,5 м) золото-медных рудных подсечений, указывает на возможность обнаружения еще нескольких рудных тел мощностью 30-40 м с промышленным содержанием золота и меди. В целом, участок представляется перспективным на выявление близповерхностного средне- или крупномасштабного золото-медного объекта.

По участку подсчитаны ресурсы по категориям P_1-P_2 и P_3, результаты которых представлены ниже. Суммарные ресурсы по категориям (P_1-P_2)+P_3 представлены в таблице 1.

Участок Шешенкара Восточный сложен терригенными породами сатпаевской свиты нижнего силура и туфогенно-вулканогенными образованиями шешенкаринской свиты нижнего девона. В северной части участка отложения нижнего силура прорваны мелко-среднезернистыми

диоритами первой фазы карамендинского интрузивного комплекса. Нижнесилурийские отложения представлены пестроцветными песчаниками, ороговикованными на контактах с интрузивом, в центральной части участка метасоматически изменены – эпидотизированы. В западной части участка распространены туфогенно-вулканогенные образования среднего состава шешенкаринской свиты.

Таблица 1. Суммарные ресурсы по категориям (P_1-P_2)+P_3.

№ Рудного тела	Ресурсы меди, тыс. т	Ресурсы золота, т	Ресурсы серебра, т
Рудное тело 1	568	88,5	1354
Рудное тело 2	486	96	1246
Итого:	1054	184,5	2600

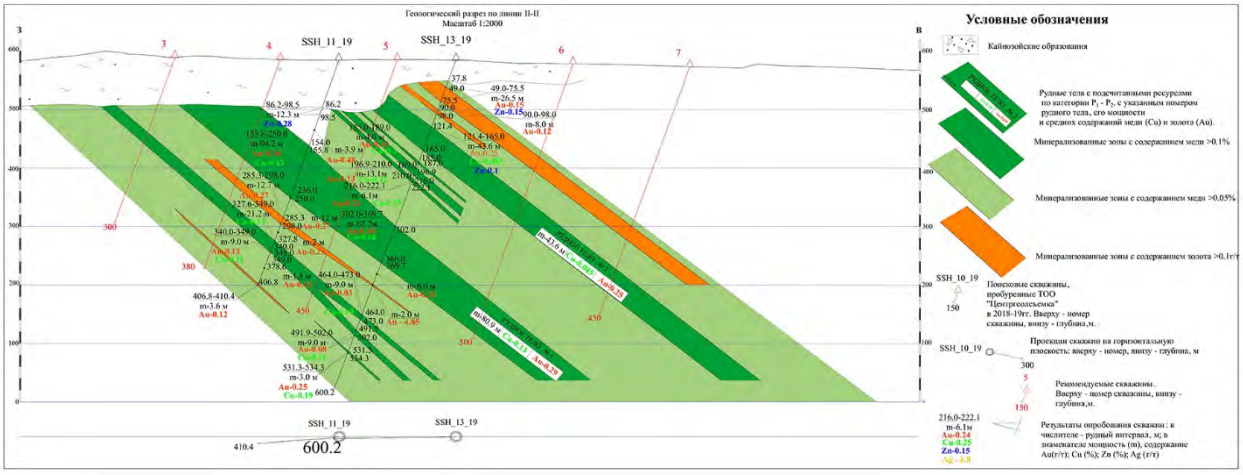


Рисунок 2. Геологический разрез по профилю II-II (участок Шешенкара Северный) 1:2000.

В результате анализа проведенных геологических маршрутов на территории участка Шешенкара Восточный установлено, что в андезитах и туфах андезитов шешенкаринской свиты на поверхности прослеживается медная минерализация, представленная налетами малахита и азурита. Наличие медной минерализации, метасоматически измененных пород и интрузивного массива, позволяет выделить участок как перспективный на обнаружение медной минерализации на глубине.

Золото-медное оруденение на площади Шешенкаринского рудного поля, вероятно, связано со штокверком, образованным под влиянием внедрения гранитоидов карамендинского интрузивного комплекса (Оправхат, 1972).

Оправхат В.А., Стаховская К.К. Геологический отчет о детальных геолого-геофизических работах на медь в Баянаульском районе (Рыбинская ГФП) // Министерство геологии казахской ССР. 1972. С. 1-237.

Новые данные о геохимии горячих источников в северо-западном регионе Вьетнама

Сырбу Н.С.[1]

[1]*ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток, syrbu@poi.dvo.ru*

В настоящее время большое внимание уделяется изучению районов западной части Тихого океана, считавшихся ранее неперспективными в отношении нефтегазового потенциала, а также исследованию геологических структур и глубинных разломов, которые могут быть каналами поставки углеводородных газов.

Район работ расположен в тектонически активном районе на стыке двух плит: Евроазиатской и Индийской. В результате особого тектонического режима сформировались активные разломные зоны (рис. 1б). Эти разломные зоны, включая рифт Красной Реки, а также разом Диен-Биен – Лай Чау расположены в северо-западной части Вьетнама. Ежегодно в этом районе регистрируется около 400 землетрясений (Drogue, 2000). Тектонические подвижки вдоль основных разломных зон создают условия для усиления потока глубинных флюидов и открытия новых проводящих каналов, особенно если регион находится под влиянием сильной неотектонической активности.

В статье представлены результаты комплексной Российско-Вьетнамской экспедиции в районе Северного Вьетнама, включая залив Тонкин (март 2019 г.). Целью экспедиции являлось изучение распределения и потока природных газов в термальных и минеральных источниках северного Вьетнама, расположенных в зоне влияния разлома Красной Реки (общая протяженность маршрута 2500 км). Длительность экспедиции – 21 сутки. Опробованы источники в северных провинциях Хоа Бинх, Фу То, Сон Ла, Диен Биен, Лай Чау, Лао Кай, Иен Бай, Хай Фонг (рис. 1а).

Всего было отобрано и проанализировано более 60 проб воды. Выбор маршрута и исследуемых объектов проводился на основе информации, полученной в результате совместных Российско-Вьетнамских исследований в районе северного Вьетнама в 2015-2017 гг.

Исследуемые районы непосредственно находятся в зоне влияния рифта Красной Реки. Средняя температура воздуха в районе дельты Красной Реки –составляет 22-26 С и в горах – 15-16 С. Термальные воды в данном исследовании мы определяем как воды, с температурой выше, чем средне годовое значение температуры их разгрузки на поверхность. В исследовании принято, что воды с температурой выше 26 С можно считать термальными.

Термальные воды могут истекать из изверженных или осадочных пород. В последнем случае происхождение термальных вод в карбонатном массиве вызывает большой интерес. В карстовых резервуарах образуются большие скопления подземных вод. Присутствие горячих вод в карстовых массивах говорит о значительной активности глубинных термальных источников. Газогеохимичекие данные термальных вод являются важной информацией для изучения режима и происхождения их глубинных источников.

Пробы анализировались на содержание углеводородных газов (УВГ), N_2, O_2, CO_2, He, H_2 и CO (Паспорт лаборатории Газогеохимии ПС 1.047-18, Свидетельство Росстандарта №41). При определении фоновых концентраций газов применялись апробированные методики (Шакиров, 2016). Фоновые концентрации газов пробах воды термальных источников составили CH_4 – 164 нл/л, CO_2 - 21 % об., УВГ (этан-бутан) в сумме – 0.34 ppm, He – 42 нл/л (3.9 ppm) , H_2 – 30 нл/л (1.8 ppm) (в морской воде фоновые содержания гелия – 8.55 ppm, водорода – 4.5 ppm).

Наиболее важным результатом экспедиции стало установление взаимосвязи режима термальных источников, термогенной газовой компоненты с геологической структурой Северного Вьетнама.

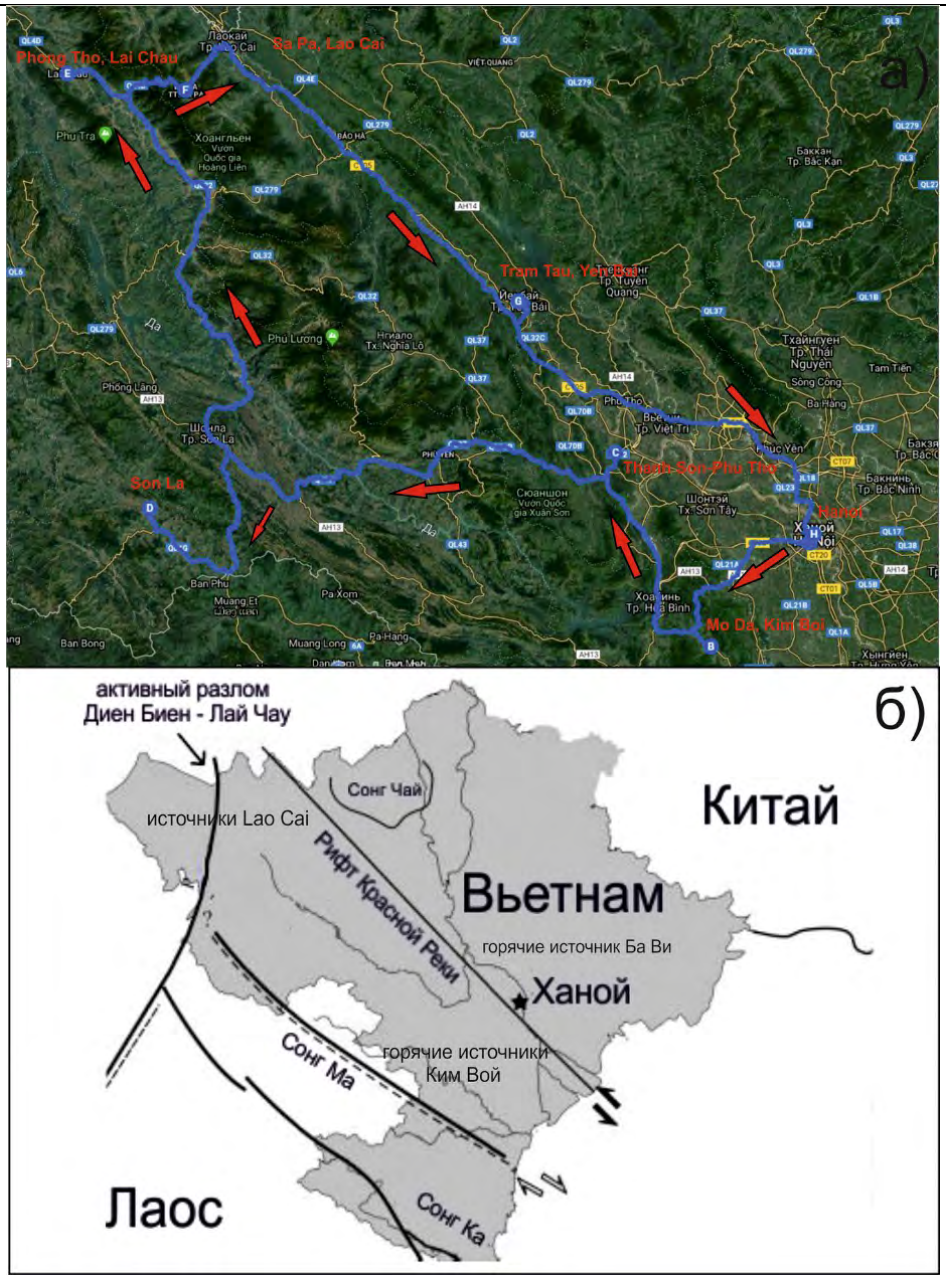


Рисунок 1. Маршрут в районе работ (а) и активных разломов северо-западной части Вьетнама (б).

Выходы термальных вод на северо-западе приурочены к системам разломов СЗ-ЮВ простирания: разлом Сонг Да, Тхуан Чау, Сонг Хонг и Сонг Чау. Источники, расположенные в провинции Лао Кай, находятся в гранитном массиве Фансипан. Исследуемые источники в районе северной Вьетнамской низменности (Ба Ви и Ким Бой) были обнаружены при разведочном бурении (Nguen Thac Cuong, 2005).

В провинции Хоа Бинх (дельта Красной реки), находящейся в отдаленных пригородах Ханоя к юго-востоку от его центра, зафиксированы концентрации углекислого газа в воде до 42 %. Также рассчитан поток метана с поверхности источника в атмосферу и составляет 593 мкмоль/сутки. Воды источника Ким Бой обладают бальнеологическими свойствами, минеральный состав воды не уступает лучшим мировым брендам. Ее разливают в бутылки. Воду употребляют внутрь при заболеваниях желудка и кишечника. Принимают горячие ванны при ревматизмах. Вода помогает снижать кровяное давление.

В соседней провинции Фу То также зафиксированы высокие концентрации углекислого газа в воде до 50%. Концентрации метана также повышены и достигают 2150 нл/л. Поток метана в атмосферу составляет 100-400 мкмоль/сутки. Температура воды одного из источников доходила до 43 С. Тогда как температуры двух других приближалась к температуре окружающей среды, примерно 22-24 С.

В провинции Сон Ла исследованы два горячих источника с температурой 42-44 С. В пробах воды из обоих термальных источников обнаружены тяжелые углеводороды до пентана включительно и повышенные концентрации метана и углекислого газа.

Среди всех исследуемых термальных и минеральных источников выделяются горячие источники Уба в провинции Диен Биен. Источники расположены в зоне влияния активного разлома Диен Биен – Лай Чау. Данный район обладает несомненным геотермальным потенциалом. По данным (Vu Van Tich, 2015) температура вод у поверхности источника составляет 76 С и 150 С в глубинных резервуарах. Глубинный разлом Диен Биен – Лай Чау оказывает огромное влияние на тепловой поток. Бассейн Диен Биен разбит многочисленными разломами СВ-ЮЗ простирания, по которым термальные воды изливаются на поверхность. Vu Van Tich, Tran Trong Thang, опираясь на свои исследования источников Уба и мировой опыт геотермальных исследований, считают достаточным потенциал источников для строительства небольшой геотермальной электростанции для обеспечения электроэнергией города Диен Биен. Строительство затруднено недостаточной исследованностью региона, а также нехваткой современных сейсмических данных.

В юго-восточных отрогах Гималаев в высокогорных провинциях Лай Чау и Лао Кай были обнаружены несколько термальных проявлений с температурой, колеблющейся около 34 С. При незначительных концентрациях углекислого газа, значения метана остаются повышенными до 150 нл/л. Также обнаружены тяжелые углеводороды до пентана включительно. Эти источники пока имеют местное значение. Иностранные и вьетнамские туристы, а также люди, лечащиеся от различных заболеваний, приезжают в провинцию Лай Чау реже, чем в другие. Это вызвано ее относительной удалённостью и крайним местоположением в стране.

В горных районах Ту Ле провинции Иен Бай была сделана уникальная находка. На побережье термального источника с температурой 61 С был обнаружен минерал лимонит, в общем смысле представляющий собой смесь гидратов оксида железа(III) (рис. 2).

Рисунок 2. Термальные источники провинции Иен Баи, минерал лимонит.

Обнаруженная находка скоплений лимонита позволяет предположить о наличии в этом районе месторождения «бурого железняка» или так называемые «болотных руд».

Основываясь на тектонических данных и результатах проведенных анализов химического состава природных газов, можно утверждать, что выходы термальных вод в районе северо-западного Вьетнама приурочены к активным зонам разломов. Сейсмотектоническая активность региона оказывает влияние на их режим и химический состав газов. Газы исследуемых термальных источников имеют термогенное происхождение.

Повышенное содержание углекислого газа говорит об активности геологических структур, в пределах которых расположены источники. Все пробы содержат примеси тяжелых углеводородных газов, в основном пропан и бутан.

Исследования выполнены при поддержке программы Гранта ДВО 18-1-008 (QTRU02.01/18-19). Номер гос.регистрации АААА-А18-118121090011-9. Проект «Газогеохимические поля и потоки метана и углекислого газа в Северном и Центральном Вьетнаме, а также при прилегающем шельфе: изучение взаимодействия литосферы, гидросферы и атмосферы». Работы проведены в рамках Совместной Российско-Вьетнамской

лаборатории по морским наукам (ТОИ ДВО РАН - ИМГГ ВАНТ). Информационная поддержка обеспечена ТОИ ДВО РАН и Приморским отделением Российского географического общества (ОИАК РГО).

Шакиров Р.Б. Газогеохимические поля окраинных морей Дальневосточного региона: распределение, генезис, связь с геологическими структурами, газогидратами и сейсмотектоникой: // автореф. дис. ... дра геол.-минерал. наук / Р.Б. Шакиров; Тихоокеан. океанол. инт им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Владивосток. 2016.- 49 с.

C. Drogue, N.N. Cat, J. Dazy. Geological factors affecting the chemical characteristics of the thermal waters of the carbonate karstified aquifers of Northern Vietnam // Hydrology and Earth System Sciences. 2000. 4(2). P. 332-340.

Nguen Thac Cuong, Cao Duy Giang, Tran Trong Thang. General evaluation of the geothermal potential in Vietnam and the prospect of development in the near future // Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey. 2005.

Vu Van Tich, Tran Trong Thang. Active Faults and Geothermal Potential in Vietnam: a Case Study in Uva Area, Dien Bien Phu Basin, Along Dien Bien -Lai Chau Fault // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April. 2015.

Химическое состояние Hg в синтетических кристаллах Hg-сфалерита и Zn-метациннабарита по данным рентгеновской спектроскопии поглощения.

Тонкачеев Д.Е.[1], Чареев Д.А.[2], Тагиров Б.Р.[1], Меркулова М.В.[3], Тригуб А.Л.[4], Викентьев И.В.[1], Ковальчук Е.В. [1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, tonkacheev@igem.ru*
[2]*ИЭМ РАН, г. Черноголовка*
[3]*Vrije Universiteit, Amsterdam, Netherlands*
[4]*НИЦ «Курчатовский институт», г. Москва*

Необходимость изучения ртутистого сфалерита оправдана тем, что он является довольно распространенным минералом на некоторых месторождениях, сформировавшихся благодаря мантийному источнику вещества. Более того, в большинстве случаев он является главным сульфидным минералом-концентратором Hg, т.к. ее содержание в ZnS обычно в десять раз больше, чем в сопутствующем халькопирите или Hg-тетраэдрите. Максимальное содержание Hg в сфалерите (до 22.6 мас. % по Liu et al., 2017) было отмечено на китайском месторождении Чашула. Более того, небольшое количество Hg-содержащего сфалерита было описано на некоторых угольных месторождениях или на отвалах заброшенных рудников. Количество и оптимальная технология извлечения Hg из сульфидных концентратов напрямую зависит от «формы ее нахождения» в сфалерите.

Несмотря на то, что существуют данные об изоморфном ряде между сфалеритом и метациннабаритом (например, Таусон, 1980; Osadchii, 1990) детальное измерение рентгеновских спектров поглощения таких образцов не производилось. Кроме того, в природных сфалеритах не выявлено очевидной взаимосвязи между содержанием Hg и Zn или Fe, характерной для элементов с преобладающей изоморфной формой нахождения. Кук с соавторами (Cook et al., 2009) пишет о том, правда не объясняя это утверждение, что прямое замещение Zn^{2+} на Hg^{2+} маловероятно. Таким образом, встает вопрос не только о форме нахождения (изоморфная, в виде сульфида, сложных кластеров и т.п.) Hg в сфалерите, но и о её валентности. Метод рентгеновской спектроскопии поглощения позволяет однозначно ответить на все эти вопросы. Наилучшее качество спектров возможно получить с помощью синтетических кристаллов, которые и были выращены в рамках данной работы, методом синтеза в солевом расплаве CsCl/NaCl/KCl, в диапазоне составов от 2 до 82 мол.% HgS при 670ºC на горячем конце ампулы.

Результаты подгонки EXAFS спектров. L_3 – край Hg.

Локальное окружение атомов Hg (координационное число и межатомные расстояния) идентично для всех образцов кристаллов сфалерит-метациннабаритового ряда. Первая координационная сфера (образцы 5579,5581) располагается на расстоянии R_{HgS} =2.53±0.01 или 2.54±0.01Å при N_S=4 (как в структуре сфалерита).

Наиболее информативный спектр оказался у образца 5576, не смотря на его худшее качество (рис 1). Во-первых, по нему хорошо видна вторая (N_{Hg}=12 или N_{Zn}=12) и третья (N_S=12) координационная сфера атомов. При этом межатомное расстояние R_{HgS} в первой координационной сфере 2.52±0.01Å, что на 0.21Å больше, чем такой же параметр структуры чистого сфалерита. Межатомное расстояние $R_{Hg\text{-}Hg}$ или $R_{(Hg\text{-}Zn)}$ во второй координационной сфере варьирует от 3.92±0.01 до 4.06±0.01Å, в зависимости от используемой модели, которых для данного образца было предложено три: (1) атомы Hg окружают лишь атомы Hg; (2) атомы Hg окружают лишь атомы Zn; (3) атомы Hg окружают атомы Zn и Hg. Из-за схожих факторов рассеивания цинка и ртути и схожих критериев гипотезы сложно судить, какая из моделей точно реализована.

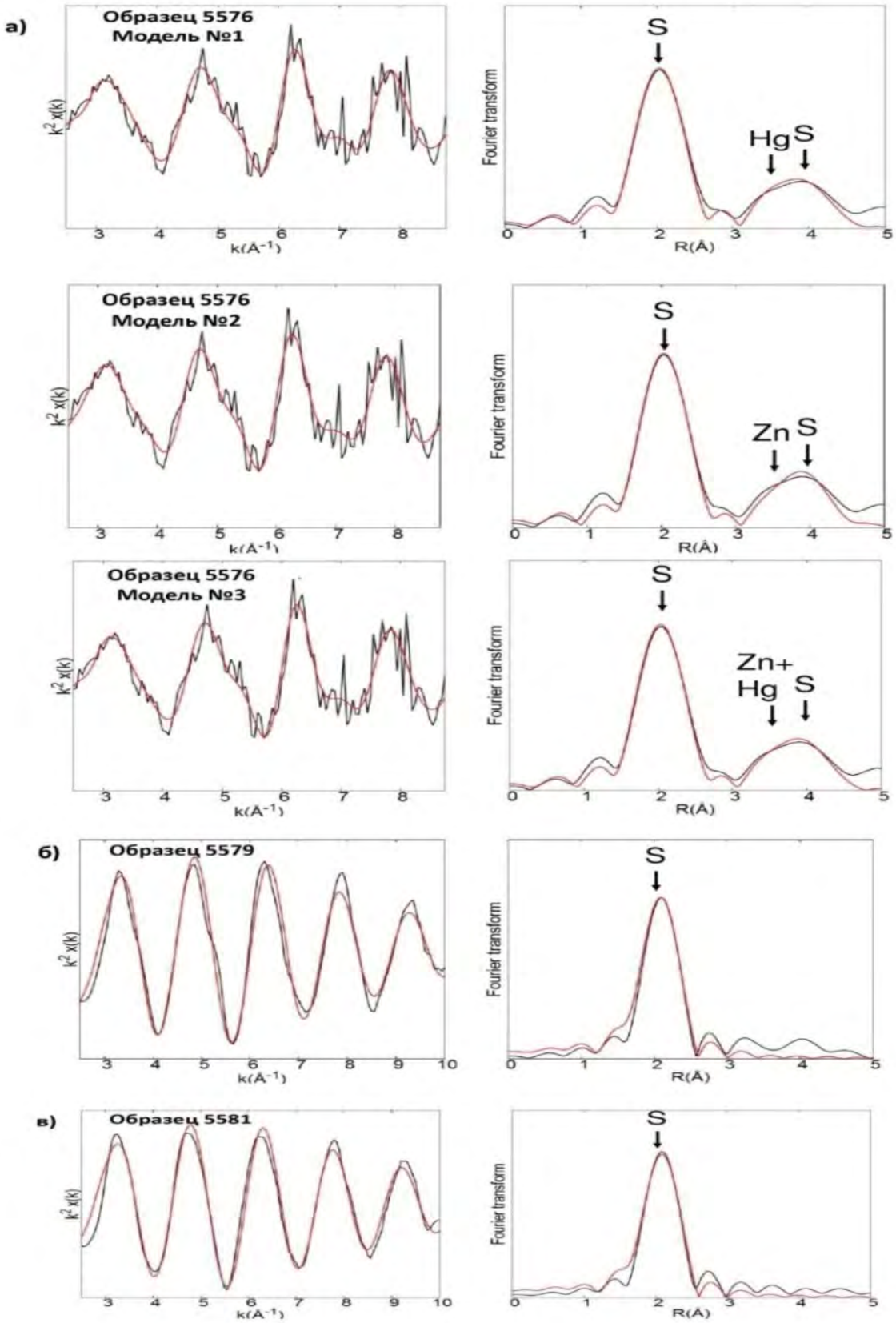


Рисунок 1. Сравнение осциллирующих частей спектров Hg L3-края поглощения и их Фурье преобразований для образцов сфалерит-метациннабаритового ряда (без поправки на фазовый сдвиг).

Черные жирные линии – экспериментальные спектры, красными линиями показаны модельные спектры. Первый пик Фурье-транформанты отвечает атомам S в первой координационной сфере Hg на расстоянии 2.52-2.54Å. а) образец 5576; б) образец 5579; в) образец 5581.

Расстояния во второй координационной сфере на 0.14 - 0.28Å (в зависимости от используемого приближения) больше, чем в чистом сфалерите (3.78Å).

Межатомное расстояние R_{HgS} в третьей координационной сфере варьирует от 4.58 до 4.61Å, в зависимости от используемой модели. Эти расстояния в третьей координационной сфере на 0.15-0.18Å больше, чем в чистом сфалерите (4.43Å). Параметры обработки всех спектров приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1. Локальное атомное окружение атомов Hg в кристаллах сфалерит-метациннабаритового ряда, определенное при подгонке EXAFS спектров в K-пространстве.

Тип атома	Экспериментальные данные					Теоретические данные
	N	r, Å	σ^2, Å^{-2}	Качество подгонки		
				E°, эВ	R-фактор; Red $(\chi)^2$	r, Å (N)
Hg L_3 – край поглощения						
(Zn,Hg)S-(Hg,Zn)S, образец 5581; k – пространство: 2.6-10 Å^{-1}						
S	4	2.54±0.01	0.0063±0.0009	9.39±1.54	0.011	2.31 (4)
(Zn,Hg)S-(Hg,Zn)S, образец 5579; k – пространство: 2.6-10 Å^{-1}						
S	4	2.53±0.01	0.0072±0.0007	10.99±1.04	0.006	2.31 (4)
(Zn,Hg)S-(Hg,Zn)S, образец 5576; k – пространство: 3-8.5 Å^{-1}						
Модель №1. Только Hg вокруг центрального атома Hg						
S	4	2.52±0.01	0.0046±0.0009	8.95±1.72	0.011	2.31 (4)
Hg	8	3.97±0.01	0.0081±0.0024			3.78 (12)
S	12	4.59±0.01	0.0081±0.0024		***4.32***	4.43 (12)
Модель №2. Только Zn вокруг центрального атома Hg						
S	4	2.52±0.01	0.0048±0.0010	7.64±1.90	0.013	2.31 (4)
Zn	12	3.92±0.01	0.0193±0.0023			3.78 (12)
S	12	4.58±0.01	0.0193±0.0023		***4.98***	4.43 (12)
Модель №3. Zn и Hg вокруг центрального атома Hg						
S	4	2.52±0.01	0.0047±0.0009	8.74±1.86	0.007	2.31 (4)
Hg	7	4.06±0.01	0.0125±0.0031			
Zn	5	3.85±0.01	0.0125±0.0031			3.78 (12)
S	12	4.61±0.01	0.0125±0.0031		***4.12***	4.43 (12)

Примечания: * S_0^2 = 0.9 (было зафиксировано при расчете); ** Погрешности рассчитаны в программном пакете ARTEMIS. Значения без погрешностей были зафиксированы в ходе подгонки.

Таблица 2. Положение края поглощения (КП)* рентгеновских спектров Hg L_3-края образцов сфалерит-метациннабаритового ряда и стандартов.

Образцы	Позиция пика края поглощения, эВ	Стандарты	Позиция пика края поглощения, эВ
5581	12282.2	HgO	12279.6
5580	12282.3	$HgCl_2$	12281.1
5579	12281.9	$Hg(NO_3)_2$	12279.2
5576	12282.4	HgS (α-form)	12280.0

Результаты анализа спектров XANES

Анализ околокраевой структуры рентгеновских спектров поглощения показывает, что спектры всех изученных образцов идентичны (рис. 2). Различия между максимумами белых линий меньше 1 эВ, что меньше, чем спектральное разрешение. Это позволяет считать, что электронная структура, окружение и координация атомов Hg одинакова во всех образцах.

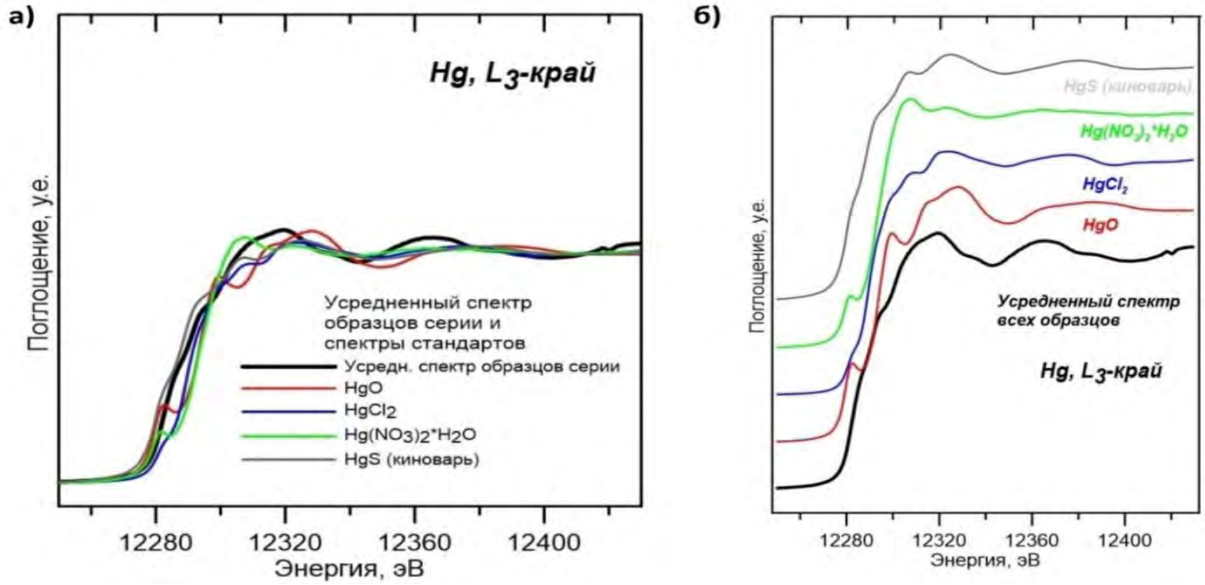


Рисунок 2.

