

Федеральное агентство научных организаций
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА СИБИРСКОГО
ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

УДК 553.3/4:553.2

№ гос. регистрации АААА-А16-116020110025-7

УТВЕРЖДАЮ

Директор ИГХ СО РАН

д.г.-м.н. А.Б.Перепелов

«__» _____ 2018 г.

ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

по теме проекта:

№ П.2П/IX.130-5 «Рудопродуцирующие системы месторождений коренных алмазов, платиноидов, золота Сибирской платформы: физико-химические условия формирования, составы рудоносных магм, роль флюидов, формы нахождения рудных элементов, прогнозно-поисковые критерии»
Номер проекта в ИСГЗ ФАНО 0350-2015-0035.

Заключительный

Комплексная программа фундаментальных научных исследований
Сибирского отделения РАН № П.2 «Интеграция и развитие»
Пункт программы ФНИ на 2013-2020 гг. IX.130. Рудообразующие процессы, их эволюция в истории Земли, металлогенические эпохи и провинции и их связь с развитием литосферы; условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых

Руководитель проекта,
доктор геол.-мин. наук

(подпись, дата) А.М.Спиридонов

Иркутск 2017

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Научный руководитель темы, доктор геолого-минералогических наук	_____ подпись, дата	А.М. Спиридонов
Ответственные исполнители темы:		
доктор геолого-минералогических наук	_____ подпись, дата	А.М. Спиридонов (раздел 1)
кандидат геолого-минералогических наук	_____ подпись, дата	С.И Костровицкий (раздел 2)
кандидат геолого-минералогических наук	_____ подпись, дата	Д.А. Яковлев (раздел 2)
кандидат геолого-минералогических наук	_____ подпись, дата	А.С. Мехоношин (раздел 3)
кандидат геолого-минералогических наук	_____ подпись, дата	Т.Б. Колотилина (раздел 3)
доктор химических наук	_____ подпись, дата	В.Л. Таусон (раздел 4)
кандидат химических наук	_____ подпись, дата	Н.В. Смагунов (раздел 4)
кандидат химических наук	_____ подпись, дата	С.В. Липко (раздел 4)
д-р химических наук	_____ подпись, дата	В.В. Акимов (раздел 4)

СОДЕРЖАНИЕ

Отчет включает 4 раздела, 52 стр., 10 илл., 3 табл., 49 ист.

РАЗДЕЛ 1 Выявление признаков сходства и различия разноглубинных золотоносных рудно-магматических систем (РМС) и их месторождений, раскрытие природы и причин их избирательного образования в определенных террейнах Монголо-Охотского складчатого пояса	4
Реферат	4
Введение	6
Основная часть	7
Заключение	20
Список использованных источников	22
РАЗДЕЛ 2 Оценка перспектив алмазоносности северо-восточных кимберлитовых полей Якутской провинции	23
Реферат	23
Введение	24
Методы исследований	25
Основная часть	25
Заключение	29
Список использованных источников	31
РАЗДЕЛ 3 Оценка роли ассимиляции ультраосновными расплавами вмещающих пород при образовании Ni-Cu-ЭПГ руд в массивах Восточного Саяна.	33
Реферат	33
Введение	33
Основная часть	34
Заключение	35
Список использованных источников	35
РАЗДЕЛ 4. Получить корректные значения концентраций поверхностно-связанных и структурных форм благородных металлов (БМ) и коэффициентов их межфазного распределения в лабораторных и природных сульфидных и сульфоарсенидных системах	39
Реферат	39
Определения, обозначения, сокращения	40
Введение	41
Основная часть	42
Заключение	46
Список использованных источников	47
ПРИЛОЖЕНИЕ 1	
Перечень статей, опубликованных по тематике проекта в 2017 г.	49
Приняты в печать	50
Подано в печать	50

РАЗДЕЛ 1

Выявление признаков сходства и различия разноглубинных золотоносных рудно-магматических систем (РМС) и их месторождений, раскрытие природы и причин их избирательного образования в определенных террейнах Монголо-Охотского складчатого пояса.

Ответственный исполнитель: д.г.-м.н. Спиридонов А.М.

Ключевые слова: Монголо-Охотский складчатый пояс, сутура, золоторудномагматическая система, рудогенез, сульфидизация, золото

РЕФЕРАТ

В соответствии с целями и задачами Проекта проведены детальные исследования на месторождении Погромное Апрельковской РМС, на месторождениях Амурские дайки, Новинка, Пильненское и Дмитриевское Карийской РМС, Ильинское и Дыбыксинское Алханайской РМС. Получены следующие результаты.

Уникальное, нетрадиционное для Забайкалья, месторождение интрателлурического ряда Погромное сформировано в раннемеловое время на рифтогенном этапе развития региона и локализовано в динамокластической толще в зоне Монголо-Охотской сутуры. Золотое оруденение представлено двумя морфологическими типами руд: штокверковым кварц-карбонат-арсенопирит-пиритовым в метасоматически измененных эффузивах (залежь-1) и прожилково-жильным кварцевым (с вкраплениями сульфидов) в измененных углеродсодержащих сланцах (залежь-10). Рудовмещающими на месторождении являются сильно измененные вулканогенно-осадочные породы буторовской свиты шадоронской серии (J₂₋₃), превращенные в метасоматиты (по составу) и динамокластиты (по текстурным и структурным особенностям). Установлена этапность образования метасоматитов и развитие рудного процесса в целом. На дорудном этапе (J₃) получили развитие пропилиты, на предрудном – тектоносланцы и альбитофиры, на синрудном этапе в продуктивную стадию – серицитолиты и альбит-карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты (кварциты). Возраст начала формирования штокверковой системы рудовмещающих трещин и метасоматитов, возникших на предрудном этапе, оценивается ⁴⁰Ar-³⁹Ar изотопным методом в 139,5±1,8 млн лет. Золотоносными на месторождении являются метасоматиты предрудного и синрудного этапов по вулканитам с сульфидной минерализацией (концентраторы золота – пирит-II и III, а также арсенопирит-I и II) и по измененным углеродистым сланцам (концентраторы золота – жильный кварц и арсенопирит-II). Степень

золотоносности находится в полном соответствии с проявлением окварцевания, насыщенностью кварц-сульфидными и сульфидными микропрожилками, тонкой вкрапленностью сульфидов. Золото в рудных залежах самородное, высокопробное и весьма высокопробное. По генезису месторождение Погромное относится к объектам, сформированным в зонах смятия с участием мантийных гидротермальных и углеродсодержащих золотоносных растворов и по многим признакам сопоставимо с золоторудными объектами карлинского типа. Источниками золотоносных флюидов, как считают авторы, являются рудопродуцирующие гранитоиды амуджикано-сретенского интрузивного комплекса, расположенные в пределах Апрельковской РМС (массивы Оськинский и Ургучанский). Участие мантийных флюидов в формировании месторождения подтверждается и данными изотопных составов свинца ($^{207}\text{Pb}/^{204}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}$) в пиритах и арсенопиритах золотосодержащих руд месторождения, а также присутствием сульфидов с мантийным изотопным составом серы в метасоматитах и рудных образованиях залежи-10.

Представленный материал по объектам Карийской РМС посвящен попытке решения одной из проблем – идентификации источников золота ее месторождений. Установлено, что золотое оруденение здесь связано с двумя магматическими комплексами: раннеюрским (ранее относившимся к амананскому комплексу) и амуджикано-сретенским позднеюрского возраста. По геохимическим признакам среди пород раннеюрского комплекса обнаружены адакиты – продукты плавления пород базальтового слоя океанической литосферы в зоне субдукции. Этот вывод имеет важное значение для оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов района исследований, так как адакиты являются геохимическим типом пород, для которых доказана специализация на золото, медь и молибден [Wang et al, 2006]. Для определения геохимической специализации были определены концентрации золота во всех разновидностях пород обоих комплексов. Выявлены повышенные концентрации золота в габброидах первой фазы и в адакитах второй фазы раннеюрского комплекса, что позволяет предположить, что источником золота был геохимически специализированный мантийный домен, расположенный в субконтинентальной мантии региона. Домен был сформирован в зоне субдукции при воздействии метасоматического агента (адакитового расплава) на породы мантийного клина/литосферной мантии. Согласно этой концепции, реальным источником золота является адакитовый расплав (базальтовый слой океанической литосферы). Породы амуджикано-сретенского комплекса также геохимически специализированы на золото, а обогащение наиболее основных пород комплекса этим металлом опять же приводит нас к концепции о формировании в зоне субдукции геохимически специализированного

источника вещества, расположенного в субконтинентальной мантии региона. Все вышеизложенные результаты подтверждают предположение о существовании на период магмогенерации в пределах Карийского рудного узла геохимически специализированного мантийного домена и позволяют рассматривать его в качестве главного источника золота.

В истории геологического развития золотоносной Карийской РМС особое место отводится также дайковым телам щелочных пород амуджикано-сретенского комплекса, получившим название грорудиты. С этими образованиями генетически связывают формирование здесь золоторудной минерализации, что подтверждается присутствием в изученных нами флюидных включениях в кварце этих пород в значимых концентрациях элементов-спутников золота As, Mo, Sb, Cs, W, Hg.

Установленные минералого-геохимические характеристики Илинского и Дыбыксинского золоторудных месторождений Алханайской РМС, расположенных в пределах мощной протяженной Байца-Дыбыксинской зоны дробления, позволяют отнести Илинское месторождение к вулканической зоне среднеглубинного оруденения, а высокотемпературные золотоносные бессульфидные кварц-альбит-актинолит-апатитовые метасоматиты прожилково-вкрапленного и штокверкового оруденения Дыбыксинского месторождения к нижней зоне среднеглубинной формации золоторудных месторождений Забайкалья.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования рудно-магматических систем, в том числе и золоторудных, интенсивно ведутся в нашей стране и за рубежом. Они охватывают разные аспекты строения, формирования и функционирования этих природных образований. Об этом свидетельствуют многочисленные публикации в отечественных и зарубежных изданиях.

Представляемая работа, при изучении золоторудных месторождений Апрельковской, Карийской и Алханайской РМС, также, как и других месторождений Забайкальского края, отличается комплексным подходом к решению проблемы, учитывающим все факторы, задействованные в формировании рудно-магматических систем и их месторождений. К числу этих факторов относятся: геодинамическая обстановка и глубинность формирования, приуроченность к определенным тектоническим структурам и геологическое строение, возрастные характеристики на основе изотопных исследований, вещественный состав и геохимическая типизация рудогенерирующих и рудопродуцирующих магматических комплексов, метасоматитов, гидротермалитов и руд, источники золота и элементов-спутников в РМС разных террейнов и причины их избирательного концентрирования в системах с разным магматизмом, качественные и количественные соотношения мантийной

и коровой составляющих в эволюционном развитии магматизма и рудообразования, степень влияния вмещающих пород и структурной обстановки на поступление золота и его элементов-спутников в систему, термобарогеохимические и криометрические характеристики флюидных включений, раскрывающих физико-химические условия формирования РМС.

Целью предлагаемой работы является изучение геолого-структурных, минералого-геохимических особенностей и условий образования золотоносных рудно-магматических систем в разных геодинамических обстановках Азии с построением их геолого-генетических моделей, разработка критериев прогноза и поисков золоторудных месторождений. Задача исследования – выявление признаков сходства и различия разноглубинных золотоносных рудно-магматических систем (РМС) и их месторождений, раскрытие природы и причин их избирательного образования в определенных террейнах Монголо-Охотского складчатого пояса.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

В соответствии с целями и задачами Проекта проведены детальные исследования на месторождении Погромное Апрелковской РМС, на месторождениях Амурские дайки, Новинка, Пильненское и Дмитриевское Карийской РМС, Ильинское и Дыбыксинское Алханайской РМС.

Особенности проявления золотого оруденения месторождения Погромного объясняются расположением его в Монголо-Охотской сутурной зоне, трассирующей область коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Месторождение Погромное, как и многие другие, расположенные в зоне влияния Монголо-Охотской сутуры, имеет длительную историю формирования, начавшуюся на коллизионном этапе с дорудного динамометаморфического и метасоматического преобразования вмещающих пород, продолженную и завершившуюся полным становлением месторождения на рифтогенном этапе развития региона. Причинами раннемелового внутриконтинентального рифтогенеза могли быть как коллапс («расползание» в стороны) коллизионного поднятия после прекращения сжатия, так и конвекция в мантии, связанные с сохранившей свою активность горячей областью (или астеносферным выступом), перекрытой континентальной литосферой [Zorin et al. 1995]. В пользу последнего предположения говорит соответствие площади проявления раннемелового рифтогенеза ареалу средне-позднеюрского магматизма [Геологическая карта ..., 1992]. Месторождение локализовано в динамокластической толще, сложенной вулканитами и терригенными углеродсодержащими породами шадоронской серии (J_{2-3}), претерпевшими многие стадии

стресс-метаморфизма. Рудная минерализация месторождения относится к золото-сульфидно-кварцевой формации с умеренно-сульфидным типом руд и характеризуется комплексным оруденением, представленным двумя морфологическими типами руд: штокверковым кварц-карбонат-арсенопирит-пиритовым в метасоматически измененных эффузивах (залежь-1) и прожилково-жильным кварцевым (с вкраплениями сульфидов) в измененных углеродсодержащих сланцах (залежь-10).

Рудовмещающими на месторождении являются вулканогенно-осадочные породы буторовской свиты шадоронской серии (J_{2-3}) – это вулканыты состава базальты, андезитобазальты, дациты, риолиты, их туфы, а также терригенные породы, представленные углеродсодержащими алевропелитами (черные сланцы), алевролитами, песчаниками. В пределах месторождения все породы сильно изменены: превращены в метасоматиты (по составу) и динамокластиты (по текстурным и структурным особенностям). Среди динамокластитов отмечаются все их разновидности: тектонические брекчии, катаклазиты, милониты, продукты будинажа, меланжа и флюидажа – полного преобразования пород за счет пластического течения и стресс-метаморфизма вплоть до тектоносланцев.

Установлена этапность образования метасоматитов и развитие рудного процесса в целом. На дорудном этапе (J_3) получили развитие пропилиты, на предрудном – тектоносланцы и альбитофиры, на синрудном этапе в продуктивную стадию – серицитолиты и альбит-карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты (кварциты). По результатам ^{40}Ar - ^{39}Ar -изотопного датирования возраст предрудных метасоматитов оценивается в $139,5 \pm 1,8$ млн лет, что соответствует раннему мелу (K_1). Этот возраст нами интерпретируется и как начало времени формирования штокверковой системы рудовмещающих трещин месторождения. Затем на рубеже $131,0 \pm 1,2$ млн лет последовало внедрение рудопродуцирующих гранитоидов Оськинского и Ургучанского массивов амуджикано-сретенского комплекса и образование золоторудной минерализации синрудного этапа месторождения.

Вещественный состав руд месторождения состоит на 85-90% из кварца, серицита, альбита, карбоната и только 10-15 % составляют рудные минералы, среди которых основными являются пирит и арсенопирит. Сопутствующие минералы, составляющие десятые доли процента, представлены сфалеритом, халькопиритом, пирротинном. Наиболее характерными текстурами руд в метасоматитах являются вкрапленная, прожилковидная, реже пятнистая и полосчатая. Широко проявлены текстуры катакластические, брекчиевые, трещиноватые, рассланцевания. При микроскопическом изучении метасоматитов и руд залежи-I выделено три разновидности пирита и две арсенопирита. Пирит-I ассоциирует с

ранней, начальной стадией метасоматоза – пропилитизацией дорудного этапа, пирит-II и арсенопирита-I – с альбитизацией прерудного этапа, а также с серицитизацией, окварцеванием и карбонатизацией метасоматитов синрудного этапа, пирит-III (марказит) и арсенопирит-II образуются в заключительную стадию синрудного этапа.