Анализ XANES и EXAFS области спектров поглощения образцов и стандартов показал, что они отличаются у выращенных кристаллов и стандартов (рис 2). Следовательно, можно сказать, что ртуть в изученных образцах не присутствует ни в одной из альтернативных сфалериту форм, характерных для стандартов. Т.к. у всех стандартов валентность у ртути +2 и спектр образца лежит между ними, то у ртути в образце валентность тоже +2. Все лиганды (S^{2-}, O^{2-}, Cl^{-}, $(NO_3)^{-}$) у образцов и стандартов имеют разную электроотрицательность, поэтому и энергия их краёв немного отличается (Smith, 2005 и др.).

Выводы.

Таким образом, по данным рентгеновской спектроскопии поглощения образцов сфалерит - метациннабаритового ряда (концентрация HgS от 2 до 82 мол.%) вся ртуть в этих сульфидах, синтезированных при 670-610ºС, находится в изоморфной форме. EXAFS спектры подтверждают, что из-за большего, по сравнению с цинком, ионного радиуса ртути, координационные сферы в кристаллической структуре метациннабарита - Hg-сфалерита увеличиваются (на 0.14-0.28 Å в зависимости от используемой модели расчета и координационной сферы) в сравнении с расстояниями в чистом сфалерите, однако тип структуры остается прежним. Анализ XANES области рентгеновских спектров поглощения показал, что ртуть, входящая в сфалерит, двухвалентная.

Таусон В.Л., Абрамович М.Г. Исследование системы ZnS-HgS гидротермальным методом // Геохимия. 1980. №6. С. 808-820

Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A. Skiner W., Shimizu M., Danushevsky L., Melcher F. Trace and minor elements in sphalerite. Geohimica and Cosmohimica Acta // 2009. Vol. 73. P. 4761-4791.

Liu J., Rong Y., Zhang S. Mineralogy of Zn-Hg-S and Hg-Se-S series minerals in carbonate-hosted mercury deposits in Western Hunan, South China // Minerals. 2017. Vol. 7. №6. P.101.

Osadchii E.G. The kesterite-velikite (Cu_2Zn_{1-x} - xHg_xSnS_4) and sphalerite-metacinnabarite ($Zn_{1-x}Hg_xS$) solid solutions in the system Cu_2SnS_3-ZnS-HgS at temperatures of 800, 700 and 550ºC. Neues Jahrbuch fur Mineralogie – Abhandlungen // 1990. P.13-34.

Smith P.G., Koch I., Gordon R.A., Mandoli D.F., Chapman B.D., Reimer K.J. X-ray absorption near edge-structure analysis of arsenic species for application to biological environmental samples. Environmental. Science Technology. 2005. 39. P.248-254.

Долина р.Волги от Углича до Рыбинска: всё ли скрывают воды водохранилищ?

Третниченко А.С.[1], Баранов Д.В.[1,2]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, Москва*
[1]*ИГ РАН, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория палеоархивов природной среды, Москва, tretmc@mail.ru, dm_baranov@igras.ru*

Долина р. Волги ниже г. Твери представляет собой каскад водохранилищ, которые, на первый взгляд, могут создавать трудности при геоморфологических исследованиях. В результате организации Угличского и Рыбинского водохранилищ оказалась затопленной значительная часть днища Волжской долины. Подъём воды над меженным урезом р. Волги в верхних бьефах плотин достигает 10 м.

Лишь исследователям начала XX века, в частности Г.Ф. Мирчинку (1935, 1948), посчастливилось увидеть долину Верхней Волги до затопления. Г.Ф. Мирчинк предложил первую реконструкцию истории развития долины р. Волги на рассматриваемом участке, опираясь на собственные морфологические описания, геологические данные и геолого-геоморфологические профили, многие из которых в настоящее время являются уникальными. Дальнейшие геоморфологические исследования Волжской долины связаны с именем Г.В. Обедиентовой: в её монографии (1977) приводятся полноценные морфологические описания надпойменных террас (не скрытых под водами водохранилищ), их геологического строения, а также история развития долины, составленная на основе концепции эрозионных циклов. Общий обзор морфологии Волжских террас на рассматриваемом участке приведён ранее (Баранов, Третниченко, 2018). В настоящих материалах приводятся результаты собственных данных авторов, полученные в ходе полевых работ 2018 года.

Цель экспедиционных исследований 2018 года – поиск и уточнение описаний основных разрезов Г.Ф. Мирчинка, Г.В. Обедиентовой, а также заложение новых разрезов террасовых уровней р. Волги.

Одним из опорных разрезов II надпойменной террасы р. Волги (по Г.В. Обедиентовой – «валдайской») является разрез у д. Новосёлки в нескольких километрах выше по течению г. Углича по правому берегу. В настоящее время берег в окрестностях деревни представляет собой полого-холмисто-волнистую, сильно неровную поверхность, крутым (порядка 25 – 30°) уступом высотой от 7 до 10 м обрывающуюся к урезу Угличского водохранилища. По Г.В. Обедиентовой терраса сложена маломощным (до 1 м) аллювием, представленным мелкозернистым, пылеватым песком жёлтого цвета со слабо выраженной слоистостью, который подстилается плотной мореной тёмно-бурого цвета с гравием и валунами. В крутом уступе высотой около 8 м нами был заложен разрез «Новосёлки» (57.47848° с.ш., 38.29057° в.д.), где вскрываются:

1) Супеси и тонкозернистые пылеватые пески палевого цвета мощностью от 0,5 до 1 м;

2) Суглинки средние коричнево-малинового цвета с большим количеством обломочного материала (преимущественно щебня размером до 3 см) мощностью около 1 м;

3) С глубины 1,75 м – сильно глинистые алевриты коричневого цвета с редкими зёрнами гравия, с 3,00 м горизонтально слоистые. Общая мощность обнажения 3,5 м. В основании уступа залегают валуны кристаллических пород размером до 1 м.

Слой 1 может рассматриваться как эоловые или озёрные отложения, а не аллювий. На это указывает малая мощность толщи, высокая сортированность и отсутствие частиц крупнее мелкозернистого песка, а также отсутствие характерной для аллювия слоистости. Слой 2 интерпретирован нами как морена, предположительно московского возраста, а подстилающие её алевриты – как озёрно-ледниковые отложения того же времени. Исходя из морфологии поверхности, её геологического строения, и геоморфологической позиции разреза (в т.ч. и на гипсометрическом профиле через затопленную часть долины, рис. 1) поверхность у д. Новосёлки отнесена нами к междуречным пространствам, а не к террасовому уровню внутри речной долины.

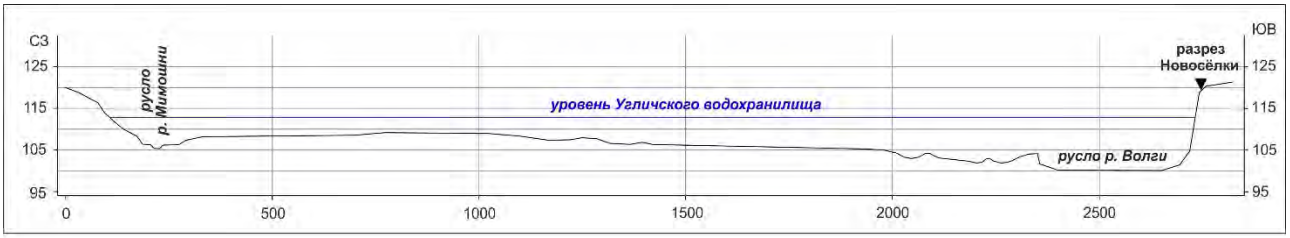


Рисунок 1. Гипсометрический профиль через долину р. Волги в створе разреза «Новосёлки» выше г. Углича. Затоплены пойма и низкая терраса р. Волги

Разрезы «нижней» и «средней» террас Г.Ф. Мирчинка (1935), описанные им по берегу Иерусалимской слободы г. Углича, в настоящее время утрачены в связи со строительством Угличского гидроузла. Не удалось обнаружить и разрезов «московско-валдайской» террасы Г.В. Обедиентовой (1977), описанных у д. Кривец и г. Мышкина.

В ходе дешифрирования космических снимков из свободного доступа (https://yandex.ru/maps, https://www.google.com/maps) было обнаружено обнажение в окрестностях д. Коптюшка (в 4 км выше по течению г. Мышкина). Левый берег в створе обнажения представляет собой неровную, всхолмлённую террасовидную поверхность, обрывающуюся крутым уступом к урезу Рыбинского водохранилища. В уступе высотой порядка 4 – 5 м (дальше от разреза его высота увеличивается до 5 – 6 м) был заложен разрез «Коптюшка» (57.75900° с.ш., 38.44682° в.д.), общей мощностью 4,5 м (см. табл.1).

Характерные особенности разреза – механический состав отложений, текстурные особенности (характер слоистости) позволяет интерпретировать описанные отложения как аллювиальные. Неясно происхождение валунов в верхней части разреза (слой 1), которые явно не могли быть перенесены в водном потоке. Поверхность, сложенная описанным аллювием, может быть отнесена к одному из террасовых уровней р. Волги. Гипсометрическое положение разреза относительно меженного уреза р. Волги до затопления (91 м абс.) составляет порядка 16 м. Эта высота соответствует уровню верхней террасы р. Волги около г. Ржева (Панин, Баранов, 2018) и средней террасы около д. Сеславье (Баранов, Третниченко, 2019). Возраст террасы в настоящее время устанавливается путём датирования аллювия методом оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ).

Морфологически хорошо выражена лестница надпойменных террас р. Волги у погоста Рудина Слобода, в 15 км ниже по течению от г. Мышкина (рис. 2). Пойма в створе профиля затоплена, читается узкими ступенями по обоим берегам вдоль затопленного русла на высоте около 5 м. Широкая поверхность I НПТ на высоте 10 – 11 м над затопленным руслом по правому берегу скрыта под водой Рыбинского водохранилища. Левобережный сегмент террасы на 1 – 2 м выше и не попал под затопление. По левому берегу можно выделить ещё один, более высокий, террасовый уровень, на котором располагается погост Рудина Слобода. Этот уровень представляет собой наклонную к руслу слабоволнистую поверхность на высоте порядка 10 м над уровнем водохранилища (около 20 м над затопленным руслом – что соответствует уровню III НПТ около д. Сеславье (Баранов, Третниченко, 2019)). Терраса с поверхности сложена среднезернистыми песками рыжего цвета.

Таким образом, несмотря на затопленное водами водохранилищ днище долины р. Волги, имеется возможность геоморфологического исследования долины на данном участке. Повсеместно затоплена лишь пойма реки и в непосредственной близости от плотин – частично нижняя терраса. В то же время абразионная деятельность воды формирует новые обнажения, доступные для исследований. В ходе экспедиционных работ 2018 года на участке долины р. Волги от г. Углича до г. Рыбинска удалось посетить упоминаемый в литературе разрез у д. Новосёлки, а также заложить новый разрез у д. Коптюшка. По итогам работы в долине р. Волги на рассматриваемом участке выделены террасовые уровни: 10 – 12 м, около 16 м и около 20 м (над затопленным урезом). Поверхность у д. Новосёлки, относимая Г.В. Обедиентовой к верхней надпойменной террасе р. Волги, определена нами как междуречные пространства.

Таблица 1.

Геологическое строение разреза «Коптюшка»		
№ слоя	Глубина от поверхности, м	Описание
1	0.00 – 0.80	*Алеврит пылеватый (супесь)* палевого цвета с большим количеством (до 40%) обломочного материала от мелких щебней (размером 1 – 2 см) до валунов (0.5 – 0.7 м) преимущественно кристаллических пород. Обломочный материал в толще размещён хаотично. Слой пронизан корнями деревьев. В межобломочном пространстве – норы ласточек-береговушек. Нижняя граница (далее НГ) слоя горизонтальная, слабоволнистая. Переход чёткий по цвету и включениям.
2	0.80 – 1.40	*Слоистая толща: песок тонкозернистый до супеси.* Чередуются прослои более пылеватые, рыхлые палевого цвета и более песчаные сцементированные малинового цвета. Малиновые прослои на глубинах 0.8 – 0.9 м, 1.05 – 1.10 м, 1.15 – 1.20 м, 1.25 – 1.40 м. В палевых (рыхлых) прослоях до глубины 1.25 м норы ласточек-береговушек. НГ горизонтальная, ровная. Переход чёткий, резкий по цвету, неясный по механическому составу.
3	1.40 – 2.70	*Слоистая толща.* Основная толща – песок мелко- среднезернистый бежевого цвета, хорошо отмытый, однородный, горизонтально слоистый, с тонкими (1 – 5 мм, реже 1 – 3 см) бурыми прослоями сильно оглиненного тонкозернистого песка. Встречаются прослои сильно оглиненного среднезернистого песка красно-коричневого цвета (1.70 – 1.80 м), отмытого мелкозернистого песка рыжего цвета (1.93 – 1.97 м), сильно оглиненного мелкозернистого песка рыжего цвета (2.03 – 2.10 м), хорошо промытого крупно- грубозернистого песка с дресвой и мелким гравием (2.13 – 2.16 м), сильно оглиненного тонкозернистого песка бурого цвета (2.20 – 2.23 м), сильно оглиненного тонкозернистого песка рыжего цвета (2.35 – 2.45 м), сильно оглиненного мелко- тонкозернистого песка коричневого цвета (2.45 – 2.55 м), супеси коричнево-малиновой, перемятой (2.55 – 2.70 м) и лёгкого сизовато-серого суглинка по нижней границе слоя. НГ слоя горизонтальная, слабо волнистая. Переход чёткий и резкий по цвету и механическому составу.
4	2.70 – 3.90	*Песок крупно- грубозернистый с гравием* размером до 0.3 см разнонаправленно наклонно слоистый, в верхних 0.5 м волнистослоистый. Слоистость по цвету: серая толща с рыжими прослоями от 1 – 2 до 50 – 70 мм. С 3.20 м гравийно-щебнистые включения (размер обломков до 1.2 см) становятся постоянными и частыми. Толща очень хорошо отмыта. С 3.60 – 3.70 м слоистость не выражена, толща однородно серая. НГ ровная, слабонаклонаая вправо (по течению р. Волги). Переход чёткий и резкий по цвету и механическому составу.
5	3.90 – 4.40	*Наклонно слоистая толща.* Переслаиваются хорошо отмытые пески средне-мелкозернистые бежевого цвета (3.90 – 4.05 м), оглиненные мелкозернистые пески (до супеси) красновато-бурого цвета с прослоями сизо-серого среднего суглинка (4.05 – 4.20 м) и хорошо отмытые однородные среднезернистые пески бежево-серого цвета (4.20 – 4.40 м). НГ неясная по расположению. Переход чёткий по механическому составу.
6	4.40 – …	Песок разнозернистый, преимущественно средне- крупнозернистый с гравием, дресвой и мелким щебнем, пёстроокрашенный, ржаво-коричневого цвета. Вдоль уреза водохранилища встречается большое количество валунного материала кристаллических пород.

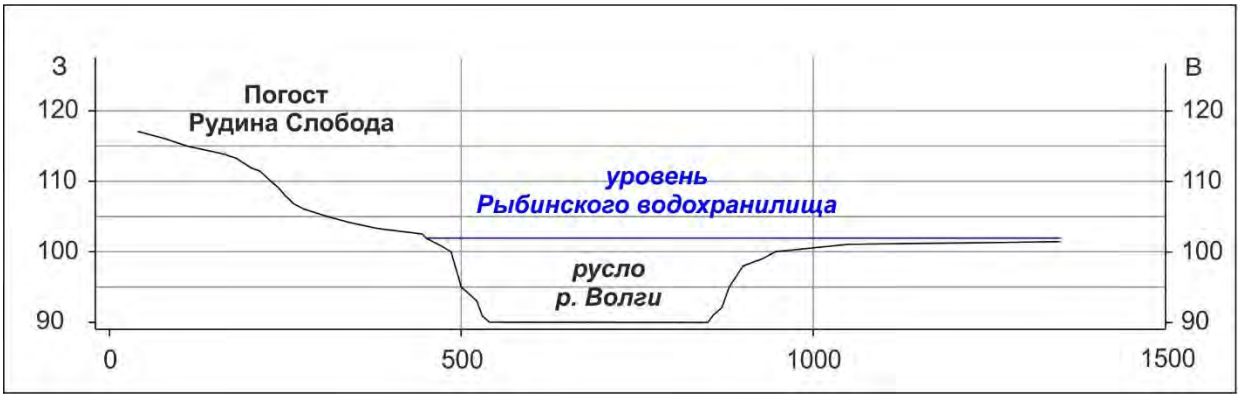


Рисунок 2. Гипсометрический профиль через долину р. Волги в створе погоста Рудина Слобода в 15 км ниже г. Мышкина. Затоплена низкая терраса р. Волги по правому берегу, по левому берегу морфологически хорошо выражены два террасовых уровня.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-35-00601 мол_а)

Баранов Д.В., Третниченко А.С. Морфологические особенности террас р. Волги в пределах Верхневолжской низины // Сборник статей XIX международной научно-практической конференции «Российская наука в современном мире». М.: НИЦ «Актуальность. РФ». 2018. С. 139 – 140.

Баранов Д.В., Третниченко А.С. Геоморфологическое строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в окрестностях д. Сеславье Тверской области // Вестник Рязанского государственного университета имени С.А. Есенина, № 2 (63). Рязань: РГУ имени С.А. Есенина, 2019. С. 95–109.

Мирчинк Г.Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи // Труды комиссии по изучению четвертичного периода, IV, вып. 2. М.: Издательство АН СССР, 1935. С. 5 – 36.

Мирчинк Г.Ф. Современный аллювий равнинных рек и его геологическая история // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 11. М., Л.: Издательство АН СССР, 1948. С. 5 – 16.

Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: «Наука». 1977. 240 с.

Панин А.В., Баранов Д.В. Хронология послеледникового врезания верхней Волги по данным оптико-люминесцентного датирования лестницы террас // Геоморфология – наука XXI века. Материалы XXXVI Пленума геоморфологической комиссии РАН. Барнаул, 24 – 28 сентября 2018 г. Барнаул: Издательство Алтайского университета, 2018. С. 295 – 299.

Минералого-петрографические и геохимические особенности Келейногубского массива Беломорской провинции Фенноскандинавского щита

Устинова В.В.[1]

[1]*ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, vikaystinova@yandex.ru*

Беломорская провинция (БП), расположенная в восточной части Фенноскандинавского щита, представляет собой докембрийский подвижный пояс со сложной полиметаморфической историей, породы которого претерпели неоднократный метаморфизм в условиях повышенных и высоких давлений как в архее, так и в протерозое (Володичев, 2005). Расшифровка последовательности и условий тектоно-метаморфических процессов в пределах БП является одной из наиболее острых проблем на протяжении всей истории изучения Фенноскандинавского щита. В пределах Беломорской провинции широко распространены многочисленные интрузии базитов с возрастом от 2.5 до 2.1 млрд лет (Сыстра 1991; Бабарина и др., 2017, Степанова и др., 2003; Степанова и др., 2017 и др.). Они являются важным репером для отделения друг от друга архейских и палеопротерозойских тектоно-метаморфических процессов, проявленных в пределах Беломорской провинции. Характерной чертой палеопротерозойских базитов БП является развитие коронарных (друзитовых) структур, образованных на границе темноцветных минералов с плагиоклазом.

Одним из ключевых объектов при расшифровке палеопротерозойской истории развития Беломорской провинции является Келейногубский массив (Сыстра, 1987; Миллер, 1995). Его внедрение по мнению авторов сопровождалось деформациями, метаморфизмом и ультраметаморфизмом (Сыстра, 1987; Миллер, 1995). Келейногубский массив расположен в центральной части БП, имеет серповидную форму, его площадь составляет около 5 км^2. Массив сложен лерцолитами, оливиновыми вебстеритами, вебстеритами, оливиновыми меланогаббронoритами, оливиновыми габбронoритами, габронoритами и оливиновым габбро. Контакты между разновидностями пород преимущественно постепенные, реже – резкие (Колонских, 2009). Вмещающие породы представлены гранат – биотитовыми гнейсами, плагиогранитами, диоритами, тоналитами и др. Непосредственные магматические (секущие) контакты с вмещающими архейскими комплексами не установлены, краевые части тел интенсивно метаморфизованы и представлены среднезернистыми рассланцованными амфиболизированными габбронoритами. Несмотря на интенсивный метаморфизм пород краевых частей тел в них сохраняются первично-магматические минералы: крупные, окрашенные в бурый (коричневый) цвет кристаллы ортопироксена и заключенные в них округлые зерна оливина. Метаморфические минералы в породах краевых частей тел преобладают, они представлены: эденитом, метаморфическим оливином, диопсидом и мелкими бесцветными зернами ортопироксена. Метаморфический оливин характеризуется присутствием включений в нем диопсида, эденита, хлор-апатита и ильменита. Важной особенностью пород краевых частей тел является отсутствие коронарных структур вокруг зерен оливина и их реликтов.

Породы центральной части тела (в пределах опробованного разреза субмеридионального простирания) варьируют от оливинсодержащих габбронoритов до оливиновых вебстеритов и преимущественно характеризуются хорошей степенью сохранности: в них установлены реликты магматических минералов и текстурно-структурных особенностей. Магматические минералы в породах центральной части тела представлены ортопироксеном, оливином, клинопироксеном (авгитом) и иногда хромитом, в некоторых случаях в качестве магматических установлены плагиоклаз и биотит. Метаморфические процессы в породах центральной части тела в первую очередь проявлены в формировании мощных (до 0.5 мм) многослойных концентрически-зональных построек на границе оливина с плагиоклазом. Непосредственно вокруг оливина развивается ортопироксеновая кайма, сложенная мелкими шестоватыми кристаллами Орх, ориентированными перпендикулярно контакту с оливином, и точно повторяющая очертания

оливина. Ортопироксеновая кайма сменяется каймой клинопироксена (диопсида). Иногда клинопироксеновая кайма отсутствует (не сохраняется), тогда за ортопироксеновой каймой следует амфиболовая или гранатовая кайма. В отдельных случаях по оливину развивается иддингсит, ортопироксеновая кайма может отсутствовать или сохраняться частично, тогда преобладающим в составе коронарных структур является амфибол.

По химическому составу породы Келейногубского массива характеризуются высокими содержаниями MgO (от 15 до 26 мас.%), Cr (1464-2489 г/т) и Ni (399-648 г/т), повышенными концентрациями SiO_2 (до 50 мас.%) и низкими TiO_2 (менее 0.41 мас.%). Породы Келейногубского массива обогащены ЛРЗЭ ((La/Sm)n = 1.6–2) и деплетированы ТРЗЭ ((Gd/Yb)n = 1.14–1.42) и Nb (Nb/Nb* = 0.23). В целом, породы Келейногубского массива имеют типичные для объединенных в составе комплекса лерцолитов-габбронoритов (Степанов, 1981; Stepanova, Stepanov, 2010) интрузий высокомагнезиальные и высококремнистые составы.

Таким образом, результаты геологического, минералого-петрографического и геохимического изучения Келейногубского массива позволили сделать следующие выводы:

1. Первичные магматические контакты Келейногубского массива с вмещающими архейскими гранито-гнейсовыми комплексами не сохраняются. Установленные краевые части тел наиболее интенсивно метаморфизованы и представлены среднезернистыми рассланцованными амфиболизированными габбронoритами. Породы центральной части тела характеризуются хорошей степенью сохранности: в них установлены реликты магматических минералов (оливин, ортопироксен, авгит, хромит, иногда плагиоклаз) и структур.

2. В пределах изученного разреза Келейногубский массив дифференцирован от габбронoритов и оливинсодержащих габбронoритов до оливиновых вебстеритов. SiO_2 варьирует от 46.69 до 49.70 (до 52.46 вес. % в габбро-пегматитах), MgO варьирует от 15.86 вес.% до 24.38 вес.%. Наименее магнезиальные породы установлены в центральной части тела, наиболее магнезиальные в северной части тела (около 200 м от предполагаемого контакта). В целом рассмотрение особенностей химического состава пород показало, что Келейногубский массив сложен высоко-Mg, низко-Ti базитами с повышенными содержаниями SiO_2.

Автор выражает благодарность сотрудникам лаборатории и геодинамики докембрия А.В. Степановой и С.В. Егоровой за предоставленный материал для проведения исследований. Работа выполнена в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН (№ гос.рег. темы АААА-А18-118020290085-4).

Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. 3-19 с.

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов на примере беломорского комплекса /О.И. Володичев – Л.: Наука. 2005. –170 с

Колонских Н.С. Особенности вещественного состава и геохимические поисковые признаки малосульфидной платинометалльной минерализации в базит-гипербазитовых массивах Карело-Кольского региона и полярного Урала / Колонских Н.С. – СПб, 2009. – 132-136 с.

Малов Н.Д. Структурно-петрологические и металлогенетические особенности друзитов северо-западного Беломорья / Н.Д. Малов – Вестник СПбГУ. 2015. вып. 2

Миллер Ю.В. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса / Ю.В. Миллер, А.Б. Львов, Т.А. Мыскова, Р.И Мильвевич. – Вестник СПбГУ. 1995. вып. 4 (№28)

Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Слабунов А. И. Раннепротерозойский (2.1 млрд. лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // Доклады РАН. 2003. т.390. No4. С.528-532

Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н. и др. Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского Щита: петрология и тектоническая позиция // Петрология. 2017. № 6. С. 581–608.

Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья / Сыстра Ю.Й. Л., “Наука”. 1978. 86-87с

Сыстра Ю. Й. Тектоника Карельского региона. СПб, 1991. 175 с.

Stepanova, A. and Stepanov, V., Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian shield. Precambrian Res. 2010. vol. 183. pp. 602–616.

Формы нахождения тяжелых естественных радионуклидов в серогумусовом горизонте дерново-подзолистой почвы

Ушакова Т.Ю.[1]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, t.ushakova99@gmail.com*

Информация о формах нахождения тяжелых естественных радионуклидов необходима для оценки их биологической доступности при переходе в растения и прогнозирования поведения при миграции этих радионуклидов в сопредельные среды. Такой информации предельно мало как в отечественной, так и в зарубежной литературе, поэтому она будет актуальна специалистам, которые занимаются оценкой экологических рисков и мониторингом окружающей среды, а также проектирующих объекты горнодобывающей, радиохимической промышленности и других видов предприятий ядерно-топливного цикла.

Цель данной работы заключалась в изучении форм нахождения тяжелых естественных радионуклидов в серогумусовом горизонте дерново-подзолистой почвы. Объектом исследования послужила почва, отобранная в 2018 году на территории УО ПЭЦ МГУ «Чашниково» на пологом склоне (<5˚) северо-восточной экспозиции долины р. Клязьма (I-II терраса).

Исследование форм нахождения естественных радионуклидов проводилось с использованием метода последовательной экстракции Павлоцкой (Павлоцкая, 1974, Горяченкова и др., 2005, Архипов, 1986). С помощью данного метода вытесняется шесть фракций: F1 (водорастворимые соединения), F2 (соединения в обменной форме), F3 (кислоторастворимые и неспефически сорбированные соединения), F4.1 (соединения, необменно связанные с органическим веществом почвы), F4.2 (соединения полуторных оксидов Fe и Al), F5 (остаток). Из отдельной навески выделяется фракция Ff (аморфные соединения железа) реактивом Тамма.

Измерение содержания тория-232 и урана-238 проводилось на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent ICP-MS7500a (США) непосредственно в вытяжке, а для измерения содержания радия-226 готовили счетные образцы путем соосаждения радионуклида с сульфатом бария, как с ближайшим химическим аналогом элемента, после предварительного концентрирования остальных радионуклидов на $FeOH_3$ (Методика приготовления счетных образцов…, 2006). Дальнейшее измерение удельной активности радия-226 проводилось альфа-радиометрически на спектрометрическом комплексе «Мультирад» с детектором ZnS(Ag) (Россия) с учетом накопления дочерних продуктов распада.

В ходе исследования выяснилось, что суммарная активность урана-238 (42 Бк/кг) и тория-232 (37,6 Бк/кг) в серогумусовом горизонте исследуемой почве примерно в 1,5 раза превышает среднюю активность данных элементов в почвах (25 Бк/кг) (Тяжелые естественные радионуклиды…, 1990).

Основная часть урана-238 сосредоточена в минеральном остатке (F5), что означает его слабую мобилизацию в верхнем серогумусовом горизонте. В составе водорастворимых соединений (F1) он практически отсутствует, немного больше урана-238 обнаружено в обменной фракции (F2), что может быть следствием миграции урана в составе органических комплексов. Также, в составе обменной фракции, наблюдается наибольшее количество элемента среди потенциально подвижных фракций (за исключением остатка и аморфных соединений, которые определялись из отдельной навески). Содержание урана, экстрагируемого вместе с аморфными соединениями (Ff), относительно велико по сравнению с остальными фракциями (за исключением остатка) (рис. 1.).

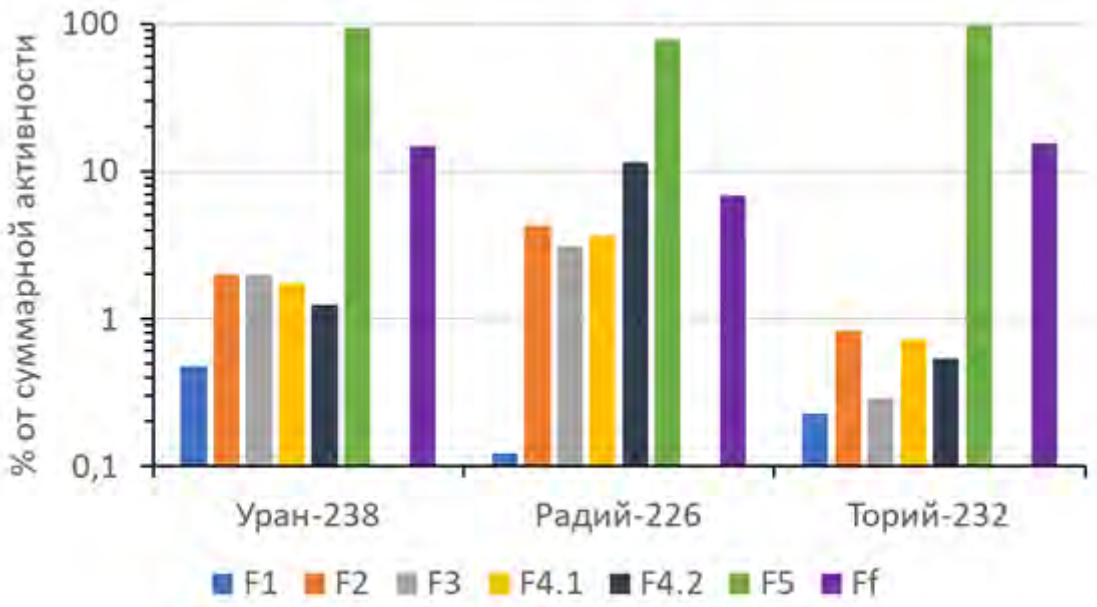


Рисунок 1. Распределение форм нахождения урана-238, радия-226 и тория-232 в горизонте AY дерново-подзолистой почвы, %

Основная часть радия-226 сосредоточена в минеральном остатке (около 77% от суммарной активности). Однако процентное содержание элемента во фракции F5 меньше, чем у урана. Вероятно, это связано с тем, радий-226 входит в ряд распада урана-238 и в ходе превращения выносится из кристаллических решеток минералов. В составе водорастворимых соединений обнаружено очень небольшое его количество. В отличие от урана-238, он лучшее переходит в потенциально подвижные фракции, значит, более мобилен и более доступен для растений. Содержание радия-226, экстрагируемого вместе с аморфными соединениями, также больше по сравнению с остальными фракциями (за исключением остатка), но заметно меньше, чем содержаниеурана-238 в той же фракции (рис. 1.).

Наибольшее содержание тория-232 наблюдается в минеральном остатке. Преобладание фракции остатка неудивительно для урана, радия и тория в силу их природного происхождения и поступления в профиль из минералов. Содержание тория-232, экстрагируемого вместе с аморфными соединениями, в верхнем горизонте исследуемой почвы больше, чем у урана-238 и радия-226. Судя по содержанию в остальных фракциях, можно сказать, что торий менее мобилен, чем все вышеперечисленные радионуклиды (рис. 1.).

Если сравнить суммы наиболее подвижных фракций (F1+F2+F3) для радия-226, тория-232 и урана-238, то можно сделать вывод, что относительный ряд миграционной способности для этих элементов соответствует известному по литературным источникам ряду для почв гумидной зоны: Ra>U>Th. Значит, подтверждается наибольшая способность радия-226 к образованию мобильных соединений и тенденция тория-232 к образованию труднорастворимых соединений по крайней мере в горизонте AY исследуемой почвы.

Таким образом, полученные результаты подтвердили литературные данные о том, что по миграционной способности в почвах гумидной зоны радионуклиды выстраиваются в ряд Ra>U>Th. (Рачкова, Шуктомова, Таскаев, 2010). Это подтверждает наибольшую способность радия-226 к образованию мобильных соединений. Уран-238, с одной стороны, трудно выделяется из минеральных соединений, с другой же стороны, он тоже способен образовывать мобильные соединения, хоть и в меньшей степени. Торий-232 же более склонен к образованию труднорастворимых соединений, по крайней мере, в горизонте AY исследуемой почвы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-04-00584 А.

Архипов Н.П., Федорова Т.А., Февралева Л.Т. Соотношение форм соединений тяжелых естественных радионуклидов в почвах // Почвоведение. 1986. № 1. С. 69–72.

Горяченкова Т.А. Методы изучения форм нахождения плутония в объектах окружающей среды. Радиохимия, 2006. М.: 47. №6. С. 550-555.

Методика приготовления счетных образцов из проб питьевой воды для измерения активности ЕРН с использованием радиологического комплекса с программным обеспечением «прогресс». ООО «НТЦ Амплитуда». 2006. 21с.

Павлоцкая Ф.И. Миграция радиоактивных продуктов глобальных выпадений в почвах М.: Атомиздат, 1974. 215 с.

Рачкова Н.Г. Состояние в почвах естественных радионуклидов урана, радия и тория (обзор) // Почвоведение. 2010. С. №6. 698-705.

Тяжелые естественные радионуклиды в биосфере. Миграция и биологическое действие на популяции и биогеоценозы / Под ред. Алексахина Р.М./ М.: Наука. 1990. 368с.

Генетические особенности формирования корунд-содержащих ксенолитов «Рыжая незнакомка» и «Кукисвумчорр» Хибинского щелочного массива: новые изотопно-геохимические данные

Филина М.И.[1], Сорокина Е.С.[1,2], Сомсикова А.В.[1], Лютцков О.Е.[3], Кузьмина Т.Г.[1], Ромашова Т.В.[1]

[1]*ГЕОХИ РАН, г. Москва, makimm@mail.ru*
[2]*Institut für Geowissenschaften, Германия, г. Майнц*
[3]*ООО «Норд Стоун», г. Кировск.*

Ороговикованные корунд-содержащие метасоматизированные ксенолиты "Рыжая незнакомка" и "Кукисвумчорр" расположены в центральной части Хибинского щелочного массива на контакте фойяитов с рисчорритами (разновидность нефелиновых и фельдшпатоидных сиенитов) и/или ийолит-уртитами (Яковлева, 2010). Образование Хибинского щелочного массива связано с магматической активностью мантийного плюма и происходило в несколько этапов. Так 388 ± 6 млн. лет назад ($^{40}Ar/^{39}Ar$ метод) произошло заложение хибинской кальдеры сопряженное с ее заполнением щелочно-ультраосновными расплавами (Арзамасцев и др., 1998). Далее, около 370 млн. лет назад ($^{40}Ar/^{39}Ar$ и Rb-Sr методы) образовался плутонический комплекс агпаитовых сиенитов Хибинского массива (Арзамасцев и Беляцкий, 1999; Kramm el al., 1993). Позднемагматические процессы в нефелиновых сиенитах (U-Pb метод по циркону), фиксирующие завершение магматической активности в хибинской и ловозерской кальдерах, происходили 347± 8 млн. лет назад (Арзамасцев др., 2003).

Несмотря на более чем 40-летнюю историю (ранее корунд отрабатывался Северкверцсамоцветами в качестве коллекционного сырья; Меньшиков, 1978), генезис этих пород во многом остается дискуссионным. Так, согласно данным некоторых исследователей, считается, что корунд-содержащие ксенолиты представляют собой породы, преобразованные в ходе контактово-метаморфических и метасоматических процессов. Эти процессы происходили при внедрении щелочной магмы, верояно, в различные осадочные или вулканогенно-осадочные толщи (Азарова и Шлюкова, 2008, Яковлева, 2010).

Изученные породы ксенолитов различаются составом вмещающей матрицы. На участке «Ласточкино гнездо» (ксенолит Кукисвумчорр) корунд ассоциирует с более глиноземистыми минеральными фазами – нефелином и герценитом, дополнительно обнаружены ильменит и форсфаты редких земель, возможно, из группы монацита (Филина и др. 2019). Тогда как на ксенолите «Рыжая незнакомка» корунд был обнаружен в менее глиноземистой и более обогащенной кремнием матрице, состоящей из мусковита и альбит- калинатрового полевого шпата, дополнительно были диагностированы рутил и циркон (Филина и др. 2019).

Геохимическими особенностями изучаемых метасоматизированных ксенолитов является их обогащенность алюминием (Al_2O_3 24.05-33.92 мас.%) с сохранением высокого содержания кремния (SiO_2 40.49-57.29 мас.%) и щелочных элементов Na_2O+K_2O (9.51 – 12.61 мас.%), и низкими значениями магния (0.01-0.60 мас.%) и кальция (0.22-0.44 мас.%). На классификационной диаграмме TAS ксенолиты расположены в поле нефелиновых сиенитов (Cox et al., 1979). Так, высокие содержания алюминия объясняются его накоплением в полевых шпатах, нефелине, мусковите и герцините. Натрий является главным компонентом щелочных полевых шпатов и нефелина. Главными концентраторами железа выступают ильменит и герцинит. Титан-содержащие фазы представлены ильменитом и рутилом.

Изучаемые породы имеют схожий характер распределения редких и рассеянных элементов – обогащенность LREE по сравнению с HREE, аномалии Nb, Zr, Sr, U, Hf, Ta, Th, Rb Sr и Ba. Также для корунд-содержащих ксенолитов характерны высокие фракционированные распределения REE $(La/Yb)_N$ =31-176, Eu аномалия практически отсутствует (Eu/Eu*=0.76-0.97). Главным концентратором LREE, вероятно, являются минералы группы монацита. Стронций и барий накапливаются в полевых шпатах. Торий главным образом концентрируется в монаците. Аномалии U и Th связаны с присутствием этих микроэлементов в цирконе.

Содержание Sr в породе составляет 386-1040 ppmw. Содержание Rb варьирует от 66 до331 ppmw. Начальные изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ и $^{143}Nd/^{144}Nd(T)$ были пересчитаны на 365 млн. лет, что соответствует времени образования плутонического комплекса агпаитовых сиенитов Хибинского массива (Арзамасцев и Беляцкий, 1999; Kramm el al., 1993). Полученные начальные изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ варьируют от 0.704411 до 0.712069 Начальные изотопные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd(T)$ для обоих объектов составляют 0.512510 до 0.5125661 , ε^{Nd} (T) варьирует от 3.95 до 4.37.

Новые изотопные данные для ксенолитов показывают, что подобные отношения начальных изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ и ε^{Nd} (T) характерны для мантийных условий образования горных пород. При этом геохимические данные свидетельствуют о связи пород ксенолитов с основным магматическим телом Хибинского массива (обогащение LREE по сравнению с HREE, аномалии Nb, Zr, Sr, U, Hf, Ta, Th, Rb Sr и Ba). При этом корунд показывает магматическо-метасоматический генез на различных дискриминантных диаграммах (Филина и др. 2019). Таким образом, пересыщение пород ксенолитов алюминием и другими литофильными элементами (Si, Na, K, Ti), вероятно, является следствием их дальнейшей переработки метасоматическими процессами.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации (№ проекта МК-4459.2018.5).

Азарова Ю.В., Шлюкова З.В., О корундсодержащих пегматитах «линии скрещения» Хибинского массива и их роли в реконструкции состава вмещающих его протопротерозойских пород // Новые данные о минералах. 2008. Вып. 43. С. 31-36.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б. Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского и комплексов, Кольский полуостров, Россия: петролого-геофизическая модель // Петрология. 1998. Т. 6. № 5, С. 478-496.

Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В. Эволюция мантийного источника Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd изучения глубинных ксенолитов // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 3. С. 387-390.

Арзамасцев А.А., Травин А.В., Беляцкий Б.В., Арзамасцева Л.В. Палеозойские дайковые серии в Кольской щелочной провинции: возраст и характеристика мантийных источников// Доклады РАН. 2003. Т. 391. № 6. С. 804 - 808.

Новые данные по геохимии корунда метасоматизированных ксенолитов "Рыжая незнакомка" и "Кукисвумчорр", Хибинский щелочной массив (Кольский полуостров) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Т. 16. С. 602-606.

Филина М.И., Сорокина Е.С., Аносова М.О., Кононкова Н.Н., Лютцков О.Е.

Яковлева О.С. Минералогия и генетические особенности глиноземистых фенитов, связанными с агпаитовыми комплексами (на примере Хибинского и Сент-Илерского массивов) // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2010. Москва.

Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism // Lithos. 1993. V. 30. P. 33-44.

Типоморфизм и источники питания самородного золота аллювиальных россыпей Северо-Западного Салаирского кряжа.

Фоминых П.А.[1], Неволько П.А.[1, 2]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск*
[2]*НГУ, г. Новосибирск, fominykhpa@igm.nsc.ru, nevolko@igm.nsc.ru*

Салаирский кряж рассматривается как самостоятельная структурно-тектоническая единица в пределах западной части Алтае-Саянской складчатой области (Геологическое строение…,1999). С точки зрения геологического строения Салаирский кряж представляет собой складчатую тектоническую структуру северо-западного простирания, которая вблизи ограничивающих ее Горловского и северо-западной части Кузнецкого прогибов резко, почти под прямым углом, меняет простирание пород на юго-западное (рис.1). Осевая зона Салаирского кряжа сложена кембрийскими карбонатно-вулканогенными отложениями, интенсивно дислоцированными и собранными в линейные и изоклинальные складки северо-западного простирания. Периферия складчатой структуры сложена менее дислоцированными ордовикскими и силурийскими карбонатно-терригенными породами (рис.1) (Минерагения…,2001).

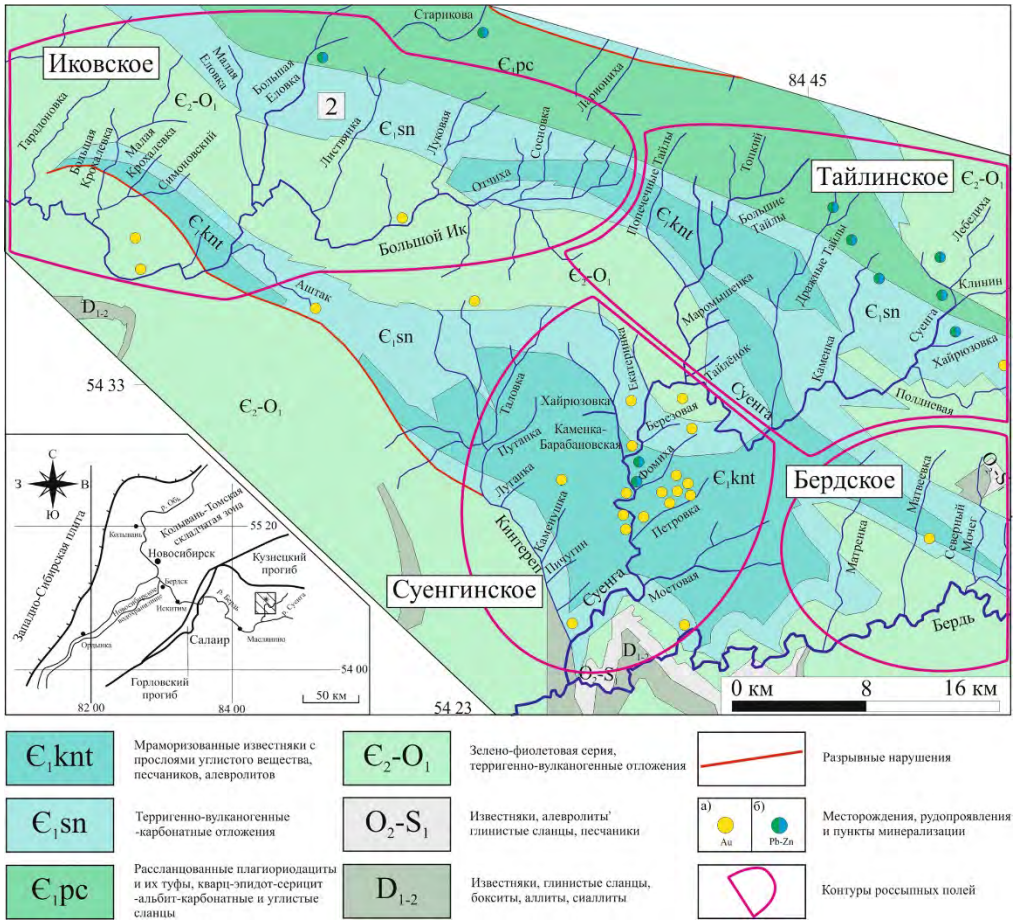


Рисунок 1. Схема геологического строения и тектонического положения Северо-Западного Салаирского кряжа (на основе Государственной геологической карты, лист N-45-XIII).

По приуроченности к рудоносным площадям выделяются (Геологическое строение…,1998; Объяснительная записка…, 2001) Суенгинское, Иковское, Тайлинское и Бердское (прогнозируемое) россыпные поля (рис.1). В Суенгинском содредоточены почти все рудные объекты золото-(сульфидно)-кварцевого типа и высокопродуктивные россыпи, в Иковском и в восточной части Тайлинского проявлено полиметалическое, а в наименее

изученном Бердском прогнозируется золото-(сульфидно)-кварцевое оруденение (Минерагения…, 2001; Неволько и др., 2019).

Совокупность типоморфных характеристик самородного золота из россыпей рассматриваемых россыпных полей позволяют выделить типы самородного золота на основании чего установить источники их питания.

Иковское россыпное поле (Рис.1) включает в себя бассейн р. Большой Ик и его правые притоки. Левые притоки р. Большой Ик не золотоносны. Нами было изучено самородное золото из ряда правых притоков которые в свою очередь слагают два россыпных участка: Крохалевский и Еловский. Среди анализируемых выборок, Крохалевского участка, преобладает самородное золота отвечающее I типу, в то время как самородное золото II и III типов распространены в незначительно. Еловскии участок, напротив характеризуется преобладанием самородного золота II и III типов, выборки I и IV типов проявлены в подчиненном количестве.

Таилинское россыпное поле (рис.1) включает в себя правые притоки в верховьях р. Суенга. Основные россыпи расположены по притокам первого и второго порядка. Статистически проявлены выборки, отвечающие III типу, самородное золото II и I типов проявлено в меньшей мере.

Суенгинское россыпного поле включает россыпи бассейна нижней р. Суенги, а также бассейна р. Кинтереп (Рис.1). Россыпи в пределах этого поля характеризуются максимальной для района линейной продуктивностью. Большинство из рек и ручьев берут свое начало в области распространения золотоносных кор выветривания. Наиболее распространенным является самородное золота II типа. Оставшаяся совокупность определяется вкладом I и III типов.

Бердское россыпное поле (рис.1) объединяет правые притоки р. Бердь, выше устья р. Суенга. Среди полученных выборок преобладает самородное золото, которое по своим типохимическим характеристикам отвечает II и III типам, самородное золото I типа развито в подчиненном количестве.

Таблица 1 Типы и источники питания самородного золота.

Тип золота	Пробность, ‰	Содержание примесей, мас.%			Источник питания
		Ag	Hg	Cu	
I	900 – 990	до 7	до 1	до 4	Золотоносные метасоматиты лиственитового состава развивающихся по малым телам диоритов Тайлинского комплекса (Золотоносность…, 1995; Фоминых и др., 2018, 2019; Неволько и др., 2019).
II	870 – 970	до 12	до 6 – 9	до 0.3	Метасоматиты березитового сотава руд Новолушниковского и Егорьевского месторождений (Фоминых и др., 2018, 2019; Неволько и др., 2019).
III	750 – 850	12 – 25	до 2 – 3	–	Метасоматиты березитового сотава руд Новолушниковского и Егорьевского месторождений (Фоминых и др., 2018, 2019; Неволько и др., 2019).
IV	500 – 750	25 – 50	до 1.5	–	Золото-барит-полиметаллические месторождения Северо-Восточного Салаира (Алямкин, 2010, 2012).

Состав золота определяется формационным типом оруденения и его минералого-геохимическими особенностями. Полученные данные по составу золота россыпей Егорьевского

района подтверждают тезис о том, что эндогенное золотое оруденение на Салаире полигенно (Золотоносность…, 1995) и представлено не только золото-кварцевым жильным и золотосодержащим полиметаллическим типами, но и золото-сульфидно-кварцевым жильно-штокверковым, включающим в себя кварцевые, кварц-карбонатные жильные тела и метасоматиты с прожилково-вкрапленной минерализацией.

Состав золота россыпей Егорьевского района отражает множественность источников питания, среди которых превалируют золоносносные метасоматиты лиственитового и березитового состава. В коренных источниках и россыпях преобладает высокопробное и ртутьсодержащее самородное золото. Средне- и низкопробное распространено в подчиненном и резко подчиненном количестве, особенно в россыпях.

Наиболее распространёнными типами самородного золота являются II и III, коренным источником для которых являются метасоматиты березитового состава. Локально распространен первый тип медьсодержащего золота, коренным источником для которого являются, вероятно, метасоматиты лиственитового типа, развитые преимущественно по телам малых интрузий основного состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (РФФИ), грант № 19-45-543002/19 и частично государственного задания, проект № 0330-2016-0001.

Алямкин А.В. Золотоносность кор выветривания Июньского месторождения (Восточный Салаир) // Материалы XIV международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Новосибирск, Изд-во «Апельсин», С. 44–50.

Алямкин А.В. Июньское месторождение золота в коре выветривания (Восточный Салаир) // Вестник ТГУ. 2012. №355. С. 144–147.

Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. I. Геологическое строение / МПР РФ. ОАО «Новосибирскгеология», РАН СО ОИГГМ; Науч.ред. чл.-кор. РАН А.В. Каныгин, канд. геол.-мин. наук В.Г. Свиридов. Новосбирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1999. 228 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. II. Полезные ископаемые / ОАО «Новосибирскгеология»; Науч. ред. д-р. геол.-мин. наук Н.А. Росляков,

канд. геол.-мин. наук В.Г. Свиридов. Новосбирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1998. 254 с.

Росляков Н.А., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А. и др.Золотоносность кор выветривания Салаира / Новосибирск: изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1995. 170 с.

Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В. и др. Минерагения зоны сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны /Новосибирск: издательство СО РАН, филиал “Гео”. 2001. 243 с.

Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская, лист N-45-XIII. Составители: Беляев, В.И. Нечаев В.В., Дергачев В.Б., и др. Эксперт ЗС РЭС: Бабин Г.А.. Новосибирск: Департамент природных ресурсов по Сибирскому региону ФГУП “Новосибирская геолого-поисковая экспедиция”. 2001. 275 с.

Неволько П.А., Колпаков В.В., Нестеренко Г.В., Фоминых П.А. Самородное золото аллювиальных россыпей Северо-Западного Салаира: состав, типы и минеральные микровключения // Геология и геофизика. 2019. т.60. №1, С.79-100.

Фоминых П.А., Неволько П.А., Колпаков В.В. Типоморфизм и коренные источники самородного золота россыпей Хайрюзовка и Каменка-Барабановская (Салаирский кряж) // Металлогения древних и современных океанов. 2018. № 24. С.183-186.

Фоминых П.А., Неволько П.А., Колпаков В.В. Минеральные включения в самородном золоте как индикатор формационной принадлежности коренного источника на примере россыпей Хайрюзовка и Каменка-Барабановская (СЗ Салаирский Кряж) // Металлогения древних и современных океанов. 2019. Т. 25. С. 193-197.

Экспериментальное изучение изменения физико-химических и флотационных свойств галенита и кальцита при воздействии электромагнитных импульсов высокого напряжения

Хабарова И.А.[1]

[1]*ИПКОН РАН, г.* Москва, *xabosi@mail.ru*

В настоящей работе представлены результаты комплексного исследования механизма воздействия высоковольтных наносекундных импульсов на фазовый состав, электрохимические, сорбционные и флотационные свойства галенита месторождения Второе Советское Дальнегорского рудного поля (Приморский край).

С целью обоснования перспектив применения импульсных энергетических воздействий для повышения эффективности флотационного разделения полупроводниковых рудных минералов (сульфидов) и минералов руд неметаллических полезных ископаемых (кальцита, флюорита, апатита, барита и др.) проведены дополнительные исследования по влиянию МЭМИ на структуру поверхности и флотационные свойства кальцита.

Обработку проб измельченных минералов и аншлифов высоковольтными наносекундными видеоимпульсами проводили на лабораторной установке УОМЭП-1 (ИПКОН РАН, НПП “ФОН”). Длительность импульса не превышала 10 нс, напряженность электрической компоненты поля ~ 10^7 В/м, энергия в импульсе 0.1 Дж, частота повторения импульсов 100 Гц; диапазон изменения времени обработки (tобр) – 5 – 50 с (доза электромагнитного импульсного излучения, число импульсов N — $5{\bullet}10^2$ – $5{\bullet}10^3$).

По данным аналитической электронной микроскопии (РЭМ – РСМА) в результате воздействия МЭМИ в течение 10 с на поверхности галенита образовывалась тонкая пленка, фрагментированная тонкими трещинами вдоль границ кристаллитов (зерен) минерального агрегата. Поскольку размер зоны генерации характеристического рентгеновского излучения для легких элементов (в частности, кислорода) составляет 3 – 7 мкм, энергодисперсионные спектры областей, покрытых существенно более тонкой пленкой, содержат главным образом информацию об элементном составе сульфидной подложки. Поэтому интенсивность пика кислорода, основного отличительного элемента оксидной пленки, крайне незначительна. Интересно отметить, что при изучении топографии этих участков поверхности галенита методами атомно-силовой микроскопии элементы фрагментации приповерхностного слоя не обнаружены. По всей видимости, это свидетельствует о растрескивании тонкого новообразованного оксидного слоя со стороны массивной сульфидной подложки (со стороны галенита), вызванном квазистатическими (термомеханическими) напряжениями.

По данным растровой электронной микроскопии (РЭМ) в результате МЭМИ-обработки аншлифов кальцита в течение 30 с ($3{\bullet}10^3$ импульсов) наблюдалось раскрытие (разрыхление) межкристаллитных границ, образование и распространение трещин как вдоль границ ступеней роста на поверхности минерала, так и в перпендикулярном направлении. При увеличении продолжительности импульсного воздействия до 50 с распространение трещин вдоль поверхностей спайности кристалла приводило к селективной дезинтеграции образцов с образованием характерных микрокристаллических фрагментов.

Электрохимические свойства минеральной поверхности оказывают большое влияние на процесс взаимодействия частиц минералов с флотационными реагентами. Электродный потенциал как один из наиболее важных, экспериментально определяемых параметров, применяемых для оценки электрохимических свойств и энергетического состояния кристаллов, дает представление о процессах, происходящих непосредственно на поверхности минералов. Электродный потенциал определяется как результат сравнительного измерения электрического потенциала минерала относительно стандартного электрода.

Методом потенциометрического титрования установлено, что электродный потенциал сульфида в результате энергетической обработки увеличивался в области положительных

значений в среднем на 15 мВ при pH 6 – 11. При увеличении дозы электроимпульсного воздействия до $5 \cdot 10^3$ импульсов максимум составил 22 мВ при pH 6.

По данным УФ-спектроскопии в результате предварительной электромагнитной импульсной обработки минеральных проб сорбция БКс на поверхности галенита увеличивалась. Максимальная сорбция БКс (увеличение на 60 %) на поверхности сульфида обнаружена для образцов после воздействия МЭМИ в течение 100 с.

Полученные результаты согласуются с данными по влиянию МЭМИ на электрохимические свойства минерала: сдвиг электродного потенциала галенита в область положительных значе-ний приводит к увеличению сорбции анионного собирателя на минерале.

В области малой интенсивности импульсного воздействия (10^3 импульсов) установлено увеличение флотируемости галенита с 76 до 85 % вследствие структурно-фазовых преобразований поверхности сульфида, повышения его электродного потенциала и увеличения количества собирателя на поверхности минеральных частиц. С увеличением числа импульсов выход минерала в пенный продукт флотации составлял не менее 85 %.

При изменении условий флотации (контрольные эксперименты) прирост извлечения галенита в пенный продукт флотации в результате предварительной импульсной обработки минеральных проб составил от 12.2 до 19.3 %; максимальный прирост извлечения с 72 до 91.3 % был достигнут после воздействия МЭМИ в течение 50 с.

В результате экспериментов по сравнительной оценке эффективности влияния импульсных энергетических воздействий на флотационную активность полупроводниковых рудных минералов (галенита) и породообразующих минералов-диэлектриков (кальцита) показано увеличение флотируемости галенита (pH 9.5, БКс 30 г/т) в результате предварительной импульсной обработки минеральных проб с 83 % (без воздействия МЭМИ) до 93 % (максимум извлечения достигался после импульсной обработки сульфидного минерала в течение 100 с). Одновременно с этим выход кальцита в пенный продукт флотации в присутствии БКс оставался практически неизменным, не зависящим от воздействия МЭМИ, и составлял в среднем 9.7 %.

Полученные результаты свидетельствуют о принципиальной возможности использования импульсных энергетических воздействий как для повышения эффективности процессов флотации сульфидных минералов с близкими физико-химическими свойствами, так и для разделения сульфидов и породообразующих минералов в процессах обогащения руд сложного вещественного состава.

Автор выражает благодарность за научные консультации и помощь в проведении исследований д.т.н. И.Ж.Бунину, к.г.-м.н. Е.В. Копорулиной.

Условия, возраст и продолжительность формирования Олимпиадинского золоторудного месторождения

Хоменко М.О.[1], Бульбак Т.А.[1], Гибшер Н.А.[1], Шапаренко Е.О.[1]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, _homenocka_@mail.ru*

Олимпиадинское золоторудное месторождение вкрапленно-прожилкового типа на Енисейском кряже является одним из крупнейших месторождений золота в России. Эксплуатация его началась еще в 1985 году. Месторождение входит в состав Ерудинского золоторудного района. Оно расположено в южной части Северо-Енисейского района в истоках р. Енашимо в центральной части Тейско-Татарской структурно-формационной зоны. На сегодняшний день запасы золота Олимпиадинского месторождения оцениваются в более 1560 т. (Сазонов и др., 2019). Осадочно-метаморфическая толща месторождения относится к кординской свите сухопитской серии раннего рифея. Породы залегают в породах эпидот-амфиболитовой фации нижней часть рифейского геосинклинального комплекса. Олимпиадинское месторождение располагается между Татарским и Ишимбинским глубинными разломами и залегает в тектоническом блоке в складчатой толще на юго-западном крыле Панимбинского антиклинория. Для уточнения условий и продолжительности формирования уникального месторождения проведен ряд термобарохимических исследований флюидных включений в сульфидах, кварцах и карбонатах. В исследовании использована коллекция рудных образцов разведочных работ 2009—2014 гг. на Олимпиадинском месторождении и опыт изучения флюидных включений на других золоторудных объектах Енисейского кряжа (Гибшер и др., 2019). На Олимпиадинском месторождении золота выделено несколько генераций кварца. Кварц 1 генерации развит в предрудных метасоматитах, кварц 2 и 3 генераций выделен в рудных этапах. Кварц 2 проявлен в золото-арсенопирит-пирротиновой минеральной ассоциации, а кварц 3 – в золото-сурьмяной. Кварц 4 генерации отнесен к системам маломощных кварцевых прожилков, которые секут предрудные метасоматиты и кварц-золото-сульфидные руды. При однократном ударном вскрытии флюидных включений в кварце и сульфидах Олимпиадинского месторожденя помимо CO_2 и H_2O были обнаружены алифатические, циклические, кислотосодержащие углеводороды, диоксаны и фураны, азото и серосодержащие соединения. Замечено, что от ранних к поздним парагенезисам меняется соотношение летучих компонентов. По полученным отношениям алкены/алканы можно сказать, что флюиды месторождения в ранней ассоциации рудного этапа отвечают восстановительному состоянию, в то время как в более поздней ассоциации увеличивается содержание воды. Это указывает на то, что восстановительные флюиды сменяются окислительными. Газообразные углекисло-углеводородные флюиды, обнаруженные в минералах Олимпиадинского месторождения, обладают высокой подвижностью, что явилось причиной появления рассеянной золоторудной минерализации в больших объемах кварц-карбонат-слюдистых сланцев с пластами известняков. Присутствующие карбоновые кислоты хорошо растворимы в воде и увеличивают пористость вмещающих пород, что создает условия для транспортировки металлов в зоны рудоотложения. Методом рамановской спектроскопии определен состав газовой фазы 88 индивидуальных флюидных включений в кварце. Выявлено наличие трех основных компонентов: CO_2, CH_4 и N_2, содержание которых колеблется в широких интервалах. Температура формирования предрудных незолотоносных ассоциаций 220-325 °С, а давление флюида в них колебалось от 0.6 до 2.2 кбар, соленость флюида в первичных и первично-вторичных включениях также изменялась от 10 до 16 мас. %, NaCl-экв. Температура гомогенизации первичных и первично-вторичных флюидных включений из кварца рудного этапа достигала 470 °С. Вторичные газово-жидкие включения гомогенизировались в интервале 150-210 °С. Давление менялось в интервале 1.1—2.5 кбар и привело к кипению исходного поликомпонентного водно-углекисло-углеводородного флюида и разделению его на существенно-водную часть (включения типа ЖH_2O + Г, ЖH_2O ± ЖCO_2 ± CH_4 ± N_2 + Г) и газовую или жидко-газовую (тип включений: ГH_2O ± ГCH_4 ± N_2 ± CO_2, ЖCH_4 ± N_2 ± CO_2+ Г). Кипение флюида является эффективной причиной кристаллизации рудных минералов,

в том числе и золота (Рёддер, 1987). Соленость флюида в первичных и первично-вторичных включениях меняется в интервале от 9.5 до 20 мас. % NaCl-экв. Кварцевые жилы с золото-арсенопирит-пирротиновой минерализацией неоднократно подвергались воздействию более поздних существенно-газовых (или жидко-газовых), высокосоленых и низкосоленых флюидов, о чем свидетельствуют генерации вторичных включений. В кварце из кварц-золото-сурьмянных ассоциаций были определены более низкие температуры (240-300 °С). Соленость этих флюидов колебалась в интервале от 5.5 до 8 мас. % NaCl-экв. Вторичные включения гомогенизировались в жидкую фазу в интервале температур от 120 до 190 °С. Давление флюида изменялось в интервале от 0.6 до 2.5 кбар. В кварце 4 генерации определены самые низкие показатели температуры (110-180 °С), соленость менялась от 0.5 до 3 мас. % NaCl-экв. Для определения возраста формирования Олимпиадинского месторождения отобраны калийсодержащие минералы (серицит и мусковит) из незолотоносных кварц-слюдисто-сульфидных, кварц-золото-арсенопирит-пирротиновых и кварц-золото-сурьмяных ассоциаций. 40Ar/39Ar исследования проведены на 16 образцах. По данным Ar-Ar датирования предрудные метасоматиты формировались в период 808.4 ± 7.7 — 817.1 ± 6.3 млн лет. Формирование ранней кварц-золото-арсенопирит-пирротиновой ассоциации рудного этапа происходило в интервале от 803.0 ± 6.1 до 758.0 ± 6.0 млн лет, где преобладают датировки от 795 до784 млн лет. Ранняя основная золотоносная кварц-арсенопирит-пирротиновая ассоциация сменяется более поздней кварц-золото-сурьмяной, которая формировалась в период от 795.2 ± 5.8 до 660.0 ± 19.0 млн лет с преобладанием молодых датировок в интервале 757—718 млн лет. Чиримбинский гранитоидный массив, полукольцом окружающим месторождение, кристаллизовался по одним данным в период 840 ± 150 млн лет (Волобуев и др., 1973), по другим, — 870 ± 35 млн лет (Новожилов и др., 2014), 868.9 ± 6.5 млн лет (Сазонов и др., 2016), 761.5 ± 8.0 млн лет (Верниковская и др., 2002). Остывание этого массива до температуры закрытия 40Ar/39Ar системы биотита произошло 721.4 ± 1.6 млн лет назад (Верниковская и др., 2002). Методом газовой хромато-масс-спектрометрии (GC-MS) во флюидных включениях в 18 образцах кварца и сульфидов обнаружено около 138 соединений в ранних незолотоносных минеральных ассоциациях, 179 в кварц-золото-сульфидных и 199 в кварц-золото сурьмяны. Такое увеличение, возможно, связано с поступлением дополнительных порций химических соединений во флюид из других источников (Гибшер и др., 2019). Исходя из полученных данных, можно предположить, что гидротермальная деятельность на Олимпиадинском месторождении началась еще с формирования предрудных метасоматитов, которые испытали неоднократные деформации уже после своего формирования. Это выразилось в появлении двух генераций вторичных включений: газовых и газово-жидких. Источником высокосоленого флюида из раннего рудного этапа могли быть постмагматические гидротермальные растворы близлежащих гранитоидов Чиримбинского массива. Сопоставив результаты датирования изученных парагенезисов предрудного и рудного этапов следует, что гидротермальная деятельность на Олимпиадинском месторождении продолжалась во временном интервале не менее 150 млн лет (от 817 до 660 млн лет) (Гибшер и др., 2019).