При исследовании флюидных включений во всех разновидностях метасоматитов выявлено два вида двухфазовых включений: одни гомогенизируются в жидкость при $T_{\text{гом}}$ 235-250⁰ и 285-296⁰С, другие в газ при $T_{\text{гом}}$ 235-240⁰ и 292-295⁰С. Давление флюида изменяется в интервале от 1,2 до 2,6 кбар, а его плотность от 0,63 до 0,8 г/см³. Температуры и характер гомогенизации свидетельствуют о захвате включений из кипящего раствора, т.е. полученные температуры гомогенизации являются истинными температурами минералообразования, а давления, рассчитанные по ним, соответствуют давлению флюидов в период консервации включения. Газовая составляющая во флюиде имеет различную плотность и содержит как основной компонент СО₂, в подчиненном количестве N₂ и СН₄, не исключается присутствие H₂S на уровне чувствительности анализа (КР-спектроскопии). По данным ИСП-МС с лазерной абляции основными компонентами в составе флюида являются Na и K, также присутствуют Mg, Al и Ca; прослеживаются следовые концентрации Zn, B, Sb, Rb, Sr, Ba, Ni, Mn, Fe, Pb, Te, As и Au.

Золотоносными на месторождении являются метасоматиты прерудного и синрудного этапов по вулканитам с сульфидной минерализацией (концентраторы золота – пирит-II и III, а также арсенопирит-I и II) и по измененным углеродистым сланцам (концентраторы золота – жильный кварц и арсенопирит-II). Степень золотоносности находится в полном соответствии с проявлением окварцевания, насыщенностью кварц-сульфидными и сульфидными микропрожилками, тонкой вкрапленностью сульфидов. Золото, в основном, высокопробное.

По генезису месторождение Погромное Апрельковской РМС относится к объектам, расположенным в зонах смятия (в данном случае непосредственно на Монголо=Охотской сuture) и сформированным с участием мантийных золотоносных флюидов, источниками которых, как считают авторы, являются рудопродуцирующие гранитоиды Оськинского и Ургучанского массивов амуджикано-сретенского интрузивного комплекса. Участие мантийных золотоносных флюидов в формировании месторождения Погромного подтверждается данными изотопных составов свинца (²⁰⁷Pb/²⁰⁴ и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴) в пиритах и арсенопиритах золотосодержащих руд месторождения, которые свидетельствуют о широком проявлении «мантийных» изотопно-свинцовых меток, а также присутствием сульфидов с мантийным изотопным составом серы в метасоматитах и рудных образованиях залежи-10. Геодинамическая обстановка с участием мантийных золотоносных флюидов

обеспечила своеобразие месторождения: развитие динамокластитов, золотоносных гидротермальных и углеродистых метасоматитов, образование двух морфологических типов руд – штокверкового в вулканитах и золотоносных кварцевых жил в углеродизированных терригенных породах, преобладающее образование основных рудных минералов-концентраторов золотого оруденения пирита и арсенопирита.

По выявленным особенностям геологического строения, генезиса и степени золотоносности месторождение Погромное заслуживает самого пристального внимания как новый, уникальный, нетрадиционный для Забайкалья промышленный тип золотого оруденения.

КАРИЙСКАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Изученная в рамках Проекта Карийская РМС контролируется Усть-Карской купольно-кольцевой структурой, в центральной части которой расположен Кара-Чачинский массив амуджино-сретенского интрузивного комплекса с системой субвулканических и жильных образований, в том числе грорудитов. Границами купольно-кольцевой структуры определяются контуры Карийского рудного узла, который расположен в пределах Пришилкинской подвижной зоны Монголо-Охотского сутурного шва, образовавшегося в результате коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов после закрытия Монголо-Охотского океана. Карийская РМС объединяет группу месторождений, среди которых Амурская дайка, Новинка, Пильненское, Дмитриевское. Сульфидное, Волгинское и ряд рудопроявлений (рис. 1.1).

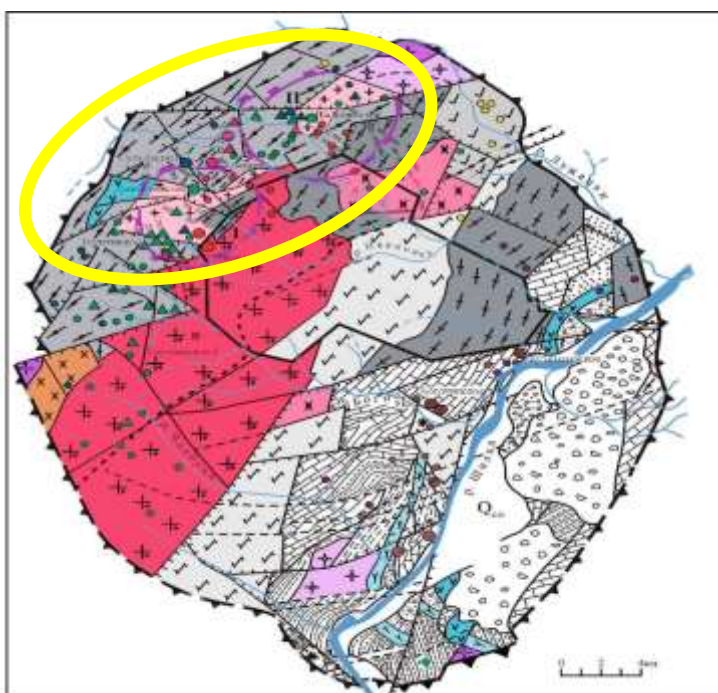


Рис. 1.1. Схема расположения месторождений карийского рудного узла.

Главная цель исследований – определение потенциальной золотоносности магматических комплексов рудно-магматической системы. Представленный материал посвящен попытке решения проблемы идентификации источников золота месторождений Карийского рудного узла с использованием современных аналитических данных и гипотез образования гранитоидов и золоторудной минерализации.

Золотоносными в пределах Карийского рудного узла являются магматические образования, отнесенные авторами ранее проведенных работ к амананскому комплексу, и амуджикано-сретенского комплекса. Однако, первые, представляющие собой трехфазную интрузию, по петрохимическим особенностям (большое количество плагиоклаза, почти полное отсутствие калиевого полевого шпата и ограниченное количество биотита) резко отличаются от пород амананского комплекса и позволяют считать, что эти образования являются самостоятельным «плагиогрнитным» комплексом неопределенного возраста.

Для получения корректных данных о связи золотой минерализации с гранитоидным магматизмом в пределах рудного узла было выполнено изотопное датирование ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) гранитоидов обоих комплексов, измерены концентрации золота в гранитоидах и проведена их геохимическая типизация.

В результате проведенных исследований получены новые данные о возрасте, генезисе и источниках золотоносных гранитоидов обоих комплексов (рис. 1.2). Первый, ранее относимый к амананскому, имеет раннеюрский изотопный возраст $182,9 \pm 2,6$ млн лет и может быть связан с зоной субдукции, существовавшей в этот временной интервал на южной границе Сибирского континента. Эти гранитоиды имеют возраст и вещественные характеристики, отличные от гранитоидов амананского комплекса, и должны быть выделены в самостоятельную таксономическую единицу после определения ареала их распространения, а пока предварительно назовем их раннеюрским комплексом. Важной особенностью массивов этого комплекса является то, что с ними пространственно ассоциирует большинство месторождений и рудопроявлений рудного узла. Пространственная ассоциация гранитоидов и золоторудной минерализации является дополнительным фактором контроля и позволяет рассматривать гранитоиды комплекса в качестве первичного коллектора (источника золота) и/либо как самостоятельный рудогенерирующий центр, сопровождающийся собственной золотой минерализацией.

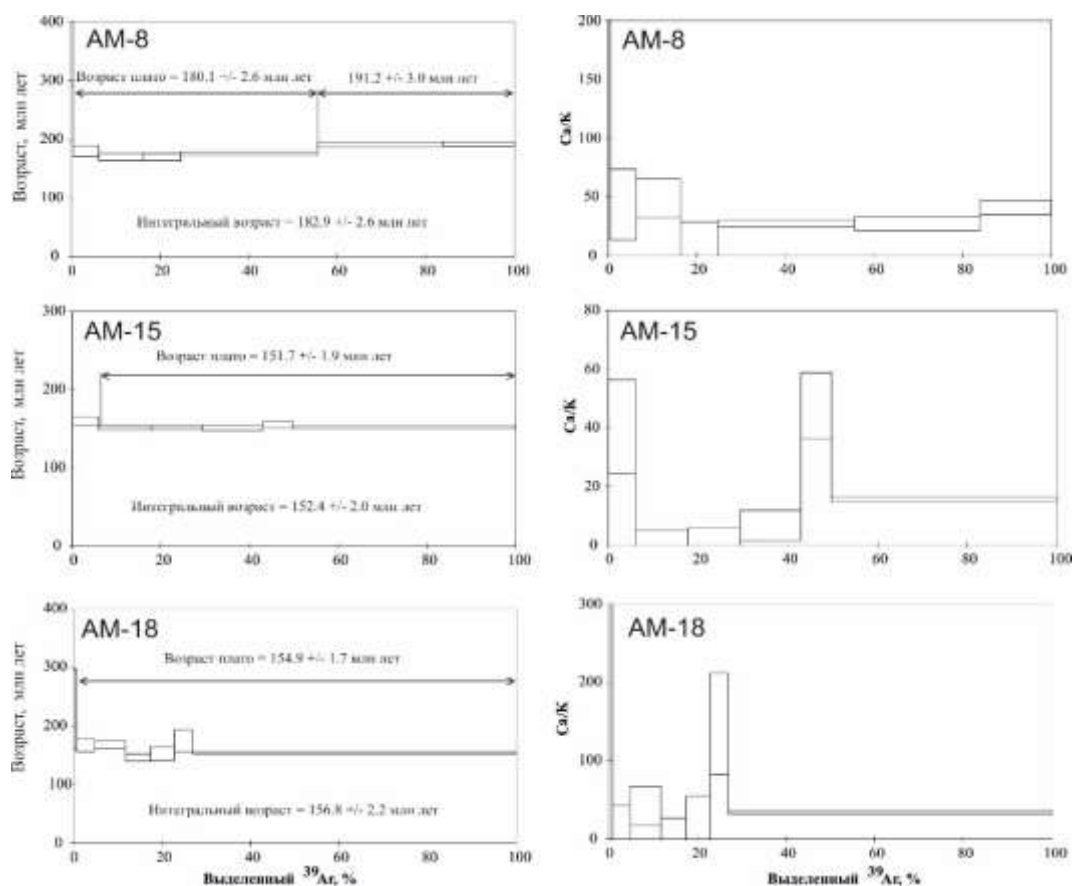


Рис.1.2. Результаты Ar/Ar датирования мезозойских гранитоидов Усть-Карского золоторудного узла (пояснения в тексте).

Второй, амуджикано-сретенский комплекс (датировались гранитоиды третьей фазы Кара-Чачинского массива), имеет изотопный возраст $151,7 \pm 1,9$ млн лет, что позволяет однозначно говорить о их позднеюрском возрасте и связи с коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов, произошедшей после закрытия Монголо-Охотского океана.

Наиболее интересными в геохимическом отношении являются магматические породы второй фазы раннеюрского комплекса. Им свойственно невысокое содержание кремнекислоты (58,27-59,96 масс%), высокая концентрация глинозема (18.09-20.68 масс%), повышенная магнезиальность ($Mg\# = 0,48-0,51$), высокие концентрации натрия (4,47- 5,9 масс%) при его значительном преобладании над калием ($Na_2O/K_2O = 3,35-4,23$). Необычна и редкометалльная характеристика этих пород (рис. 1.3). Им свойственны высокие концентрации Sr (> 823 г/т) при невысоких концентрациях Y ($< 9,51$ г/т), высокие концентрации легких редкоземельных элементов при пониженных значениях для тяжелых ($La/Yb = 27,25-45$), слабо повышенные концентрации Cr (12-24г/т) и Ni (8-14 г/т). Все эти вещественные характеристики являются обычными для адакитов – продуктов плавления пород базальтового слоя океанической литосферы в зоне субдукции [Martin et al. 2005], что

позволяет отнести породы второй фазы раннеюрского комплекса к адакитам. Этот вывод имеет важное значение для оценки потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий района исследований, так как адакиты являются геохимическим типом пород, для которых доказана специализация на золото, медь и молибден. [Wang et al. 2006].

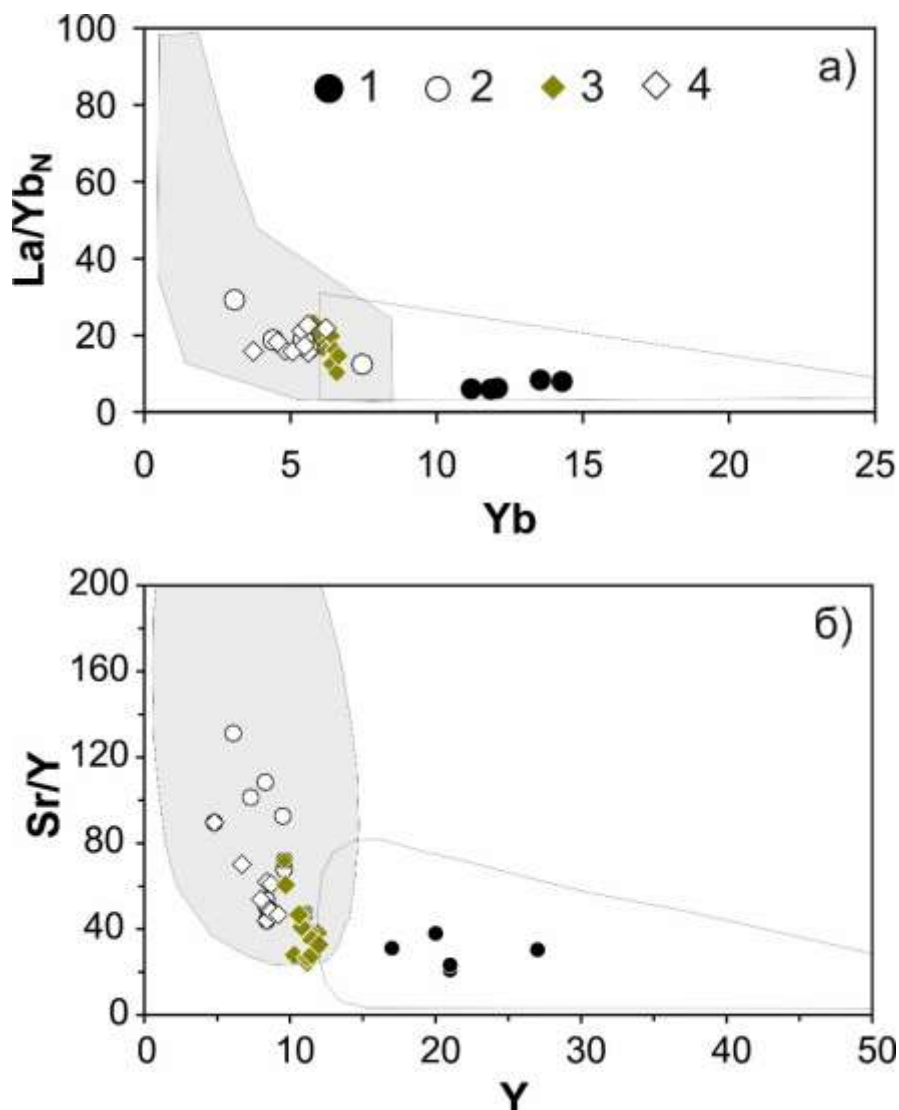


Рис.1.3. Классификационные диаграммы для адакитов: а – Мартина [Martin, 1999], б – Дефанта [Defant, 1990].

1 – 2 – амананский (?) комплекс: 1 – габбро, 2 – тоналиты; 3 – 4 – амуджикано-сретенский комплекс: 3 – гибридные порфиры, 4 – гранитоиды.