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. 2002. т. 43(3). с. 259-272.

Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Енисейский кряж. Геохронология СССР / Ред. Ю.И. Половинкина. Л. Недра. 1973. т. 1. с. 189—201.

Гибшер Н.А., Сазонов А.М., Травин А.В., Томиленко А.А., Пономарчук А.В., Сильянов С.А., Некрасова Н.А., Шапаренко Е О., Рябуха М.А., Хоменко М.О. Возраст и продолжительность формирования Олимпиадинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 548–553.

Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Бульбак Т.А., Рябуха М.А., Сильянов С.А., Некрасова Н.А., Хоменко М.О., Шапаренко Е.О. Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский кряж): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, δ34S сульфидов, 3He/4He флюидов, Ar-Ar возраст и продолжительность формирования // Геология и Геофизика. 2019. N. 60, № 9. С. 1310—1329.

Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М., Яблокова С.В., Арефьева В.А. Крупнообъемные месторождения золота в черносланцевых толщах – геолого-структурные, генетические, геохимические особенности, технологии обработки руд // Руды и металлы. 2014. № 3. с. 51-64.

Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М., Мир. 1987. т. I, 558с

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А., Лобанов К.В., Леонтьев С.И., Калинин Ю.А., Савичев А.А., Тишин П.А. Рудогенез месторождения золота Олимпиада (Енисейский кряж, Россия) // Геосферные исследования. 2019. № 1. С. 17-43.

Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А. Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота Панимба (Енисейский кряж // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технология. 2016. №2. с.174- 188.

Международная полевая вулканологическая школа на Камчатке

Хубаева О.Р.[1], Избеков П.И.[2], Гордеев Е.И. [1], Назарова М.А. [1], Бергаль-Кувикас О.В.[1,3]

[1]*ИВиС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, kuvikas@mail.ru*
[2]*University of Alaska, США, г. Фэрбенкс*
[3]*ИГЕМ РАН, г. Москва*

Начиная с 2002 года Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский), Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга (г. Петропавловск-Камчатский), Университет Аляски (г. Фэрбенкс, США) проводят ежегодные международные полевые вулканологические школы. База полевой школы приурочена к стационару, расположенному у подножия Мутновского вулкана, что позволяет совершать радиальные геологические маршруты к кратерам Мутновского и Горелого вулканов, Мутновской геотермальной электростанции, другим геологическим объектам. Научная программа школы включает лекции ведущих ученых, геологические экскурсии и устные доклады участников. Концепция полевой школы предусматривает совместную научно-исследовательскую деятельность российских молодых ученых и их зарубежных коллег. В ходе этих занятий участники лагеря получают теоретические и практические представления о геологической истории района, основных стадиях формирования вулканов, общих физико-химических аспектах вулканологии. Для участия в школе необходимо зарегистрироваться на сайте Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН http://www.kscnet.ru/ivs/school/index.php/ru/

Страница школы в фейсбук - https://www.facebook.com/volcanoschool/?tn-str=k*F

Микротопохимия сульфидной биоморфозы медноколчеданного месторождения Юбилейное (Южный Урал)

Целуйко А.С.[1], Артемьев Д.А.[1]

[1]*Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, celyukoa@rambler.ru*

Оруденелая фауна довольно редко встречается в рудах колчеданных месторождений. Находки сульфидизированных биоморфоз сделаны в сульфидных залежах Урала, Омана, Понтид, Кипра, Ирландии, Новой Каледонии, Филиппин, Калифорнии (Масленников и др., 2017 и ссылки внутри). Предполагается что вероятность нахождения оруденелой фауны снижается с увеличением в подрудных толщах относительного количества кислых вулканитов и возрастанием количества токсичных примесей Tl, As, Sb, Pb в колломорфном пирите (Масленников и др., 2016; Масленников и др., 2017). Сульфидные биоморфозы на медноколчеданном месторождении Юбилейное отличаются друг от друга по строению и минеральному составу, но чаще всего сложены слоями фрамбоидального, тонко- и мелкозернистого пирита, халькопирита и кальцита (Масленников и др., 2016). Отмечается что сульфиды биоморфоз содержат на порядки меньшее количество химических элементов, относительно гидротермальных или кластогенных руд (Целуйко и др., 2019). Многослойное зональное строение некоторых трубок предполагает стадийный процесс сульфидизации, Предполагается выявить в сульфидизированных трубках различного минерального состава неоднородные картины распределения элементов-примесей, способные расширить информационное поле по геохимическим аспектами фоссилизации фауны колчеданных залежей. Первые результаты исследований в данном направлении представлены в данной работе.

Геохимическое микрокартирование биоморфоз выполнено методом ЛА-ИСП-МС на масс-спектрометре Agilent 7700x, оборудованного приставкой для лазерной абляции New Wave Research UP-213 в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (аналитик Д.А. Артемьев). Микрокарты распределения элементов-примесей получены путем последовательного линейного прожигания поверхности препарата лазерным пучком диаметром 12–30 мкм со скоростью 10–15 мкм/с, с энергией 3–4 Дж/см^2 и частотой 7 Гц. Для градуировки и расчета использовались международные стандарты: прессованный сульфид USGS MASS-1 и стекло USGS GSD-1g. Несущий газ – He 0.6 л/мин и Ar 0.95 л/мин. Расчет проводился в программе Iolite с использованием 57Fe в качестве внутреннего стандарта.

Юбилейное медноколчеданное месторождение расположено в Бурибайском рудном районе (Башкортостан) и приурочено к Западно-Магнитогорской палеовулканической зоне (Медноколчеданные…, 1988). Рудные тела месторождения локализованы в породах баймак-бурибайской свиты, соответствующей раннедевонскому начальному циклу островодужного вулканизма (D1e2b-br) (Косарев и др., 2014). Юбилейное месторождение представлено шестью рудными залежами северо-западного простирания, из которых на данный момент отрабатывается Первая, Четвертая и Пятая залежи. Изученные сульфидные биоморфозы обнаружены в рудах Второй рудной залежи.

Колчеданные руды, содержащие скопления оруденелых трубчатых червей, представляют собой кальцит-пиритовые и кальцит-халькопирит-пиритовые пористые диффузерные линзы и плиты, через которые просачивались потоки низкотемпературных флюидов (Масленников и др., 2016). Стенки трубок сложены фрамбоидальным, тонкозернистым и колломорфным пиритом, а центральная часть заполнена субгедральными зернами пирита, карбонатом, кварцем, сфалеритом или халькопиритом. Размер трубок в продольном сечении достигает 10 мм, в поперечном – 1–3 мм.

Содержания элементов-примесей в сульфидах биоморфоз довольно низкие. Относительно высокие концентрации As (в среднем 290 г/т), Mo (в среднем 16.1 г/т), Ag (в среднем 61 г/т), Sb (в среднем 20 г/т), Te (в среднем 34 г/т), Pb (в среднем 1044 г/т), Bi (в среднем 3.5 г/т) отмечены в фрамбоидальном пирите, слагающем стенки фоссилий (Масленников и др., 2016). В субгедральном пирите полостей трубок содержания элементов-примесей на порядок ниже.

Картины распределения химических элементов во многом подтверждают данные точечных ЛА-ИСП-МС анализов (см. рис. 1). Примеси Cu и Zn подчинены распределению халькопирита и сфалерита соответственно. Стенка биоморфозы, состоящая из фрамбоидального пирита, аккумулирует в себе примеси Cu, Ag, As, Mn, Ni, Tl, Bi, Pb и Sb. Неоднородности и пятна пониженных концентраций в стенке связаны с развитием субгедрального пирита. Заметна различная мощность зоны обогащения: примеси Mn и Tl концентрировались, по-видимому, только в центральной части стенки биоморфозы. Кобальт распределен неравномерно, в виде мелких пятен повышенных концентраций. Участок повышенных концентраций элементов-примесей проявляется во внутренней полости трубки, где также развиты фрамбоиды. Субгедральный пирит, заполняющий биоморфозу, обеднен химическими элементами. Вмещающая матрица и в том числе фрамбоидальный пирит в ней выглядят менее обогащенными примесями по сравнению с фрамбоидами стенки оруденелой фауны.

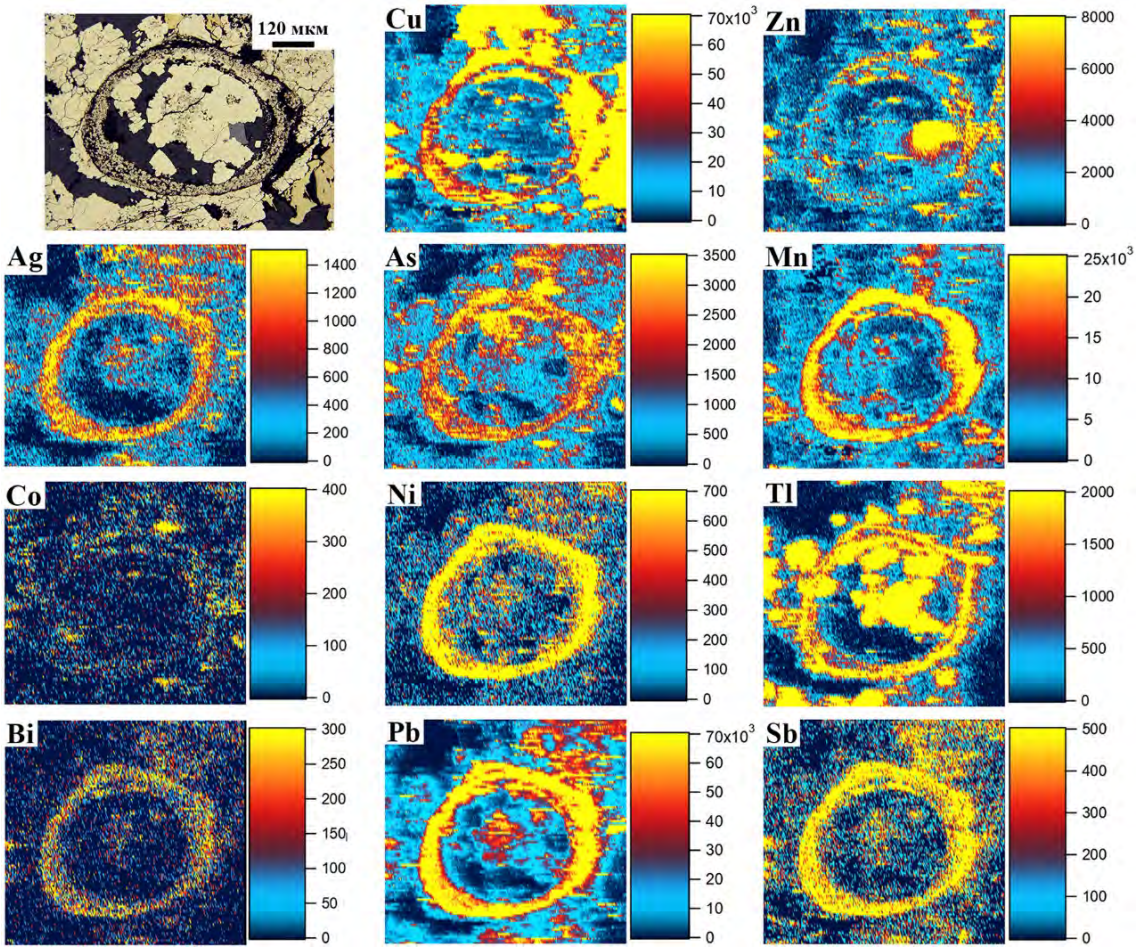


Рисунок 1. Геохимические микрокарты распределения химических элементов в биоморфозе месторождения Юбилейное. Цветная шкала отражает интенсивность элемента в секунду (CPS).

Полученные данные показывают, что сульфиды биоморфоз концентрируют в себе не только элементы низкотемпературной (As, Mn, Ni, Tl), но и среднетемпературной (Bi, Pb, Sb) ассоциаций. Микрогеохимическое картирование может оказаться перспективным для выявления скрытой зональности сульфидизированной фауны и определения особенностей дифференциации элементов-примесей при процессах фоссилизации. Предполагается что данная публикация является только началом большой работы по микрокартированию биоморфоз колчеданных месторождений Урала.

Авторы благодарны Масленникову В.В. и Аюповой Н.Р. за помощь в работе и ценные рекомендации. Работа выполнена при поддержке проекта Президиума УрО РАН № 18-5-5-48.

Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.

Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Целуйко А.С. Гидротермальные биоморфозы колчеданных месторождений: микротекстуры, микроэлементы и критерии обнаружения. Екатеринбург: РИО УрО РАН. 2016. 388 с.

Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Леин А.Ю., Целуйко А.С., 3. Данюшевский Л.В., Ларж Р.Р., Симонов В.А. Критерии обнаружения фауны гидротермальных экосистем в рудах колчеданных месторождений Урала // Литология и полезные ископаемые, 2017. № 3. С. 199–218.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР. 1988. 239 с.

Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В. Теллуридная минерализация в обломочных рудах медноколчеданного месторождения Юбилейное (Южный Урал) // Геология рудных месторождений, 2019. Т. 61. № 2. С. 40–71.

Золотоносность коры выветривания Еравнинской площади (Республика Бурятия)

Цикина М.А.[1]

[1]*ФГБУ ЦНИГРИ, г. Москва, tsikina@tsnigri.ru*

Изучаемая площадь расположена на территории Республики Бурятия (рис. 1), в пределах Озернинского рудно-россыпного района, Байкальской металлогенической провинции. В наиболее изученной северной части района (Озернинский рудный узел) известно Назарьевское золото-полиметаллическое месторождение, Озерное полиметаллическое месторождение и связанный с ними ряд россыпей золота (ключ Назаровский, ключ Ульзытуй, ручей Левый Сурхебт и другие). В южной части (Укырский рудный узел) в пределах описываемой площади были известны лишь незначительные россыпи и россыпепроявления, расположенные в бортах Еравнинской межгорной впадины (Руженцев и др., 2012). Для обоих узлов характерно близкое геологическое строение, рудная золото-железо-полиметаллическая специализация, а также развитие в их пределах золотоносных кор химического выветривания разных морфогенетических типов. В результате поисково-разведочных работ, проведенных в 2013-2015 годах в пределах Укырского рудного узла были выделены перспективные участки на золото в корах выветривания: Сосновка, Белюты, Харасан, Холой, Федоровка, Соболка, Ехэ, Берёзовая грива (рис. 2).

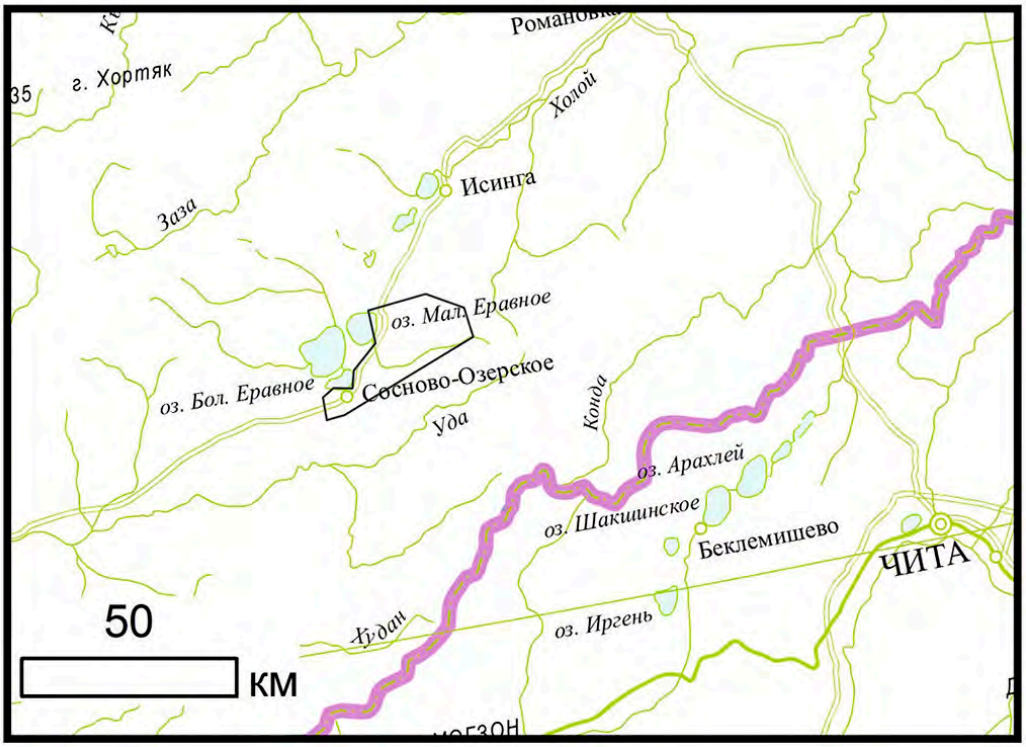


Рисунок 1 Обзорная карта расположения Еравнинской площади.

Золотое оруденение тесно связанно с протяженной системой разрывных нарушений зоны регионального разлома северо-восточного направления в южном обрамлении Еравнинской депрессии. Золотосодержащие железорудные и полиметаллические месторождения и проявления пространственно тяготеют к витимканскому (габбро-монцонит-гранитовому) комплексу позднепермского возраста. Комплекс рудовмещающих пород представлен переслаиванием эффузивных пород (андезитовых порфиритов) с горизонтами песчаников, алевролитов, органогенных известняков олдындинской свитой (венд-кембрий) и слагает северо - западное крыло синклинальной структуры (Васильев, 1977). Золотоносная минерализация в их

пределах сопровождается метасоматическими изменениями: кварц-серицитовыми, кварц-полевошпат-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, скарнами.

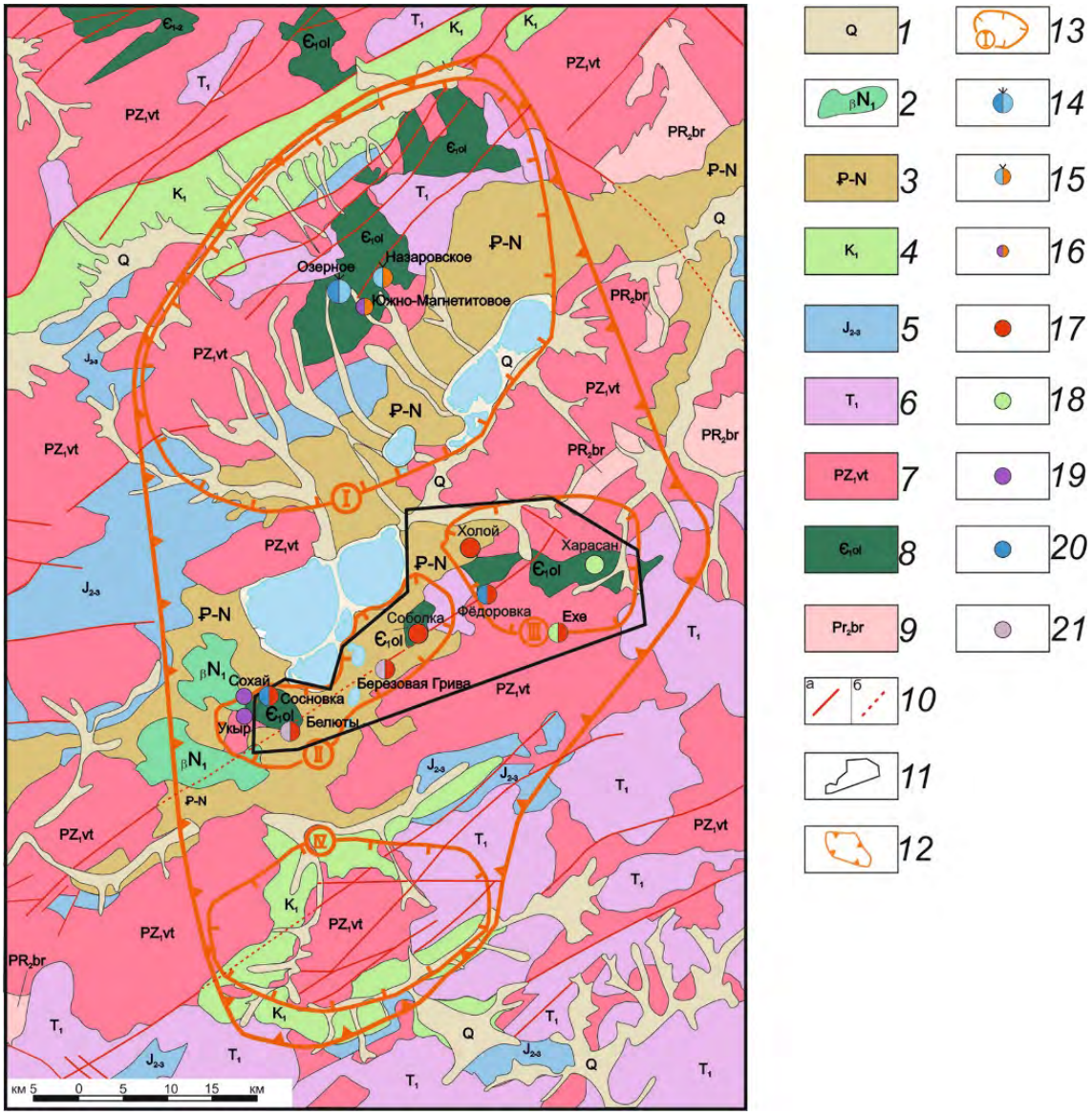


Рисунок 2 Геологическая карта Еравнинского рудного района.

1 – четвертичная система: современные аллювиальные, аллювиально – пролювиальные отложения: галечники, пески, глины; 2 – неогеновая система: потоки и покровы оливиновых базальтов и долеритов; 3 – неоген – палеогеновая система: глина пестроцветная с песком, гравием, обломками пород; 4 - меловая система: песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты; 5 – юрская система: трахиты, трахиандезиты, трахиандезито – базальты, туфоконгломераты, туфопесчаники, кремнистые алевролиты; 6 – триасовая система: лейкократовые биотитовые и биотит рогообманковые граниты, сиениты, граносиениты; 7 – палеозойская группа, ордовикская система, витимканский интрузивный комплекс: порфировидные, биотитовые граниты, сиениты, диориты; 8 – кембрийская система, олдындинская свита: метаморфизованные средние и кислые эффузивы, туфопесчаники, сланцы, известняки, углисто – кремнистые туффиты; 9 – протерозойская группа, баргузинский комплекс: биотитовые, гнейсовидные граниты; 10 – разрывные нарушения: достоверные (а); предполагаемые (б); 11 - контур Еравнинской площади; 12 – Еравнинский золотороссыпной район; 13 – золотороссыпные узлы: I - Озернинский, II - Укырский, III - Харасанский, IV – Мохейский; 14-16 - известные месторождения и рудопроявления: 14 – Озёрное свинцово – цинковое; 15 – Назаровское золото – цинковое; 16 - Южно – Магнетитовое золотосодержащее железорудное; 17-21 - выявленные рудопроявления и их специализация: 17 – золото – кварцевая; 18 – золото – скарновая; 19 – золотосодержащая железорудная; 20 – золото – полиметаллическая; 21 – золото – сульфидная (пирит – арсенопиритовая).

Благоприятным фактором развития и сохранности кор химического выветривания является широкое распространение в южном обрамлении Еравнинской депрессии поверхностей

выравнивания мел – палеогенового возраста. Анализ геолого – геоморфологической позиции перспективных участков, изучение вещественного состава золоторудного оруденения, позволяют выделить в их пределах следующие морфогенетические типы коры выветривания: площадные, линейно – трещинные, контактово – карстовые, карстовые и зоны окисления типа «железная шляпа» по железорудным и полиметаллическим рудопроявлениям (Зубова и др., 2019).

Площадные коры выветривания неполного профиля формируются по интрузивным и вулканогенно-осадочным породам, имеют мощность 10 - 20 м, преимущественно представлены щебнисто – глинистыми, глинисто – щебнистыми образованиями стадии выщелачивания и гидратации. Золотоносность в них связана с окварцованными породами, прорванными дайками диоритов, с участками жильно - прожилковой золото – кварцевой минерализации. Золотоносная площадная кора выветривания выявлена на участке Холой.

Линейно – трещинные коры выветривания приурочены к зонам повышенной трещинноватости в силикатных (вулканогенно – осадочных и интрузивных) породах, мощность их достигает на отдельных участках >30 метров. В верхних горизонтах они представлены каолинитовыми, монтмориллонит-каолинитовыми, гетит-каолинитовыми, охристо-гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовыми пестроцветными бесструктурными глинами, постепенно переходящими вниз по разрезу через зону дезинтеграции в коренные породы. Для линейно-трещинной коры выветривания Еравнинской площади характерна высокая глинистость, которая достигает в верхних горизонтах 80%. Часто свободное мелкое золото содержится именно в пелитовой составляющей коры выветривания, как на участке Сосновка, Холой, Белюты. При формировании коры выветривания по сильно сульфидизированным прослоям в профиле выветривания образуются бурожелезняковые образования среди структурных глин.

Наиболее широко на изучаемой территории распространены контактово-карстовые коры выветривания, постепенно переходящие в карстовые; мощность их может достигать более 50,0м. Они представлены бесструктурными ожелезненными глинами гётит-каолинитового состава часто темно-коричневого до черного цвета за счет гидроксидов железо-марганцевого состава с отдельными блоками структурной коры выветривания. Степень глинистости варьирует от 30 до 60%. В пределах Еравнинской площади наиболее часто контактово-карстовые коры выветривания формируются на контакте интрузивных и карбонатных пород, либо по прослоям силикатных пород среди известняков. В тяжёлой фракции шлиховых проб преобладают гидроксиды железа, остаточные минералы имеют разную степень окатанности за счет частичного переотложения и перемыва. Морфология рудных тел меняется в зависимости от степени перемещения и переотложения материала, что часто определяется углом падения контакта пород. В нижних зонах профиля выветривания рудное тело сохраняет первичное залегание, в верхних горизонтах происходит изменение его морфологии; оно выполаживается, содержания золота разубоживаются за счет перемыва материала, либо образуют отдельные более богатые линзы, что отчетливо наблюдалось на участках Холой и Сосновка.

В коре выветривания выделяется два типа самородного золота. Частицы первого типа неокатанны, характеризуются «рудным» обликом, с гладкой блестящей, частично корродированной поверхностью, с сохранившимися первичными скульптурами роста, с редкими кристаллическими наростами. Золото второго типа имеет разную степень окатанности и несёт ярко выраженные следы гипергенных преобразований в виде высокопробных коррозионных кайм, обособлений, оболочек и межзерновых прожилков. Такое золото имеет разную пробность, что является индивидуальным для каждого участка. Для золота характерен определённый набор элементов - примесей. Наиболее часто распространены медь, теллур, ртуть, в меньших количествах мышьяк, сурьма, цинк, свинец, что отражает тип коренного источника.

В результате комплекса проведённых исследований, в пределах участков Сосновка и Белюты, впервые установлены золотоносные коры выветривания с промышленными параметрами.

Участок Сосновка приурочен к северной экзоконтактовой части интрузивного массива, золотоносная кора выветривания относится к контакто – карстовому типу. Параметры зоны: ширина – 800 м, протяжённость (ограничена контуром лицензионных работ) – 1,9 км, глубина прогноза 30,0 м, содержание золота варьирует от 0,4 до 22,9 г/т, среднее 2,9 г/т на 12,0 м

вертикальной мощности. Вместе с золотом, в зонах ожелезнения, отмечаются высокие концентрации меди, цинка, мышьяка, бария, свинца.

Участок Белюты расположен в южной экзоконтактовой части интрузивного массива. Золотоносная контактово – карстовая кора выветривания формируется по золото – пирит – арсенопиритовой (ранее неизвестный на данной территории) и золото – кварцевой минерализации. Ширина перспективной минерализованной зоны 800 м, протяжённость 4000 м, глубина прогноза 50 м, среднее содержание золота 0,8 г/т (0,4 – 3,9 г/т) на 21 м вертикальной мощности. Золото преимущественно в виде включений находится в гидроксидах железа и в качестве мелкого, тонкого свободного самородного в глинистой фракции коры выветривания. (Агибалов и др., 2016)

Проведенные работы показали, что даже на известных территориях, при анализе и доизучении материалов предшественников, возможна их переоценка с выделением новых перспективных золотоносных участков.

Агибалов О.А., Зубова Т.П., Иванов Н.М. Перспективы золотоносности коры выветривания Еравнинской депрессии (Республика Бурятия) // Научно – методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов – состояние и перспективы: сб. докладов научно – практической конференции. М.: ЦНИГРИ, 2016. С.114

Зубова Т.П., Краснов А.Н., Черемисина Е.А. Использование минералого – геохимических методов при поисках золотоносных кор выветривания в различных геолого – геоморфологических обстановках // Отечественная геология №2/2019 С.39

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. - С. 3-28

Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля (стратиграфия, фации осадков и палеография)// Издательство «Наука», Сибирское отделение. Новосибирск. 1977. С. 6-14.

Минералогическая характеристика ЭПГ-Cu-Ni-рудоносных пикритовых габбро Имангдинской интрузии

Чайка И.Ф.[1, 2]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск ivanlab211@gmail.com*
2ИЭМ РАН, г. Черноголовка

С раннемезозойскими дифференцированными интрузиями северо-западной окраины Сибирской платформы связаны крупнейшие в мире месторождения Cu, Ni и элементов платиновой группы (ЭПГ). Их систематическое освоение началось в 1 половине XX века, важнейший вклад в их открытие и изучение внесли Н.Н. Урванцев, В.К. Котульский, М.Н. Годлевский. Несмотря на то, что в настоящее время активно разрабатываются преимущественно месторождения интрузий Норильского рудного узла (Норильск-1, Талнахская, Хараелахская), геологоразведочные работы 2й половины XX века обосновали экономически-значимый потенциал и других рудных узлов, в числе которых – Имангдинский рудный узел. На этом рудном узле проводились масштабные буровые работы, по данным изучения керна были построены разрезы интрузий, из которых Мантуровская и Имангдинская представляют наибольший интерес, как содержащие горизонты пикритовых габбро-долеритов с сульфидным медно-никелевым оруденением (Золотухин и Щедрин, .1977). В монографии Золотухина и Щедрина (1977) приводится комплексное описание интрузий Имангдинского рудного узла и их породообразующих минералов, однако задачи, связанные с выявлением перспективных площадей и отдельных интрузий с выраженным рудным потенциалом требуют более детальных исследований на современном уровне На сегодняшний день большая часть керна и образцов с объектов Имангдинского узла утеряна, и немногочисленные выходы интрузий на дневную поверхность представляют единственную возможность отбора материала для исследований.

Из двух наиболее интересных интрузий (Мантуровская и Имангдинская), вторая пересекается вкрест простирания рекой Имангда, обнажая при этом значительную часть дифференциатов, описанных ранее по керну. В ходе полевых работ в 2019 г. были отмечены и опробованы контактовые роговики, пикритовые габбро-долериты с бедной сульфидной вкрапленностью, пикритовые габбро-долериты с богатой сульфидной вкрапленностью, оливиновые такситовые габбро-долериты с сульфидной вкрапленностью, мощные горизонты оливин-содержащих и безоливиновых габбро-долеритов с призматически-зернистым клинопироксеном. Поскольку наиболее богатая сульфидная и платиноидная минерализация в дифференцированных интрузиях северо-западной окраины Сибирской платформы связана главным образом с пикритовыми и оливиновыми габбро-долеритами, то данная работа сфокусирована на минералогическом исследовании пикритовых и оливиновых такситовых габбро-долеритов из предположительно нижней части Имангдинской интрузии.

Главными минералами изученных пород являются плагиоклаз, клинопиркосен диопсид-геденбергитового ряда с переходом к авгиту и оливин. Такситовая текстура выражается в наличии вытянутых (полосчатых) участков с повышенным содержанием плагиоклаза и пониженным – оливина, выраженным укрупнением минеральных индивидов Породы неравномерно обогащены минералами группы хромшпинели, в отдельных участках шлифов их содержание превышает 10 об. %.

Плагиоклаз (30-35 об. %) образует удлиненные кристаллы, идиоморфные по отношению к клинопироксену и ксеноморфные – к оливину, характерно простое и полисинтетическое двойникование (Рис.1А). Состав варьирует от An_{40} до An_{84} с непостоянной, небольшой (<0.5 мас. %) примесью K_2O и FeO (как правило, <1 %). Электронная микроскопия обнаруживает отчетливую зональность индивидов с более основными ядрами и кислой периферией, причем переход происходит резко, что может быть связано с началом кристаллизации клинопироксена (Рис. 1Б).

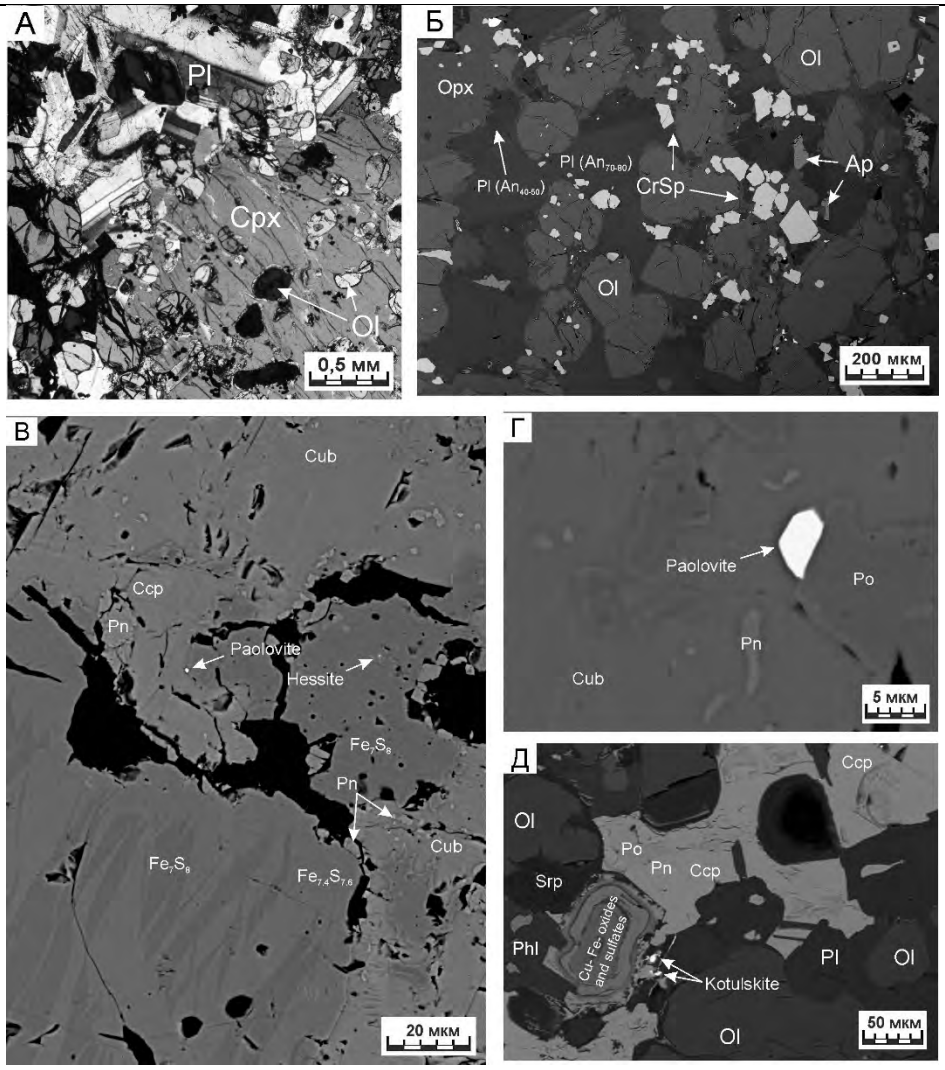


Рисунок 1. Петрография и минеральные ассоциации оливиновых пород Имангдинской интрузии: (А) такситовый оливиновый габбро-долерит, проходящий свет, николи X; (Б) пикритовый габбро-долерит, BSE-фото; (В) сульфидная ассоциация с паоловитом и гесситом; (Г) индивид паоловита с кристаллографическими очертаниями в сульфидной ассоциации; (Д) котульскит в ассоциации с вторичными минералами, замещающими сульфиды.

Оливин (35-40 об.%) представлен идиоморфными и гипидиоморфными округлыми зернами, как одиночными, так и в срастаниях и является для пород изученной зоны по-видимому, первым кристаллизовавшимся минералом (Рис. 1А, Б). Содержание форстеритового компонента варьирует от 73 до 80 мол. % и не обнаруживает зонального распределения, при этом магнезиальность соседних (но не соприкасающихся) зерен может отличаться более, чем на 2 мол. %, а наибольшей магнезиальностью (77-80 мол. %) характеризуется оливин, образующий хадакристаллы в клинопироксене. По сравнению с Верхенталнахской интрузией, рассмотренной Рябовым и др., (2004) как модельной для Норильского типа, состав оливина характеризуется повышенным содержанием NiO (0.25-0.4 мас. %). Содержание Fo-компонента соответствует оливину из пикритовых и такситовых габбро интрузии Норильск-1 и троктолитовому долериту Верхнеталнахской интрузии: в обоих случаях – оливину из пород нижней эндоконтактовой зоны с сульфидной минерализацией.

Для клинопироксена характерны сравнительно крупные, гипидиоморфные до ксеноморфных и интерстициальных, индивиды с хадакристаллами оливина, реже – плагиоклаза (Рис. 1А). По составу клинопироксен отвечает диопсид-геденбергиту с долей Di 79-84 мол. % и низко-Al авгиту (Al_2O_3 <3 мас. %) с содержаниями TiO_2 и Cr_2O_3 до 1 мас. %. В отдельных случаях отмечается примесь Na_2O (до 0.5 мас. %). Высокое содержание Mg и повышенные концентрации Cr в полученных анализах клинопироксена приближают его состав к клинопироксену из

пикритовых и троктолитовых габбро рудоносных интрузий Норильского типа (Верхнеталнахская, Норильск-1) (Рябов и др., 2004).

Характерной чертой изученных пород Имангдинской интрузии является большое количество хромшпинели, которая образует мелкозернистую «сыпь» различной интенсивности. Для нее свойственен широкий диапазон состава с вариациями Mg# от 10 до 43 мол. %, Al_2O_3 от 2 до 20%, Cr_2O_3 – 10-36%, TiO_2 – 1-12%. При этом содержания Al и Cr возрастают с увеличением Mg#, а Fe^{3+} и Ti – падают. Следует отметить, что хромшпинель, характеризующаяся сравнительно высоким Mg# образует чаще мелкие изолированные зерна, в то время как для хромсодержащего магнетита характерны более крупные гипидиоморфные зерна, часто сросшиеся между собой гранями (Рис. 1Б). Хотя в том или ином количестве хромшпинель содержится в пикритовых и такситовых габбро большинства дифференцированных интрузий Северо-Западной окраины Сибирской платформы, высокое объемное содержание минералов этой группы является отличительным признаком рудоносных интрузий Норильского типа (Верхнеталнахская, Хараелахская, Норильск-1) (Рябов и др., 2004). Широкий диапазон Fe^{3+} и в особенности содержания TiO_2 в хромите и хромистом магнетите - также характерная черта хромшпинели интрузий Норильского типа и редко встречается в других дифференцированных интрузиях (Barnes and Kunilov, 2000) (Рис. 2А, Б).

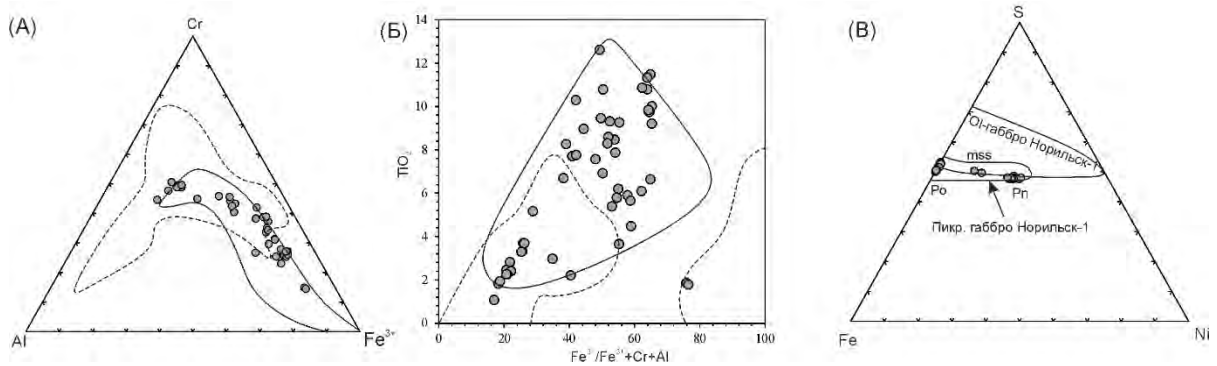


Рисунок 2. Вариационные диаграммы химического состава хромшпинели (А, Б) и Ni-Fe сульфидов (В) из пикритового и такситового оливинового габбро-долеритов Имангдинской интрузии. На (А) и (Б) пунктирной линией обозначена область составов хромшпинели расслоенных интрузий мира, а сплошной – область состава хромшпинели из интрузий Норильского типа (Barnes and Kunilov, 2000).

На (В) области составов Ni-Fe сульфидов – по Tolstykh et al., 2017.

Сульфидная минерализация в изученных образцах представлена вкрапленными, реже - прожилково-вкрапленными текстурами, в которых сульфиды (пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит, реже - троилит, mss) образуют срастания сложной морфологии (Рис. 1В, Д). Кубанит тесно ассоциирует с халькопиритом, а пирротин часто образует текстуры распада на Fe_7S_8 и $Fe_{7.4}S_{7.6}$ соответственно (Рис. 1В). Помимо упомянутых сульфидов Fe, Cu и Ni в сульфидных ассоциациях повсеместно встречаются галенит и гессит (Ag_2Te). Минеральный состав изученных сульфидных ассоциаций, характеризуясь сравнительно низким содержанием серы по сравнению с Ni, Fe и Cu и отсутствием миллерита в целом близок к ассоциациям вкрапленных сульфидных руд из пикритовых габбро-долеритов интрузии Норильск-1 (Рис. 2В) (Kozyrev et al., 2002; Tolstykh et al., 2017). Оценка активности серы, проведенная с помощью Ni/(Ni+Fe) отношения в пентландите (Vanguan and Craig, 1981; Перегоедова, 1999), показывает, что во время формирования пентландита $logfS_2$ в магме составлял около -11, что близко к оценкам, полученным для вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах южной части интрузии Норильск-1 (Tolstykh et al., 2017).

Среди минералов платиновой группы in situ обнаружены паоловит (Pd_2Sn), котульскит (PdTe) и, возможно, станнопалладинит ($(PdCu)_3Sn_2$). с пониженным содержанием Cu. Паоловит образует микроскопические индивиды, округлые до удлиненных кристаллографических, в сульфидных агрегатах и на их периферии (Рис. 1В, Г). В ряде случаев паоловит приурочен к границам отдельных сульфидных фаз, либо к краевым участкам сульфидных вкрапленников

(Рис. 1Г). Котульскит с примесью Pb до 3% обнаружен в виде нескольких микроскопических (5-8 мкм) индивидов на контакте сульфидной ассоциации, замещающейся сульфатами и окислами Fe и Cu, и силикатной матрицы (Рис. 1Д). Несмотря на то, что на данный момент находки МПГ in situ - немногочисленны (9 индивидов), преобладание станнидов сближает характер ЭПГ-минерализации изученных пород с вкрапленными рудами интрузий Норильского типа. При этом выраженная Pd специфика и отсутствие изоморфной примеси Pt в количестве, определяемом ЭДС, отличает обнаруженную ЭПГ-минерализацию от существенно-Pt ассоциаций интрузии Норильск-1 (Komarova et al., 2002; Kozyrev et al., 2002).

Таким образом, полученные предварительные данные по минералогии пикритовых и оливиновых такситовых габбро-долеритов нижней зоны Имангдинской интрузии обнаруживают ряд признаков, характерных для вкрапленных ЭПГ-Cu-Ni-руд интрузий Норильского типа. Дальнейшее детальное изучение Имангдинской интрузии является целесообразным, как в практическом аспекте, так и с точки зрения петрологии рудоносных интрузий Норильского региона.

Автор благодарит Юдовскую М.А. (ИГЕМ РАН), Радько В.А. и Кетрова А.А. (ООО Норильскгеология) за организацию полевых работ и содействие в отборе материала. Исследование выполнено в рамках гос. задания ИГМ СО РАН и поддержано грантом РНФ (проект 19-17-13013).

Золотухин В.В., Щедрин Н.Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла (северо-запад Сибирской платформы). Изд-во «Наука» Сибирское отделение. Новосибирск. 1977

Перегоедова А.В., Физико-химическое поведение Pt и Pd в процессе кристаллизации Fe, Ni, Cu- содержащих сульфидных расплавов и в последующих субсолидусных превращениях: по экспериментальным данным.рис.Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск. 1999.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П., Магматические образования Норильского района. Изд-во «Нонпарель». Новосибирск, 2000

Komarova M.Z., Kozyrev S.M., Simonov O.N., Lyul'ko V.A., The PGE mineralization of disseminated sulfide ores of the Noril'sk-Taimyr Region // The Geology, Geochemistry and Mineral Benefication of Platinum-Group elements. 2002. v. 54. P. 547-567.

Kozyrev S.M., Komarova M.Z., Emelina L.N., Oleshkevich O.I., Yakovleva O.A., Lyalinov D.V and Maximov V.I., The mineralogy and behavior of PGM during processing of the Noril'sk-Talnakh PGE-Cu-Ni ores // The Geology, Geochemistry and Mineral Benefication of Platinum-Group elements. 2002. v. 54. P. 757-791.

Tolstykh N.D., Shvedov G.I., Polonyankin A.A., Zemlyansky S.A., Mineralogical and geochemical feature of the disseminated ores of the southern part of the Noril'sk 1 deposit // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, 110, 2017. doi:10.1088/1755-1315/110/1/012021

Vaghuan D. J.рис.Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge Earth Sci. Ser., Cambridge, 1978, 493 p.

Barnes S.J. and Kunilov V.Y., Spinels and Mg ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intrusions and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province // Economic Geology. v. 95. 2000. P. 1701-1717.

Эволюция питающих провинций пестроцветных отложений Московской синеклизы как индикатор границы перми и триаса

Чистякова А.В.[1], Веселовский Р.В.[1,2], Семёнова Д.В.[3], Фетисова А.М.[1,2]

[1]*МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва*
[2]*ИФЗ РАН, г. Москва*
[3]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск*

Эпохи глобальных геосистемных перестроек всегда привлекали особое внимание исследователей. Одним из таких значимых рубежей в развитии Земли и, в частности, Восточно-Европейской платформы (ВЕП) является граница палеозоя и мезозоя. Граница пермских и триасовых отложений чехла ВЕП - Русской плиты, проходит внутри мощного континентально-терригенного комплекса, что предопределяет неоднозначность региональных корреляций отдельных разрезов. Так, несмотря на детальные био- и магнитостратиграфические исследования последнего десятилетия (Голубев и др., 2012; Арефьев и др., 2016; Фетисова и др., 2018; и др.), для ряда пермо-триасовых разрезов Русской плиты так и не была надёжно определена стратиграфическая позиция. В целях достижения согласованности трактовки возрастов спорных на данный момент разрезов, нами было решено привлечь дополнительный независимый метод - U-Pb LA-ICPMS датирование детритных (обломочных) цирконов, позволяющее реконструировать питающие провинции терригенных осадочных бассейнов. В основу идеи использования данных о возрастном распределении детритных цирконов в качестве инструмента корреляции легла гипотеза о контрастности питающих провинций для позднепермского и раннетриасового времени (Арефьев и др., 2016), правомерность которой авторы решили обосновать путём анализа возрастов обломочных цирконов из соответствующих стратиграфических интервалов одного из опорных P-T разрезов Русской плиты – Жуков овраг. Таким образом, U-Pb LA-ICPMS датирование детритных цирконов было проведено для следующих пермо-триасовых пестроцветов Московской синеклизы: две пробы представляют пограничный пермь-триасовый интервал опорного (Сенников, Голубев, 2012) разреза Жуков овраг, третья проба отобрана из разреза Недуброво, время накопления которого является предметом продолжительных дискуссий и на настоящий момент не может быть однозначно определено (Лозовский и др., 2016).

Опорный разрез пограничных отложений перми и триаса Жуков овраг расположен на востоке Владимирской области. Сводный разрез составлен по серии обнажений, расположенных в бортах Жукова оврага на ЮЗ окраине города Гороховец. За несколько десятилетий детального палеонтологического и литолого-стратиграфического изучения эти отложения были качественно и разносторонне охарактеризованы и уже с 1960-х годов разрез Жуков овраг утверждён в качестве опорного для центральной части Московской синеклизы (Сенников, Голубев, 2012). Однако детальные магнитостратиграфические исследования были проведены лишь недавно (Фетисова и др., 2018). На сегодняшний день, комплексная характеристика по разным группам фауны и палеомагнитным данным как пермских, так и триасовых частей разреза, полностью обосновывает выбор опорного разреза Жуков овраг в качестве перспективного объекта исследования методом датирования обломочных цирконов.

Опробованию подверглись слои серых и коричневых мелко-среднезернистых слабосцементированных песчаников, вес проб составлял 2-3 кг. По стандартной методике, сочетающей электромагнитную сепарацию и разделение в бромоформе, необходимое количество цирконов удалось выделить из двух проб: проба №11 представляет терминальную, проба №56 – низы триасового интервала.

Разрез Недуброво расположен на р. Кичменьга в пределах д. Недуброво Вологодской области. Проведенные различными исследователями многочисленные определения фауны и флоры позволяют относить недубровские отложения, с одной стороны, к терминальной перми, с другой - к нижнему триасу (Фетисова и др., 2018, и ссылки в ней). Кроме того, возрастные аналоги недубровской пачки в пределах Московской синеклизы не известны. Метод обломочных

цирконов, потенциально, может позволить конкретизировать стратиграфическую позицию разреза Недуброво, поэтому из пачки песков в верхней части разреза была отобрана 1 проба весом 3 кг для выделения обломочных цирконов.

Выделение и U-Pb датирование обломочных цирконов из трех рассматриваемых проб было выполнено в Аналитическом центре ИГМ СО РАН по стандартной методике. Из пробы №11 (пермская) для датирования было отобрано 150 зёрен; из пробы №56 (триасовая) – 76 зёрен, из пробы «Недуброво» - всего 29 зёрен. Изучение морфологии и внутреннего строения зёрен проводилось по катодолюминесцентным (CL) изображениям и снимках в отражённых электронах (BSE). Датирование выполнено методом LA-ICPMS с использованием масс-спектрометра Element XR (Thermo Scientific) в лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск). Обработка данных, в том числе расчет изотопных отношений, проводилась в программе Glitter (Van Achterbergh et al., 2001; Griffin et al., 2008). Расчет средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям выполнен с помощью Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot (Ludwig, 2008). Погрешности всех единичных анализов (отношения и возраст) учитывались для уровня ±1σ.

По характерной осцилляторной зональности и значениям отношений Th/U превышающим общепринятое пороговое значение 0.1, фактически все изученные цирконы можно относить к магматогенным. Также при интерпретации результатов датирования учитывались только датировки зёрен со значениями дискордантности D<|10|. Таким образом, в результате проведённой отбраковки, при интерпретации возрастных спектров учитывались значения изотопного возраста, полученные для 124 зёрен из пробы №11 (терминальная пермь), 49 зерен из пробы №56 (нижний триас) и 18 зёрен из пробы «Недуброво».

По возрастам зёрен с приемлемой степенью дискордантности были построены гистограммы и кривые плотности вероятности. Для цирконов, имеющих возраст более 1 млрд. лет, принимался возраст, рассчитанный по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, а для более молодых – соответственно, рассчитанный по отношению $^{206}Pb/^{238}U$. Доверительный интервал учитывался на уровне ±1σ. Характерными считались пики, сформированные тремя и более U-Pb датировками цирконов.

Обломочные цирконы верхнепермских отложений разреза Жуков овраг (проба №11) рассредоточены в пределах широкого возрастного интервала - от 2747.3±31.0 до 338.2±5.4 млн. лет. Зёрна архейского возраста (6 %) сгруппированы на участке с максимумом 2690 млн. лет. Основной объём выборки (74 %) составляют датировки цирконов в диапазоне от 2079.6±35.1 до 943.1±14.8 млн. лет, формирующие на фоне непрерывного распределения два отчётливых пика – 1776 и 1000 млн. лет. Пик с максимумом 1517 млн. лет отдельно не выделяется в силу исчезновения его на уровне доверия ±2σ. Около 3 % цирконов – вендские, о чем свидетельствует небольшой пик с максимумом 620 млн. лет. Наконец, палеозойские зёрна цирконов (17 %) образуют отчетливо выраженный максимум 357 млн. лет.

Цирконы из нижнетриасового интервала разреза Жуков овраг (проба №56) также охватывают широкий спектр возрастов – от 3219.6±32.3 до 301.7±4.7 млн. лет. Но значимый пик формирует только палеозойская популяция (47 %) - максимум 362 млн. лет. Остальные зёрна образуют маловыразительное низкое плато (наблюдаемые небольшие пики полностью сглаживаются на уровне доверия ±2σ) в интервале 2023.4 – 922.1 млн. лет. Зёрна архейского возраста (6 %) единичны и не формируют характерных пиков.

Описанные максимумы U-Pb возрастов мы интерпретируем следующим образом. Диапазон датировок 2100-1800 млн. лет с максимумом 1776 млн. лет отражает влияние фенноскандинавских источников сноса. Плутонические комплексы с возрастами близкими к 1000 млн. лет известны в свеконорвежской области. Возраста цирконов в интервале 510-755 млн. лет характерны для тимано-печорских кристаллических комплексов. Присутствующие в обеих пробах яркие максимумы палеозойских возрастов (362 и 357 млн. лет) фиксируют размыв Уральского орогена.

Кроме качественного анализа степени различия двух полученных распределений была выполнена и количественная оценка. На графике кумулятивных кривых хорошо видна максимальная вертикальная разница между распределениями возрастов обломочных цирконов из верхнепермской и нижнетриасовой пробы, составляющая почти 30 %.

Для статистической оценки степени различия возрастных спектров обломочных цирконов из проб №11 и №56 опорного разреза Жуков овраг был проведён тест Колмогорова-Смирнова (K-S тест). K-S тест (а также построение кумулятивных кривых возрастов) выполнялись с помощью макроса MS Excel, созданного G. Gehrels and J. Guynn (Dep. of Geosciences University of Arizona, Tucson, USA) и размещенного на сайте sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home для свободного использования. Тест показал, что две выборки, представляющие собой значения возрастов цирконов из пермской и триасовой проб, различны (p = 0,002), подтверждая, тем самым, контрастность провинций, питавших осадочный бассейн. Важно, однако, отметить, что неравноценность объёма сравниваемых выборок (124 и 49 зёрен) может существенно влиять на результат K-S теста.

Таким образом, на границе перми и триаса действительно происходило изменение влияния различных источников сноса терригенного материала Московской синеклизы, что нашло отражение в возрастных спектрах обломочных цирконов. Это стало основанием для продолжения использования методики датирования детритных цирконов для расчленения и корреляции континентальных пермо-триасовых отложений Русской плиты. Следующим этапом исследований было датирование детритных цирконов спорного разреза Недуброво.

К сожалению, на данный момент из песчаников недубровской пачки выделено и продатировано всего 29 зерен цирконов, при этом только 18 датировок являются кондиционными. Полученный по этим датировкам возрастной спектр оказался недостаточно информативным. В распределении возрастов цирконов пробы «Недуброво» можно выделить два пика: максимумы 347 млн. лет (сформирован 6 зёрнами) и ~1800 млн. лет (5 зёрнами). В целом, подобное распределение возрастов не даёт однозначного ответа на вопрос о принадлежности данного разреза к пермскому или триасовому интервалу. В сентябре 2019 года разрез был опробован повторно с целью получения более представительной выборки цирконов и, следовательно, более надёжных результатов.

На основании проведённой качественной и количественной интерпретации возрастных спектров детритных цирконов из верхнепермского и нижнетриасового интервалов опорного разреза Жуков овраг, а также анализа U-Pb датировок обломочных цирконов разреза Недуброво, имеющего дискуссионную стратиграфическую привязку, можно сделать следующие выводы. Источники сноса для верхнепермских и нижнетриасовых терригенных пород опорного P-T разреза Жуков овраг на данном этапе представляются контрастными, что позволяет привлекать метод U-Pb датирования детритных цирконов в качестве дополнительного инструмента стратиграфического расчленения и корреляции пермо-триасовых отложений Русской плиты, при этом сами результаты, полученные по этому разрезу, предлагается использовать в качестве эталонных. Также, по аналогии с возрастными спектрами обломочных цирконов опорного разреза Жуков овраг, спектр, полученный для спорного разреза Недуброво, позволяет предполагать позднепермский возраст накопления недубровской пачки. Однако этот вывод следует считать предварительным и требующим заверки.

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ (18-05-00593), а также НИР в рамках госзадания ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Арефьев М.П., Голубев В.К., Кулешов В.Н. и др. Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 1. Бассейн реки Малая Северная Двина // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2016. Т. 91, № 1. С. 24–49.

Голубев В.К. Границы верхнего отдела пермской системы на Восточно-Европейской платформе. Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Материалы III Всероссийского совещания “Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия”. Изд-во ВСЕГЕИ. 2012. С. 68–70.

Лозовский, В. Р., Балабанов, Ю. П., Карасев, Е. В., Новиков, И. В., Пономаренко, А. Г., Ярошенко, О. П., 2016. Терминальная пермь европейской России: вязниковский горизонт и недубровская пачка и граница перми и триаса. Стратиграфия. Геологическая корреляция 24 (4). 38–54.

Сенников А.Г., Голубев В.К. К фаунистическому обоснованию границы перми и триаса в континентальных отложениях Восточной Европы. 1. Гороховец – Жуков овраг // Палеонтологический журнал. 2012. №3. С. 88-98.