Для определения геохимической специализации были определены концентрации золота во всех разновидностях пород обоих комплексов. Установлено, что породы обоих комплексов обладают повышенными содержаниями элемента.

В габброидах первой фазы раннеюрского комплекса содержания золота превышают 8 ррб, что в два раза выше его средней концентрации в основных породах [Войткевич и др., 1990]. В адакитах концентрация золота достигает 12 ррб, в три раза превышая его кларковое

значение для кислых пород. Учитывая повышенные концентрации золота в габброидах первой фазы, это обогащение можно связать с повышенными концентрациями металла в источнике вещества. Используя современные генетические модели и результаты геохимической типизации, можно предположить, что источником золота был геохимически специализированный мантийный домен (ГСМД), расположенный в субконтинентальной мантии региона. Домен был сформирован в зоне субдукции при воздействии метасоматического агента (адакитового расплава) на породы мантийного клина/литосферной мантии. Согласно этой концепции реальным источником золота должен быть адакитовый расплав (базальтовый слой океанической литосферы). Это предположение не противоречит полученным результатам, так как породы второй фазы (оценка состава адакитового расплава) обладают более высокими концентрациями золота, чем габброиды.

Породы амуджикано-сретенского комплекса также являются геохимически специализированными на золото. Наибольшее обогащение свойственно породам первой фазы – гибридным порфирам (примитивным санукитоидам) и их ксенолитам в породах второй фазы. Средняя концентрация металла в этих породах достигает 14 ppb, что в три с половиной раза превышает кларк для основных пород. Менее высокие концентрации свойственны породам второй (12ppb) и третьей (10 ppb) фаз. Обогащение золотом наиболее основных пород комплекса, как и в первом случае, позволяет связать его с ГСМД.

Результаты исследований позволили сформулировать критерии потенциальной рудоносности магматических пород региона на золото. Магматические образования раннеюрского и амуджикано-сретенского комплексов характеризуются повышенными содержаниями золота и должны рассматриваться как золотоносные. В раннеюрском комплексе наивысшие концентрации элемента свойственны адакитам второй фазы – оценке состава слэбового расплава, что свидетельствует о первичной природе этих концентраций. Для амуджикано-сретенского комплекса наивысшие концентрации золота свойственны примитивным санукитоидам – продуктам плавления геохимически специализированного мантийного источника. Это свидетельствует о первичной природе золота, связанной с долей слэбового расплава в их источнике вещества.

Появление адакитов и примитивных санукитоидов в составе магматических комплексов региона позволяет говорить о существовании на период магмогенерации субконтинентального мантийного геохимически специализированного источника вещества. Источник был сформирован в зоне субдукции, существовавшей в раннеюрское время на южной границе Сибирского континента и ремобилизован в поздней юре при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Этот источник

контролировал как геохимически специализированный магматизм, так и рудную минерализацию. Потенциальная рудоносность магматических пород в отношении золота может быть установлена фиксацией в геохимическом спектре метки, типичной для производных слэбовых магм.

Принята к опубликованию в журнале «Геология и геофизика» статья С.В. Ефремов, А.М. Спиридонов, А.С. Борисенко, А.В. Травин «Новые данные о возрасте, генезисе и источниках вещества гранитоидов Карийского золоторудного узла (Восточное Забайкалье).

В истории геологического развития золотоносной Карийской РМС особое место отводится дайковым телам щелочных пород, получившим название – грорудиты. С этими образованиями генетически связывают формирование здесь золоторудной минерализации. Однако физико-химические условия образования этих щелочных пород, их роль в гидротермальном золоторудном процессе до сих пор недостаточно изучены. С этой целью, учитывая своеобразие минералого-геохимического состава грорудитов, исследованы флюидные включения (ФВ) в кварце этих пород.

Грорудиты – это серые, зеленовато-серые и зеленые породы с порфировой структурой. Вкрапленники, составляющие 70-80 % объема, представлены кварцем, иногда микроклином. Основная масса сложена альбитом, эгирином, редко встречаются калиевый полевой шпат, кварц, сфен и карбонат. Грорудиты характеризуются высокими содержаниями SiO_2 , низкими Al_2O_3 , преобладанием K_2O над Na_2O , аномально низкими содержаниями F, Li, Rb, Ba, Sr, повышенными В и рудообразующих элементов: Au 6,8 мг/т, Pb 150, Cu 9, Zn 36, Mo 1, Sn 5,4, W 14, Ni 14, Co 4, V 38, Cr 12 ppm. Основными компонентами в составе флюида являются Na и K (4,2 мас.% экв. NaCl). Рамановское сканирование показало присутствие N_2 в существенно газовых первичных включениях и CO_2 , N_2 , CH_4 в первично-вторичных ФВ. Прослеживаются также значимые концентрации элементов-спутников золота As, Mo, Sb, Cs, W, Hg, что указывает на прямую генетическую связь грорудитов с процессами рудообразования.

АЛХАНАЙСКАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Изученные в рамках Проекта Илинское и Дыбыксинское месторождения Алханайской РМС расположены в пределах мощной протяженной Байца-Дыбыксинской зоны дробления. На Илинском месторождении на глубину более 300 м прослеживаются брекчии. Природа этой зоны, бесспорно, тектоническая, а трубообразная форма золотоносного штокверка Илинского месторождения, веерообразно расширяющегося к поверхности, дает основание для предположения о проявлениях взрывных явлений на некоторых участках этой зоны во время вулканической деятельности, предшествующей

золотому оруденению. Такие участки явились наиболее благоприятными структурами для золотоносных гидротермальных растворов.

Гидротермальный процесс на Илинском месторождении выразился в образовании ряда минеральных ассоциаций. Характерно, что сульфидная минерализация в гидротермалитах развита слабо (около 3%) и представлена, главным образом, тонкораспылённым пиритом, в меньшей степени – арсенопиритом. В виде единичных зёрен встречаются сфалерит, галенит и блёкляя руда.

Наиболее ранним процессом гидротермального изменения пород является серицитизация, сопровождаемая образованием пирита (сульфидно-серицитовая ассоциация). Следующая серицит-турмалин-кварцевая ассоциация с небольшим количеством сульфидов, касситерита и апатита развита локально в интенсивно брекчированных гранитоидах и фиксирует участки их наиболее глубокого преобразования. Более поздняя кварц-карбонатно-сульфидная ассоциация развита в прожилках, пересекающих серицитизированные гранитоиды. Она характеризуется крупными выделениями сульфидов – пирита и арсенопирита, промежутки между которыми выполнены зёрнами карбоната и мелкозернистого кварца. Широкое распространение имеет кварц-каолинит-карбонатная ассоциация, которая обычно накладывается на предыдущие ассоциации. Рассеянные по всей массе измененных пород прожилки во внешних зонах имеют хлоритовый и кварц-хлорит-пиритовый состав, в промежуточных – кварц-карбонат-сульфидный и кварц-карбонат-альбитовый, во внутренних – кварц-серицитовый или мономинеральный кварцевый с небольшим количеством сульфидов и серицитовый.

В целом характер гидротермальных изменений не отличается от обычных, многократно описанных березитов, широко распространенных на многих золоторудных месторождениях. Березитизация развивается как в пределах брекчий и брекчированных пород, так и во вмещающих их катаклазированных гранитах и без заметных изменений прослеживается на глубину до 300 и более метров (буровые скважины не вышли за пределы этих пород). На эту же глубину прослеживается и золотое оруденение. Общая мощность рудной зоны составляет 60-100 м. Содержание Au колеблется от 0,2 до 25 г/т, при среднем содержании на 90-метровый интервал в 2,3 г/т. В валовой пробе весом 210 кг, составленной по керну 90-метрового интервала, содержание Au колеблется от 0,1 до 62 г/т, а на 60-метровый интервал составляет в среднем 3,4 г/т. Золото, в основном, очень мелкое (0,02-0,3 мм), пробность его колеблется от 783 до 930 ‰, в среднем составляя 844-872 ‰. Содержание Ag в золоте, как правило, незначительное (<1%), а в геохимических полях отношение Au к Ag колеблется от 100:1 до 1:1.

Золото в метасоматитах распределено крайне неравномерно и ассоциирует, в основном, с тонкими кварцевыми прожилками и зонами метасоматического окварцевания. В отличие от других золоторудных месторождений с подобным типом гидротермальных изменений, Илинское месторождение не имеет кварцевых жил, что придаёт своеобразие месторождению, не имеющему по геологическому строению и вещественному составу близких аналогов. Золотое оруденение локализуется в пределах сложных по конфигурации телах березитизированных пород – рудных столбах, располагающихся преимущественно в тектонических брекчиях, но иногда и в катаклазированных гранитах и зонах метасоматитов.

Установленные минералого-геохимические характеристики Илинского месторождения, наличие рудных столбов по вертикали оруденения, содержащих Au, As, Bi, формирование минерализации при температурах 390-120⁰С и давлении, достигающем 800 атм. [Лапин, Широких, 1981], присутствие в рудах и геохимических полях Bi, Mo, W, отсутствие полосчатых и крустификационных текстур руд, свойственных близповерхностным золоторудным месторождениям, сравнительно низкое содержание Au в рудах и сульфидных минералах, чрезвычайно низкое Ag/Au отношение в геохимических полях, колеблющееся в пределах 0,05-0,5, а в рудах соотношение Au/Ag, изменяющееся от 100:1 до 2:1, – все это не дает основания отнести его к месторождениям малоглубинной (эпитермальной) формации, как это утверждалось при первоначальных исследованиях. Последние полученные данные позволяют отнести это месторождение к вулканической зоне среднеглубинного оруденения.

Практически вся площадь Дыбыксинского месторождения сложена в разной степени изменёнными магматическими породами: катаклазированными, серицитизированными, окварцованными и турмалинизированными гранитоидами кыринского комплекса. Неизменённые гранитоиды отмечаются только в южной и северной частях месторождения. В восточной части обнажаются породы диоритового штока, относящегося к малым интрузиям сохондинского комплекса. В юго-восточное наибольшее распространение пользуются кварц-турмалиновые брекчии, полиминеральные пятнистые кварц-альбитовые метасоматиты брекчиевого облика, а также брекчии с карбонатно-сульфидной минерализацией. Шток диоритовых порфиритов также пересекается кварц-турмалиновыми брекчиями. Породы штока подвержены высокотемпературному метасоматозу, их неизменённые разности встречаются лишь в виде реликтов. В основном же интрузия диоритовых порфиритов интенсивно актинолитизирована, турмалинизирована, каолинизирована, и породы превращены в полиминеральные пятнистые метасоматиты брекчиевидного облика с разной степенью проработки материнского состава первичных пород.

Макро- и микроскопические исследования пород месторождения свидетельствуют об их глубокой проработке в результате метасоматических и гидротермальных процессов, приведших к формированию широкого спектра новообразованных минералов: серицита, актинолита, хлорита, кварца, калиевого полевого шпата, маложелезистого биотита, альбит-олигоклаза, апатита, сфена, турмалина, флюорита, рудных минералов – магнетита, касситерита, пирита, арсенопирита, молибденита, халькопирита, висмутина и золота, а также карбонатов – сидерита, марганцево-кальцита, кальцита и минералов каолинит-гидрослюдистой группы.

По характеру изменений и последовательности выделения новообразованных минералов на месторождении выделены следующие главные ассоциации изменённых пород: 1. Кварц-серицит-турмалиновая с касситеритом и пиритом; 2. Альбит-олигоклаз-актинолит-биотитовая со сфеном, апатитом, магнетитом и золотом; 3. Кварц-карбонат-сульфидная с золотом; 4. Кварц-турмалиновая; 5. Кварц-карбонатная.

Наиболее широко распространены высокотемпературные золотоносные актинолит-apatит-альбитовые и кварц-турмалиновые метасоматиты, а также минерализация прожилково-метасоматического и жильного характера с сульфидами, представляющая, по существу, главные типы оруденения.

С точки зрения золотоносности наибольший интерес представляют альбит-актинолит-apatит-биотитовые метасоматиты, развитые, главным образом, в виде не чётко выраженной зоны протяжённостью более 1200 м и характеризующиеся своеобразной брекчиево-блоковой текстурой. Мощность их, как по падению, так и простиранию непостоянная. По пространственно-временным взаимоотношениям и характеру минерального вещества они подразделяются на три минеральные ассоциации – кварц-альбитовую, актинолитовую и кварц-apatит-биотитовую. Однако, в чистом виде эти ассоциации встречаются крайне редко.

Альбитовая ассоциация широко распространена в пределах эндоконтактовых частей штока, висячем боку разлома, в виде линз и полос биминеральных кварц-альбитовых метасоматитов или альбититов общей мощностью до 500 и более метров. Содержание Au колеблется в них в пределах 0,1-0,5 г/т.

Актинолитовая и кварц-apatит-биотитовая минеральные ассоциации распространены, главным образом, во внутренних частях зоны кварц-альбитовых метасоматитов. Морфологически они имеют форму гнёзд, линз и вытянутых полос. Мощность их достигает 80 м, а протяжённость – до 300 м. Апатит-биотитовые метасоматиты, которые всегда ассоциируют с кварц-актинолитовыми, широко не распространены. Размер их линз и неправильной формы тел – от первых десятков до первых

метров. Содержание Au в кварц-актинолитовых метасоматитах увеличивается по сравнению с кварц-альбитовыми часто на порядок, достигая 3-4 г/т, а в апатит-биотитовых метасоматитах – 6 и более г/т. Золото в кварц-актинолитовых породах находится в дисперсном состоянии, концентрируется, главным образом, в амфиболах, в апатит-биотитовых метасоматитах – на поверхности и внутри зёрен апатита, биотита и кварца в виде плёнок и крупных (до 1 мм) выделений.

На основе наших данных, полученных по возрастным взаимоотношениям, можно полагать, что кварц-альбитовые, кварц-амфиболовые и биотит-apatитовые метасоматиты являются продуктами разных стадий единого гидротермального процесса. Этот процесс можно охарактеризовать как кислотное выщелачивание, сопровождающееся выносом Fe, Mg, Ca, Pb, Cu и привнесом Na и Si. При этом процессе устанавливается довольно чёткий вынос Au из диоритовых порфиров (кварц-альбитовая стадия) и накопление в кварц-амфиболовых и биотит-apatитовых метасоматитах. Таким образом, указанные метасоматиты и формирование золотого оруденения позволяют отнести их к единому пневматолитовому этапу.

Кварц-турмалиновые метасоматиты развиты по гранитоидам кыринского комплекса, по штоку диоритовых порфиров сохондинского комплекса и по ранее образованным метасоматитам. Процессу турмалинизации пород предшествовали проявления тектонической, в меньшей мере, вероятно, эксплозивной деятельности, способствовавших формированию мощных зон брекчированных пород, являющихся главными каналами для проникновения бороносных эманаций. Образующиеся поля кварц-турмалиновых брекчий приурочены к самым высоким участкам описываемой площади, располагаясь, преимущественно, в интервале высот 1230-1100 м.

Образование кварц-турмалиновых метасоматитов происходило на фоне падения температур от 460 до 320° С, при давлении 1750 атм. Характерной особенностью этой ассоциации является постоянное присутствие в её составе касситерита (от 14 до 100 г/т). Золото в турмалинизированных породах концентрируется в очень незначительной степени. Среднее его содержание в этом типе брекчий составляет всего 0,07 г/т. Характер изменения золота свидетельствует о его связи, главным образом, с кварц-золото-сульфидной ассоциацией. Золото в сростании с сульфидными минералами встречается редко. Более кучные скопления золотин встречаются обособленно от сульфидных минералов. Спектральным анализом установлены крайне низкие содержания примесей в золоте, что свидетельствует об исключительно высокой чистоте самородного золота Дыбыксинского месторождения

В заключение следует подчеркнуть, что описанный золоторудный тип ранее не был известен как в Забайкалье, так и в золоторудных провинциях Мира, исключая упоминания о приуроченности золоторудных кварцевых прожилков к околорудным амфиболовым и кварц-альбитовым метасоматитам [Коробейников, 1974]. Описанные выше геолого-минералогические и геохимические особенности дают основание отнести высокотемпературные золотоносные бессульфидные кварц-альбит-актинолит-апатитовые метасоматиты прожилково-вкрапленного и штокверкового оруденения Дыбыксинского месторождения к нижней зоне среднеглубинной формации золоторудных месторождений Забайкалья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с целями и задачами Проекта проведены детальные исследования на месторождении Погромное Апрельковской РМС, на месторождениях Амурские дайки, Новинка, Пильненское и Дмитриевское Карийской РМС, Ильинское и Дыбыксинское Алханайской РМС. Получены следующие результаты.

Уникальное, нетрадиционное для Забайкалья, месторождение интрателлурического ряда Погромное сформировано в раннемеловое время на рифтогенном этапе развития региона и локализовано в динамокластической толще в зоне Монголо-Охотской сутуры. Золотое оруденение представлено двумя морфологическими типами руд: штокверковым кварц-карбонат-арсенопирит-пиритовым в метасоматически измененных эффузивах (залежь-1) и прожилково-жильным кварцевым (с вкраплениями сульфидов) в измененных углеродсодержащих сланцах (залежь-10). Рудовмещающими на месторождении являются сильно измененные вулканогенно-осадочные породы буторовской свиты шадоронской серии (J_{2-3}), превращенные в метасоматиты (по составу) и динамокластиты (по текстурным и структурным особенностям). Установлена этапность образования метасоматитов и развитие рудного процесса в целом. На дорудном этапе (J_3) получили развитие пропилиты, на предрудном – тектоносланцы и альбитофиры, на синрудном этапе в продуктивную стадию – серицитолиты и альбит-карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты (кварциты). Возраст начала формирования штокверковой системы рудовмещающих трещин и метасоматитов, возникших на предрудном этапе, оценивается ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопным методом в $139,5 \pm 1,8$ млн лет. Золотоносными на месторождении являются метасоматиты предрудного и синрудного этапов по вулканитам с сульфидной минерализацией (концентраторы золота – пирит-II и III, а также арсенопирит-I и II) и по измененным углеродистым сланцам (концентраторы золота – жильный кварц и арсенопирит-II). Степень золотоносности находится в полном соответствии с проявлением окварцевания,

насыщенностью кварц-сульфидными и сульфидными микропрожилками, тонкой вкрапленностью сульфидов. Золото в рудных залежах самородное, высокопробное и весьма высокопробное. По генезису месторождение Погромное относится к объектам, сформированным в зонах смятия с участием мантийных гидротермальных и углеродсодержащих золотоносных растворов и по многим признакам сопоставимо с золоторудными объектами карлинского типа. Источниками золотоносных флюидов, как считают авторы, являются рудопродуцирующие гранитоиды амуджикано-сретенского интрузивного комплекса, расположенные в пределах Апрельковской РМС (массивы Оськинский и Ургучанский). Участие мантийных флюидов в формировании месторождения подтверждается и данными изотопных составов свинца ($^{207}\text{Pb}/^{204}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}$) в пиритах и арсенопиритах золотосодержащих руд месторождения, а также присутствием сульфидов с мантийным изотопным составом серы в метасоматитах и рудных образованиях залежи-10.

Представленный материал по объектам Карийской РМС посвящен попытке решения одной из проблем – идентификации источников золота ее месторождений. Установлено, что золотое оруденение здесь связано с двумя магматическими комплексами: раннеюрским (ранее относившимся к амананскому комплексу) и амуджикано-сретенским позднеюрского возраста. По геохимическим признакам среди пород раннеюрского комплекса обнаружены адакиты – продукты плавления пород базальтового слоя океанической литосферы в зоне субдукции. Этот вывод имеет важное значение для оценки потенциальной рудоносности магматических комплексов района исследований, так как адакиты являются геохимическим типом пород, для которых доказана специализация на золото, медь и молибден [Wang et al, 2006]. Для определения геохимической специализации были определены концентрации золота во всех разновидностях пород обоих комплексов. Выявлены повышенные концентрации золота в габброидах первой фазы и в адакитах второй фазы раннеюрского комплекса, что позволяет предположить, что источником золота был геохимически специализированный мантийный домен, расположенный в субконтинентальной мантии региона. Домен был сформирован в зоне субдукции при воздействии метасоматического агента (адакитового расплава) на породы мантийного клина/литосферной мантии. Согласно этой концепции, реальным источником золота является адакитовый расплав (базальтовый слой океанической литосферы). Породы амуджикано-сретенского комплекса также геохимически специализированы на золото, а обогащение наиболее основных пород комплекса этим металлом опять же приводит нас к концепции о формировании в зоне субдукции геохимически специализированного источника вещества, расположенного в субконтинентальной мантии региона. Все

вышеизложенные результаты подтверждают предположение о существовании на период магмогенерации в пределах Карийского рулного узла геохимически специализированного мантийного домена и позволяют рассматривать его в качестве главного источника золота.

В истории геологического развития золотоносной Карийской РМС особое место отводится также дайковым телам щелочных пород амуджикано-сретенского комплекса, получившим название грорудиты. С этими образованиями генетически связывают формирование здесь золоторудной минерализации, что подтверждается присутствием в изученных нами флюидных включениях в кварце этих пород в значимых концентрациях элементов-спутников золота As, Mo, Sb, Cs, W, Hg.

Установленные минералого-геохимические характеристики Илинского и Дыбыксинского золоторудных месторождений Алханайской РМС, расположенных в пределах мощной протяженной Байца-Дыбыксинской зоны дробления, позволяют отнести Илинское месторождение к вулканической зоне среднеглубинного оруденения, а высокотемпературные золотоносные бессульфидные кварц-альбит-актинолит-апатитовые метасоматиты прожилково-вкрапленного и штокверкового оруденения Дыбыксинского месторождения к нижней зоне среднеглубинной формации золоторудных месторождений Забайкалья.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Wang et al. // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. № 1. P. 119-144
Zorin et al. // *International Geology Review*, 1995, v. 37, №. 2, p. 154-175
2. Геологическая карта Читинской области. М-б 1: 500 000 / Отв.ред. И.Г. Рутштейн.– М.: МПГИТ, 1992.–23 л.
3. Martin Smith R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTT), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Litos*. 2005. V. 79. P 1-24
4. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии // Недра, Москва, 1990 г., 480 стр.
5. Коробейников А. Ф. Поведение золота при околожильном метасоматозе горных пород некоторых золоторудных месторождений Сибири // *Геохимия*. 1974. № 6 . — С. 831-844

РАЗДЕЛ 2

Оценка перспектив алмазности северо-восточных кимберлитовых полей Якутской провинции.

Ответственный исполнитель: д.г.-м.н. Костровицкий С.И.

РЕФЕРАТ

Изучены составы минералов-спутников из шести северо-восточных кимберлитовых полей Якутской кимберлитовой провинции – Западно-Укукитского, Чомурдахского, Мерчимденского, Куойкского, Толуопского и Хорбусуонского полей (Рис. 1), а также сделано обобщение предыдущих исследований с целью установления перспектив данных полей на обнаружение алмазных месторождений и наличия определенных перспектив для данных полей. Составы минералов были определены в Институте геохимии СО РАН на рентгеновском микроанализаторе на приборе «Superprobe JXA 8800R» фирмы «Geol».

Состав минералов-спутников, в первую очередь, гранатов из пикритовых пород, определенный из трубчатых тел изученных полей указывает на особый по сравнению с алмазными кимберлитами южных полей состав литосферной мантии под северо-восточными кимберлитовыми полями. В целом для литосферной мантии в зоне развития кимберлитов изученных полей характерно преобладание относительно низкотемпературных парагенезисов преимущественно низкохромистых пироксенитовых, эклогитовых составов. Реже встречается гарцбургитовый и лерцолитовый парагенезис. Гранаты низкохромистого верлитового парагенезиса из трубок Хорбусуонского поля, характеризуют вмещающие кимберлиты, как абсолютно бесперспективные на обнаружение алмазов.

Итогом исследований явилось заключение о полной бесперспективности обнаружения алмазных трубок в пределах Чомурдахского, Мерчимденского, Толуопского и Хорбусуонского полей. Установлено, что доминирующая часть площадей Западно-Укукитского и Куойкского поля также является бесперспективными на обнаружение месторождений. Определенные перспективы остаются для северной части Западно-Укукитского поля, в которых имеются трубки (Русловая и Ленинград), содержащие барофильные минералы близкие по составу к алмазным парагенезисам (Рис. 2.1). Графики распределения состава гранатов из кимберлитовых тел Куойкского поля свидетельствуют о существовании локальной неоднородности литосферной мантии под этим полем. В пределах Куойкского поля выделяется восточная зона, включающая северо-восточную и восточную группы кимберлитовых тел, которые отличаются наличием высокохромистого граната с кноррингитовым минералом и доминированием на графиках

Cr_2O_3 -CaO для гранатов аномального лерцолит-верлитового тренда. Кимберлиты данного блока характеризуются повышенной алмазоносностью. Рекомендуется также провести дополнительные поисковые работы в юго-западной части Куойкского поля с целью обнаружения алмазоносных трубок.

ВВЕДЕНИЕ

В северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) расположена группа полей (рис. 2.1), отличающихся по возрасту и вещественному составу кимберлитов. Хотя поисковые работы геолого-съёмочными экспедициями в 1960-1990 года, проведенные в данном районе, не обнаружили алмазных месторождений, тем не менее уровень минералогической изученности обнаруженных трубочных тел остался недостаточным для уверенного заключения о перспективах этого района. Проект был направлен на дополнительное изучение состава минералов-спутников из шести кимберлитовых полей с целью оценки их потенциальной алмазоносности.

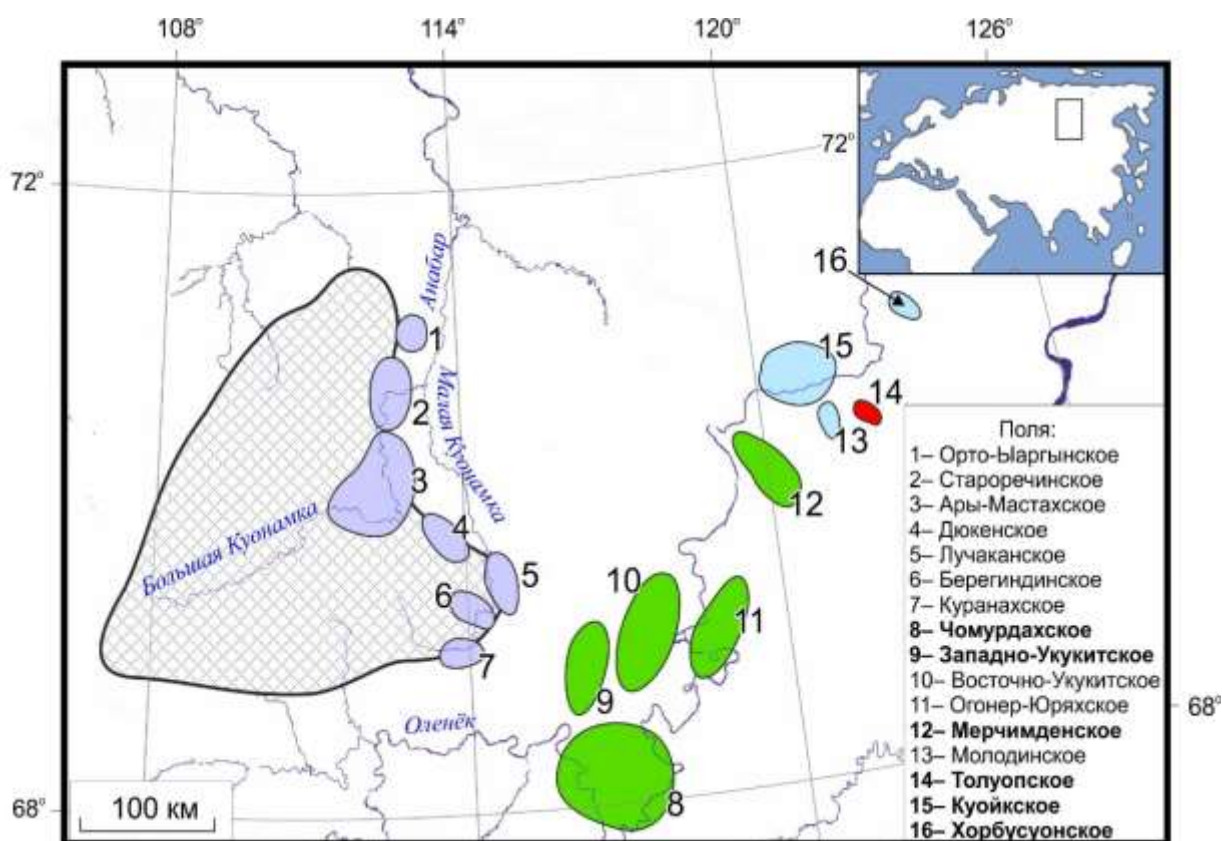


Рис. 2.1. Карта расположения северных кимберлитовых полей ЯКП. Цвет поля отражает возраст его формирования в млн. лет (Sun et al, 2014) : зеленый – 419-410, красный – 376-347, светло-синий – 231-164, голубой – 170-156.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

Методы исследований.

Оценка алмазности разных полей была проведена по минералогическим критериям алмазности академика Н.В. Соболева по гранатам (Grt) и хромшпинелидам (Соболев и др., 1971, 1975, 1976). Используя мономинеральный клинопироксеновый геотермобарометр (Nimis, Taylor, 2000), были определены P-T параметры кристаллизации пород литосферной мантии под Чомурдахским и Куойкским кимберлитовыми полями, что позволило установить поле устойчивости кристаллизации алмазов (косвенный признак потенциальной алмазности). Изучены составы минералов-спутников из шести северо-восточных кимберлитовых полей ЯКП – Западно-Укукитского, Чомурдахского, Мерчимденского, Куойкского, Толуопского и Хорбусуонского полей (рис. 2.1), а также сделано обобщение предыдущих исследований с целью установления перспектив данных полей на обнаружение алмазных месторождений и наличия определенных перспектив для данных полей. Составы минералов были определены в Институте геохимии СО РАН на рентгеновском микроанализаторе на приборе «Superprobe JXA 8800R» фирмы «Geol».

Результаты исследований

В большинстве изученных трубок преобладает низко-Ti гранат, который соответствует представлению о высоко-Mg и соответственно низко-Ti субстрате литосферной мантии. Гранаты Толуопского и Чомурдахского поля по содержанию TiO_2 разделились на 2 группы: низко-Ti ($<0.4 \text{ мас}\% TiO_2$) относительно высоко-Cr гранаты и преобладающая группа гранатов с содержанием $TiO_2 > 0,5 \text{ мас}\%$. В трубках Куойкского Мерчимденского, Западно-Укукитского и Хорбусуонского поля преобладают относительно низко-Ti гранаты ($<0,5 \text{ мас}\% TiO_2$). Отметим, поле составов граната из трубок Хорбусуонского поля отличается более высоким содержанием CaO и узким диапазоном содержаний TiO_2 и Cr_2O_3 по сравнению с другими полями.

В одной из трубок Чомурдахского поля (тр. Светлая) обнаружено несколько гранатов дунит-гарцбургитового алмазного паргенезиса. Изучение состава граната из кимберлитовых трубок Чомурдахского поля Якутской провинции показало, что существуют отдельные блоки литосферной мантии, которые в целом обогащены титаном. В тяжелой фракции кимберлитов доминирует пикроильменит, зерна граната составляют примерно сотую долю от общего числа зерен пикроильменита. Необычно высокое содержание высоко-Ti гранатов в кимберлитах Чомурдахского поля (по сравнению с гранатами из большинства трубок из южных кимберлитовых полей) отражает значительные метасоматические преобразования отдельных блоков литосферной мантии

на Севере Сибирской платформы. Отношение гранатов с низким (<0.4%) и высоким (>0.4%) содержанием TiO_2 может быть использовано для оценки перспективы обнаружения новых алмазных месторождений.