Фетисова А.М., Ю. П. Балабанов, Р. В. Веселовский, Д. А. Мамонтов. Аномальная намагниченность красноцветов недубровской пачки пограничных пермо-триасовых отложений Русской плиты // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63, № 4. С. 544–560. DOI: 10.21638/spbu07.2018.409.

Griffin, W.L., Powell, W.J., Pearson, N.J. and O'Reilly, S.Y., 2008, Glitter: Data reduction software for laser ablation ICP-MS; In Sylvester, P.J. (ed.), Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Short Course 40. Vancouver. B.C. P. 308-311.

Ludwig, K.R. 2008: Isoplot/Ex 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center. Berkely. Special publication №.4. 76 p.

Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E. and Griffin, W.L., 2001, Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix; In Sylvester, P.J. (ed.), Laser Ablation–ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications, Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Ottawa. Ontario. Canada. V. 29. P. 239-243.

Особенности состава летучих компонентов во флюидах золоторудного месторождения Благодатное (Енисейский кряж, Россия): данные газовой хромато-масс-спектрометрии флюидных включений

Шапаренко Е.О.[1], Бульбак Т.А.[1], Хоменко М.О.[1], Гибшер Н.А.[1]

[1]*ИГМ СО РАН, Новосибирск, shaparenkoe@gmail.com*

Одним из богатейших золоторудных районов в России является Енисейский кряж, на территории которого сконцентрировано огромное количество месторождений с запасами от первых десятков до нескольких сотен тонн золота. С развитием методов исследования флюидных включений появляется всё больше информации об условиях формирования залежей драгоценных металлов. В этой работе представлены новые данные о составе рудоносных флюидов одного из крупнейших месторождений золота в России. Благодатное золоторудное месторождение находится в Заангарской части Енисейского кряжа, в зоне динамического влияния главной рудоконтролирующей структуры района – Ишимбинского глубинного разлома. Среднее содержание золота в рудах составляет 2,5 г/т, а запасы оцениваются в более чем 200 т. На территории рудного поля изучаемого месторождения выделено два участка: Северный и Южный**,** на котором сконцентрирована 4/5 запасов благородного металла. Руды месторождения Благодатное относятся к золото-сульфидно-кварцевой формации с содержанием сульфидов от 0 до 5 % (Полева и др., 2012). Рудные тела представлены сульфидизированными сланцами (23,1 %), кварцево-жильными зонами (28,0 %) и зонами нитевидного кварц-карбонатного прожилкования (48,9 %). Вмещающими оруденение породами послужили кварц-слюдистые, двуслюдяные, кварц-слюдисто-гранатовые сланцы**.** Магматические породы на территории рудного поля месторождения отсутствуют. Ближайшими интрузивными телами, в 200–250 м к северо-востоку от месторождения, являются небольшие штоки гранитов Татарско-Аяхтинского комплекса. Золоторудная минерализация развита предпочтительно в кварцево-жильных зонах. Золотинки располагаются на контактах кварца и сульфидов, в их межзерновом пространстве, в виде включений в сульфидах. Вкрапленность золота в срастании с пирротином или арсенопиритом в окружении пирита, редко сфалерита и халькопирита приурочена к прожилковым линзовидным выделениям кварца. Пробность золота на Благодатном месторождении изменяется от 710 до 993 ‰ (Полева и др., 2012). Состав летучих компонентов рудоносных флюидов был изучен в кварце и арсенопирите из образцов с Южного участка месторождения Благодатное. 12 образцов были исследованы методом беспиролизной газовой хромато-масс спектрометрии (GC-MS). Анализ газовой смеси, выделившейся при ударном разрушении минералов, выполнен на газовом хромато-масс-спектрометре DSQ II MS/Focus GC (Thermo Scientific, USA) в Институте геологии и минералогии СО РАН. Ввод газовой смеси, извлеченной из образца при его ударном разрушении, осуществлялся в онлайн-режиме в токе He (чистота 99.9999%) без концентрирования. Старт анализа синхронизировался с моментом разрушения образца. На всех этапах подготовки проб к анализу не использовались органические вещества. Интерпретация хромато-масс-спектрометрических данных с идентификацией пиков и выделением из перекрывающихся пиков отдельных компонентов проводились как с использованием программного обеспечения AMDIS (Automated Mass Spectral Deconvolution and Identification System) версии 2.73, так и в ручном режиме с коррекцией фона по библиотекам масс-спектров NIST 2017 и Wiley 11 с помощью программы NIST MS Search версии 2.3. Относительные концентрации летучих компонентов в разделяемой смеси устанавливали методом нормировки: сумма площадей всех хроматографических пиков анализируемой смеси приравнивалась к 100%, а по величине площади отдельного компонента определялось его процентное содержание в анализируемой смеси. Детальное описание методики приведено в работах (Томиленко и др., 2018; Tomilenko et al., 2019). По результатам проведенного анализа было установлено, что главными компонентами флюидов являются вода (60,4-96,4 %) и углекислота (0,8-14,7 %). Наряду с ними был обнаружен широкий ряд органических соединений (2,6-39,2%):

бескислородные алифатические и циклические углеводороды (парафины, олефины, циклические алканы и алкены, арены, полициклические ароматические углеводороды – ПАУ), кислородсодержащие углеводороды (спирты, эфиры, фураны, альдегиды, кетоны, карбоновые кислоты), азот-, серо- и галогенсодержащие соединения. Перечисленные группы органических соединений представлены следующими веществами: парафины от метана (CH_4) до гептадекана ($C_{17}H_{36}$), олефины от этилена (C_2H_4)до пентадецена ($C_{15}H_{30}$), циклические алканы и алкены от циклопентана (C_5H_{10}) до ДЛ-лимонена ($C_{10}H_{16}$), арены от бензола (C_6H_6) до гептилбензола ($C_{13}H_{20}$), ПАУ от нафталина ($C_{10}H_8$) до фенантрена ($C_{14}H_{10}$), спирты от метанола (CH_4O)до тридекан-1-ола ($C_{13}H_{28}O$), ароматические спирты от фенола (C_6H_6O) до 4-метилфенола (C_7H_8O); эфиры от метилметакрилата ($C_5H_8O_2$) до дипропилового эфира бензодикарбоксиловой кислоты ($C_{14}H_{18}O_4$), фураны от 2-метифурана (C_5H_6O) до 2-пентилфурана ($C_9H_{14}O$), альдегиды от ацетальдегида (C_2H_4O) до пентадеканаля ($C_{15}H_{30}O$), кетоны от 2-пропанона (C_3H_6O) до 2-пентадеканона ($C_{15}H_{30}O$), карбоновые кислоты от уксусной ($C_2H_4O_2$) до тетрадекановой кислоты ($C_{14}H_{28}O_2$). Стоит отметить, что в группе азотсодержащих соединений, молекулярный азот является самым распространенным веществом (0,3 до 2,1 %), также присутствуют аммиак (H_3N), пиридины (C_5H_5N-C_6H_7N), амиды (C_2H_5NO-$C_5H_{11}NO$) и другие азотсодержащие углеводороды в подчиненных концентрациях. Доля серосодержащих соединений в среднем составляет менее 1%, основным компонентом является диоксид серы (O_2S). Галогенсодержащие вещества обнаружены в нескольких образцах и их содержание не более 0,001%. Всего в образцах было обнаружено от 135 до 175 соединений. На Рис. 1 представлена хроматограмма летучих компонентов во флюиде из образца арсенопирита № 112/191.2. На основании полученных данных сделан вывод о том, что флюиды, формирующие золоторудные зоны Благодатного месторождения, представляют собой сложную многокомпонентную водно-углекислотно-углеводородную систему. Наряду с водой и углекислотой, являющимися основными компонентами рудоносных флюидов, углеводороды и S-N-Cl-F-содержащие соединения играли важную роль в переносе и отложении рудного вещества (Migdisov et al., 2017; Гибшер и др., 2019).

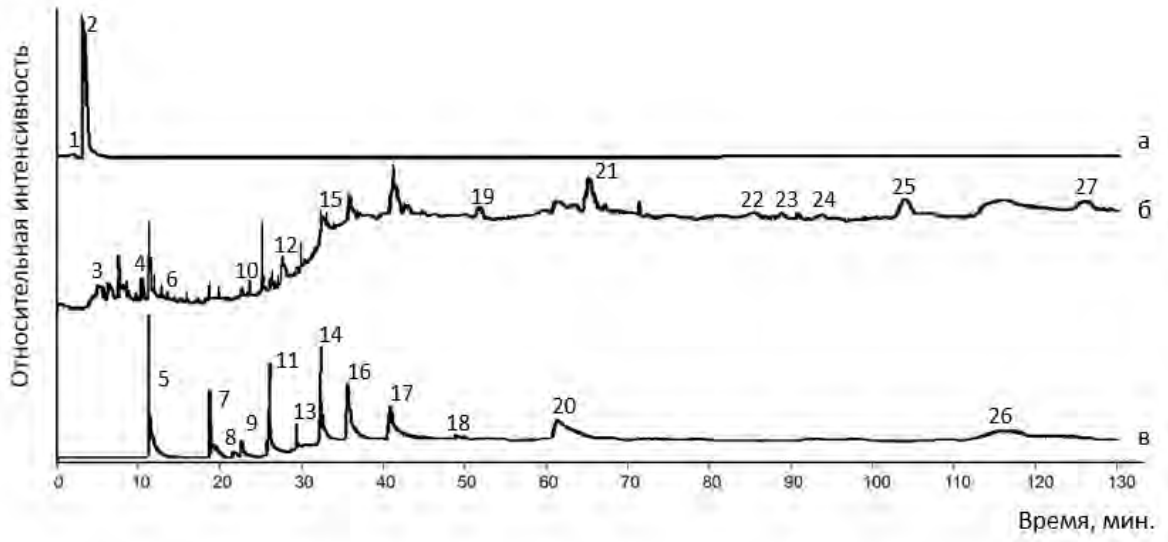


Рисунок. 1. Хроматограммы летучих компонентов, извлечённых из флюидных включений при ударном разрушении арсенопирита с золоторудного месторождения Благодатное.

а — хроматограмма по полному ионному току (TIC); б — реконструированная масс-хроматограмма по току ионов с *m/z* (43 + 57 + 71 + 85); в — реконструированная масс-хроматограмма по току ионов с *m/z* 60; 1 — диоксид углерода (CO_2); 2 — вода (H_2O); 3 — н-бутан (C_4H_{10}); 4 — н-бутаналь (C_4H_8O); 5 — уксусная кислота ($C_2H_4O_2$); 6 — н-пентаналь ($C_5H_{10}O$); 7 — н-бутановая кислота ($C_4H_8O_2$); 8 — 3-метилбутановая кислота ($C_5H_{10}O_2$); 9 — н-пентановая кислота ($C_5H_{10}O_2$); 10 — н-нонан (C_9H_{20}); 11 — н-гексановая кислота ($C_6H_{12}O_2$); 12 — н-декан ($C_{10}H_{22}$); 13 — н-гептановая кислота ($C_7H_{14}O_2$); 14 — н-октановая кислота ($C_8H_{16}O_2$); 15 — н-деканаль ($C_{10}H_{20}O$); 16 — н-нонановая кислота ($C_9H_{18}O_2$); 17 — н-декановая кислота ($C_{10}H_{20}O_2$); 18 — н-ундекановая кислота ($C_{11}H_{22}O_2$); 19 — 1-пентадецен ($C_{15}H_{30}$); 20 — н-додекановая кислота ($C_{12}H_{24}O_2$); 21 – гексадекан ($C_{16}H_{34}$); 22 – циклогексиловый эфир бензойной

кислоты ($C_{13}H_{16}O_2$); 23 — 2-пентадеканон ($C_{15}H_{30}O$); 24 – гептадекан ($C_{17}H_{36}$); 25 - 4-метил-гептадекан ($C_{18}H_{38}$); 26 – тетрадекановая кислота ($C_{14}H_{28}O_2$); 27 – диизобутил фталат ($C_{16}H_{22}O_4$).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90050.

Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., и др. Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский кряж): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, δ34S сульфидов, 3He/4He флюидов, Ar-Ar возраст и продолжительность формирования // Геология и Геофизика. 2019. N. 60, № 9. С. 1310-1329.

Полева Т. В., Сазонов А. М. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. М.: Недра. 2012. 292 с.

Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Логвинова А.М. и др. Особенности состава летучих компонентов в алмазах из россыпей северо-востока сибирской платформы (по данным газовой хромато–масс–спектрометрии) // ДАН. 2018. Т.481. № 3. С.310-314

Migdisov A.A. , Guo X., Xu H., Williams-Jones A.E., Sun C.J., Vasyukova O., Sugiyama I., Fuchs S., Pearce K., Roback R. Hydrocarbons as ore fluids // Geochem. Persp. Let. 2017. V.5. P.47-52.

Tomilenko A., Sonin V., Bul'bak T., Chepurov A. Composition of volatile components in the polycrystalline CVD diamond (by coupled gas chromatographic–mass spectrometric analysis) // Carbon Letters. 2019. V.29. P.327-336.

Ультрамафит-мафитовые массивы Хангайского батолита (Монголия).

Шаповалова М.О. [1,2], Толстых Н.Д.[1,2], Шелепаев Р.А.[1,2]

[1]*ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, shapovalovam@igm.nsc.ru*
[2]*НГУ, г. Новосибирск*

1. Введение:

Хангайский магматический ареал (около 1 млн км^3) рассматривается как крупная кислая магматическая провинция, формирование которой контролировалось мантийным плюмом (Ярмолюк и др., 2016). Изотопно-геохимические характеристики свидетельствуют о вкладе в нее мантийного источника, продуктами которого являются синплутонические ультрамафит-мафитовые интрузии, расположенные в центральной части Хангайского батолита (Изох и др., 1998; Шелепаев и др., 2015; Шаповалова и др., 2019). К ним относятся пермские массивы с Cu-Ni-ЭПГ минерализацией: Орцог-Ула, Дулан-Ула, Манхан-Ула, Ямат-Ула и Номгон. Новые геохронологические, минералогические и геохимические данные, полученные нами в последнее время, позволили обнаружить значительное сходство между ними. Эти массивы характеризуются ЭПГ-Cu-Ni металлогенической специализацией.

Образцы пород этих массивов исследовались различными методами. Концентрации элементов платиновой группы (Os, Ir, Ru, Pt, Pd и Rh) и Au определены на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия) методом ICP-MS; содержание Cu, Ni, Zn, Cr и S получены на атомно-абсорбционном спектрофотометре AAnalyst модель 800 (Perkin-Elmer, США) в Институте геохимии СО РАН (Иркутск, Россия). Химический состав рудных минералов изучался в аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск, Россия) с использованием сканирующего электронного микроскопа Mira 3 (Tescan, Чехия) с энергодисперсионным (EDS Oxford X-Max 80) спектрометром.

2. Результаты исследования:

Ультрамафит-мафитовые массивы Орцог-Ула, Дулан-Ула, Манхан-Ула, Ямат-Ула расположены на территории Монголии в пределах Хангайского нагорья (рис. 1), которое относится к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Ультрамафит-мафитовые массивы образовались на ранней стадии формирования Хангайского батолита (Изох и др., 2011), причем большинство из них имеют пермский возраст. Предполагается, что мантийный расплав в результате внедрения его в основание коры служил источником тепла, вызвавшим плавление гранитоидов батолита (Изох и др. 2011; Шелепаев и др. 2015; Ярмолюк и др., 2016).

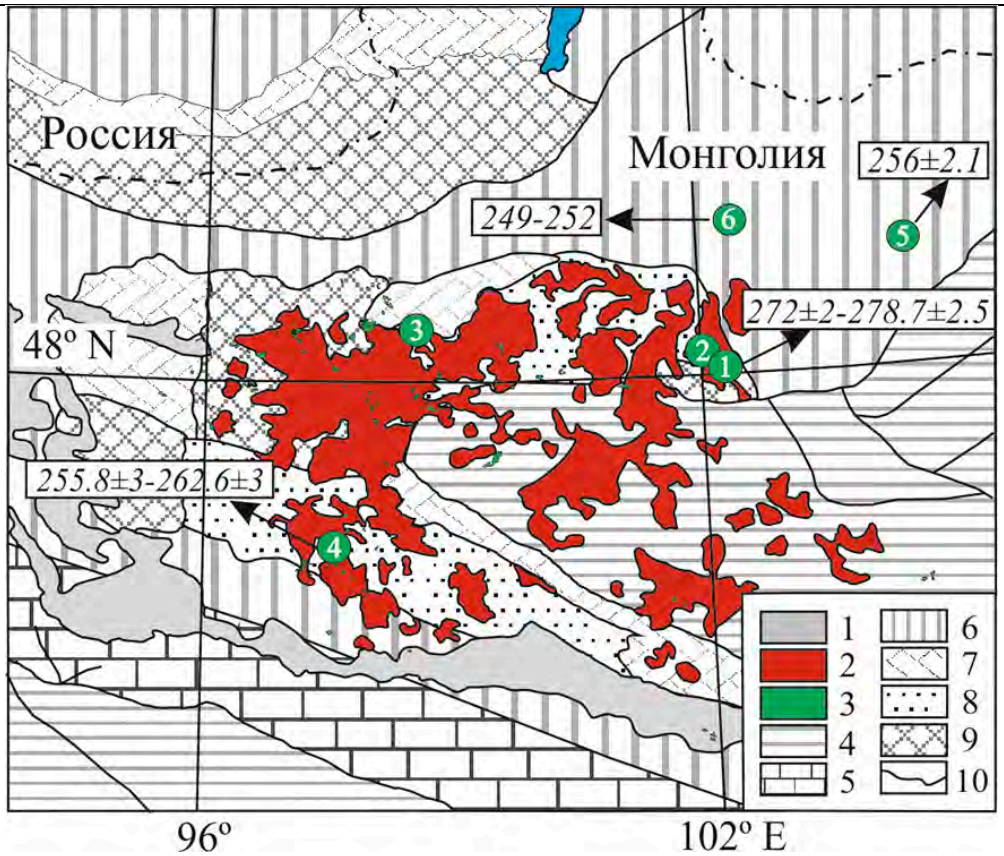


Рисунок 1. Положение ультрамафит-мафитовых массивов Хангайского нагорья в структурах ЦАСП (изменено авторами по (Сальникова и др., 2014)).

1 – мезозойские–кайнозойские впадины; 2 – позднепалеозойские гранитоиды нормальной щелочности Хангайского батолита; 3 – пермские габброиды Хангайского нагорья; 4–7 – складчатые области: 4 – средне позднепалеозойские (герциниды), 5 – ранне среднепалеозойские (поздние каледониды), 6 – венд раннепалеозойские (ранние каледониды), 7 – неопротерозойские; 8 – тектонические блоки с раннедокембрийским фундаментом; 9 – тектонические блоки с довендским складчатым фундаментом (нерасчлененным); 10 – главные тектонические границы. Цифрами указаны изученные ультрамафит-мафитовые массивы перми: 1 – Орцог-Ула; 2 – Дулан-Ула; 3 – Манхан-Ула; 4 – Ямат-Ула; 5 – Номгон; 6 –Нарийнтолбурийнгол

Все ультрамафит-мафитовые массивы имеют одинаковые характеристики: состав пород фракционирует от перидотитов до монцогаббро; содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) имеют положительные аномалии Cs, Ba, Sr и отрицательные - Ta, Nb и Zr, Hf; одинаковый (пермский) возраст пород; двойственные геохимические и изотопные характеристики; и однотипные геодинамические условия становления. Все эти особенности также характерны и для габброидного массива Номгон (Изох и др., 1998), расположенного на периферии Хангайского батолита в Северо-Монгольской рифтогенной зоне. Было сделано предположение, что ультрамафит-мафитовые массивы, связанные с Хангайским батолитом, являются фрагментами единой LIP (250-278 млн. лет) и образовались в результате взаимодействия мантийного плюма и литосферной мантии (Шаповалова и др., 2019).

Для массивов Орцог-Ула, Дулан-Ула, Манхан-Ула и Ямат-Ула характерна сульфидная минерализация, сложенная пирротином, пентландитом и халькопиритом, тогда как сульфидная минерализация массива Номгон представлена кубанит-халькопирит-борнитовой ассоциацией. Сульфиды массивов Дулан-Ула и Манхан-Ула встречаются в виде тонкой и редкой рассеянной вкрапленности (0,1-1 мм), тогда как в массивах Орцог-Ула и Ямат-Ула выявлена более крупная вкрапленная минерализация (~1 см).

Отношения Ni/Cu в оливиновых габбро-габбронoритах массива Орцог-Ула (1,25-2,31) аналогичны таковым из пикритовых габбро-долеритов южной части месторождений Норильск 1 (Ni/Cu = 1,24) (Tolstykh et al., 2017), рудоносных дунит-перидотит-пироксенит-габбровых массивов Восточно-Сибирской металлогенической провинции (Поляков и др., 2013) и сульфидсодержащих дунитов месторождения Джинчуан (1,40) (Chai and Naldrett, 1992). Тогда

как Ni/Cu отношения в оливиновых габбро и лейкогаббро массива Номгон (0,38-0,06) близки к вкрапленным халькопиритовым рудам в оливиновых габбро-долеритах нижней расслоенной серии Норильской интрузии (0,69) (Tolstykh et al., 2017).

Пентландит является наиболее распространенным сульфидом в массиве Орцог-Ула, характеризуя никелистую специализацию рудной системы, аналогично ультрамафит-мафитовым интрузиям обрамления Сибирского кратона (Огнитский и Тартайский массивы) (Мехоношин и др., 2013) и вкрапленным рудам в пикритовых габбро-долеритах интрузии южной части Норильск 1 (Tolstykh et al., 2017). Тогда как рудо-формирующая система массива Номгон, обогащенная медью (халькопирит-борнитовая ассоциация) наиболее сопоставима с медистыми рудами рудного тела Южная-2 в Талнахской интрузии (Krivolutskaya et al., 2018). Халькопирит и борнит массива Номгон локализуются в интерстициях силикатов и не включены в породообразующие минералы (оливин, плагиоклаз), поэтому их образование происходило на заключительной стадии кристаллизации базитового расплава.

В массивах Номгон и Орцог-Ула выявлена ЭПГ минерализация (Изох и др., 1991; Шаповалова и др., 2015). Распределение ЭПГ в этих массивах в целом аналогичны, но концентрации ЭПГ в 100% -ной сульфидной фазе вкрапленной минерализации массива Номгон выше, и кривые характеризуются более крутым положительным наклоном, чем в массиве Орцог-Ула (рис. 2). Это указывает на большую степень фракционирования сульфидного расплава в Номгоне и, как следствие, на больший потенциал в отношении платиноидов в этом массиве.

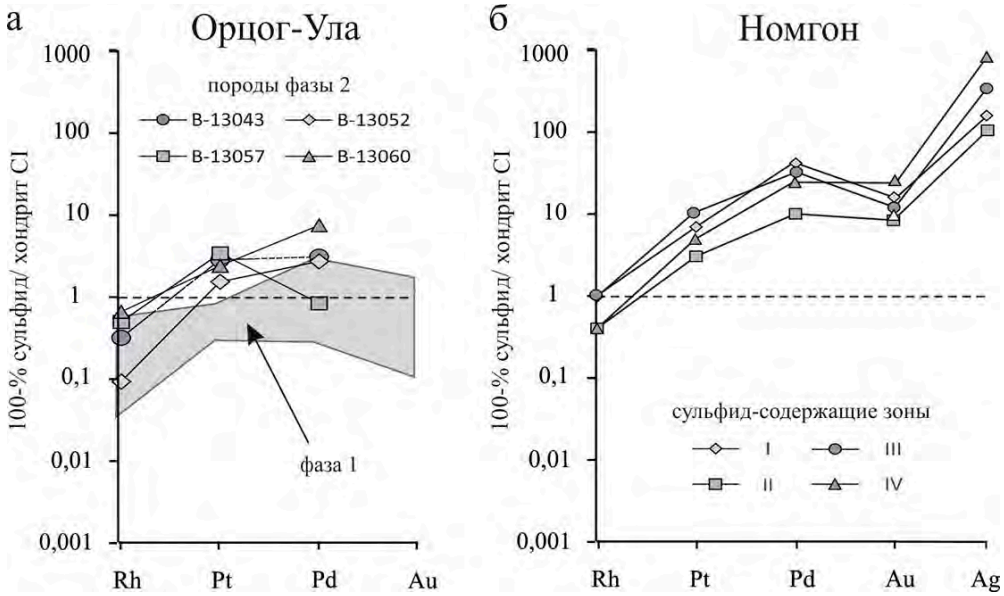


Рисунок 2. График распределения рудных элементов в 100% сульфидной фазе относительно хондрита С1 в породах (а) массива Орцог-Ула и (б) массива Номгон (Изох и др., 1991).

В исследованных образцах массива Орцог-Ула (фаза 2) среди минералов элементов платиновой группы выявлены минералы платины: сперрилит $PtAs_2$, брэггит (Pt,Pd,Ni)S, изоферроплатина Pt_3Fe, тогда как в массиве Номгон минералы платиноидов представлены сперрилитом и палладиевыми соединениями: мертиитом $Pd_8(Sb,As)_3$, маякитом PdNiAs, котульскитом Pd(Bi,Te), кейтконнитом Pd_3Te, меренскитом $Pd(Bi,Te)_2$ и майченеритом PdBiTe (Изох и др., 1991).

3. Выводы:

1) Все изученные ультрамафит-мафитовые массивы, включая Номгон, являются частью Хангайской крупной изверженной провинции (250-278 млн. лет) с Cu-Ni-ЭПГ металлогенией;

2) Сульфидный расплав массива Номгон является более фракционированным по сравнению с расплавом массива Орцог-Ула, он в большей степени обогащен Cu и Pd;

3) По Ni/Cu отношению, минерализация массива Орцог-Ула сопоставима с дифференцированными интрузиями Восточно-Сибирской металлогенической провинции, Cu-Ni

месторождением Джинчуан, в то время как, минерализация габброидов массива Номгон схожа с минерализацией оливиновых (нижних) габбро-долеритов месторождения Норильск-1;

4) Соединения ЭПГ, обогащенные Pt характеризуют массив Орцог-Ула, тогда как соединения, обогащенные Pd, более характерны для массива Номгон.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансировании Министерством науки и высшего образования Российской, а также при поддержке РФФИ 19-35-90033 и интеграционного проекта СО РАН, «Карбон-пермо-триасовые гранитоидные батолиты и базитультрабазитовые комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона: возрастные рубежи, численные модели формирования, металлогения».

Изох Э.П., Поляков Г.В., Аношин Г.Н., Голованова Н.П. Геохимия платиновых металлов, золота и серебра в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом массиве (МНР) // Геохимия. 1991. № 10. С. 1398-1405.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимическин особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565-1577.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 10-31.

Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю. и др. Платинометальная минерализация дунит-верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. №3. С. 189-202.

Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С. и др. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1689-1704

Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Котов А.Б. и др. Кристаллогенезис циркона щелочных гранитов и особенности его U-Pb датирования (на примере Хангайского магматического ареала) // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 482–495.

Шаповалова М.О., Толстых Н.Д., Шелепаев Р.А., Цибизов Л.В. Петрология и геохронология перидотит-троктолит-габбрового массива Орцог-Ула, Западная Монголия // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 8. С. 1069-1090.

Шелепаев Р.А., Поляков Г.В., Изох А.Э. и др. Пермские внутриплитные ультрамафит-мафитовые ассоциации Азии. Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и 20. металлогения. Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск: Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. 226 с.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 457-475.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. P. 197-214.

Chai G., Naldrett A.J. PGE mineralization of the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, N.W. China // Economic Geology. 1992. Vol. 87. P. 1475-1495.

Krivolutskaya N., Tolstykh N., Kedrovskaya T., Naumov K., Kubrakova I., Tyutyunnik O., Gongalsky B., Kovalchuk E., Magazina L., Bychkova Ya., Yakushev A. World-Class PGE-Cu-Ni Talnakh Deposit: New Data on the Structure and Unique Mineralization of the South-Western Branch // Minerals. 2018. Vol. 8. № 12. doi:10.3390/min8040124

Shapovalova M., Shelepaev R., Tolstykh N., Kalugin V., Safonova I. Petrology of the Ortsog-Uul Gabbro-Peridotite PGE-Bearing complex, Western Mongolia. Conf materials: 13th SGA Biennial Meeting. 2015. Vol. 3. P. 983–985.

Tolstykh N.D., Shvedov G.I., Polonyankin A.A., Zemlyansky S.A. Mineralogical and geochemical feature of the disseminated ores of the southern part of the Noril'sk 1 deposit

// IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2017. doi:10.1088/1755-1315/110/1/012021

Особенности морфологии, распространенности и состава ферриплантитов в провинции Фута Джалон-Мандинго

Шипилова Е.С.[1], Макарова М.А.[1,2], Боева Н.М.[1], Слукин А.Д.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва lenusik.shipilva@rambler.ru*
[2]*МГУ имени. М.В. Ломоносова, г. Москва*

Африка богата алюминиевым сырьем и занимает первое место в мире по общим и достоверным запасам. Подавляющая часть сконцентрирована в бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго, расположенной в основном на территории Гвинейской республики и частично Республик Мали и Гвинеи Бисау (Mamedov, 2017). В пределах провинции находится более 1000 месторождений и проявлений бокситов. Переменно-влажный тропический климат, положительная геодинамика и благоприятный состав материнских пород обеспечивали условия необходимые для латеритного выветривания и образования бокситов высокого качества. Провинция Фута Джалон-Мандинго приурочена к разновозрастным выровненным участкам плато и их отрогам. Значительная часть бокситов данного района сформировалась в результате латеритного выветривания алевро-аргиллитов девона и долеритов мезозойской трапповой формации. Бокситоносная кора выветривания в целом имеет однотипное зональное строение. В вертикальном разрезе выделяют 2 горизонта, независимо от исходных материнских пород. Нижний - сложен преимущественно глинами от полиминеральных до существенно каолинитовых с повышающейся в верхней части железистостью. Верхний горизонт сложен в основном минералами свободных оксидов и гидроксидов железа и алюминия (латериты переходной зоны, бокситовый горизонт, кираса).

По совокупности процессов зона полиминеральных глин является зоной начального разложения материнских пород. Зона каолинитовых глин сложена в основном каолинитом. В нижней части этой зоны продолжается процесс разложения материнских пород (в нашем случае это алюмосиликаты) и вынос кремния, а в верхней части происходит небольшой привнос алюминия и железа. Выше по разрезу располагается переходный горизонт или железистых латеритов. Это зона, где происходит латеритизация и замещение каолинита минералами железа и в меньшем количестве – глиноземом. Этот существенно железистый горизонт наблюдается практически во всех скважинах данной бокситоносной провинции и залегает между бокситами и глинами коры выветривания. Мощность этого железистого горизонта меняется от 1 -1,5 метра до 7-9 метров, но чаще всего составляет 3-4 метра. При формировании по каолинитовым глинам вышележащих железистых латеритов в зоне колебания зеркала грунтовых вод происходит очень интенсивный привнос железа и заметный – алюминия, кремнезем уже почти полностью вынесен из профиля. Очевидно, что в зоне колебания уровня грунтовых вод имеет место окислительный геохимический барьер, благодаря которому появляется горизонт железистых латеритов и происходит накопление Fe^{3+} в форме гетита и реже гематита. Для горизонта железистых латеритов, наряду с очень большим абсолютным накоплением железа происходит накопление Al_2O_3, а также широкого спектра элементов. По данным ренгенофазового анализа горизонт железистых латеритов сложен в основном гетитом, алюмогетитом, гематитом, также – каолинитом (в нижней части, на границе глинистого горизонта) и гиббситом (в верхней части, в связи с увеличением глиноземистого вещества).