Графики распределения состава гранатов из кимберлитовых тел Куойкского поля свидетельствуют о существовании локальной неоднородности литосферной мантии под этим полем. В пределах Куойкского поля выделяется восточная зона, включающая северо-восточную и восточную группы кимберлитовых тел, которые отличаются наличием высокохромистого граната с кноррингитовым миналом и доминированием на графиках Cr_2O_3 -CaO для гранатов аномального лерцолит-верлитового тренда. Во всех трубках с высоко-Cr гранатом обнаруживаются и шпинелиды высоко-Cr алмазоносного парагенезиса.

Четкие различия обнаружены по графикам распределения составов граната между мезозойскими (Куойкским и Молодинским) и палеозойскими (Чомурдахским, Мерчимденским и Толупским) полями, указывающие на существование региональной неоднородности литосферной мантии на севере Якутской провинции (рис. 2.2).

Доминирующая часть Мерчимденского, Толупского и Хорбусуонского полей, судя по данным состава минералов-спутников из трубок, является бесперспективной на обнаружение алмазов. В двух трубках Западно-Укукитского поля (Русловая и Ленинград) обнаружены гранаты алмазоносного парагенезиса. Гранат из трубок восточного блока Куойкского кимберлитового поля характеризуется аномальным трендом на графиках Cr_2O_3 -CaO и повышенным содержанием Cr_2O_3 . Кимберлиты данного блока характеризуются повышенной алмазоносностью.

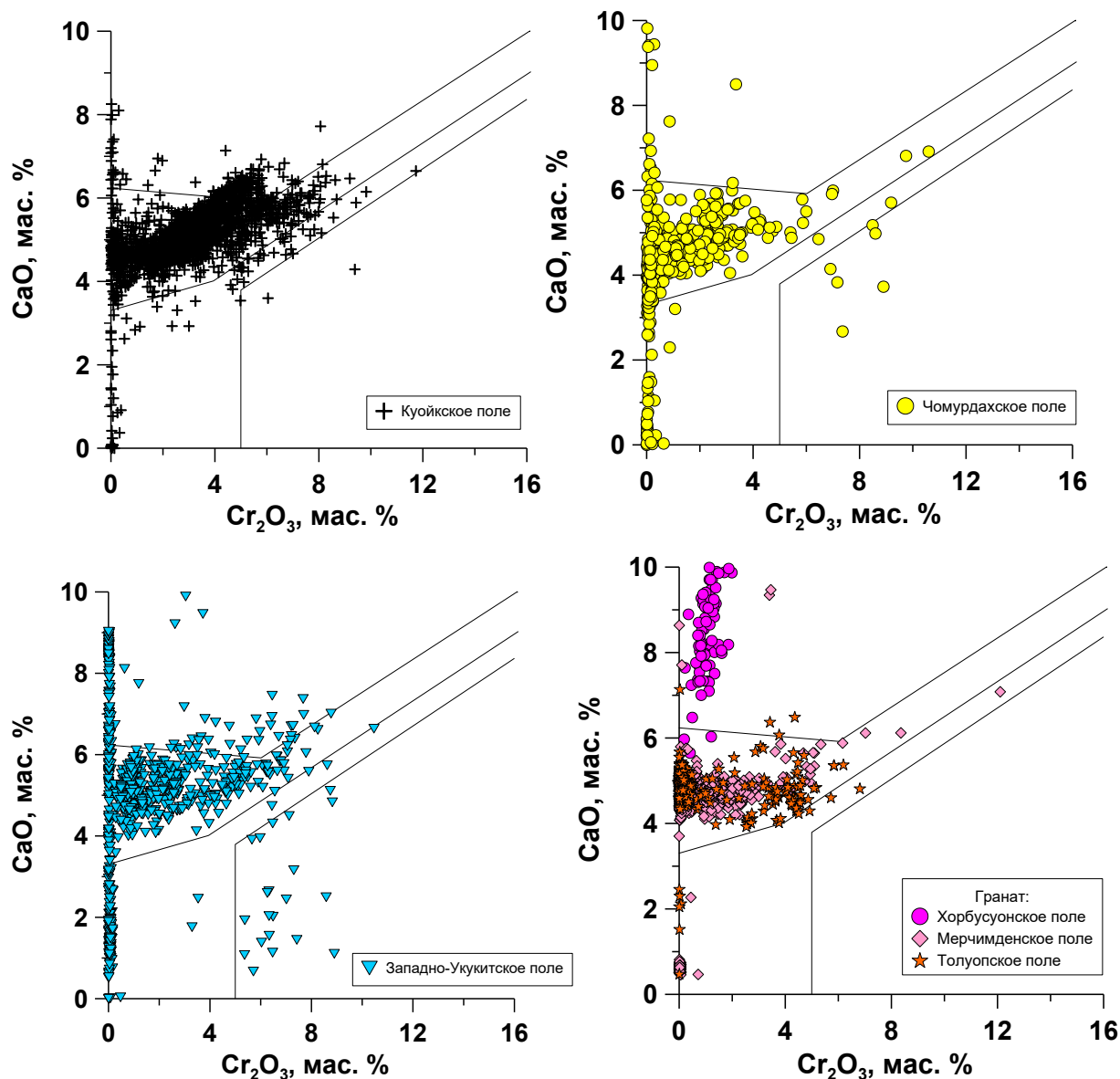


Рис. 2.2. График корреляции CaO-Cr₂O₃ для гранатов изученных кимберлитовых полей. Шпинелиды.

Химический состав шпинелидов изучен только для Куойкского (Обнаженная, Радужная, Слюдянка, Рубин), Западно-Укукитского и Хорбосуонского полей. В высоко-Mg кимберлитах Куойкского поля шпинелиды начинают играть заметную роль, например, в трубке Обнаженная. Для состава шпинелидов (рис. 2.3) характерны широкие вариации содержания Cr₂O₃ и Al₂O₃ (10-60 и 0-57 мас.% соответственно), относительно низкое содержание TiO₂ (преимущественным образом, - до 2,0 мас. %). Повышенное содержание TiO₂ отмечается в наиболее железистых разновидностях шпинелидов. Для шпинелидов Куойкского поля, как и для всех других полей ЯКП характерен Al-Cr тренд (изоморфизм), обозначающий обратную корреляцию между элементами и угнетенный субгоризонтальный тренд (изменение Cr₂O₃ при постоянном Al₂O₃). В изученных трубках шпинелиды алмазного парагенезиса практически отсутствуют.

Более детально изучен состав шпинелей из трубки Обнаженная. Характерной особенностью состава макрокристаллов шпинели из трубки Обнаженная по сравнению со шпинелью из трубок южных полей Якутской провинции является относительно узкий диапазон вариации содержания Cr_2O_3 (19,2-52,3 %) и Al_2O_3 (15,0-48,8%). Шпинелиды из мантийных гипербазитовых ксенолитов по составу практически не отличаются от макрокристаллов шпинелей.

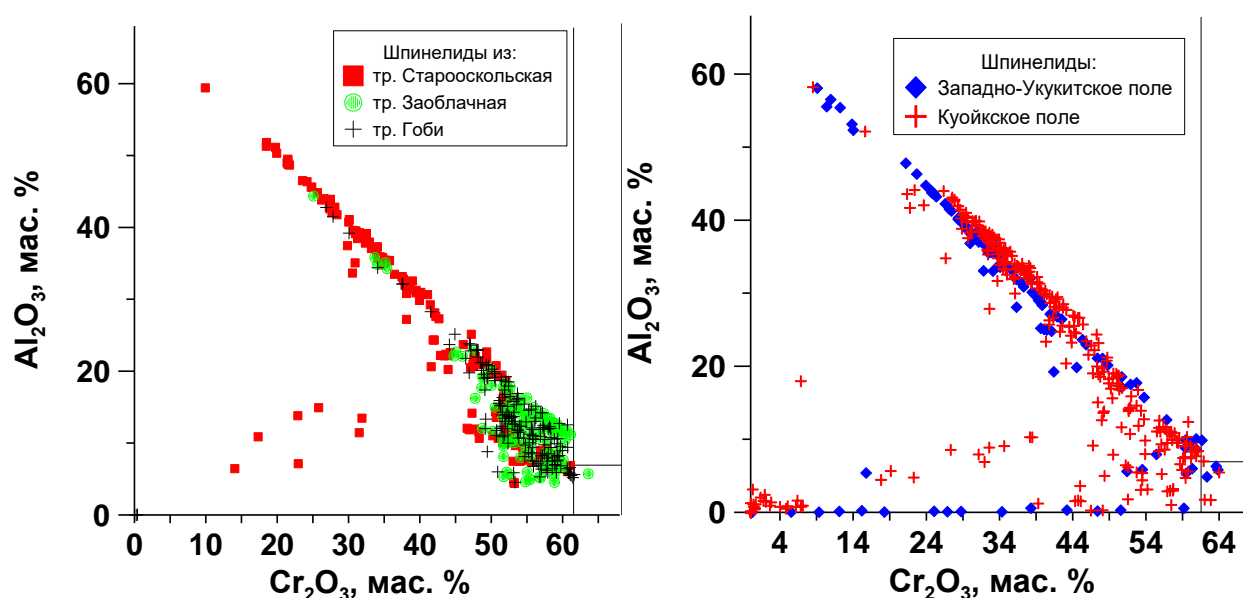


Рис. 2.3. Графики Cr_2O_3 – Al_2O_3 для шпинелидов Западно-Укуитского, Куойкского и Хорбусуонского (трубки Старооскольская, Заоблачная и Гоби) полей.

Исполнителями проекта были изучены составы клинопироксена из Чомурдахского и Куойкского полей. Используя мономинеральный клинопироксеновый термобарометр Нимиса и Тэйлора (Nimis, Taylor, 2000), были оценены P-T параметры кристаллизации пород литосферной мантии, явившиеся источником отобранных из тяжелой фракции клинопироксена (рис. 2.4.). Как видно из приведенной диаграммы, P-T параметры кристаллизации пород литосферной мантии охватывают широкие интервалы, как по температуре (300-1350° C), так и по давлению (2-60 кбар). В целях сопоставления на диаграмму были нанесены значения P-T параметров, определенных для клинопироксенов из мантийных ксенолитов трубки Обнаженная (Куойкского поля). Диаграмма показывает, что породы литосферной мантии по P-T параметрам охватывают глубины, соответствующие устойчивости как графита, так и алмазосодержащих парагенезисов. При этом фенокристаллы клинопироксена (Куойкское поле) попадают в более

высокотемпературный небольшой участок графика в пределах поля стабильности графита, а состав единичных зерен ксенокристого клинопироксена из трубок Чомур (Чомурдахское), Ноябрьская, Ирина, Мэри (Куойкское поле) отвечает области стабильности алмаза (рис. 2.4).

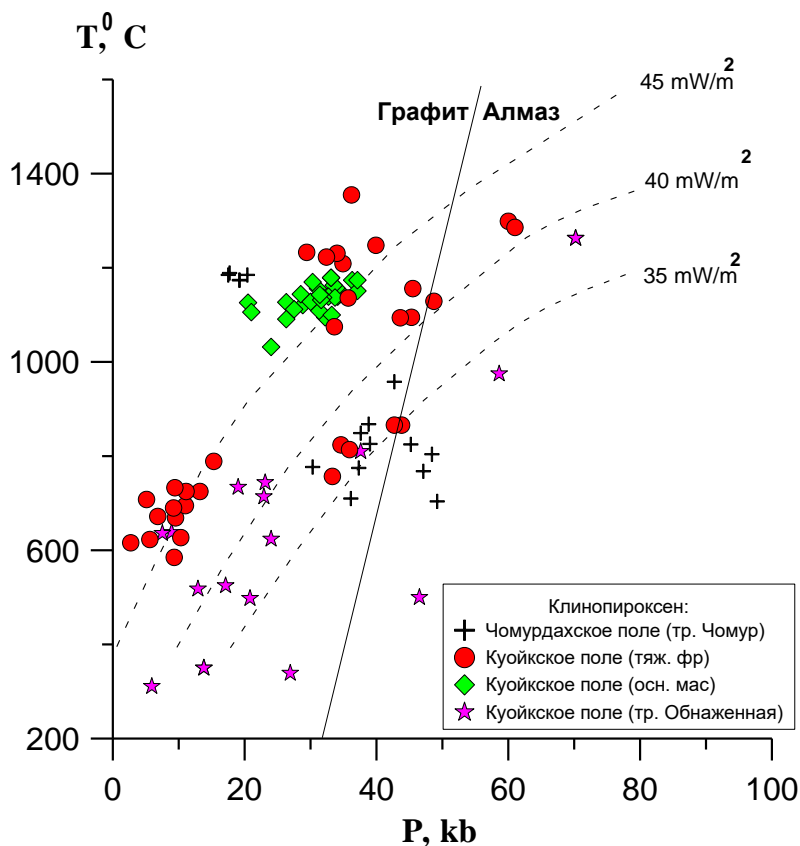


Рис. 2.4. P-T диаграмма, построенная для фенокристаллов клинопироксена из кимберлитов Куойкского поля, ксенокристаллов клинопироксена из трубок Куойкского и Чомурдахского поля тр. Чомур, а также для клинопироксена из мантийных ксенолитов (тр. Обнаженная). Использован термобарометр (Nimis, Taylor, 2000).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Состав минералов-спутников, в первую очередь, гранатов изученных полей указывает на особый по сравнению с алмазоносными кимберлитами южных полей состав литосферной мантии под северо-восточными кимберлитовыми полями. В целом для литосферной мантии в зоне развития кимберлитов изученных полей характерно преобладание относительно низкобарных парагенезисов преимущественно низкохромистого лерцолитового состава. Очень редко встречается гарцбургитовый парагенезис. В Чомурдахском и Западно-Укукитском полях отмечается значительное число гранатов пироксенитового и эклогитового парагенезиса. Гранаты Хорбусуонского поля низкохромистого верлитового парагенезиса резко отличаются по составу $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ и

характеризуют соответствующие породы, как абсолютно бесперспективные на обнаружение алмазов. Практическое отсутствие гранатов алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезиса и шпинелидов алмазоносного парагенезиса (с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 62\%$) из большинства изученных полей является негативным признаком при оценке потенциальной алмазоносности.

Итогом исследований явилось заключение о полной бесперспективности обнаружения алмазоносных трубок в пределах Чомурдахского, Мерчимденского, Толуопского и Хорбусоунсокго полей. Установлено, что доминирующая часть площадей Западно-Укукитского и Куойкского поля также является бесперспективными на обнаружение месторождений. Определенные перспективы остаются для северной части Западно-Укукитского поля, в которых имеются трубки (Русловая и Ленинград), содержащие барофильные минералы близкие по составу близкие к алмазоносным парагенезисам (рис. 2.4). Графики распределения состава гранатов из кимберлитовых тел Куойкского поля свидетельствуют о существовании локальной неоднородности литосферной мантии под этим полем. В пределах Куойкского поля выделяется восточная зона, включающая северо-восточные и восточную группы кимберлитовых тел (рис. 2.5), которые отличаются наличием высоко-Cr граната с кноррингитовым миналом и доминированием на графиках Cr_2O_3 -CaO для гранатов аномального лерцолит-верлитового тренда. Кимберлиты данного блока характеризуются повышенной алмазоносностью. Рекомендуется провести дополнительные поисковые работы в восточной части Куойкского поля с целью обнаружения алмазоносных трубок.