В данной зоне профиля латеритного выветривания повсеместно образуются плиты и линзы массивных и очень крепких высокожелезистых пород – ферриплантитов (с максимальной концентрацией Fe_2O_3 79%), мощность, которых от первых сантиметров до полуметра. Преобладают тела мощностью 5-15 см. Из-за оксидных и гидрооксидных форм (Fe^{3+}) и уплощенной морфологии они были названы ферриплантитами (Мамедов, 2005). Это неяснополосчатые или массивные породы табачно-охристого либо сургучно-красного цветов. Плиты и линзы ферриплантитов, в отличии от вмещающих их железных латеритов, отличаются высокой плотностью, малой пористостью (от 3,1 до 13,3 %, в среднем составляет 8,4 %) и водопроницаемостью. Благородя этому, они при развитии профиля (опускания зеркала

грунтовых вод и перехода из гидрогеологической зоны колебания зеркала грунтовых в зону аэрации и инфильтрации – в зону бокситов), медленнее замещаются глиноземистым веществом или почти остаются неизменными. Но следы этого процесса снизу-вверх по разрезу можно проследить. Плиты и линзы ферриплантитов расслаиваются и по контактам и трещинам происходит замещение глиноземистым веществом. Здесь за счет привноса глинозема и выноса как кремния, так и железа, происходит замещение железистых латеритов бокситами.

Различают 2 вида ферриплантитов – сургучно-красные и табачно-охристые. Ферриплантиты табачно (буровато)-охристые имеют массивную или полосчатую текстуру (обусловленную наличием белых прожилков) и тонко- микрокристаллическую структуру. Сложены преимущественно тонким агрегатом кристаллов гетита, гиббсита и каолинита. Гиббсит и каолинит составляют в сумме первые проценты. Местами табачно-охристые ферриплантиты сложены аморфовидной массой ферригеля. В табачно-охристых ферриплантитах могут развиваться прожилки мощностью до 3 мм, сложенные алюмогелем или ферриалюмогелем, либо хорошо раскристаллизованным гиббситом Сургучно-красные ферриплантиты, рассмотренные нами, имеют массивную или псевдобрекчиевидную текстуру (обусловленную брекчированием и замещением вещества ферриплантитов светлым материалом) и колломорфно-афанитовую структуру. Сложены преимущественно гематогелем, имеющем очень густо-красный цвет. Участками развит ферригель. Светлый материал, цементирующий обломки красных ферриплантитов сложен ферриалюмогелем, в котором нередко присутствуют стяжения гиббсита. Микрозондовые исследования показали, что для красных ферриплантитов характерен в основном гематит, гетит развит в подчиненном количестве. (Макарова, 2018).

Для различных образцов в лаборатории минералогии ИГЕМ РАН были определены объемная масса и пористость, проанализированы их химический и фазовый состав (табл. 1,2), также ферриплантиты были проанализированы на ИСП-МС в Московском государственном университете им М.В. Ломоносова.

Таблица 1. Результаты фазового анализа ферриплантитов.

Глубина	Гетит/Alгетит			Гематит			Гиббсит/бемит			Каолинит		
Сургучно-красные	от	до	ср	от	до	ср	от	до	ср	от	до	ср
0-4м	3	26	14,5	40	65	51	14	32	23	0	0	0
4-8м	7	16	10,8	30	85	57	1,5	6	3,8	1	35	8,3
8-10м	4	9	6,6	35	86	60	3	48	21	2	7	4,3
>10м	8	30	19	47	60	54	22	23	23	9	10	9,5
Глубина	Гетит/Alгетит			Гематит			Гиббсит/бемит			Каолинит		
Табачно-охристые	от	до	ср	от	до	ср	от	до	ср	от	до	ср
0-4м	38	65	54,1	0,5	25	13	12	39	26	3	13	4
4-8м	48	89	60,5	8	25	12	3	30	12	0	13	2,3
8-10м	40	78	60,3	3	18	6,7	6	45	18	0	23	6,8
>10м	37	66	48	5	35	17	2	27	9,5	0	22	7,4

Цвет этих образований зависит от минерального состава: табачно-охристые ферриплантиты сложены в основном гетитом, а сургучно-красные – гематитом. В табачно-охристых ферриплaниитах содержание «главного» минерала – гетита, который и придает им этот цвет, варьируется от 37 до 89 %. Максимальные содержания гетита по данным рентгенофазового анализа получились в средней части разреза (6-8 и 4-6 метров). По мимо гетита в табачно-охристых ферриплантитах присутствуют гематит (от 0,5 до 35%), гиббсит (от 2 до 45 %) и каолинит (от 0 до 23 %). Эти четыре минерала основные в ферриплантитах. Содержание Fe_2O_3 от 43 до 78 %, Al_2O_3 от 0,8 до 29,3 %, SiO_2 от 0,9 до 37 %. В сургучно-красных ферриплантитах «главным» минералом является гематит, содержание которого от 30 до 86 %. Максимальные

содержания гематита по данным анализа получились в средней части разреза коры выветривания. Содержание гетита от 3 до 26 %, гиббсита от 3 до 48 %, каолинита от 1 до 35 %.

Таблица 2. Результаты химического анализа ферриплантитов.

Глубина	Fe_2O_3			Al_2O_3			SiO_2		
Сургучно-красные	от	до	ср	от	до	ср	от	до	ср
0-4м	37,5			36			1,5		
4-8м	79,4	50	65	7,7	21	14,3	1	19	6,2
8-10м	59,7	72	66	11	19	14,7	8,6	8,9	8,7
>10м	63,2	75	69	8,8	9,4	9,1	6,4	18	12
Глубина	Fe_2O_3			Al_2O_3			SiO_2		
Табачно-охристые	от	до	ср	от	до	ср	от	до	ср
0-4м	67,2	71	69	1,6	9,9	5,8	2,5	8,5	5,4
4-8м	47,5	78	62	5,6	29	15,4	1,2	10	4,1
8-10м	54,3	73	65	0,8	23	12,7	1,4	7,1	4,2
>10м	42,7	71	55	8,8	29	17	0,9	37	11

В ферриплантитах и железистых латеритах накапливаются (по сравнению с коренными породами) почти одинаковые элементы-примеси, такие как Mo, Sb, Zn, REE, Cd, Ta, Th, Cr, Hf, Bi, U, Nb, Zr, V, Ga. Сходство поведения столь различных по своей природе элементов связано с наличием мощного сорбента (соосадителя) – гидроокислов трехвалентного железа, обуславливающего особенности механизма соосаждения.

Профиль латеритного выветривания — это целая взаимосвязанная система, которая находится в постоянном развитии. Время, один из главных факторов формирования латеритной коры выветривания. Проявления прослоев ферриплантитов мы наблюдали в разных горизонтах и глубине профиля. Эти породы начинают образовываться на границе глинистого горизонта и железистых латеритов. И в силу своей очень высокой плотности, они плохо подвергаются изменениям и могут «перемещаться по разрезу». Снизу профиля находятся самые молодые ферриплантиты, сверху – древние. Профиль латеритного выветривания опускается со временем, а ферриплантиты поднимаются вверх, сохраняя свою морфологию. Но при этом, как видно из таблицы 1, меняется их состав: увеличивается количество Al_2O_3 в виде гиббсита и бемита и уменьшается каолинита и SiO_2. Выявление ферриплантитов играет важную роль при эксплуатации бокситовых месторождений, так как ферриплантиты способствуют разубоживанию руд, снижая в них содержание глинозема. Необходимо учитывать их физико-механические свойства при проектировании оборудования по добыче и измельчению руд. По-видимому, следует так же изучить их влияние на концентрацию ряда микроэлементов в переработанных бокситах и красных шламах.

Макарова М.А., Ковалив Я.О., Шипилова Е.С. Высокожелезистые латериты – ферриплантиты - характерные образования для латеритного профиля выветривания. // Инновации в геологии, геофизике, географии – 2018. С. 86-88.

Мамедов В.И., Макарова М.А., Корреа Гомеш Ж., Чаусов А.А., Оконов Е.А., Лопухин М.В. Особенности бокситоносных латеритных покровов района Сангареди (Гвинейская республика) // Международный научно-исследовательский журнал. 2016. № 7 (49). С. 114-135

Mamedov V., Chausov A., Okonov E., Mel'kin A., Pashkov V., and Pekarskii V. Map of the Bauxite Potential of the Republic of Guinea (Updated) // 6th International Bauxite-Alumina Symposium “Sustainable development of bauxite & aluminaindustry in Guinea” (IBAAS-2017. 2017. Conakry. Guinea. V. 6. P. 20-2.

Физико-механические свойства ферриплантитов провинции Фута Джалон-Мандинго

Шипилова Е.С.[1], Макарова М.А.[1,2], Внучков Д.А.[2], Головкин П.П. [1,2]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, lenusik.shipilva@rambler.ru*
[2]*МГУ имени. М.В. Ломоносова, г. Москва*

Бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго располагается в Западной Африке на территории, в основном, Гвинейской Республики и частично Мали и Гвинеи Бисау. Она является самой крупной бокситорудной провинцией в мире. На территории провинции большинство бокситов сформировано благодаря латеритному выветриванию алевро-аргиллитов девона, силура и позднего докембрия, а также долеритов мезозойской трапповой формации (Мамедов и др, 2016).

Бокситоносная кора выветривания в целом имеет однотипное зональное строение. В вертикальном разрезе выделяют 2 горизонта. Нижний - сложен преимущественно глинами от полиминеральных до существенно каолинитовых. Верхний горизонт сложен в основном минералами свободных оксидов и гидроксидов железа и алюминия (латериты переходной зоны, бокситовый горизонт, кираса). На границе глинистого горизонта с вышележащими породами образуется горизонт железистых горизонтов. Именно с этого горизонта начинается процесс латеритизации в профиле выветривания. Железистые латериты или латериты переходной зоны образуются гидрогеологической зоне колебания зеркала грунтовых вод, где появляется мощный геохимический окислительный барьер. В связи с этим именно в этом горизонте происходит резкое накопление железа и образуется данный горизонт в профиле выветривания. Мощность этого железистого горизонта меняется от 1 -1,5 метра до 7-9 метров, но чаще всего составляет 3-4 метра.

В данной зоне профиля латеритного выветривания образуются плиты и линзы массивных и очень крепких высокожелезистых пород – ферриплантитов (содержание Fe_2O_3 от 55 % до 70 %), мощность, которых от первых сантиметров до полуметра. Преобладают тела мощностью 5-15 см. Плиты и линзы ферриплантитов, в отличии от вмещающих их железных латеритов, отличаются высокой плотностью (малой пористостью и водопроницаемостью). Это породы двух типов: табачно-охристого либо сургучно-красного цветов.

Физико-механические свойства для ферриплантитов весьма разнообразны. К физическим свойствам можно отнести плотность, пористость, влагоемкость и другие. К механическим свойствам относятся прочность, твердость, упругость, пластичность, крепость. В таблице 1 представлены средние значения пористости, естественной влажности и объемной массы для ферриплантитов четырех месторождений: N'Dangara, Boundou-Waade, Paravi и Koobi. Они приурочены к крупному бокситорудному району Boke на северо-западе Гвинейской республики. Эти месторождения образовались благодаря латеритному выветриванию алевро-аргиллитов девона (свита Фаро) и долеритам мезозойской трапповой формации. Для ферриплантитов большое значение имеет объемная масса. Для определения объёмной массы или плотности ферриплантита необходимо знать вес и объём конкретного образца. Вес устанавливался путем обычного взвешивания на весах. Для определения объёма в зависимости от количества пробы может быть использован один из методов: 1) непосредственное измерение линейных размеров; 2) гидростатического взвешивание (Шведов, 2019). Объемная масса ферриплантитов по сравнению с бокситами (1,92-2,1 т/м^3) значительно выше от 2,43 до 3,41 т/м^3, в среднем составляет 2,82 т/м^3 (данные по 32 разным ферриплантитам двух видов). Сургучно-красные ферриплантиты обладают более высокими значениями объемной массы в общем, по сравнению с табачно-охристыми. Среди четырех месторождений провинции максимальные средние значения объемной массы получились на N'Dangara - 3,38 т/м^3, минимальные средние значения на Paravi и Koobi – 2,26 т/м^3. Для табачно-охристых ферриплантитов максимальные значения на Boundou-Waade (2,8 т/м^3), минимальные - Paravi и Koobi (2,52 т/м^3) (табл. 1).

Таблица 1. Значения основных физико-механических характеристик ферриплантитов.

N'Dangara	Количество	Пористость, %	Естественная влажность, %	Объемная масса, г/см^3	Содержание основных компонентов, %	
					Fe_2O_3	Al_2O_3
Ферриплантиты табачно-охристые						
Среднее значение (массивные)	16	4	9,2	2,58	48,51	27,40
Среднее значение (пористые)	3	30	10,3	2,51	53,77	20,10
Среднее значение общее	19	8	9,4	2,57	50,09	25,21
Ферриплантиты сургучно-красные						
Среднее значение	3	0	2,99	3,38	74,55	12,1
Boundou-Waade	Количество	Пористость, %	Естественная влажность, %	Объемная масса, г/см^3	Содержание основных компонентов, %	
					Fe_2O_3	Al_2O_3
Ферриплантиты табачно-охристые						
Среднее значение	5	4	6,3	2,8	54,3	23,0
Ферриплантиты сургучно-красные						
Среднее значение	2	18	4,6	3,0	51,4	26,1
Среднее значение (по 2 типам)	7	8,3	5,4	2,9	54,2	23,7
Paravi и Koobi	Количество	Пористость, %	Естественная влажность, %	Объемная масса, г/см^3	Содержание основных компонентов, %	
					Fe_2O_3	Al_2O_3
Ферриплантиты сургучно-красные						
Среднее значение	2	10	6,8	2,26	31,35	42,90
Ферриплантиты табачно-охристые						
Среднее значение	5	5	9,2	2,52	57,10	5,45
Среднее значение (по 2 типам)	7	6,7	8,4	2,4	48,5	27,6

На величину объемной массы пород латеритного профиля оказывает влияние ряд факторов, среди которых следует отметить пористость и кавернозность. Кавернозность – это наличие в образцах горной породы мелких пустот (каверн) неправильной формы, она может быть первичная и вторичная. Кавернозность может значительно снижать объемную массу пород. Однако, ее воздействие становится заметным при значительной величине этого параметра в самом низу бокситовой части профиля, а также для железистых латеритов переходной зоны. Железистые латериты переходной зоны обычно имеют повышенную кавернозность, которая нередко снижает общие показатели объемной массы до 2 т/м^3, что очень близко к значениям для бокситов.

Пористость ферриплантитов имеет определяющие для их физических свойств и оказывает значительное влияние на объемную массу. Под пористостью понимается суммарный относительный объём содержащихся в ферриплантите пустот (пор). Пористость может быть открытая и закрытая, их суммарное значение называют общей пористостью (Плохов и др, 2018). При этом общая пористость служит характеристикой структуры породы, открытая пористость может существенно характеризовать влажность породы. Содержание железа также оказывает влияние на величину объемной массы, но менее значительное, чем пористость. Главным фактором, определяющим величину пористости пород, является их литолого-генетическая принадлежность. В нижней части профиля выветривания, в переходной зоне, куда из бокситовой части профиля поступает железо, поры и каверны часто «залечены» железистыми минералами. Это приводит к уменьшению пористости. Ферриплантиты, в целом, обладают относительно

низкой пористостью от 3,1 до 13,3 %, в среднем составляет 8,4 % – это значительно ниже чем средние показатели пористости бокситов (20-30 %). При прочих равных условиях, более железистые породы имеют большую объемную массу, нежели менее железистые.

Для некоторых физико-механических свойств пород латеритного профиля, а именно для кавернозности и естественной влажности, определяющим фактором является положение пород в разрезе. Эти показатели закономерно возрастают с увеличением глубины залегания. Кавернозность и естественная влажность пород латеритных покровов не контрастны в пределах бокситовой части профиля, но заметно возрастают в подстилающих латеритах переходной зоны. В ферриплантитах, тяготеющие к переходной зоне, в них при наличии пористости (табачно-желтые разновидности) значения естественной влажности превышают значения, установленные для бокситов, и могут достигать 10 %. В сливных сургучно-красных ферриплантитах, практически лишенных пористости, значения естественной влажности минимальны.

Минеральный состав тоже влияет на физико-механические свойства ферриплантитов. Ферриплантиты, которые образуются и находятся на границе с глинистым горизонтом менее прочные и более пластинчатые. Потому что в их составе еще достаточно много каолинита, который не успел заместиться выше по разрезу, а также больше гетита (он менее прочный по сравнению с другими железистыми минералами). Ферриплантиты, которые располагаются выше в латеритах переходной зоны, а также может быть и в бокситах, более прочные и менее подверженные механическим повреждением, потому что состоят в основном из гематита и каолинита почти нет.

Наибольшие влияние на добычу бокситов оказывают механические свойства породы, в особенности ферриплантитов. Поэтому изучение физико-механических свойств этих уникальных образований является весьма актуальным, так как это напрямую связано с эксплуатацией месторождения. Ферриплантиты сильно снижают качество боксита и мешают из него извлекать глинозем.

Мамедов В.И., Макарова М.А., Корреа Гомеш Ж., Чаусов А.А., Оконов Е.А., Лопухин М.В. особенности бокситоносных латеритных покровов района Сангареди (Гвинейская Республика) // Международный научно-исследовательский журнал. 2016. №7(49). С. 114-135.

Плохов А. В., Попелюх А. И., Плотникова Н. В. Физические и механические свойства материалов // ISBN: 978-5-7782-3547-2. 2018. С. 343.

Шведов И. М. Физика горных пород. Механические свойства горных пород. ISBN: 978-5-907061-27-9. МИСИС. 2019. С. 124.

Первые находки твердых растворов Au-Cu-Ag в хромититах Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал)

Юричев А.Н.[1]

[1]*ТГУ, г. Томск, juratur@sibmail.com*

На Урале сосредоточено большое количество проявлений золота, в основном в мелких по масштабам и локализованных, как правило, в измененных ультраосновных породах. Их распространенность весьма неравномерна – большинство связано с массивами рифейских и раннепалеозойских альпинотипных ультрамафитов и лишь в небольшой степени они находятся в зональных и стратиформных мафит-ультрамафитовых комплексах. Проявления золота в массивах альпинотипных ультрамафитов наиболее распространены на Южном Урале. На Среднем и Северном Урале коренная золотая минерализация известная в единичных случаях. Однако здесь широко распространены промышленные золотоносные россыпи водотоков, дренирующих ультраосновные породы (Мурзин, 2009).

Находки же золотой минерализации в хромититах – довольно редкое и крайне слабо изученное явление, которое в отдельных случаях позволяет с достаточной степенью надежности говорить об особенностях их генезиса.

В процессе изучения вещественно состава акцессорной рудной минерализации в густовкрапленных хромититах Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал) (Чернышов, Юричев, 2016; Юричев, Чернышов, 2016; Юричев, 2017) методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU» с энергодисперсионной INCA Energy 350 и волнодисперсионной INCA Wave 700 приставками в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск) автором были впервые выявлены трехкомпонентные твердые растворы Au-Cu-Ag, представленные выделениями неправильной формы размером в первые микроны (максимально до 5 мкм) и приуроченные к мелким трещинкам, кавернам в зернах хромшпинелидов (рис. 1).

Обнаруженные природные сплавы имеют неправильную, комковатую форму, с вмято-пластичной, чешуйчатой скульптурой отдельных индивидов. В их составе преобладает золото (54,9–60,4%), в меньшей степени присутствуют медь (29,5–38,1%) и серебро (6,0–8,2%) (табл. 1). В отношении других элементов выявленная триада является «стерильной». Подобная особенность отличает выделенную триаду от ранее обнаруженных А.Б. Макеевым двух золотин в протолочковой пробе оливин-антигоритовой породы в расположенном по соседству Сыум-Кеу ультрамафитовом массиве, в которых наряду с медью и серебром также отмечена примесь палладия (Макеев, 1992).

Прослеживается связь по взаимному нахождению Au-Cu-Ag минерализации с минералами ЭПГ – сульфидами лаурит-эрликманитового ряда, преимущественно осмиевой специализации. При этом в составе таких сульфидов постоянно присутствует незначительное количество меди (до 2,9%).

Анализ литературы, посвященной происхождению золотой минерализации в ультрамафитах Урала указывает на доминирующую точку зрения – концентрация подобной минерализации в ультрамафитах происходило в позднюю историю становления массивов альпинотипных ультрамафитов при их метаморфической и метасоматической трансформации. Неоднократность проявления такой трансформации, связанной с тектонической и магматической деятельностью обусловили формирование разнообразных типов золотого оруденения.

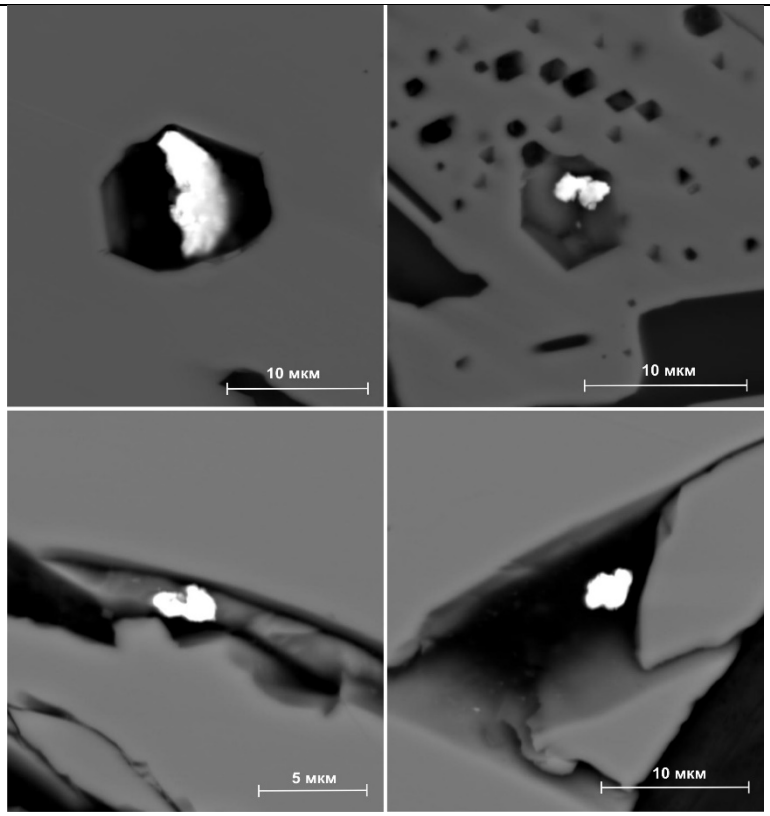


Рисунок 1. Микроключения твердых растворов Au-Cu-Ag системы (белое) в хромитовой матрице (серое) густовкрапленных хромититов Харчерузского ультрамафитового массива, режим BSE.

Таблица 1. Химический состав твердых растворов Au-Cu-Ag из хромититов Харчерузского ультрамафитового массива, вес. %.

Образец	Au	Cu	Ag	Сумма	Формула
1	56,56	36,51	6,26	99,33	$Cu_{0,63}Au_{0,31}Ag_{0,06}$
2	57,06	34,77	6,64	98,48	$Cu_{0,61}Au_{0,32}Ag_{0,07}$
3	60,25	32,25	7,11	99,61	$Cu_{0,58}Au_{0,35}Ag_{0,07}$
4	58,54	34,88	6,84	100,26	$Cu_{0,60}Au_{0,33}Ag_{0,07}$
5	58,14	35,40	6,58	100,12	$Cu_{0,61}Au_{0,32}Ag_{0,07}$
6	55,22	38,09	6,64	99,95	$Cu_{0,64}Au_{0,30}Ag_{0,06}$
7	59,01	33,45	7,52	99,98	$Cu_{0,59}Au_{0,33}Ag_{0,08}$
8	57,93	34,10	7,36	99,4	$Cu_{0,60}Au_{0,33}Ag_{0,07}$
9	59,34	32,99	7,67	99,99	$Cu_{0,58}Au_{0,34}Ag_{0,08}$
10	54,85	36,09	6,55	97,48	$Cu_{0,62}Au_{0,31}Ag_{0,07}$
11	55,02	38,07	6,03	99,12	$Cu_{0,64}Au_{0,30}Ag_{0,06}$
12	56,33	37,44	6,26	100,04	$Cu_{0,63}Au_{0,31}Ag_{0,06}$
13	60,12	32,12	7,98	100,22	$Cu_{0,57}Au_{0,35}Ag_{0,08}$
14	59,82	31,37	8,17	99,35	$Cu_{0,56}Au_{0,35}Ag_{0,09}$
15	60,41	30,81	8,04	99,25	$Cu_{0,56}Au_{0,35}Ag_{0,09}$
16	60,28	29,48	7,62	97,38	$Cu_{0,55}Au_{0,37}Ag_{0,08}$
17	60,23	30,65	7,59	98,47	$Cu_{0,56}Au_{0,36}Ag_{0,08}$

Однако вопрос о генезисе выявленной Au-Cu-Ag триады остается открытым. Ясно одно, что его нельзя рассматривать в отрыве от характеристики поведения всей группы благородных металлов, выявленных в изученных хромититах Харчерузского массива. По мнению автора, не исключено, что выделения Au-Cu-Ag относятся к первично мантийному типу, в генезисе которого коровые процессы, связанные с заимствованием металлов из вмещающих пород, не играли какой-либо значимой роли (Ковалев и др., 2007). А, таким образом, первичные геохимические характеристики трехкомпонентного твердого раствора (количественные

содержания элементов-примесей) и их сохранность, несут ценную информацию о специфике генезиса родоначального рестита.

Ковалев С.Г., Черников А.П., Бурдаков А.В. Первая находка самородного золота в хромитах массивов Крака (Южный Урал) // ДАН. 2007. Т. 414. № 3. С. 364–367.

Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.

Мурзин М.В. Золотое оруденение в ультрамафитах Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Сборник трудов конференции. Екатеринбург, 2009. С. 61–64.

Чернышов А.И., Юричев А.Н. Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 2016. № 2. С. 62–77.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Хромититы Харчерузского блока массива Сыум-Кеу: вещественный состав и генезис руд (Полярный Урал) // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 8. С. 6–16.

Юричев А.Н. Рудные хромшпинелиды массивов Сыум-Кеу и Харчерузский: химизм и генетическая природа, Полярный Урал // Руды и металлы. 2017. № 2. С. 51–59.

Метасоматиты и рудная минерализация проявления Лучик Баимской рудной зоны, Западная Чукотка

Юсупова А.В.[1]

МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, yusupovalena.v@gmail.com

В пределах проявления Лучик, расположенного в 25 км к северо-востоку от крупного медно-порфирового месторождения Песчанка, большую часть площади занимают выходы интрузивных пород егдыкгычского комплекса: габброиды, сиениты и монцодиориты. Гидротермальные метасоматиты представлены в основном пропилитами и в меньшей степени биотит-калишпат-кварцевыми и кварц-серицит-хлоритовыми породами. Пропилиты сложены амфиболом, хлоритом, калиевым полевым шпатом, альбитом, кальцитом, редко отмечается эпидот; акцессорные минералы - титанит и магнетит.

Амфибол представлен зернами размером до нескольких сотен микронов, встречается с кальцитом и окружает вкрапленники и гнезда сульфидов. Кальцит также образует вростки в амфиболе. По химическому составу амфибол эволюционирует от магнезиогорблендита до тремолит-актинолита (рис. 1) (Leake, 2003). Магнезиальность варьирует от 0,81 до 0,83.

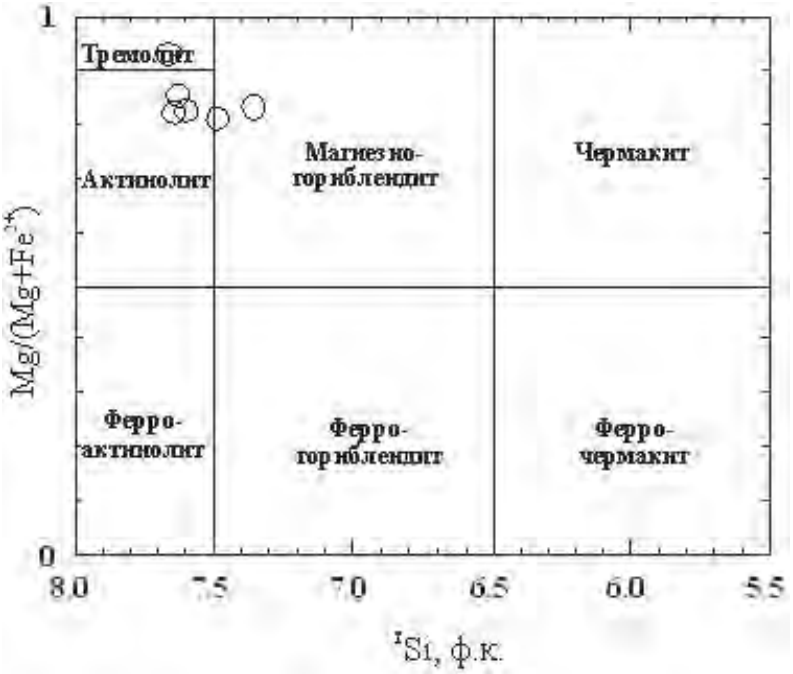


Рисунок 1. Классификационная диаграмма амфиболов (Leak et al., 1997) пропилитов перспективного участка Лучик

Метасоматический калиевый полевой шпат по данным электронно-зондового анализа характеризуется содержанием Ba от нескольких тысячных до первых сотен долей а.ф. (табл. 1). По-видимому, при позднем гидротермальном воздействии происходит частичное разрушение калиевого полевого шпата с образованием барита.

Хлорит представлен мелкими пластинками размером до 0,n мкм. Он замещает биотит. По химическому составу хлорит относится к высокожелезистому клинохлору или низкожелезистому шамозиту ($Fe_{общ}/(Fe_{общ} + Mg) = 0.47-0.54$). Формула: $Na_{0.035-0.043}K_{0-0.084}Ca_{0.052-0.056}(Mg_{2.235-2.481}Fe_{2.617-2.212}Ti_{0.130-0.220}Al_{0.901-0.133}Mn_{0.026-0.043})_{6.000}[Si_{2.950-3.193}Al_{0.807-1.050}O_{10}](OH_{7.184-7.562}O_{0.438-0.816})_{8.000}$. Существенная примесь Ti обусловлена тем, что хлорит замещает биотит, в котором содержание этого элемента достигает 3,6 масс.% TiO_2. Температура формирования хлорита, оцененная по хлоритовому геотермометру составляет 200-280°C (Cathelineau, 1988).

Рудное тело проявления Лучик представляет штокверк кварц-сульфидных прожилков, рассекающий пропилиты и кварц-серицит-хлоритовые породы. Главными рудными минералами

сульфидных прожилков являются пирит, марказит и халькопирит; к редким относятся молибденит и сфалерит.

Таблица 1. Химический состав (масс.%) калиевого полевого шпата пропилитов перспективного участка Лучик

Комп.	1	2	3	4	5
SiO_2	64.66	65.60	65.46	65.57	64.61
Al_2O_3	18.46	18.41	18.73	18.66	18.79
FeO	н.п.о	0.39	н.п.о	н.п.о	н.п.о
Na_2O	0.49	1.43	0.79	0.77	0.46
BaO	н.п.о	н.п.о	0.24	0.26	0.82
K_2O	16.26	14.84	15.72	15.67	15.94
Сумма	99.87	100.67	100.94	100.93	100.62
Формула в расчете на 5 катионов					
Si	2.990	3.000	2.997	3.003	2.983
Al	1.006	0.992	1.011	1.007	1.022
$Fe_{общ}$		0.015			
K	0.959	0.866	0.918	0.916	0.939
Ba			0.004	0.005	0.015
Na	0.044	0.127	0.070	0.068	0.041

Примечание: н.п.о - содержание элемента находится ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом

Установлен пирит двух типов. Пирит – I образует выделения размером до нескольких сотен микронов и содержит незначительное количество Co (0.44 масс.%) и Ni (0.06 масс.%). Трещины в пирите залечены халькопиритом. В пирите обнаружены вростки сфалерита.

Молибденит выполняет линзы и гнезда в калиевом полевом шпате. Сфалерит образует редкие одиночные кристаллы размером первые сотни микронов и, по-видимому, замещает более ранний халькопирит. Такой сфалерит относится к первой генерации. Сфалерит второй генерации слагает тонкие прожилки в зернах сфалерита-I и представлен практически безжелезистой разновидностью – клейофаном (рис. 2).

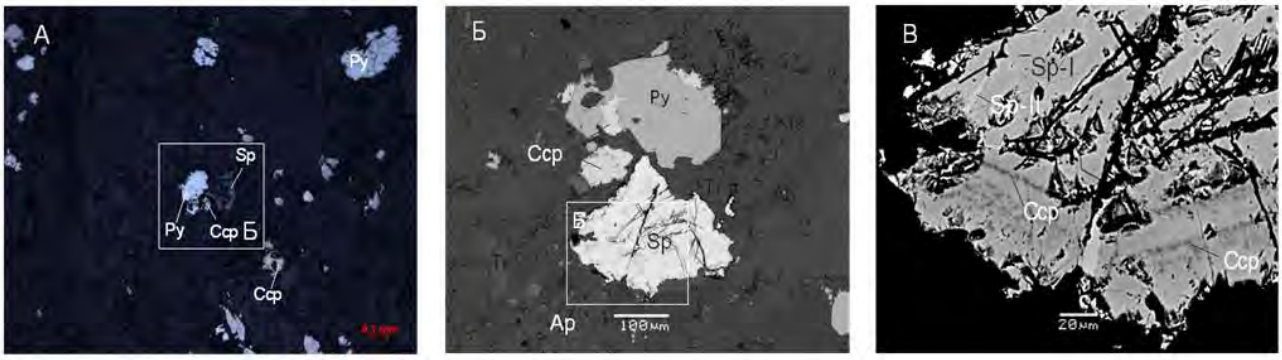


Рисунок 2. Взаимоотношения пирита, халькопирита и сфалерита в рудах. А) Тонкая вкрапленность пирита, халькопирита и сфалерита в пропилитизированных монцодиоритах. Б) Замещение пирита халькопиритом и отдельное зерно сфалерита, увеличенный фрагмент А. В) Две генерации сфалерита: в железистом сфалерит-I по зонам роста в краевой части кристалла отмечается тонкая вкрапленность халькопирита; безжелезистый сфалерит-II (клейофан) образует тонкие прожилки в сфалерите первой генерации.

Пирит – II представлен более крупными зональными зернами. Зональность обусловлена колебаниями содержания As (от 0.04 до 2.86 масс.%). Также наблюдаются зональные по содержанию As (до 2.86 масс.%) кристаллы пирита, обрастающие ртуть-содержащим тетраэдритом (Hg 5.84 масс.%).

Халькопирит слагает мелкие зерна размером несколько десятков микронов. Минерал образует срастания с молибденитом и обрастает пирит - I.

Марказит представляет редкие кристаллы длиной до 200 микронов в кварцевых и кальцитовых прожилках. Кристаллы марказита наблюдаются рядом с кальцит-доломитовыми прожилками, т.е. они поздние. Обнаружены кристаллы марказита с вростками арсенопирита с примесью Sb (2.72 масс. %). Высокая концентрация As в пирите обычно указывает на эпитермальный генезис минерала.

Таким образом, полученный состав минералов свидетельствует о наличии эпитермальной минерализации. Главными рудными минералами сульфидных прожилков являются пирит, марказит и халькопирит. На проявлении Лучик обнаружены кристаллы марказита с вростками арсенопирита с примесью Sb (2.72 масс. %). Также наблюдаются зональные по содержанию As (до 2.86 масс.%) кристаллы пирита, обрастающие ртуть-содержащим тетраэдритом (Hg 5.84 масс.%).

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Miner. 1988. Vol. 23. P. 471-485.

Leake B.E. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // Canadian Mineralogist. 2003. V. 41. P. 1355–1370.

Петрология гранитоидов хребта Ямато (Японское море)

Якимов Т.С.[1], Шакиров Р.Б.[2]

[1]*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, yakimov-timur@mail.ru*

Интрузивные породы широко развиты на дне Японского моря и играют важную роль в строении складчатого фундамента шельфа, материкового склона и подводных возвышенностей, характеризующихся “субконтинентальным” типом коры (рис. 1). Эти породы слагают крупные тела, протягивающиеся на десятки и сотни километров. По возрасту, составу и геологическому положению среди них Е.П. Леликов, А.Н. Маляренко (1994) выделяют шесть возрастных комплекса на основании K-AR метода: архей-раннепротерозойский, позднепротерозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский, раннемеловой и позднемеловой. Кроме того, в Японском море обнаружены включения гранитоидов в кайнозойских вулканитах (Леликов Е.П., Маляренко А.Н. 1994). В данной работе будут рассмотрены следующие возрастные комплексы: позднепротерозойский, позднепалеозойский.

Позднепротерозойские гранитоиды находятся в западной оконечности Южного хребта и западного склона Северного хребта возвышенности Ямато. Выделяются гранодиориты, граниты и гнейсо-граниты. Первые представляют из себя биотит-роговообманковые гранодиориты с гипидиоморфной структурой состоящую из плагиоклаза (50-60%), кварца (15-20%), роговой обманки (до 30%) и биотита (до 5%). Граниты состоят из плагиоклаза (30-35%), кпш (30-35%), кварца (до 30%), биотит, цирконы, апатиты и рудные минералы (до 5%), лейкократовость гранитов проявляется в увеличении доли кпша до 40%. Гнейсо-граниты имеют, именно, гранитную гетеробластовую структуру, с присущей им, гнейсовой текстурой, состоящие из кпша (до 40%), плагиоклаза (до 20%), и биотита (до 15%).

В свою очередь позднепалеозойские гранитоиды располагаются в складчатом фундаменте подводной возвышенности Ямато, которые в свою очередь делятся на 2 основных типа пород: гранодиориты, граниты. Гранодиориты неравномернозернистые (средне-мелкозернистые) породы с гранитной структурой состоящие из плагиоклаза (40-45%), кварца (до 20%), роговой обманки (до 25%) и биотита (до 15%), акцессорными минералами представлены апатит и рудный минерал (?). Граниты слагают большую часть массива биотит и роговообманково-биотитовыми разностями. Биотитовые граниты – это обычно среднезернистые, реже мелкозернистые и неравномернозернистые (средне-мелкозернистые) разности, состоят из плагиоклаза (45-55%), кпш (10-30%), кварца (25-30%) и биотита (5-10%), акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Роговообманково-биотитовые граниты имеют гранитную типичную гранитную структуру и сложены плагиоклазом (40-60%), пертитизированный кпш (25-30%), кварцем (25-30%), биотитом (5-10%) роговой обманкой (до 5%), акцессориями в виде магнетита и апатита.

Таким образом гранитоиды Японского моря, а в частности хребта Ямато и Восточно-Корейской возвышенности, имеют близкий петрографический облик с характерными для них чертами.

Леликов Е.П, Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана // Владивосток, Дальнаука. 1994. 268 с.

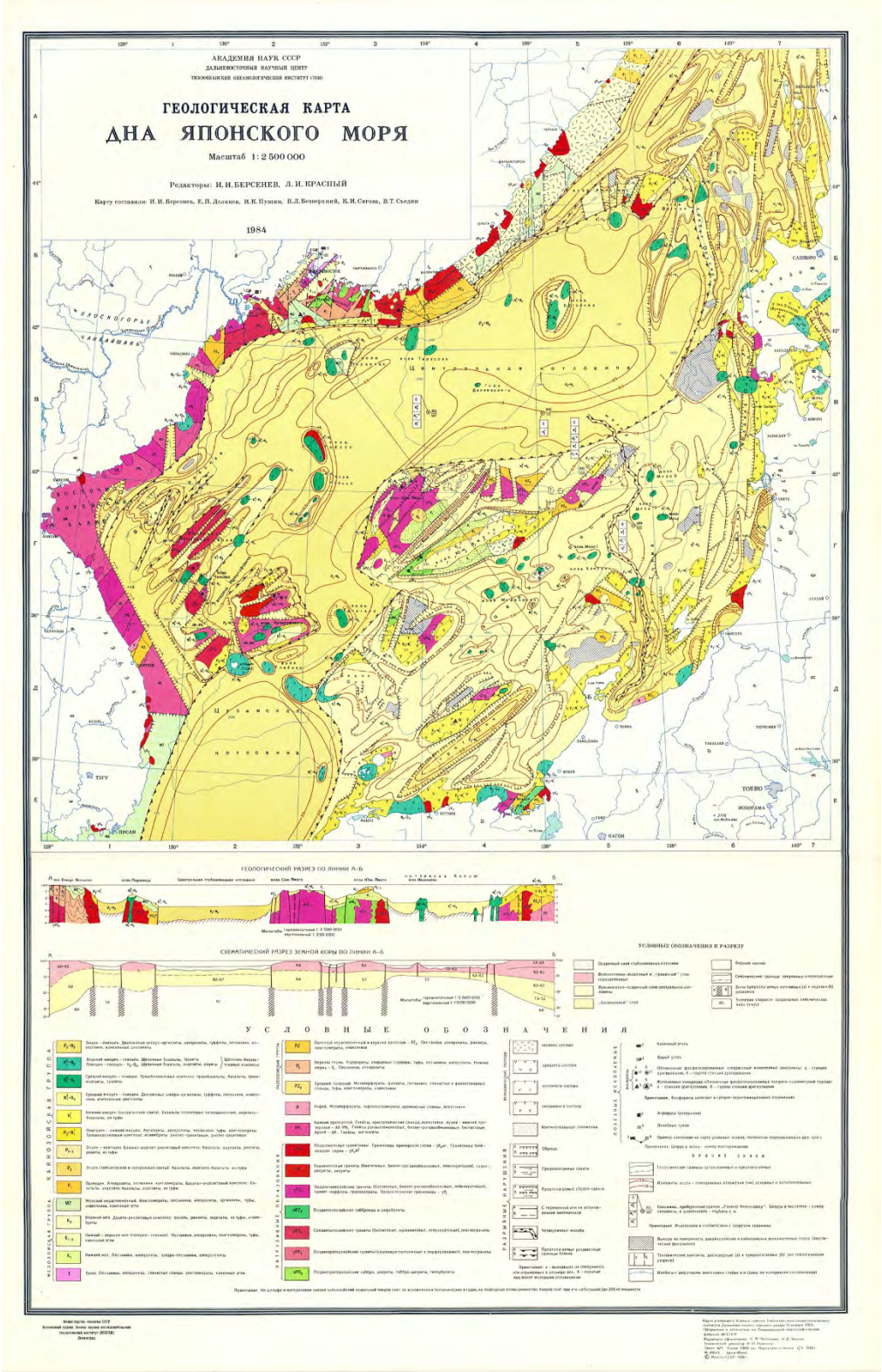


Рисунок 1. Геологическая карта дна Японского моря, 1984 г.

Распределение радионуклидов и оценка параметров радиационной безопасности в речных отложениях в районе месторождения алмазов имени М.В. Ломоносова

Яковлев Е.Ю.[1], Малов А.И.[1], Дружинин С.В.[1], Зыков С.Б.[1], Баженов А.В.[1], Лапиков П.И.[2]

[1]*ФГБУН ФИЦКИА РАН, г. Архангельск, evgeny.yakovlev@fciarctic.ru*
[2]*САФУ, г. Архангельск, rokenonpart@gmail.com*

Выполнены исследования активности естественных радионуклидов ^{226}Ra, ^{232}Th и ^{40}K, а также техногенного ^{137}Cs в донных осадках р. Золотицы и ее притоков (р. Светлая, руч. Светлый, руч. Вахтовый, руч. Тучкин, р. Белая) в районе разрабатываемого месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова (Архангельская область). В разрабатываемых карьерах месторождения на трубках Архангельская и Карпинского-1 были отобраны образцы кимберлитов и горных пород, для оценки параметров радиоактивности пород извлекаемых из карьеров. Выполнены исследования изотопного состава урана в пробах поверхностных вод из р. Золотицы и ее притоков, для оценки радиационного качества речных вод. Измерения активности радионуклидов в донных осадках и горных породах проводились методом низкофоновой полупроводниковой гамма-спектрометрии с HPGe детектором из особочистого германия, исследование изотопов урана ^{234}U, ^{238}U в донных осадках и водах проводились методом альфа-спектрометрии. Средние концентрации активности ^{137}Cs, ^{226}Ra, ^{232}Th и ^{40}K составили 5.4, 9.0, 11.3, 321.6 Bq·kg^{-1}. Установлено влияние горно-обогатительного комбината на повышение активности радионуклидов в донных осадках р. Золотицы. Максимальные средние значения физико-химических параметров и радионуклидов приурочены к участку р. Золотицы, в районе которого в русло реки происходит разгрузка дренажных вод из болот-полей фильтрации. Разгрузка на этом участке минерализованных дренажных вод с болот-полей фильтрации, содержащих значительные количества глинистых частиц, приводит к увеличению в донных осадках доли глинистой составляющей, карбонатов, водорастворимых солей и естественных радионуклидов. Фильтрация дренажных вод через болотный массив также приводит к увеличению массовой доли органического вещества в донных осадках, источником которого являются органические соединения торфа. Это в свою очередь приводит к увеличению в донных осадках активности техногенного ^{137}Cs, поскольку органические комплексы торфяных залежей фиксируют радионуклиды атмосферных выпадений (Rosern et al., 2009).

Рассчитаны параметры радиационной безопасности донных отложений и карьерных пород. Средняя мощность поглощенной дозы гамма-излучения D_R речных осадков составила 24.5 nGy·h^{-1}. Эквивалент радия *Raeq* для донных осадков составляет в среднем 47.7 Bq·kg^{-1}. Для извлекаемых из карьеров пород показатели *Raeq* и D_R несколько выше, чем в донных отложениях. Максимальные средние значения Raeq и D_R характерны для песчано-глинистых отложений падунской свиты венда (V_2) и составляют 87.2 nGy·h^{-1}и 41.5 nGy·h^{-1}, соответственно. Рассчитанный индекс внешней опасности H_{ex} для речных отложений и извлекаемых из карьеров горных пород не превышает 1.

Это говорит о том, что величина дозы облучения находится на уровне ниже допустимого значения 1 mSv·y^{-1} (International…, 1993). Общая альфа-активность в речной воде не превышает установленных значений 0.2 Bq·L^{-1} для питьевых вод (NRB 99/2009). Значения радиационных параметров в среднем находятся на уровне ниже среднемировых величин и не представляют существенной опасности для персонала ГОКа и населения вахтового поселка. Можно сделать вывод, что в настоящий момент в районе месторождения наблюдается относительно низкий уровень естественной радиоактивности. Однако в будущем при увеличении объемов добычи руды, углублении карьеров, повышении объемов откачки и минерализации дренажных вод и при еще большем снижении сорбционных возможностей болот-полей фильтрации следует ожидать возрастания радиоактивности в донных осадках р. Золотицы.

Таблица 1. Средние концентрации естественных радионуклидов и параметры радиационной безопасности речных отложений и горных пород, извлекаемых из карьеров.

Тип отложений	Количество образцов	^{226}Ra ($Bq \cdot kg^{-1}$)	^{232}Th ($Bq \cdot kg^{-1}$)	^{40}K ($Bq \cdot kg^{-1}$)	Raeq ($Bq \cdot kg^{-1}$)	Dose rate ($nGy \cdot h^{-1}$)	H_{ex}
Перекрывающие породы, Q и C_2	10	9.2	21.0	318.0	61.5	30.3	0.17
Вмещающие породы, V_2	27	18.2	32.7	317.5	87.2	41.5	0.24
Кимберлиты, D_3-C_2	18	13.6	19.1	230.3	57.1	27.5	0.16
Речные отложения	48	9.0	11.3	321.6	47.7	24.5	0.13

Работы выполнены при финансовой поддержке субсидии на выполнение темы государственного задания «Комплексные изотопно-геохимические исследования качества природной среды и идентификация процессов её трансформации на приморских территориях Европейского Севера в современности и в прошлом» № АААА-А19-119011890018-3, проекта Уральского отделения РАН № 18-5-5-26, грантов РФФИ №19-55-04001_Бел_мол_а; № 18-05-60151_Арктика; № 18-05-01041_А.

International Commission on radiological protection. Protection against radon-222 at home and at work. ICRP Publication 65. Ann. ICRP. 1993, 23(2), 1-45.

NRB – 99/2009, Radiation Safety Standards (NRB – 99/2009). SanPiN 2.6.1.2523 – 09. Moscow. 2009. 72 p.

Rosern K., Vinichuk, Johanson K.J. ^{137}Cs in a raised bog in central Sweden, Journal of Environmental Radioactivity 2009. 100. 534–539.

Месторождение Лукояновское: роль россыпей в импортозамещении титано-циркониевого сырья.

Бочнева А.А.[1], Чефранов Р.М. [1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, bochneva@mail.ru*

Основной задачей, решение которой позволит поддержать стратегию пространственного развития Российской Федерации на период до 2025 года (Распоряжение Правительства РФ №207-р от 12.02.2019), является не только мониторинг имеющихся в России объектов, способных конкурировать на отраслевом рынке и позволяющих участвовать в импортозамещении, но и оценка минерально-ресурсного потенциала и анализа распределения стратегически значимых полезных ископаемых.

Титановое, циркониевое и редкометалльное сырье относится к стратегическим высокотехнологичным видам минерального сырья (по распоряжению Правительства РФ №50-р от 16.01.1996). Больше 80% сырья закупается в Украине, частично привозится из Австралии и Индии, хотя Россия занимает одно из ведущих мест в мире по балансовым запасам этих компонентов, но российские месторождения не разрабатываются в силу разных причин: расположены в удаленных районах, не имеют доступных транспортно-коммуникационных сетей, отсутствие технологической схемы получения промышленного концентрата и т.д.

Лукояновское месторождение является богатейшим по содержанию циркона и его запасам в России. Оно относится к комплексным редкометалльно-титановым россыпям, которые являются основным в мире источником титанового и циркониевого сырья, и представляет собой систему пространственно и структурно разобщенных залежей, наиболее крупные из которых Итмановская, Сунгуловская, Шатковская, Ульяновская, Исуповская, Ветошкинская, Казаковская.

Месторождение расположено в Гагинском и Лукояновском районах в 180 км от Нижнего Новгорода и в 20 км от железной дороги. Согласно данным Министерства природных ресурсов РФ, самой богатой в России по содержанию циркона является Итмановская россыпь месторождения; она также входит по этому параметру в ряд лучших месторождений мира. Наиболее удобные для разработки участки месторождения разведаны по категории С1 (промышленные запасы), которые составляют 388,9 тыс.т при содержании циркона 19 кг/м^3 (Государственный …., 2018).

Месторождение представляет собой хорошо сортированные средне-мелкозернистые преимущественно кварцевые пески с содержаниями тяжелых рудных минералов (титаносодержащих ильменита и рутила, циркона, редкоземельного монацита и др.) до 5-10%. Помимо основных минералов пески содержат и ряд попутных: глауконитовый концентрат, который можно использовать для производства удобрений, поскольку в нем содержится калий в легко усваиваемой растениями форме; гранатовый концентрат, применяющийся для выпуска абразивных материалов; дистеновый концентрат, использующийся для производства алюминия. Отличительной особенностью Лукояновского месторождения является уникальное (до 13 кг/м^3) содержание диоксида циркония.

Итмановская редкометалльно-титановая россыпь расположена в Нижегородской области в 23 км юго-западнее райцентра пгт. Гагино, в 20 км северо-восточнее г. Лукоянов, южнее пос. Итманово. Вокруг Итмановской россыпи на расстоянии от 15 до 40 км расположены другие россыпи Лукояновского редкометалльно-титанового месторождения, перечисленные выше, оценены как прогнозные по категориям Р1 и Р2 с количеством запасов продуктивных песков 135,7 млн.м^3, что существенно увеличивает сырьевую базу будущего предприятия. Лукояновское месторождение обладает следующими конкурентными преимуществами: 1) расположение в экономически развитом районе Центральной части России с разветвленной сетью коммуникаций; 2) транспортная близость месторождения к основным потребителям циркониевого и титанового сырья; 3) возможность разработки месторождения открытым

способом; 4) высокое содержание циркона в рудных песках (24 кг/м^3), а также рутила, ильменита, хромита, гематита, золота и других полезных минералов.

Освоение данного уникального месторождения с крупными запасами циркония и титана позволит укрепить рудную и металлургическую базу атомной промышленности, избавиться от импорта циркония и титаносодержащих концентратов. Цирконий и титан, произведенные на горно-металлургическом комбинате, на базе Лукояновского месторождения, позволят снизить себестоимость агрегатов атомной энергетики, поднять их конкурентоспособность, сохранить лидирующие позиции России по металлическому цирконию и титану на мировом рынке. Высокий экспортный потенциал циркония и титана, продаваемых в виде полуфабрикатов, обеспечит на первом этапе при относительно небольших капиталовложениях стабильный приток валютных поступлений, которые могут быть использованы для развития атомной промышленности (Лаломов, Ремезова, 2015). На международном уровне при разработке данного месторождения, Россия обеспечит себе практически монопольное положение на рынке циркония обычной и атомной чистоты и укрепит позиции на традиционном для нее рынке титана.

Разработка этого месторождения принесет колоссальную поддержку в обеспечении текущих потребностей России в этом сырье на многие годы, в связи с чем анализ перспектив и условий ввода в эксплуатацию этого месторождения является актуальной и перспективной задачей.

Работа выполнена при поддержке гранта 01/2019-И от 14.06.2019.

Государственный доклад «О состоянии и использовании Минерально-сырьевых ресурсов Российской федерации в 2016–2017 годах». М.: Минерал-Инфо. 2018. 372 с.

Лаломов А.В., Ремизова Л.И. Основные направления создания импортонезависимой титановой и циркониевой промышленности России // Россыпи и месторождения кор выветривания (РКВ-2015). Пермь: ПГНИУ. 2015. С. 129–131.

Перспективы развития импортозамещения в горно-геологической области на примере россыпного редкометалльно-титанового месторождения Центральное.

Чефранов Р.М.[1], Лаломов А.В.[1]

[1]*ИГЕМ РАН, г. Москва, roman_chefr@bk.ru*

В России, где запасы диоксида титана составляют 600 млн.т., а запасы диоксида циркония – 12 млн.т., основными поставщиками стратегического титанового и циркониевого минерального сырья являются Украина, Германия, Финляндия, Бельгия, Китай, Австралия и другие страны. Ведущие предприятия, выпускающие губчатый титан (титано-магниевый комбинат «АВИСМА») и пигментный диоксид титана (Крымский завод), работают полностью на импортном титановом сырье. Для этого Россия в 2016 г. импортировала 237,7 тыс.т. титановых концентратов (в основном ильменитовых и небольшое количество рутиловых), что на четверть меньше, чем в 2015 г., главным образом из Украины.

Российские потребители цирконового концентрата, практически полностью работающие на импортном сырье, закупали цирконовый концентрат в размере 6,8 тыс.т. в 2016 г., поставляемый из Украины и Нидерландов, хотя их доля в структуре импорта снижается одновременно с существенным ростом роли Италии с 6 до 21% (Государственный доклад, 2018). При этом обеспечить потребности отечественной промышленности в титановом и цирконовом концентратах можно за счет ввода подготовленных к эксплуатации россыпных месторождений: Туганского в Томской области, Центрального в Тамбовской области, Бешпагирского в Ставропольском крае и Лукояновского в Нижегородской области.

Центральное месторождение является крупнейшим редкометалльно-титановым месторождением на территории России, которое соизмеримо с крупнейшими месторождениями данного типа в мире по запасам рудных песков — 1600 млн.т, или почти 1 млрд.м^3 (при средних содержаниях ильменита 34,9 кг/м^3, рутила 6,84 кг/м^3, циркона 5,63 кг/м^3). И хотя месторождение было открыто в 1959 г. и разведано к середине 60-х годов прошлого века, но в начале 70-х годов из-за слабой технологической изученности песков и низкой рентабельности освоения было отнесено к забалансовым (Быховский и др., 1996). В середине 90-х годов, когда в результате распада СССР резко увеличилась потребность России в титановых и цирконовом концентратах, началось доизучение и возобновилась разведка месторождения. В 1999 г. администрация Тамбовской области и ГМК «Норильский никель» заключили соглашение о комплексном освоении «Центрального», летом 2006 г. «Норникель» учредил ООО «Горнорудная компания «Титан» для развития этого месторождения. В 2020 г. планируется опытная разработка месторождения, для чего ВНИИ «Иргиредмет» разработано технико-экономическое обоснование проекта, а также проводятся мероприятия по организации опытно-промышленных испытаний технологии переработки рудных песков и разработке технологического регламента.

Месторождение Центральное располагается на западном склоне Пензенско-Муромского мелового прогиба в зоне его сочленения с Воронежским сводом и является крупным представителем продуктивной верхнемеловой россыпной формации титано-циркониевых песков. В пределах этой области на площади более 6000 км^2 расположены 4 месторождения с разной степенью изученности, а также более десятка россыпных проявлений сеноманского и сантонского возрастов, образующие в совокупности Рассказовский россыпной узел (Патык-Кара и др., 2008).

Россыпное поле в субмеридиональном направлении на два десятка километров при ширине от 2 до 18 км при общей площади 140 км^2. Кайнозойским размывом и современными речными долинами рудный пласт разобщен на три участка (Западный (левобережный), Восточный (правобережный) и Южный), из которых Восточный участок рассматривается в качестве первоочередного для освоения.

Ценность россыпного циркон-рутил-ильменитового месторождения Центральное определяют как тяжелые минералы рудных песков (ильменит, рутил, циркон), так и их нерудная составляющая (кварцевые пески, глауконит, эпидот, гранат и т.д.). Рудный пласт россыпи залегает на глубине от 3,5 до 22 м при мощности от 2 до 15 м. Он сложен глауконит-кварцевыми песками, содержащими циркон (в среднем 5-7 кг/м^3), рутил (4-8 кг/м^3) и ильменит (33-36 кг/м^3). В его кровле и в подошве вскрыши повсеместно развит маломощный горизонт желваковых фосфоритов, представляющий самостоятельный промышленный интерес как сырье для производства минеральных удобрений (фосмуки).

Предполагается, что Рассказовский россыпной район и, в частности, россыпь Центральная сформировались в зоне выноса обломочного материала крупной речной системой, дренировавшей восточные склоны Белорусского свода, при участии выноса других рек, бравших свое начало на восточном склоне Украинского щита и общем направлении вдольберегового перемещения наносов в северо-восточном направлении (Патык-Кара и др., 2008). Россыпь приурочена к верхней части песков сеномана и частично к базальному горизонту сантона.

В месторождении Центральное практически полностью заключены запасы титана Центрального федерального округа России, достигая 6,4 млн.т. диоксида титана (около 1% российских запасов). Прогнозные ресурсы категории Р1 Тамбовского россыпного района оцениваются в 9,8 млн.т. В россыпных объектах того же округа заключено 7,1% российских запасов диоксида циркония, основная их часть (830,2 тыс.т. или 6,9% российских) разведана именно в Центральном месторождении; в качестве забалансовых запасов в нем учитывается еще 2408 тыс.т. (Государственный доклад, 2018).

Минерально-сырьевые базы титана и циркония России могут обеспечить потребности отечественной промышленности в титановом и циркониевом концентрате за счет разведанных и подготовленных к эксплуатации россыпных месторождений. Однако для обеспечения рентабельности проектов освоения необходимо провести технологические испытания по доводке основной товарной продукции до уровня качества, отвечающего требованиям основных потребителей, а также найти возможность реализации попутной продукции, получаемой при отработке комплексных объектов (Лаломов, Ремизова, 2015).

Работа выполнена при поддержке гранта 01/2019-И от 14.06.2019.

Быховский Л.З., Зубков Л.Б., Патык-Кара Н.Г. Перспективы промышленного освоения титаноциркониевых россыпей Русской платформы // Руды и металлы.1996. №2. С. 28–38.

Государственный доклад «О состоянии и использовании Минерально-сырьевых ресурсов Российской федерации в 2016–2017 годах». М.: Минерал-Инфо, 2018. 372 с.

Лаломов А.В., Ремизова Л.И. Основные направления создания импортонезависимой титановой и циркониевой промышленности России // Россыпи и месторождения кор выветривания (РКВ-2015). Пермь: ПГНИУ. 2015. С. 129–131.

Патык-Кара Н.Г., Левченко Е.Н., Стехин А.И., Барсегян В.В, Бочнева А.А., Чижова И.А., Андрианова Е.А., Дубинчук В.Т. Минеральные ассоциации титано-циркониевых песков месторождения Центральное (Восточно-Европейская платформа) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 3. С. 246–270.

Научное электронное издание

Коллектив авторов

Новое в познании процессов рудообразования: Девятая Российская молодежная научно-практическая Школа с международным участием, Москва, 25 - 29 ноября 2019 г. Сборник материалов - Электрон. дан. (1 файл: 45 Мб) - М.: ИГЕМ РАН, 2019.

Подписано к использованию: 19.11.2019
Объём издания 45 Мб. Тираж 300 экз.

ISBN 978-5-88918-055-5

Гарнитура Times New Roman

ISBN 978-5-88918-055-5
9 785889 180555

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук
(ИГЕМ РАН)
119017, Москва,
Старомонетный пер., 35