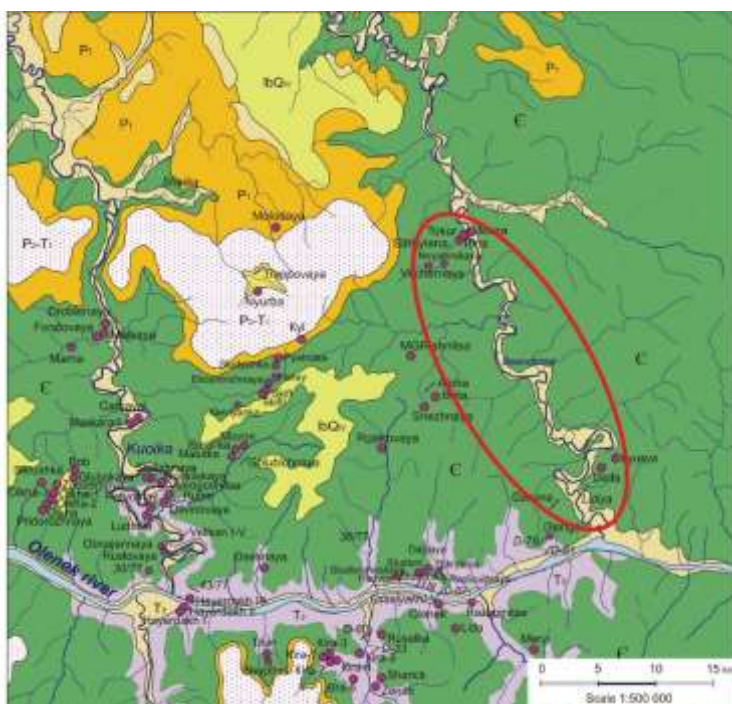


Рис. 2.5. Карта Куокского поля. Красным овалом выделена восточная зона кимберлитовых тел, которые характеризуются повышенной алмазоносностью.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ:

1. Бабушкина С.А., Алтухова З.А., Зайцев А.И. Вещественный состав и изотопия пород трубки Запретная, Орто-Ыларгинское поле якутской алмазоносной провинции.
2. Руды и металлы. 2012. № 5. Стр. 63-67.
3. Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). Новосибирск: Изд-во: СО РАН, 2008. 537 с.
4. Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно- ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Недра. 1976. 244 с.
5. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России. Новосибирск: Изд-во «ГЕО». 2007. 457с.
6. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра. 1978. 352 с.
7. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. М.: Недра. 1990. 248 с.
8. Ковальский В.В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 184 с
9. Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М.: Наука. 1969. 288с.
10. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов В.П., Мацюк С.С., Суворова Л.Ф. Минералогическая паспортизация разных таксонов кимберлитового вулканизма – методическая основа поисковых работ на алмазы. Руды и металлы. 2006. № 4. С. 27-37.
11. Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно- геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы. Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 3. С. 350-371.
12. Кривонос В.Ф. Петрохимический критерий алмазоносности разновозрастных кимберлитов и лампроитов. Геология и геофизика, 1999, № 2, с. 187-200.
13. Лапин А.В. Взаимоотношения карбонатитов и кимберлитов и некоторые проблемы глубинного магмообразования. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 36-46.
14. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. М.: ИМГРЭ. 2004. 226с.
15. Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск: Кн. изд-во. 1974. 119 с.
16. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. // Л.: Недра, 1965. 176 с.
17. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности. Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70-80.

18. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Пospelова Л.И. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии. // Геол. и геофиз. 1975. № 11. С. 7-24.
19. Соболев Н.В., Боткунов А.И., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Новые данные о составе минералов, ассоциирующих с алмазами из кимберлитовой трубки «Мир». // Геол. и геофизика. 1976. № 12. С. 3-15.
20. Чернышева Е.А., Костровицкий С. И. О природе карбонатитовых брекчий восточного склона Анабарской антеклизы. – ДАН СССР, т. 257, 1981, № 5, с. С. 1211-1213.
21. Чернышева Е.А., Костровицкий С.И. Оливиновые мелилиты кимберлитовых и карбонатитовых формаций в дайках и диатремах Восточной Сибири. Геохимия, 1998, № 12, с. 1217--1225.
22. Nimis P., Taylor W. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. № 5. P. 541-554

РАЗДЕЛ 3

Оценка роли ассимиляции ультраосновными расплавами вмещающих пород при образовании Ni-Cu-ЭПГ руд в массивах Восточного Саяна.

Ответственный исполнитель: к.г.-м.н. Мехоношин А.С.

РЕФЕРАТ

Объектом исследования являлись ультраосновные и перидотит-габбровые массивы Восточного Саяна, локализованные в структурах складчатого обрамления и в выступах фундамента Сибирского кратона.

Цель работы - оценка роли ассимиляции ультраосновными расплавами вмещающих пород при образовании Ni-Cu-ЭПГ руд.

В процессе работы проводилось изучение изотопного состава серы, стронция, самария и неодима в рудах и сульфидах из месторождений и рудопроявлений Восточного Саяна. Анализы изотопов серы выполнены в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН локальным лазерным методом. Изотопный состав Sr, Sm и Nd определялся в ЦКП "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT.

В результате исследования впервые получены сведения по составу стабильных изотопов и соотношению изотопов стронция, самария и неодима, установлены источники серы и дана оценка влияния процессов ассимиляции на образование руд.

ВВЕДЕНИЕ

Вклад ассимиляции базит-ультрабазитовыми расплавами вмещающих пород в образование Ni-Cu-ЭПГ месторождений рассматривается с двух позиций. С одной стороны существуют модели, предполагающие сатурирование S-недосыщенных магм в результате взаимодействия с серосодержащими породами коры, что может приводить к образованию гигантских магматических рудных месторождений [Keays, 1995]. Яркими примерами для реализации этой модели служат Ni-Cu-ЭПГ сульфидные месторождения, связанные с базальт/габбровыми ассоциациями, такие как Дулут (США), Садбери (Канада), Талнахское (Норильск, Россия). С другой стороны, изменение состава магмы в результате контаминации силикатного материала, может приводить к сегрегации сульфидного расплава из большого объема магмы, и, в конечном итоге, образованию малосульфидных богатых ЭПГ месторождений [Seat et al., 2009].

В связи с этим одним из ключевых факторов при определении генезиса сульфидных руд является выяснение источника серы – элемента, который в силу своей химической

природы экстрагирует из силикатного расплава и связывает ряд металлов, в том числе Cu, Ni и ЭПГ. Происхождение серы определяют по ее изотопному составу, а именно по соотношению изотопов ^{32}S и ^{34}S ($\delta^{34}\text{S}$). Считается, что в том случае, когда изотопный состав серы близок ($\pm 2\text{‰}$) к изотопному составу метеоритного троилита ($\delta^{34}\text{S} \sim 0\text{‰}$), это указывает на мантийный источник рудного вещества. Аномальные положительные ($\delta^{34}\text{S} \gg 0\text{‰}$) и отрицательные ($\delta^{34}\text{S} \ll 0\text{‰}$) значения изотопных соотношений серы интерпретируют как вовлечение в рудный процесс серы осадочных сульфатов или биогенного сероводорода [Гриненко, Гриненко, 1974]. Однако на ряде месторождений было показано влияние на $\delta^{34}\text{S}$ метаморфических преобразований [Ripley, Li, 2003; Ripley et al., 2005] отмечена зависимость содержания легкого изотопа серы от состава минерала сульфида; кроме того, существует гипотеза, что тяжелый изотоп серы может иметь мантийное происхождение [Криволицкая, 2014]. Получается, что значения $\delta^{34}\text{S}$ допускают неоднозначную интерпретацию и требуют дополнительных исследований с использованием новых методов. В последние годы появились сведения относительно явления масс-независимого фракционирования изотопов серы ($\delta^{33}\text{S}$) и сохранения этой геохимической метки в некоторых докембрийских породах [Bekker et al., 2016; Pavlov, Kasting, 2002]. Положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ связываются с формированием сульфида из элементарной серы, а отрицательные значения $\Delta^{33}\text{S}$ в минералах обусловлены процессами сульфат-редукции. Обнаружение этой изотопной метки в сульфидных рудах будет говорить о вовлечении в рудный процесс серы из древних осадочных пород.

С другой стороны одним из наиболее надежных критериев оценки степени контаминации мантийных магм является изучение изотопного состава Sr и Nd, так как изотопные отношения этих элементов сохраняют постоянное значение в процессе кристаллизационной дифференциации в замкнутых системах, и фиксируют неоднородность мантийного источника.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

Изотопный состав серы изучался в двух типах массивов: неопротерозойских, относящихся к дунит-перидотит-габбровой формации и позднепротерозойских плагиоперидотит-габбровых интрузиях. В первом типе рудная минерализация представлена вкрапленными, густо вкрапленными и массивными сульфидными рудами, образующими рудные зоны протяженностью до 100-300 м при мощности до 50 м. Во втором – вкрапленными и густо вкрапленными сульфидными рудами, образующими серии мало мощных (до 0,5 м) горизонтов в разрезе массивов. В том и другом случае сульфиды

представлены агрегатами пирротина, пентландита и халькопирита, находящимися в различных количественных соотношениях.

Соотношение изотопов серы измеряли локальным лазерным методом [Ignatiev, Velivetskaya, 2015] на массах $127(^{32}\text{SF}_5^+)$, $128(^{33}\text{SF}_5^+)$, $129(^{34}\text{SF}_5^+)$ в трехлучевом режиме на масс-спектрометре MAT-253. Результаты измерений $\delta^{33}\text{S}_{\text{изм}}\text{‰}$ и $\delta^{34}\text{S}_{\text{изм}}\text{‰}$ приведены относительно международного стандарта VCDT (табл. 3.1). Точность определения $\delta^{34}\text{S} \pm 0.20 \text{‰}$ (1σ), $\delta^{33}\text{S} \pm 0.15 \text{‰}$ (1σ) и $\Delta^{33}\text{S}$ определено с ошибкой не более $\pm 0.05 \text{‰}$ во включениях сульфидов с пространственным разрешением около 100 мкм.

В изученных образцах сульфидов из руд массивов дунит-перидотит-габбровой формации (таблица, анализы 1-4 и 5-7, соответственно) изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от -4 до +4 ‰, причем для пиритов из вмещающих гнейсов (таблица 3.1), анализ 8) получены значения -6,4 ‰. Величина значения $\Delta^{33}\text{S}$ варьирует в небольшом диапазоне от -0,05 до 0,02 ‰ и соответствует значениям, характерным для мантийного источника серы.

Сульфиды из рудных горизонтов плагиоперидотит-габбровых массивов характеризуются относительно небольшим диапазоном вариаций величин $\delta^{34}\text{S}$ (от +1,45 до +2,55 ‰. Вариации $\delta^{33}\text{S}$ так же незначительны (+0,77 - +1,29 ‰), аномалий в них $\Delta^{33}\text{S}$ тоже не обнаружено.

В целом, полученные данные по изотопам серы свидетельствуют о едином хорошо гомогенизированном магматическом источнике и близких физико-химических условиях отложения всех типов руд, и не указывают на интенсивную ассимиляцию серы из вмещающих пород.

Таблица 3.1. Изотопный состав серы (‰).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\delta^{34}\text{S}$	-3.99	-2.92	1.94	1.08	4.44	2.55	1.45	-6.42	2.55	1.45
(SD)	-0.35	-0.12	-0.2	-0.08	-0.12	-0.21	-0.21	-0.33	-0.21	-0.21
$\delta^{33}\text{S}$	-2.06	-1.55	0.96	0.49	2.3	1.29	0.77	-3.34	1.29	0.77
(SD)	-0.19	-0.1	-0.16	-0.06	-0.06	-0.08	-0.08	-0.13	-0.08	-0.08
$\Delta^{33}\text{S}$	0	-0.05	-0.04	-0.06	0.008	-0.02	0.02	-0.03	-0.02	0.02
(SD)	-0.04	-0.03	-0.05	-0.02	-0.03	-0.03	-0.03	-0.04	-0.03	-0.03

Примечание – 1-7 – сульфиды густо вкрапленных и массивных руд из дунит-перидотит-габбровых массивов, 8 – пирит из гнейсов вмещающих пород, 9-10 – сульфиды из вкрапленных руд плагиоперидотит-габбровых массивов.

В тоже время отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$, наблюдаемые в отдельных пробах сульфидов дунит-перидотит-габбровых массивов можно объяснить с двух позиций. С одной стороны, процессами изотопного фракционирования в ходе улетучивания SO_2 до кристаллизации магматического расплава (Фор, 1989). При низких значениях фугитивности кислорода в расплаве коэффициент разделения изотопов серы между SO_2 и расплавом становится > 1 и в этом случае постепенная потеря SO_2 с улетучивающимися газами вызывает обеднение расплава тяжелым изотопом ^{34}S и приводит к сдвигу изотопного состава в сторону отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}$. С другой стороны, на фракционирование изотопов серы, возможно, оказали влияние процессы регионального метаморфизма, которым были подвергнуты совместно с вмещающими породами изученные массивы. Как было показано В.А. и Л.Н. Гриненко (1974), изменение изотопного состава серы при метаморфизме высоких степеней обусловлено реакциями, протекающими при взаимодействии соединений серы с летучими компонентами и, в частности, с H_2O и CO_2 . Такое взаимодействие приводит к удалению из породы серы, которая обогащается изотопом ^{34}S и остающаяся сера обогащается легким изотопом ^{32}S , что сдвигает изотопный состав в отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$. Подобная ситуация отмечается и на месторождении Джинчуань [Ripley, Li, 2003; Ripley et al., 2005].

В этих же формационных типах массивов проводилось изучение изотопного состава Sr и Nd (таблица 3.2). Было установлено, что Rb-Sr-изотопная система в большей степени фиксирует метаморфические преобразования пород массивов. Валовые составы дунитов обнаруживают более заметное обогащение радиогенным стронцием, свидетельствующее о вероятном влиянии процессов регионального метаморфизма. Соотношение изотопов стронция и неодима в верлитах, содержащих большое количество клинопироксена, который является концентратором как неодима, так и стронция, наиболее реально отражают состав магматического источника.

Для пород дунит-перидотит-габбровой формации отмечается обратная корреляция между начальным изотопным составом неодима и концентрацией неодима. Возникновение вариаций содержаний Nd возможно в результате кристаллизационной дифференциации магмы, однако разброс начальных изотопных отношений вызван, вероятно, ассимиляцией расплавом вмещающих пород.

Таблица 3.2. Изотопный состав Sr и Nd в изученных массивах

№	п/п	Sr, мг/г	Rb, мг/г	(⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{изм}	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t	Sm, мг/г	Nd, мг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd ₀	εNd _t
1	1	23.1	0.6	0.0751	0.70724	0.70656	0.5	1.7	0.17703	0.51254	-1.95	-0.37
2	2	49.4	1.6	0.0936	0.70752	0.70668	0.67	2.4	0.16803	0.51174	-17.52	-15.23
3	3	30.1	3.65	0.3505	0.70760	0.70445	0.8	2.28	0.21120	0.51246	-3.53	-4.71
4	4	84.1	5.7	0.1959	0.70777	0.70601	0.96	3.28	0.17617	0.51243	-4.10	-2.45
5	5	3.59	0.21	0.1691	0.70852	0.70700	0.07	0.21	0.20064	0.51208	-10.96	-11.30
6	6	32.7	4.5	0.3978	0.70892	0.70535	0.1	0.4	0.15048	0.51271	1.35	5.08
7	7	9.32	0.39	0.1209	0.71536	0.71428	0.58	1.85	0.18871	0.51210	-10.51	-9.89
8	8	22.1	0.97	0.1269	0.71914	0.71800	0.28	0.8	0.21067	0.51246	-3.55	-4.68
9	9	85.85	8.2	0.2761	0.72307	0.72059	1.14	3.85	0.17823	0.51228	-6.91	-5.43
10	10	147	17	0.3454	0.71291	0.70367	1.74	9.22	0.11521	0.51166	-19.53	0.28
11	11	128	11.5	0.2641	0.71165	0.70458	1.54	7.9	0.11894	0.51164	-19.18	-0.87
12	12	120	11.4	0.2770	0.71161	0.70420	2.08	11.78	0.10825	0.51110	-19.43	-15.64
13	13	166	10	0.1744	0.71143	0.70826	1.52	8.39	0.11032	0.51108	-29.98	-16.45
14	14	80	9.6	0.3512	0.71600	0.70961	2.88	17.82	0.09885	0.51098	-30.45	-16.46

Примечание – 1-9 массивы дунит-перидотит-габбровой формации (720 млн лет), 10-17 – массивы плагиоперидотит-габбровой формации: 10-11 (1270 млн лет), 12-14 (1890 млн лет). Параметры $\epsilon_{Nd}(T)$ и $\epsilon_{Sr}(T)$ были рассчитаны на возраст, полученный U-Pb (SHRIMP) методом, - 720 млн. лет (по цирконам), 1270 и 1891 млн лет (по бадделеитам). Оценка первичного изотопного отношения стронция в магмах проводилась по самым низким значениям $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

Таким образом, в эволюции изотопного состава пород намечается две тенденции изменчивости. Продукты кристаллизации родоначальных магм образуют композиционный тренд, соответствующий модели смешения материала обогащенной (EMI и EMII) мантии. С другой стороны, отрицательные значения ϵ_{Nd} могли возникнуть в результате ассимиляции вмещающих пород. Направленность вариаций изотопных параметров, отмечаемых в дунитах связана, скорее всего, с процессами серпентинизации и других метаморфических преобразований пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мультиизотопный состав серы из сульфидных руд изученных массивов указывает на отсутствие ассимиляции серы из вмещающих пород и свидетельствует о едином хорошо гомогенизированном магматическом источнике и близких физико-химических условиях отложения всех типов руд. Данные по изотопии Sr и Nd свидетельствуют о нарушении замкнутости Rb-Sr системы более поздними наложенными процессами, а также о возможной контаминации расплава вмещающими породами.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. Наука: М., 1974. 274 с.
2. Кривоуцкая Н.А. Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // ДАН. 2014. Т. 454. № 3. С. 319–321.
3. Bekker A., Grokhovskaya T.L, Hiebert R., Sharkov E.V., Bui T. H., Stadnek K.R., Chashchin V.V., Wing B. A. Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk igneous complex, Kola Peninsula, Russia // Mineral. Deposita. 2016. Vol. 51, P. 1035–1053.
4. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
5. Ignatiev A., Velivetskaya T. Local FS-IR Laser– Fluorination CF-IRMS $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{33}\text{S}$ isotope analyses of sulfides// Goldschmidt Abstracts, 2015, p.1360.
6. Keays R. R. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore-deposits // Lithos. 1995. Vol. 34. N 1-3. P. 1-18.
7. Pavlov A.A., Kasting J.F. Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere // Astrobiology. 2002. V. 2, № 1. P. 27–41.
8. Ripley E.M., Li C. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-(PGE) deposits // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 635–641.
9. Ripley E.M., Sarkar A., Li C. Mineralogic and stable isotope studies of hydrothermal alteration at the Jinchuan Ni-Cu deposit, China // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1349-1361.
10. Seat Z., Beresford S.W., Grguric B.A., Gee M.A.M., Grassineau N.V. Reevaluation of the role of external sulfur addition in the genesis of Ni-Cu-PGE deposits: evidence from the Nebo-Babel Ni-Cu-PGE deposit, West Musgrave, Western Australia // Econ. Geol. 2009. Vol. 104, p. 521–538.

РАЗДЕЛ 4

Получить корректные значения концентраций поверхностно-связанных и структурных форм благородных металлов (БМ) и коэффициентов их межфазного распределения в лабораторных и природных сульфидных и сульфоарсенидных системах

Ответственный исполнитель: д.х.н. Таусон В.Л.

РЕФЕРАТ

Отчет включает 14 стр., 2 илл., 12 лит. ист., 1 прил.

Ключевые слова: гидротермальные системы, пирит, арсенопирит, поверхность, дефекты, распределение, формы нахождения, благородные металлы, неавтономные фазы.

Основная цель исследования: Выявление механизмов образования различных форм нахождения рудных элементов, и их связи с прогнозно-поисковыми критериями благородно-метальной минерализации.

Задача на 2017 г.: Получить корректные значения концентраций поверхностно-связанных и структурных форм благородных металлов и коэффициентов их межфазного распределения в лабораторных и природных сульфидных и сульфоарсенидных системах.

Принципиальным достижением по проекту является доказательство значительной геохимической роли субмикронного поверхностного слоя минеральных кристаллов в концентрировании благородных металлов (БМ), обосновании учета такой формы нахождения металлов при определении коэффициентов их распределения и рудной нагрузки флюида. Методом СВАДМ (статистические выборки аналитических данных для монокристаллов) изучены ассоциации пирит (Py)-арсенопирит (Asp) на Au и Ag-Au месторождениях Северо-Востока России. Подавляющее большинство данных демонстрируют высокие коэффициенты детерминации аппроксимирующих экспонент размерных зависимостей и преобладание поверхностно-связанной формы БМ. На примере Au показано, что данные атомно-абсорбционной спектроскопии близки к результатам ЛА-ИСП-МС при использовании гомогенного сульфидного стандарта и обработки измерений по технологии СВАДМ в обоих случаях. Коэффициенты распределения $K_p^{Py/Asp}$ структурных примесей БМ составляют 1.5-4.3 (Au), 0.3-2.4 (Pt), 0.8-6.0 (Pd) и 0.9-3.3 (Ru) и, возможно, зависят от дефектной структуры кристаллов и стехиометрии арсенопирита. Соотношение концентраций БМ в поверхностных формах определяется степенью развития на кристаллах поверхностных неавтономных фаз. Результаты экспериментов по распределению БМ в гидротермальных системах и изучения природных ассоциаций пирит-арсенопирит позволяют оценить содержания БМ в рудообразующем флюиде. Такие оценки, основанные на экспериментально

полученных коэффициентах распределения и содержаниях структурных форм элементов, составили для Au 13 – 18 г/т, для Pt – 0.2-0.6 г/т.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ОБОЗНАЧЕНИЯ, СОКРАЩЕНИЯ

БМ – благородные металлы

ЭПГ – элементы платиновой группы

ААС – атомно-абсорбционная спектрометрия (-ЭТА – с электротермической атомизацией).

ЭДС – энергодисперсионная спектрометрия

СЭМ – сканирующая электронная микроскопия

СЗМ – сканирующая зондовая микроскопия (АСМ - атомно-силовая микроскопия)

РФЭС – рентгеновская фотоэлектронная спектроскопия

РСА – рентгеноструктурный анализ

ЛА-ИСП МС - масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией

ПНФ – поверхностная неавтономная фаза

СВАДМ – статистические выборки аналитических данных для монокристаллов (метод)

K_p – коэффициент распределения

Py – пирит

Asp - арсенопирит

$C^{стр}$ – содержание структурной формы БМ

$C^{пов}$ - содержание поверхностной формы БМ.

ВВЕДЕНИЕ

Распределение БМ между арсенидными и сульфидными фазами представляет интерес в нескольких аспектах. Арсенидные минералы играют важную роль как концентраторы ЭПГ и золота в медно-никелевых месторождениях магматического генезиса (Dare et al., 2010). Согласно имеющимся данным (Pina et al., 2013), Au и ЭПГ распределяются существенно в пользу арсенидной фазы с коэффициентами распределения ($K_{As/sulf}$) 310 для Au и от 50 (Ru) до 920 (Ir) для ЭПГ, что подтверждает сродство ЭПГ и As. Сохраняется ли такая ситуация в постмагматических системах, в настоящее время неясно. В нашей предыдущей работе (Кравцова и др., 2015) высказано предположение о том, что такие особенности характерны и для арсенопиритов, образующихся на гидротермальном этапе, на месторождении метаморфогенно-гидротермального генезиса, о чем говорят довольно высокие содержания в них структурных форм Pt и Pd. Распределение золота между пиритом и арсенопиритом имеет отношение к вопросу о пределе вхождения Au в пирит. Согласно работе (Reich et al., 2005), выполненной с применением ионно-зондового микроанализа (SIMS), предельное содержание Au в пирите (C_{Au}^{lim}) связано с содержанием мышьяка в нем линейной зависимостью, которая, в пересчете на весовые единицы концентрации (ppm, г/т), соответствует выражению $C_{Au}^{lim} = 0.05 C_{As} + 2$ (Таусон и др., 2014). Предполагают, что такая зависимость отвечает низкотемпературным условиям кристаллизации пирита, причем растворимость Au в пирите имеет ретроградный характер и уменьшается с ростом температуры (Deditius et al., 2014). Если это соответствует действительности, то низкотемпературные ассоциации пирит-арсенопирит эпитеермальных месторождений представляют очевидный интерес для оценки предела вхождения Au в пирит. В сосуществующем с арсенопиритом пирите химический потенциал As и его содержание должны быть предельно высокими для данной комбинации параметров температуры и летучести серы (fS_2), в которой этот парагенезис устойчив. Следует иметь в виду, что арсенопирит является минералом переменного состава, и содержание в нем As зависит от указанных параметров. Это позволяет, при наличии буферной реакции, контролирующей fS_2 (например, пирит-пирротин), использовать его состав в качестве индикатора летучести серы и геотермометра. Имеющиеся на сегодняшний день сведения о содержаниях золота в сосуществующих пирите и арсенопирите малочисленны и ненадежны. Данные по соотношению ЭПГ в минералах данного парагенезиса в литературе не найдены. Очень важно понимать, как влияют поверхностные формы нахождения Au и платиноидов на распределение элементов. Имеющиеся данные однозначно указывают на сильное обогащение золотом поверхности кристаллов как Py, так и Asp (Vaughan, Kyin, 2004).

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

1. Методы исследования

Для разделения поверхностных и структурных форм нахождения БМ использован метод СВАДМ, сопряженный с ААС-ЭТА (для платиноидов - с экстракцией в органическую фазу).

Кристаллы минералов, как синтетических, так и природных, изучались методами сканирующей электронной и сканирующей зондовой микроскопии (СЭМ и СЗМ), с применением энергодисперсионной спектроскопии (ЭДС) в первом случае. Для изучения состава поверхности использовался метод РФЭС. Данные по Au сравнивали с результатами его определения методом ЛА-ИСП-МС. Для диагностики фаз, определения их структурных параметров (которые также могут влиять на распределение элементов) и оценки атомного содержания As в арсенопирите использовали РСА. В работе применялось оборудование ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН и «Ультрамикроанализ» ЛИИ СО РАН.

Проведено сопоставление данных СВАДМ и ЛА-ИСП-МС для Au в пирите и арсенопирите месторождений Наталка и Дегдекан. Данные обоих методов не противоречат друг другу, по крайней мере, в случае более обогащенных золотом минералов. Однако это наблюдается только в том случае, если результаты измерений ЛА-ИСП-МС обрабатываются по методу СВАДМ. В противном случае результаты ЛА-ИСП-МС невозможно интерпретировать из-за их значительного разброса (~2 порядка величины). В этих экспериментах применяли специально синтезированный сульфидный стандарт, с полностью равномерным распределением Au, присутствующего в кристалле в структурной форме.

2. Результаты исследований

Для большинства изученных проб получены высоко детерминированные зависимости средних содержаний равномерно распределенных примесей БМ от удельной поверхности среднего кристалла в размерной фракции. Как видно на рис.1 на примере арсенопирита месторождения Дегдекан, коэффициент детерминации R^2 достигает 97-99%, что однозначно говорит о размерной зависимости концентрации элементов (Гаусон и др., 2010). Численные данные по содержаниям структурных и поверхностно-связанных форм Au и ЭПГ и их коэффициентам распределения представлены в таблице. Проба ЗР резко отличается от остальных высокими содержаниями всех форм БМ и более мелкими размерами кристаллитов как пирита, так и арсенопирита. Несмотря на это, коэффициенты распределения обеих форм БМ не аномальны. Оказывается, что коэффициенты распределения поверхностных форм могут быть близки к структурным, при значительном

различия в концентрациях элемента в структурной и поверхностной формах, что создает эффект камуфляжа. Возможно, с этим отчасти связан тот факт, что разделению форм элементов не придавалось должного значения в геохимических работах при анализе распределения элементов (валовые K_p были относительно постоянны и поэтому казались истинными).

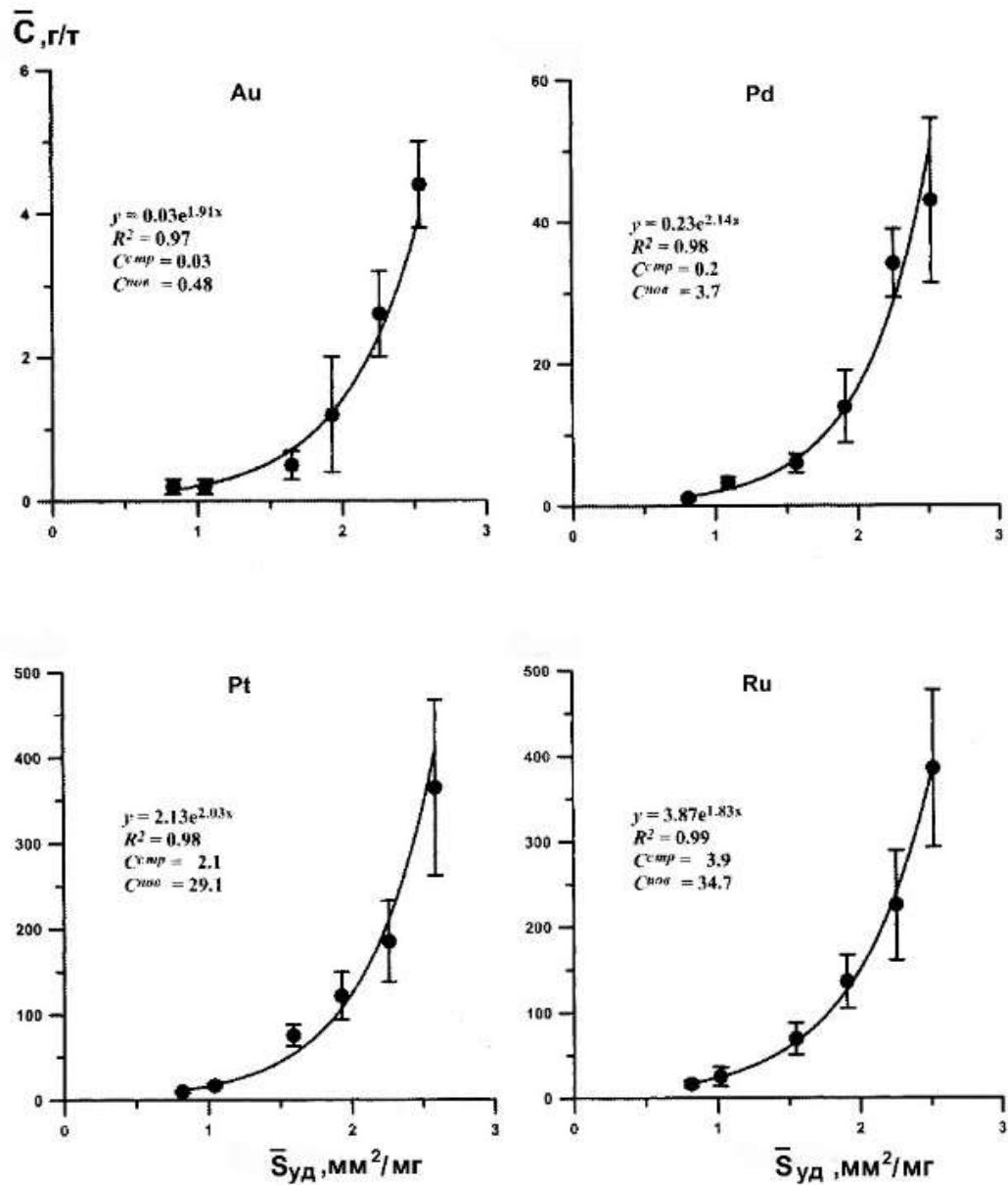


Рис. 1. Зависимости средних содержаний равномерно распределенных примесей БМ от удельной поверхности среднего кристалла в размерной фракции. Арсенипитрит. Месторождение Дегдекан, Северо-Восток РФ.

$C^{стр}$ – содержание структурной формы, $C^{пов}$ - поверхностной. Отметим высокие коэффициенты детерминации аппроксимирующих экспонент и преобладание поверхностно-связанных форм БМ.

Таблица. Содержания элементов в структурной и поверхностно-связанной формах, их коэффициенты распределения между пиритом и арсенопиритом, структурные характеристики минералов (месторождения Наталка, Дегдекан, Золотая Речка)

№ пробы	Элемент	Содержание элемента, г/т				$K_p^{Py/Asp}$		As в Asp, ат.%	D, нм*	
		Пирит		Арсенопирит		Стр.	Пов.		Py	Asp
		Стр.	Пов.	Стр.	Пов.					
Нат-10	Au	1.8	2.7	1.2	1.9	1.5	1.4	30.9	76	58
	Pt	3.6	35	4.2	89	0.9	0.4			
	Pd	1.1	4.9	0.4	8.1	2.8	0.6			
	Ru	4.9	30	5.7	79	0.9	0.4			
ДГ-10	Au	0.13	1.1	0.03	0.48	4.3	2.3	32.6	71	61
	Pt	5.1	103	2.1	29	2.4	3.6			
	Pd	1.2	8.2	0.2	3.7	6.0	2.2			
	Ru	8.8	97	3.9	35	2.3	2.8			
ЗР-10	Au	Не опр.		13.7	47	Не опр.		32.0	60	54
	Pt	12.0	259	37	228	0.3	1.1			
	Pd	3.2	30	4.1	38	0.8	0.8			
	Ru	25.1	458	7.7	359	3.3	1.2			

*Размер кристаллитов (областей когерентного рассеяния).

Проведенные исследования в системе «пирит-Pt-гидротермальный раствор» (Таусон и др., 2017) позволили получить K_p (Pt) и, таким образом, используя ранее полученные данные для Au, оценить возможные концентрации Au и Pt во флюидах, из которых образовалась данная минеральная ассоциация. Основываясь на структурных формах БМ в пирите (таблица), содержания Au и Pt во флюидах могут быть оценены следующим образом: Au – 1.3 – 18 г/т, Pt – 0.2-0.6 г/т.

Исследование поверхности кристаллов методами СЭМ-ЭДС и АСМ указывают на существование слоя ПНФ, в неодинаковой степени развитого на кристаллах разных объектов. Возможно, отчасти в этом причина вариации коэффициентов распределения БМ, по крайней мере, поверхностных. Интересные объекты наблюдались на поверхности

пирита из Дегдекана. Это естественные кристаллографические ямки травления, очень похожие на те, которые наблюдались в эксперименте (Таусон и др., 2017). Детализация формы ямок методами СЭМ и АСМ показала (рис. 2), что в данном случае мы имеем дело с небольшими и сравнительно крутыми ямками с плоским дном, что может говорить о том, что их зарождение определяется дефектами именно в поверхностном слое (Сангвал, 1990). Выделявшееся вблизи ямок вещество ПНФ могло обеспечить повышенные содержания микроэлементов (Au и платиноидов) в поверхности.

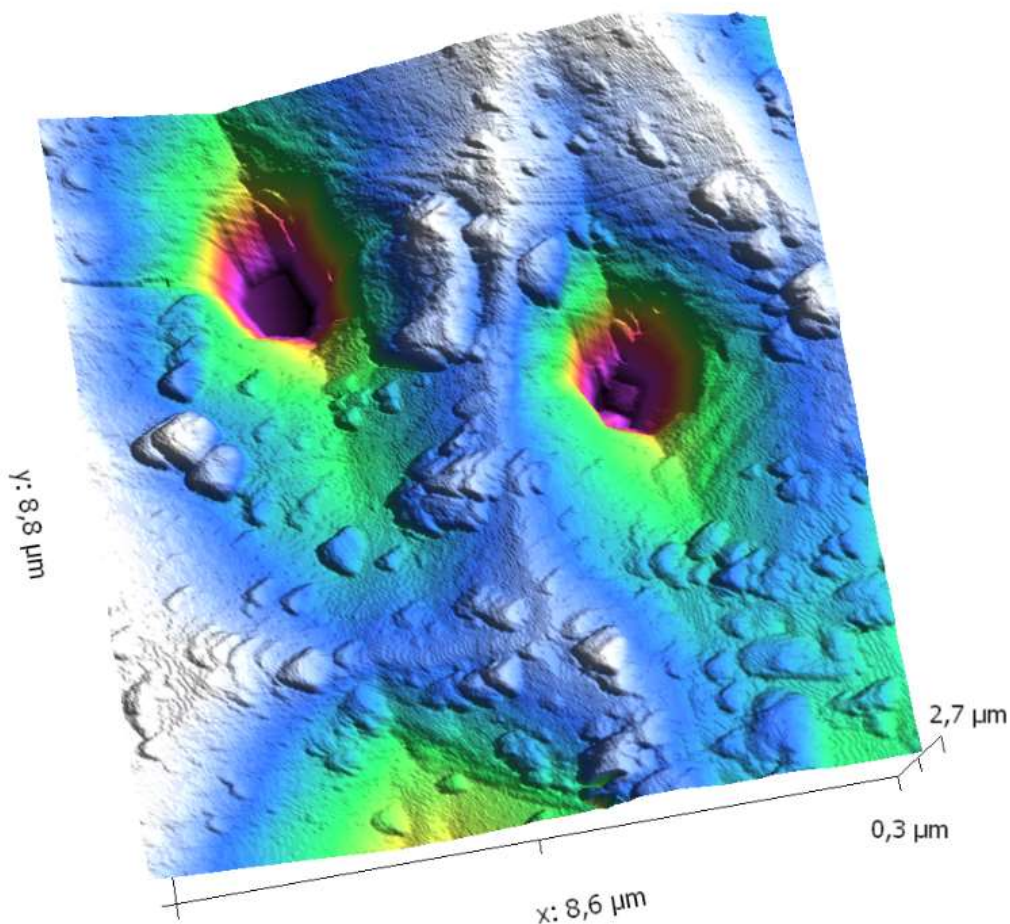


Рис.2. Изображение в атомно-силовом микроскопе ямок травления на поверхности пирита. Месторождение Дегдекан.

3. Обсуждение результатов

Имеющиеся в литературе данные о распределении Au между пиритом и арсенипиритом противоречивы (Morey et al., 2008; Sahoo, Venkatesh, 2015). Наши результаты свидетельствуют о довольно существенных вариациях коэффициентов распределения на трех изученных объектах. Возможно, эти коэффициенты имеют типоморфное значение, указывая на разные условия образования Py-Asp-ассоциаций, особенности дефектной структуры кристаллов, развития на них поверхностных

наноразмерных фазовых образований. Высоко детерминированные экспоненциальные зависимости содержаний БМ от удельной поверхности кристалла согласуются с экспериментальными данными и обосновывают геохимическую роль ПНФ в распределении микроэлементов, обуславливающую существование скрытой металлоносности на минеральных месторождениях. Трансформация ПНФ в процессе роста кристалла и транспорт вещества по облегченным путям диффузии (дислокационным каналам) могли обеспечить повышенные содержания микроэлементов (Au и платиноидов) в поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом СВ АДМ (статистические выборки аналитических данных для монокристаллов) изучены ассоциации пирит (Py)-арсенопирит (Asp) на Au и Ag-Au месторождениях Северо-Востока России. Подавляющее большинство данных демонстрируют высокие коэффициенты детерминации аппроксимирующих экспонент размерных зависимостей и преобладание поверхностно-связанной формы БМ. Коэффициенты распределения $K_p^{Py/Asp}$ структурных примесей БМ составляют 1.5-4.3 (Au), 0.3-2.4 (Pt), 0.8-6.0 (Pd) и 0.9-3.3 (Ru) и, возможно, зависят от дефектной структуры кристаллов. Соотношение концентраций БМ в поверхностных формах определяется степенью развития на кристаллах поверхностных неавтономных фаз. Результаты экспериментов по распределению БМ в гидротермальных системах и изучения природных ассоциаций пирит-арсенопирит позволяют оценить содержания БМ в рудообразующем флюиде. Такие оценки, основанные на экспериментально полученных коэффициентах распределения и содержаниях структурных форм элементов, составили для Au 1.3 – 18 г/т, для Pt – 0.2-0.6 г/т. Результаты согласуются с экспериментальными данными и обосновывают геохимическую роль поверхностных наноразмерных фаз в распределении микроэлементов, обуславливающую существование скрытой металлоносности на минеральных месторождениях.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Кравцова Р.Г., Таусон В.Л., Никитенко Е.М. Формы нахождения золота, платины и палладия в арсенопиритах золоторудного месторождения Наталкинское (Северо-Восток России) / Р.Г. Кравцова, В.Л. Таусон, Е.М. Никитенко // *Геохимия*. - 2015. - № 11. - С. 991-999.
2. Сангвал К. Травление кристаллов: теория, эксперимент, применение / К.Сангвал. М.; Мир, 1990. - 492с.
1. Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Смагунов Н.В., Спиридонов А.М., Гребенщикова В.И., Будяк А.Е. Структурное и поверхностно-связанное золото в пиритах месторождений разных генетических типов / В.Л.Таусон, Р.Г.Кравцова, Н.В.Смагунов, А.М.Спиридонов, В.И. Гребенщикова, А.Е. Будяк // *Геология и геофизика*.- 2014.- Т. 55.- № 2.- С. 350-369.
4. Таусон В.Л., Липко С.В., Арсентьев К.Ю., Михлин Ю.Л., Бабкин Д.Н., Смагунов Н.В., Пастушкова Т.М., Воронова И.Ю., Белозерова О.Ю. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал-гидротермальный раствор». IV. Платина и серебро в пирите / В.Л. Таусон, С.В. Липко, К.Ю. Арсентьев, Ю.Л. Михлин, Д.Н. Бабкин, Н.В. Смагунов, Т.М. Пастушкова, И.Ю. Воронова, О.Ю. Белозерова // *Геохимия*.- 2017.- № 9. - С. 759-781.
5. Таусон В.Л., Пастушкова Т.М., Бабкин Д.Н., Краснощекова Т.С., Лустенберг Э.Е. Влияние размерной неоднородности компонентов пробы на концентрацию микроэлемента / В.Л. Таусон, Т.М.Пастушкова, Д.Н.Бабкин, Т.С.Краснощекова, Э.Е.Лустенберг // *Доклады АН*.- 2009. - Т.429. - №6. - С. 809-815.
6. Dare S.A.S., Barnes S.-J., Prichard H.M., Fisher P.C. The timing and formation of platinum-group minerals from the Creighton Ni-Cu-platinum-group element sulfide deposit, Sudbury, Canada: early crystallization of PGE-rich sulfarsenides / S.A.S. Dare, S.-J. Barnes, H.M. Prichard, P.C. Fisher // *Econ. Geol.* - 2010. - V. 105.- № 6. - P. 1071-1096.
7. Deditius A.P., Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Chryssoulis S.L., Walshe J., Ewing R.C. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits / A.P.Deditius, M.Reich, S.E.Kesler, S.Utsunomiya, S.L.Chryssoulis, J.Walshe, R.C.Ewing // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 2014. - V. 140. - P. 644-670.
8. Morey A.A., Tomkins A.G., Bierlein F.P., Weinberg R.F., Davidson G.J. Bimodal distribution of gold in pyrite and arsenopyrite: examples from the archaean Boorara and Bardoc shear systems, Yilgarn Craton, Western Australia / A.A. Morey, A.G. Tomkins, F.P. Bierlein, R.F. Weinberg, G.J. Davidson // *Econ. Geol.* - 2008.- V. 103.- № 3. - P. 599-614.

9. Pina R., Gervilla F., Barnes S.J., Ortega L., Lunar R. Partition coefficients of platinum group and chalcophile elements between arsenide and sulfide phases as determined in the Beni Bousera Cr-Ni mineralization (North Morocco) / R. Pina, F. Gervilla, S.J. Barnes, L. Ortega, R. Lunar // *Econ. Geol.* - 2013. - V. 108.- № 5. - P. 935-951.
10. Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenic C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite / M. Reich, S.E. Kesler, S. Utsunomiya, C.S. Palenic, S.L. Chryssoulis, R.C. Ewing // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 2005. - V. 69.- № 11. - P. 2781-2796.
11. Sahoo P.R., Venkatesh A.S. Constraints of mineralogical characterization of gold ore: implications for genesis, controls and evolution of gold from Kundarkocha gold deposit, eastern India / P.R. Sahoo, A.S. Venkatesh // *J. Asian Earth Sci.* - 2015. - V.97. - P.136-149.
12. Vaughan J.P., Kyin A. Refractory gold ores in Archaean greenstones, Western Australia: mineralogy, gold paragenesis, metallurgical characterization and classification /J.P. Vaughan, A. Kyin // *Mineral. Mag.* - 2004. - V. 68. - N 2. - P. 255-277.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

ПЕРЕЧЕНЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ ПО ТЕМАТИКЕ ПРОЕКТА В 2017 Г.

1. Ashchepkov I.V., Logvinova A.M., Ntaflos T., Vladykin N.V., Kostrovitsky S.I., Spetsius Z., Mityukhin S.I., Prokopyev S.A., Medvedev N.S., Downes H., 2017. Alakit and Daldyn kimberlite fields, Siberia, Russia: Two types of mantle sub-terrane beneath central Yakutia? // *Geoscience frontiers*, 2017, V. 8, № 4, Special issue SI, P. 671-692.
2. Таусон В.Л., Липко С.В., Арсентьев К.Ю., Михлин Ю.Л., Бабкин Д.Н., Смагунов Н.В., Пастушкова Т.М., Воронова И.Ю., Белозерова О.Ю. Двойственные коэффициенты распределения микроэлементов в системе «минерал-гидротермальный раствор». IV. Платина и серебро в пирите / В.Л.Таусон, С.В.Липко, К.Ю.Арсентьев, Ю.Л.Михлин, Д.Н.Бабкин, Н.В.Смагунов, Т.М.Пастушкова, И.Ю.Воронова, О.Ю.Белозерова // *Геохимия*. - 2017. - № 9. - С. 759-781.
3. С.В. Ефремов, А.М. Спиридонов, Н.А. Горячев. Слэбовый расплав как потенциальный источник профилирующих элементов месторождений золота и тяжелых металлов. // *Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона*. – Иркутск: Изд-во «Оттиск», 2017. – С. 87-88.
4. Н.А. Китаев, Л.Д. Зорина, А.М. Спиридонов. Геохимия и условия рудообразования Илинского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье). // *Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 60-летию Института геохимии СО РАН и 100-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона*. – Иркутск: Изд-во «Оттиск», 2017. – С. 88-89.
5. Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Высоцкий С.В. Оценка роли ассимиляции ультраосновными расплавами вмещающих пород при образовании Ni-Cu-ЭПГ руд в массивах Восточного Саяна // *Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал*. 2017. С. 160-162.
6. Таусон В.Л., Липко С.В., Смагунов Н.В., Арсентьев К.Ю. Механизмы роста кристаллов, распределения и сегрегации примесей в гидротермальных системах: геохимические и минералогические следствия / В.Л.Таусон, С.В.Липко, Н.В.Смагунов, К.Ю.Арсентьев // *Современные направления развития геохимии. Материалы Всероссийской конференции с междунар. участием*. Иркутск, 18-13 сентября 2017 г. Иркутск: Изд-во «Оттиск», 2017.- С.166-167.